

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**ANÁLISE CRONOESTRATIGRAFICA DOS CORDÕES LITORÂNEOS
PRESENTES NA PLANÍCIE COSTEIRA DA Foz DO RIO ITABAPOANA
(ESPÍRITO SANTO, BRASIL)**

FRANCISCO JOSÉ SANTOS NASCIMENTO

ORIENTADOR – Prof. Dr. Eduardo Guimarães Barboza

Volume I

Porto Alegre – 2017

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**ANÁLISE CRONOESTRATIGRAFICA DOS CORDÕES LITORÂNEOS
PRESENTES NA PLANÍCIE COSTEIRA DA Foz DO RIO ITABAPOANA
(ESPÍRITO SANTO, BRASIL)**

FRANCISCO JOSÉ SANTOS NASCIMENTO

ORIENTADOR – Prof. Dr. Eduardo Guimarães Barboza

BANCA EXAMINADORA:

**Prof.^a Dr.^a Maria Luiza Correa da Camara Rosa – UFRGS
Prof. Dr. Felipe Caron – Unipampa
Prof. Dr. Felipe Guadagnin – Unipampa**

**Dissertação de Mestrado apresentada
como requisito parcial para obtenção
do título de Mestre em Geociências.**

Porto Alegre – 2017

CIP - Catalogação na Publicação

NASCIMENTO, FRANCISCO JOSÉ SANTOS
ANÁLISE CRONOESTRATIGRAFICA DOS CORDÕES LITORÂNEOS
PRESENTES NA PLANÍCIE COSTEIRA DA FOZ DO RIO
ITABAPOANA (ESPÍRITO SANTO, BRASIL) / FRANCISCO JOSÉ
SANTOS NASCIMENTO. -- 2017.

84 f.

Orientador: Eduardo Guimarães Barboza.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências,
Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto
Alegre, BR-RS, 2017.

1. GPR. 2. LOE. 3. padrão de empilhamento. 4.
Holoceno. I. Barboza, Eduardo Guimarães, orient.
II. Título.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço ao meu orientador Eduardo Guimarães Barboza, pela orientação em todo processo que envolveu esse mestrado, por toda confiança e incentivo. À Universidade Federal do Rio Grande do Sul, ao Instituto de Geociências e ao Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO) pelo espaço e a estrutura concedidos. Aos pesquisadores que compõem a banca, os quais aceitaram avaliar meu trabalho e assim contribuir com ele.

Agradeço muitíssimo à minha família por todo apoio incondicional, me ajudando de todas as formas possíveis para que eu tivesse essa oportunidade, as palavras de força que me ajudaram a não desistir e completar mais essa etapa na minha vida.

Gratidão a todos os amigos e colegas que conheci no CECO e na cidade de Porto Alegre, os quais tive o prazer de conviver e de aprender muito nesses anos de caminhada, não irei citar nomes para não esquecer ninguém e fazer injustiças. No entanto, não posso deixar de citar a Ana Rita, que se tornou minha companheira durante essa caminhada e agradecer também à sua família por me acolher durante um tempo e terem me dado força.

RESUMO

O presente trabalho tem como objetivo a reconstrução da história evolutiva ao longo do Holoceno da planície costeira de cordões litorâneos estabelecidos sobre o vale fluvial do Rio Itabapoana/ES. A partir desse objetivo, foram realizadas as seguintes etapas metodológicas: Sensoriamento Remoto, Topografia, Geofísica e Geocronologia. Através da análise da imagem de satélite RapidEye, na composição colorida R5-G3-B1, foram discriminadas classes de cobertura vegetal. A relação entre a vegetação e o solo exposto proporcionou a identificação de três padrões distintos na planície costeira de cordões litorâneos. A obtenção de dados contínuos de altimetria através de um sistema global de navegação por satélite (GNSS), concentrado no caminhamento perpendicular à linha de costa, permitiu a elaboração e análise do perfil altimétrico dos cordões litorâneos, identificando-se três principais características: 1) nos primeiros 600 m tem-se um acréscimo na elevação; 2) em seguida, uma longa faixa “estável”, de pouca mudança na elevação; 3) por fim, o decréscimo da elevação nos últimos 500 m. Para caracterizar a arquitetura deposicional em subsuperfície dos cordões litorâneos, utilizou-se um Radar de Penetração no Solo (GPR). O registro obtido com GPR possibilitou a identificação de três padrões, representados pelas unidades retrogradacional e progradacional, onde o padrão de empilhamento compõe uma sequência de barreira regressiva ou progradante. Para a obtenção de uma relação cronoestratigráfica, seis amostras de sedimentos da fração arenosa de deposição eólica foram coletadas para a obtenção de idades absolutas a partir de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). Os cordões datados apresentaram idades holocênicas, com idades inferiores a 5.261 ± 396 anos. A integração dos resultados obtidos através dos métodos aplicados 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. Essas fases representam os períodos de transgressão, regressão normal e regressão forçada.

Palavras chaves: GPR, LOE, padrão de empilhamento, Holoceno

ABSTRACT

The aim of this study is the reconstruction of the evolutionary history along the Holocene of the beach ridges coastal plain established on the fluvial valley of Itabapoana River/ES. From this objective, the following methodological steps were performed: Remote Sensing, Topography, Geophysics and Geochronology. Through the analysis of the RapidEye satellite image, in the color composition R5-G3-B1, classes of vegetal cover were discriminated. The relationship between vegetation and exposed soil provided the identification of three distinct patterns of the beach ridges coastal plain. Obtaining continuous data of altimetry with a GNSS system, concentrated in the path perpendicular to the coastline, allowed the elaboration and analysis of the altimetric profile of the beach ridges. It was identified three main characteristics: 1) in the first 600 m there is an increase in elevation; 2) then along "stable" stretch, with little change in elevation; 3) lastly, the decrease of the elevation in the last 500 m. A Ground Penetrating Radar (GPR) was used to characterize the depositional architecture in the subsurface of the beach ridges. The GPR record allowed the identification of three patterns, represented by the retrogradational and progradational units, in which the stacking pattern consists of a regressive or progradational barrier sequence. Six sediment samples of the sandy fraction of wind deposition were collected to obtain absolute ages from Optically Stimulated Luminescence (OSL). The dated ridges presented Holocene ages, with ages lower than $5,261 \pm 396$ years. The integration of the results obtained allowed the recognition of three patterns that led to the interpretation of three phases due to the variations of the relative sea level and the sedimentary budget in the evolution of the plain. These phases represent periods of transgression, normal regression and forced regression.

Keywords: Ground Penetrating Radar; Optically Stimulated Luminescence; Stacking Pattern; Holocene

SUMÁRIO

Texto explicativo da estrutura da dissertação	4
CAPÍTULO I – CONSIDERAÇÕES INICIAIS	5
1.1. Introdução	6
1.2. Trabalhos Anteriores	8
1.3. Contexto Geológico	16
1.4. Materiais e Métodos	30
1.5. Referências	35
CAPÍTULO II – CORPO PRINCIPAL – ARTIGO	49
CAPITULO III - CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	78
ANEXO – COMPROVANTE DE SUBMISSÃO DE ARTIGO.....	80

Texto explicativo da estrutura da dissertação

A presente Dissertação está dividida em três capítulos principais e uma seção de anexos.

Capítulo I - Considerações Iniciais - É apresentado em cinco subdivisões: Introdução, Trabalhos Anteriores, Contexto Geológico, Materiais e Métodos e Referências. Na Introdução encontra-se a contextualização do problema com as premissas e objetivos do trabalho, além da localização da área de estudo. Nos Trabalhos Anteriores, são apresentados os principais estudos que embasaram e serviram de subsídio às interpretações realizadas. No Contexto Geológico foram descritas resumidamente as principais características da geologia em que a área de estudo está inserida regionalmente: Embasamento Pré-Cambriano, Bacia de Campos, Grupo Barreiras e a Planície sedimentar costeira. Os Materiais e Métodos contêm uma breve descrição das técnicas empregadas (Sensoriamento Remoto, levantamento topográfico, luminescência opticamente estimulada, radar de penetração no solo e posicionamento por GNSS). Nas Referências encontram-se os trabalhos citados no texto do primeiro capítulo.

Capítulo II – Artigo Submetido (Corpo Principal da Dissertação) – Apresenta o artigo {ANÁLISE CRONOESTRATIGRAFICA DOS CORDÕES LITORÂNEOS PRESENTES NA PLANÍCIE COSTEIRA DA FOZ DO RIO ITABAPOANA (ESPÍRITO SANTO, BRASIL)} submetido à **Revista Brasileira de Geomorfologia**.

Capítulo III - Considerações Finais – Composto pela síntese dos principais resultados e conclusões obtidas no presente estudo.

Anexo – Comprovante de submissão de artigo.

CAPÍTULO I – CONSIDERAÇÕES INICIAIS

1.1. Introdução

A região litorânea brasileira perfaz aproximadamente 7.000 km de extensão com os mais diversos sistemas costeiros como praias, dunas, falésias ígneas e sedimentares, complexos deltaicos, estuários e manguezais.

Em algumas porções da costa leste brasileira encontram-se estruturas geomorfológicas como ilhas barreiras e cordões litorâneos que traduzem uma evolução costeira regida pela ação das oscilações do nível relativo do mar. Essas flutuações do nível marinho, por sua vez, são conseqüentes das mudanças climáticas decorridos durante o Quaternário (Martin *et al.*, 2003).

Os primeiros trabalhos realizados no Brasil abordando os paleoníveis do mar no Holoceno são escritos por Hartt (1870) e Branner (1902). A partir de 1940, até o presente, vários outros autores publicaram trabalhos e estudos mais detalhados utilizando os mais diversos métodos e/ou indicadores para compreender as oscilações do nível marinho e interpretar temporalmente e espacialmente as geomorfologias das planícies costeiras.

Vários desses autores, como Bigarella (1965) e Delibrias e Laborel (1969), utilizaram indicadores biológicos e datação por radiocarborno para elaborar uma curva do paleonível do mar na costa leste brasileira. No começo da década de 70, Martin e Suguio (1976) e Suguio (1976) elaboraram os primeiros esboços da curva do nível do mar em estudos realizados na planície costeira de Cananéia e na Baía de Paranaguá.

A partir destes trabalhos, outras curvas do nível do mar foram elaboradas em diversos setores da costa leste brasileira, como as de Martin *et al.* (1984), Suguio *et al.* (1985), Martin e Suguio (1986a, 1986b), Martin *et al.* (1987), Angulo e Suguio (1995) e Martin *et al.* (2003), mostrando que nos últimos 7 mil anos Antes do Presente (A.P.) o nível do mar atingiria seu máximo transgressivo por volta de 5,1 mil anos A.P. (máximo nível do mar – PMT), ascendendo aproximadamente 4 a 5 m acima do nível do mar atual e seguido de uma queda posterior do nível do mar. Entre os períodos de 3,7 a 3,5 mil anos AP (atingindo 2 a 3 m acima do atual) e 2.3 a 2.1 mil anos AP (atingindo 1.5 a 2.5 m acima do atual), registraram-se duas oscilações do nível do mar caracterizadas por subidas rápidas (alta frequência). No entanto, segundo

Angulo *et al.* (2006), Angulo e Lessa (1997) e Lessa e Angulo (1998), essas oscilações são contestadas, dizendo não haver evidências precisas dessas duas oscilações de alta-frequência.

Os métodos de mapeamento, datações e análise de subsuperfície ajudaram a descrever esses episódios de subidas (transgressões) e decidas (regressões) do nível relativo do mar, desvendando possíveis processos atribuídos na evolução das planícies costeiras brasileiras traduzidas nos estilos da sedimentação costeira e nas feições morfológicas, como sistemas de ilhas barreiras/lagunas (na submersão) e terraços arenosos recobertos por cordões litorâneos (na emersão) (Martin e Dominguez, 1994).

Diversos estudos e trabalhos foram realizados próximos às desembocaduras dos principais rios brasileiros, como os rios São Francisco, Jequitinhonha, Paraíba do Sul e Doce, onde se encontram as feições morfológicas de ilhas barreiras e cordões litorâneos, onde puderam desenvolver modelos evolutivos dessas planícies costeiras progredientes correlacionando-os com episódios de variações do nível relativo do mar no Holoceno e Pleistoceno (Dominguez *et al.*, 1981; Dominguez *et al.*, 1987).

Este trabalho apresenta um estudo focado na região costeira do sul do estado do Espírito Santo (ES), aproximadamente entre as latitudes 21°10" e 21°18"S e as longitudes 41°00" e 40°54"W, sobre a planície costeira de cordões litorâneos localizados no município de Presidente Kennedy, na Praia das Neves (Figura 1), próximo à desembocadura do Rio Itabapoana, seguimento limítrofe entre o Estado do Espírito Santo e Rio de Janeiro (RJ). Foram utilizados métodos de sensoriamento remoto, levantamento altimétrico, análise geofísica através do radar de penetração no solo (GPR) e geocronológico por luminescência opticamente estimulada (LOE).

Devido à carência de estudos sobre a planície costeira de cordões litorâneos próximos à foz do Rio Itabapoana, e a possibilidade de que em breve esta área seja transformada no Porto Central (complexo industrial portuário de multipropósito – saber mais em: <http://www.portocentral.com.br/pb/>). Assim, este trabalho visa contribuir para o conhecimento da evolução da planície costeira em função das variações do nível relativo do mar durante o Holoceno, fornecendo informações de subsuperfície e cronológica, a fim de compreender as mudanças paleoambientais e, também, a dinâmica atual.

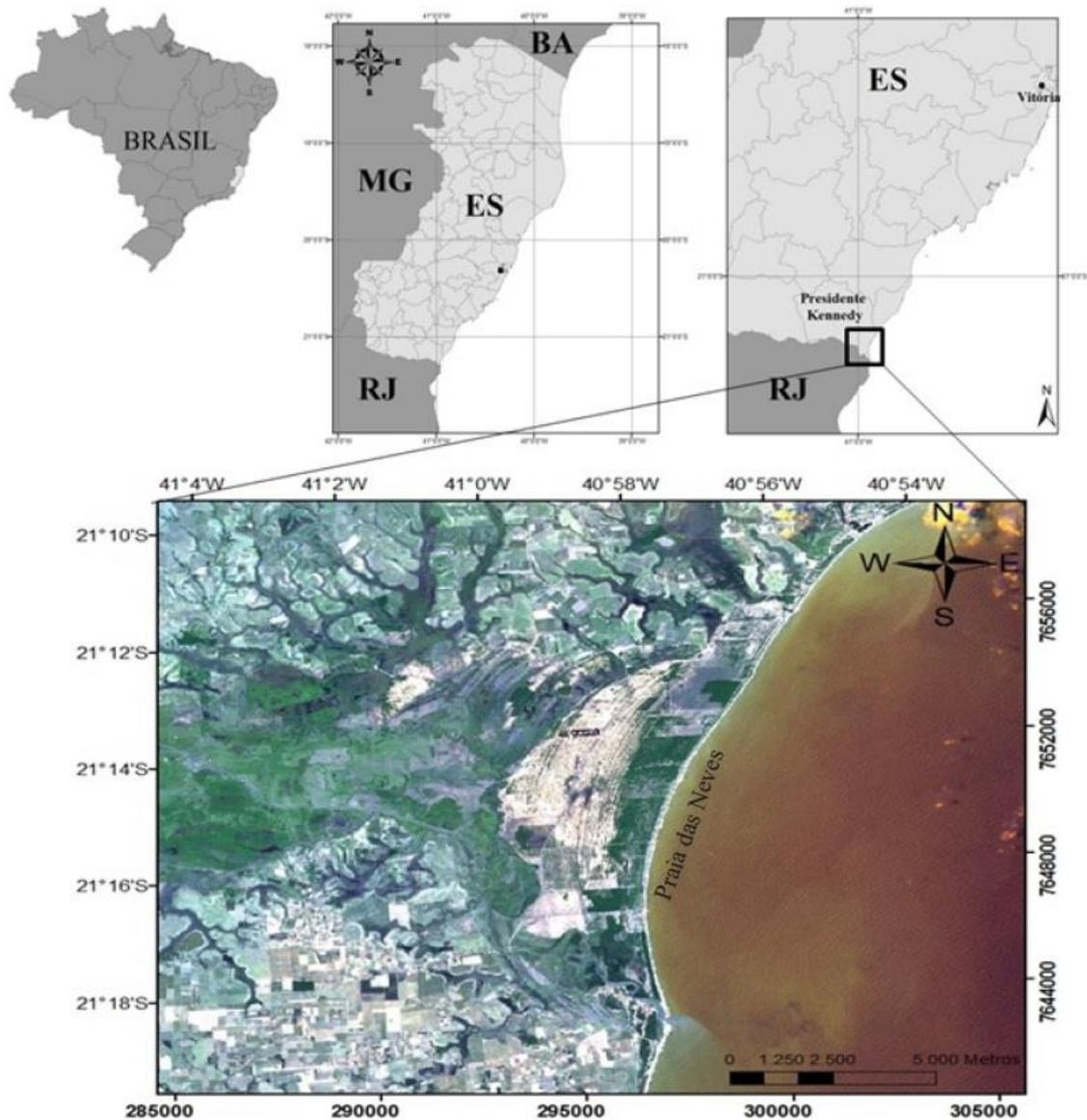


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo (Imagens de satélite obtidas no GeoCatálogo, disponibilizadas pelo Ministério do Meio Ambiente - MMA. *Datum* horizontal WGS84. Coordenadas UTM zona 24S). Da capital Vitória até a parte central da planície de cordões litorâneo há aproximadamente 150 km, utilizando-se a Rodovia do Sol (ES 060) e bordejando-se quase todo litoral sul capixaba.

1.2. Trabalhos Anteriores

Na elaboração dessa dissertação, a pesquisa de trabalhos relacionados com a evolução de planícies costeiras próximas a desembocaduras de rios e correlações das curvas de variações do nível relativo do mar durante o Quaternário que se referem à compreensão e desenvolvimento dos métodos atuais aplicados a estudos de planícies de

cordões litorâneos holocênicos formaram uma base de suma importância para o conhecimento de suas principais características. Isto posto, a revisão apresentada ressalta os principais trabalhos que contribuíram para o presente estudo.

Como já mencionados anteriormente as variações eustáticas durante o Quaternário no Brasil determinaram as características de sedimentação e da evolução das planícies costeiras. As estruturas geomorfológicas como ilha barreira/laguna e planície costeira de cordões litorâneos são associadas a essas mudanças do nível relativo do mar consequentes das mudanças climáticas.

Uma grande porção da costa leste brasileira apresenta a tipologia de costa dominada por ondas, propiciando o desenvolvimento de importantes elementos deposicionais ou feições geomorfológicas. Segundo Davis e Hayes (1984) essas áreas costeiras onde prevalecem à alta energia das ondas perante forçante de maré, preferencialmente em costas de micromaré, geram grande transporte de sedimentos. Essas condições favorecem o desenvolvimento de extensas planícies arenosas, como é o caso da formação de Barreiras Costeiras.

Encontra-se também na costa leste brasileira, próximos a grandes desembocaduras de rios (e.g. São Francisco, Doce, Paraíba do sul, Jequitinhonha), a tipologia de deltas dominados por ondas, tratadas como feições deltaicas por Dominguez *et al.* (1981) e compostas por elementos deposicionais como sistemas de barreiras costeiras.

Van Heteren (2014) define a barreira costeira como cristas alongadas, a maioria encontrando-se orientada paralelamente à tendência geral da linha de costa, construídas pela ação de ondas, maré e pelo vento, constituindo-se predominantemente de areia não consolidada e cascalho. Esta feição protege a porção adjacente ao continente de processos de mar aberto. Suas cristas estão acima do nível da maré alta, diferenciando-se das barras.

Segundo Otvos (2012) a designação do termo barreira costeira possui diversas interpretações na planície costeira e no ambiente marinho (*nearshore*), e que nos últimos anos sofreu inúmeras definições. Essa nomeação foi inicialmente aplicada a depósitos arenosos e cascalhosos paralelos a linha de costa, protegendo os ambientes parálicos costeiros (baías e lagunas) do marinho aberto, classificando-os primeiramente, em duas

categorias de acordo com sua ligação ao continente, sendo eles: os *Spits* (parcialmente conectados) e as Ilhas Barreiras (totalmente desconectados). Uma terceira categoria, recentemente identificada pelo autor, inclui as planícies costeiras desenvolvidas na Austrália e no Brasil, compostas por planícies arenosas de cristas de praia e de dunas frontais para campos de dunas transgressivas.

Conforme Dillenburg e Hesp (2009) as barreiras costeiras ocorrem em todo mundo, preferencialmente em costas de margem continental passiva, com baixa declividade no relevo e alta disponibilidade de sedimentos. Segundo esses autores as barreiras costeiras possuem diversas formas em função da morfologia dos corpos, suas dimensões e a relação física com o continente (conectados ou individualizados), e em termos das estruturas estratigráficas, associados ao comportamento em relação à linha de costa, traduzindo-se no movimento em direção ao continente ou em direção ao mar dessas feições.

Os principais fatores que controlam a evolução das barreiras costeiras são regidos pelo comportamento do nível do mar com movimentos de subida e queda (fator mais importante), e o balanço sedimentar que caracterizaram o comportamento regressivo (progradante), transgressivo (retrogradante) ou agradacional das barreiras (Otvos, 2012; Dillenburg e Hesp, 2009; Roy *et al.*, 1994; Kraft e John, 1979). Há outros fatores, secundários, porém cruciais, que também controlam a evolução e o estilo das barreiras costeiras, os quais são: a característica da declividade do substrato; a energia das ondas e das marés e o vento. As combinações desses fatores conduzem a formação de diversos tipos e formas de barreiras costeiras.

Na área de estudo do presente trabalho, se faz visível por fotografias aéreas, imagens de satélite e pelo *Google™ Earth*, a planície costeira de cordões litorâneos e/ou cristas de praia (*beach ridges*) que se desenvolveram durante o Holoceno (Martin *et al.*, 1996; Albino *et al.*, 2011).

Essa feição geomorfológica, também encontrada ao longo de quase toda costa leste brasileira, é marcada por corpos de areia com formas lineares de orientações semelhantes, por vezes truncados entre si, paralelos à linha de costa, se estendendo acima do nível do mar, separados por depressões (cavas) e preservadas por vegetação (restinga).

Os cordões litorâneos e as cristas de dunas frontais (*foredune ridges*) têm atraído bastante atenção científica, no que tange a sua gênese e

morfologia. Essas feições são mais bem desenvolvidas principalmente próximas as grandes desembocaduras de rios ativos (planície deltaica) e/ou ao longo de costas dominadas por ondas. Elas são consideradas, muitas vezes, marcadores da paleolinha de costa associadas aos paleoníveis do mar, devido a sua resposta à dinâmica das oscilações do nível do mar em reação às mudanças climáticas (Otvos, 2000; Stapor *et al.*, 1991; Taylor e Stone, 1996).

Na literatura há diversas discussões a respeito da gênese e terminologia /nomenclatura de cordões litorâneos (*beach ridges*), o que revela muita divergência sobre o assunto (Tamura, 2012; Hesp *et al.*, 2005, 1984; Otvos, 2000; Tanner, 1995; Taylor e Stone, 1996; Curry *et al.*, 1969; Psuty, 1965; McKenzie, 1958).

Hesp *et al.* (2005) traz em seu trabalho um apanhado de definições de diversos autores sobre a terminologia dos cordões litorâneos (*sand beach ridges*), descrevendo os mecanismos de formação, caracterizando-os sobre os principais agentes/processos (ondas de tempestade e nível d'água elevado; ondas de tempo bom e nível d'água normal; mudanças do nível do mar e processos eólicos) e discutindo a diferenciação entre as *beach ridges*, *foredune ridges* e *berms*, afim de padronizar os termos e definições, distinguindo as feições morfologicamente e geneticamente.

Segundo Hesp *et al.* (2005), os cordões litorâneos são definidos como cristas formadas principalmente por areia, seixos, blocos ou matacões, ou uma combinação destes sedimentos, construídas por espraiamento (*swash*) e ondas de tempestade. A crista construída paralela à costa por ondas impermanentes formado no limite do espraiamento do *run-up* é definida como berma. As dunas frontais são o capeamento dessas cristas no pós-praia (*backshore*) por depósitos arenosos gerados por processos eólicos, facilitados pela vegetação que retém esses sedimentos depositando-os.

As primeiras análises e descrições de cordões litorâneos foram realizadas por Redman em 1852 e 1864, conforme cita Johnson (1919), onde o autor considera que o principal processo de formação destas feições morfológicas é regido por ondas de tempestade, desenvolvendo cordões compostos com sedimentos grosseiros. Segundo Johnson (1919) os cordões litorâneos não deveriam ser atrelados a grandes tempestades individuais, e afirma que as origens destas feições estão relacionadas as diversas circunstâncias, atuantes e produzidas pelas ondas.

Segundo Komar (1976), os cordões litorâneos seriam formados a partir da ação do espriamento das ondas sobre os bancos e barras localizadas na zona de surfe, podendo estar expostas na maré baixa, deslocando-as até a face da praia.

Otvos (2000) refere-se ao uso do termo cordões litorâneos descrevendo-os independente do seu processo de origem e formação, e o define como “várias cristas subparalelas originadas por ondas (formando as bermas) ou por vento (gerando as dunas frontais no pós-praia)”.

Stapor (1975, 1982) define cordões litorâneos como “cristas lineares em forma de montículos próximos e paralelos à costa”, que segundo Hesp (2005) essa definição abrange diversas formas de cristas incluindo dunas frontais e bermas. Seguindo a mesma linha de Stapor (1975, 1982), Taylor e Stone (1996) acrescentam que “cordões litorâneos são produtos da deposição por onda e vento ocorridos no limite superior do *run-up*”.

Os mecanismos (agentes) de formação dos cordões litorâneos, alguns já citados acima referentes ao trabalho de Hesp (2005), são elucidados, também, por outros autores (Tanner, 1995; Taylor e Stone, 1996; Tamura, 2012), onde arguem sobre os principais agentes de construção de cordões litorâneos.

Mais recentemente Tamura (2012) sintetiza que os principais modos para exemplificar a formação dos cordões litorâneos resultam na acumulação de cascalho nas praias devido a ondas de tempestade, progradação da praia arenosa com a construção de bermas ou dunas frontais por ondas de tempo bom (*fairweather*), junção das barras de desembocadura (submarinas) e variações do nível do *run-up* das ondas conforme as oscilações do nível do mar, esquematizando:

- 1- Cordão litorâneo cascalhoso construído por Tempestade (*Storm-built gravel beach ridge*)
- 2- Crista de duna frontal em praia reflectiva (*Aeolian Sandy beach ridge – reflective beach*)
- 3- Crista de duna frontal em praia dissipativa (*Aeolian Sandy beach ridge – dissipative beach*)

- 4- Cordão litorâneo arenoso ou cascalhoso construído pela junção de barras de desembocadura por meio de espraiamento (*Sandy/gravelly berm ridge – swash-bar welding*)
- 5- Cordão litorâneo arenoso ou cascalhoso construído por oscilação do nível do mar (*Sea-level oscillation*)

A descoberta da origem das planícies costeiras e os terraços arenosos, vinculados a cordões litorâneos, é de suma importância para compreender sua evolução e os processos atuantes. Muitas dessas planícies costeiras marinhas e lagunares são inferidas em todo o mundo e amplamente utilizadas no Brasil como paleoníveis marinhos relacionados às oscilações eustáticas no Quaternário (Angulo e Souza 2014).

No trabalho de Angulo e Souza (2014) os autores fazem uma síntese relacionada aos estudos sobre as mudanças do nível do mar durante o Quaternário brasileiro, e resumem de forma conceitual os indicadores de paleoníveis marinhos utilizados no Brasil.

Muitos estudos foram realizados buscando compreender as variações do nível relativo do mar no Brasil. Seu início se deu durante a década de 1960, onde foram realizados os primeiros trabalhos utilizando datações de recifes de vermitídios como indicadores de paleoníveis marinhos. Os principais trabalhos desta década foram realizados por Bigarella (1965) e Delebris e Laborel (1969).

Posteriormente, na década de 1970 diversos trabalhos foram realizados por Kenitiro Suguio, Luiz Martin, Jose M. L. Dominguez, entre outros colaboradores, sobre as variações do nível relativo do mar e sua resposta nas planícies costeiras da costa leste central brasileira. Esses estudos colaboraram na reconstrução de antigos níveis marinhos do Quaternário e na elaboração de curvas do nível do mar locais e regionais para este setor.

Estes trabalhos foram sintetizados ao longo dos anos como na publicação de Suguio (1985) e Dominguez *et al.* (1987) que abordam os trabalhos relacionados às planícies próximas das desembocaduras dos rios São Francisco, Jequitinhonha, Doce e Paraíba do Sul. Os trabalhos de Martin (2003) e Angulo *et al.* (2006) discutem sobre as datações utilizadas em trabalhos anteriores, utilizados para estabelecer as tendências regionais do nível relativo do mar na costa leste brasileira.

No presente trabalho a metodologia aplicada para investigação da evolução costeira na planície de cordões litorâneos aqui abordados baseia-se em métodos que procuram entender de forma espacial e temporal a evolução da planície a partir de indicadores geomorfológicos, conforme a classificação de Angulo e Souza (2014).

No presente estudo, foram utilizados os seguintes métodos: geocronologia por LOE, investigação em subsuperfície por meio do uso de GPR, levantamento de perfil altimétrico dos cordões litorâneos e análise de imagens de satélite da área de estudo. A seguir, será feita uma breve explanação acerca de estudos anteriores nos quais os métodos referentes à geocronologia por LOE e à análise geofísica através de GPR foram empregados.

O método de datação por Luminescência (TL – Termoluminescência e LOE – Luminescência Opticamente Estimada) consiste em um dos meios de investigação que possui alta potencialidade nos estudos Quaternários. O método abrange idades mais antigas que o método de radiocarbono (^{14}C), e determina a idade de soterramento do sedimento.

A LOE auxilia na investigação geomorfológica e na compreensão da evolução da paisagem, determinando modelos evolutivos de planícies costeiras (Nielsen *et al.*, 2006). Atualmente o método consiste na investigação cronológica mais utilizada para diversos sistemas deposicionais, sendo utilizado como indicador espaço-temporal.

Inicialmente a datação por Luminescência foi aplicada no Brasil nos estudos realizados em areias costeiras no Rio Grande do Sul (Poupeau *et al.*, 1984, 1988; Dillenburg, 1994) e que posteriormente se estendeu pelo país em diversos outros trabalhos ao longo da costa (Barreto *et al.*, 2002; Gianini *et al.*, 2003; Suguio *et al.*, 2011; Sawakuchi *et al.*, 2012; Zular *et al.* 2013).

Em planícies de cordões litorâneos a datação por Luminescência tem ganhado cada vez mais espaço, constatando sua potencialidade no uso do método aplicado a tais feições deposicionais. Destacam-se os trabalhos de Murray-Wallace *et al.* (2002), Nielsen *et al.* (2006), Bristow e Pucillo (2006), Forsyth *et al.* (2010), Choi *et al.* (2014), Rémillard *et al.* (2015), Alappat *et al.* (2015), visto que a maioria destes trabalhos utilizam o Protocolo SAR como procedimento metodológico. Tal procedimento foi desenvolvido por Murray e Wintle (2000) e revisado por Wintle e Murray (2006).

O método geofísico de Radar de Penetração no Solo (*Ground-Penetrating Radar* – GPR) detecta contrastes nas propriedades elétricas dos materiais situados em subsuperfície, atingindo profundidades menores que 50 m, por meio de geração, transmissão, propagação, reflexão e recepção de pulsos discretos de energia eletromagnética de alta frequência (Neal, 2004).

O método passou a ser comercialmente acessível na década de 1980, mas foi em meados da década de 1990 que a técnica se tornou amplamente explorada por geólogos sedimentares, entre outros. Ainda nessa década, numerosos estudos sedimentológicos utilizaram o método de GPR para a reconstrução de antigos ambientes, investigação hidrogeológicas, e estudos correlacionados a reservatórios de hidrocarbonetos (Neal, 2004).

Segundo Van Dam (2012) o método geofísico GPR é amplamente utilizado para caracterizar formas sedimentares (Geomorfologia) próximas à superfície. Em conjunto com técnicas de datação como a Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) e a Radiocarbono (^{14}C), as imagens geradas pelo GPR auxiliam a interpretar o registro sedimentar de sistemas deposicionais.

O uso do GPR referente a estudos de planícies costeiras tem sido bastante utilizado na investigação de barreiras costeiras regressivas e transgressivas. Nas barreiras regressivas muitos registros foram adquiridos em cordões litorâneos caracterizando a progradação destas feições e discordâncias erosivas, demonstradas por Bristow e Pucillo (2006), Rodriguez e Meyer (2006), Tamura *et al.* (2008), Clemmensen *et al.* (2010) e Choi *et al.* (2014). Muitos estudos foram também realizados caracterizando as barreiras transgressivas e *spits*, identificando os processos retrogradacionais e também agradacionais, verificado nos trabalhos de Simms *et al.* (2006), Bennett *et al.* (2009) e Costas *et al.* (2011).

No território brasileiro o GPR tem sido amplamente aplicado para a investigação de sistemas de barreiras costeiras. Vários trabalhos foram desenvolvidos sobre as planícies costeiras ao longo da costa brasileira, destacando a região sul e outros no nordeste. Trabalhos aplicando a técnica podem ser mencionados como: Caldas *et al.* (2006), Barboza *et al.* (2009, 2011, 2013, 2014), Rosa *et al.* (2011, 2016), Da Rocha *et al.* (2013) e Fernandez *et al.* (2015).

Foram encontrados apenas dois trabalhos que apresentam um estudo referente à evolução da planície costeira de cordões litorâneos presente na área de estudo, utilizando indicadores diferentes dos mencionados neste trabalho. Estes trabalhos são dos autores Martin *et al.* (1996) e Albino *et al.* (2011). Luis Martin e colaboradores publicaram um artigo sobre “Coastal Quaternary Formations of the Southern Part of the State of Espírito Santo (Brazil)” caracterizando a evolução da planície segundo os depósitos sedimentares presentes e determinaram a evolução da planície similar a modelos estabelecidos para outros setores da costa brasileira (Martin *et al.*, 1996).

Albino *et al.* (2011) publicaram o artigo “Quaternary Evolution of Rio Itabapoana Coastal Plain and its Relation with Vulnerability”, que descreve a evolução da planície próxima à foz do Rio Itabapoana durante o período Quaternário, segundo o ponto de vista geomorfológico, altimétrico e o estudo da vulnerabilidade de áreas sujeitas à inundação. Em comparação com as planícies costeiras próximas as desembocaduras dos rios São Francisco, Jequitinhonha, Doce e Paraíba do Sul (segundo o modelo proposto por Dominguez *et al.*, 1981), a autora afirma que a planície costeira da foz do Rio Itabapoana possui modelo evolutivo diferente neste setor.

1.3. Contexto Geológico

A planície costeira do Espírito Santo e seu conjunto sedimentar abrange sedimentos holocênicos, além de neógenos do Grupo Barreiras (Arai, 2006), sendo esses associados à influência marinha. Jazem sobre um embasamento rochoso composto por granitóides sin- a pós-colisionais, bem como por rochas paraderivadas relacionadas à Faixa Araçuaí.

Martin *et al.* (1996) classifica o Estado do Espírito Santo em duas unidades geomorfológicas limitantes em direção ao continental dos depósitos Quaternários costeiro, sendo a primeira unidade os Platôs Terciários representados pela Formação Barreiras e a segunda unidade as montanhas de rochas cristalinas pré-cambrianas.

Segundo Albino *et al.* (2006) as três unidades distintas que compõe o litoral do Espírito Santo, são: rochas cristalinas pré-cambrianas

aflorantes e na forma de promontórios, as falésias e/ou tabuleiros da Formação Barreiras e as planícies fluvio-marinhas Quaternárias.

A unidade de rochas cristalinas que compõe o embasamento está presente na Faixa Araçuaí, a qual está inserida na Província da Mantiqueira, desenvolvida durante a Orogenia Neoproterozóica Brasileira – Pan Africana, segundo Heilbron *et al.* (2004), resultando na amalgamação do Paleocontinente Gondwana Ocidental.

A área de estudo está geotectonicamente localizada na porção sudeste do domínio interno do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. Segundo Pedrosa Soares *et al.* (2013), esse sistema orogênico engloba, no Brasil, a Faixa de dobramentos Araçuaí, definida por Almeida (1977), e o setor dominado por rochas graníticas e de alto grau metamórfico. Alkimim *et al.* (2003, 2006) propuseram o modelo evolutivo do Orógeno que pode ser resumido em um conjunto de processos resultantes da Orogenia Brasileira, com movimentos de divergência, convergência e transcorrência.

São geradas cinco suítes magmáticas designadas como G1, G2, G3, G4 e G5 (Pedro Soares e Wiedemann-Leonardos 2000), relacionadas a cada fase de geração de magma. Associadas e agrupadas às suítes de geração magmática no Brasileiro, ocorrem às rochas de alto grau metamórfico como migmatitos e rochas orto e paragneissicas do Complexo Paraíba do Sul, como citado em Féboli (1993) referente ao trabalho de Machado Filho e colaboradores no ano de 1983.

A área de estudo também está inserida em uma porção da região designada como Bacia de Campos, como exibido na Figura 2. Esta bacia encontra-se na região sudeste, abrangendo parte do litoral dos estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo, mais precisamente entre o Arco de Vitória (limite norte com a Bacia do Espírito Santo) e o Arco de Cabo Frio (limite sul com a Bacia de Santos) (Winter *et al.*, 2007).

A sua origem e evolução estão associados ao rifteamento do paleocontinente Gondwana e a abertura do Oceano Atlântico posteriormente. Esta Bacia é resultado de mecanismos que causaram a quebra do Gondwana e na separação das placas da América do Sul e África desde o Mesozóico (Milani e Thomaz Filho, 2000).

Segundo Milani *et al.* (2007) a Bacia de Campos está incluída em um conjunto que, tendo em vista a idade de preenchimento sedimentar-

magmático e o contexto tectônico em que se desenvolveram, agrupa-se com as designadas Bacias Meso-Cenozóicas de Margem Distensiva. Este conjunto, compondo as bacias da costa leste brasileira, passou por quatro grandes estágios de evolução: pré-rift, rift, marinho restrito e marinho aberto (Asmus e Ponte, 1973).

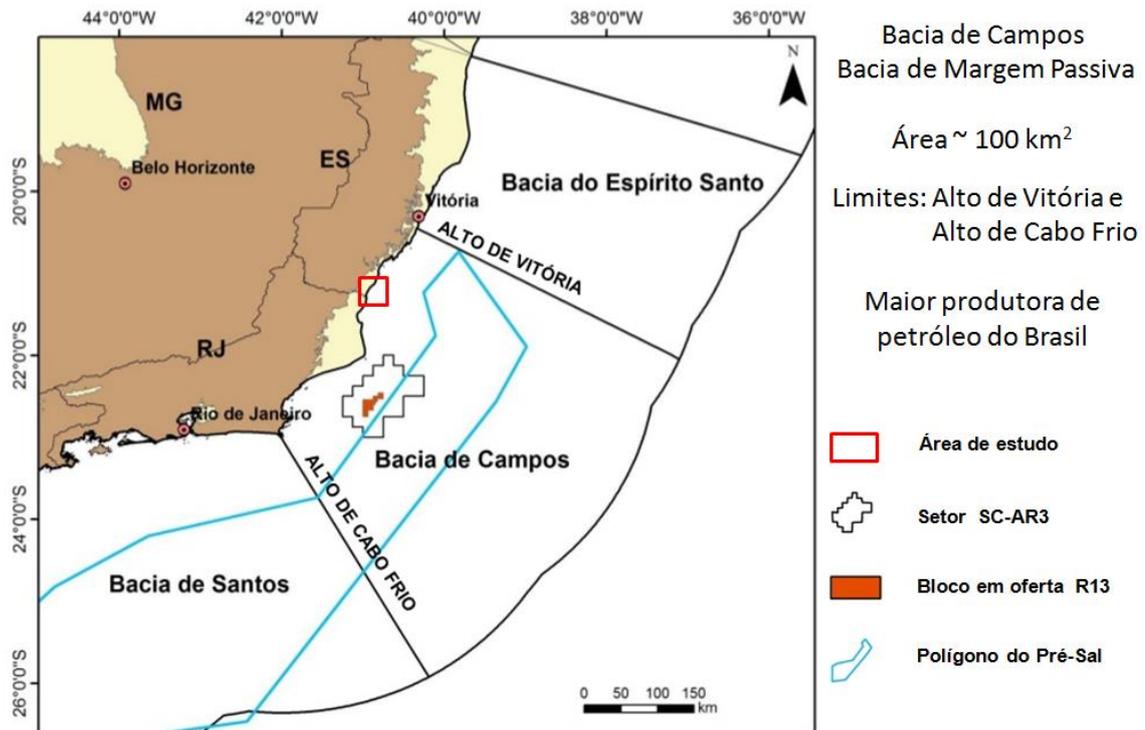


Figura 2. Mapa de localização da Bacia de Campos mostrando seus limites superior e inferior, com os Altos de Vitória e Cabo Frio. O retângulo vermelho representa a área de estudo compreendida neste trabalho. Extraído e modificado de Bastos e Luparelli, disponível em: <https://pt.slideshare.net/ANPgovbr/bacia-de-campos-51511845>. Acesso em Abril de 2017.

Chang *et al.* (1992) de acordo com a estratigrafia estudada nas bacias da margem leste brasileira dividiu o arcabouço deste grupo em cinco Megasequências: Continental, Transicional Evaporítica, Plataforma Carbonática Rasa, Marinha Transgressiva e Marinha Regressiva (Figura 3).

Com ênfase na análise cronoestratigráfica do arcabouço da Bacia de Campos, Winter *et al.* (2007) dividem a bacia em três Supersequências: Rift, Pós-Rift e Drift, associadas a cada fase do desenvolvimento e propõem um novo diagrama estratigráfica a bacia, representada na Figura 4.

Na coluna estratigráfica proposta para a área tem-se o embasamento, composto pelas unidades pré-cambrianas citadas acima, e as coberturas sedimentares Terciárias correspondentes ao Grupo Barreiras, o qual

se encontra em contato direto com o embasamento (Amador e Dias, 1978; Amador, 1982), e sobreposto a ele os sedimentos aluvionares e litorâneos do Quaternário.

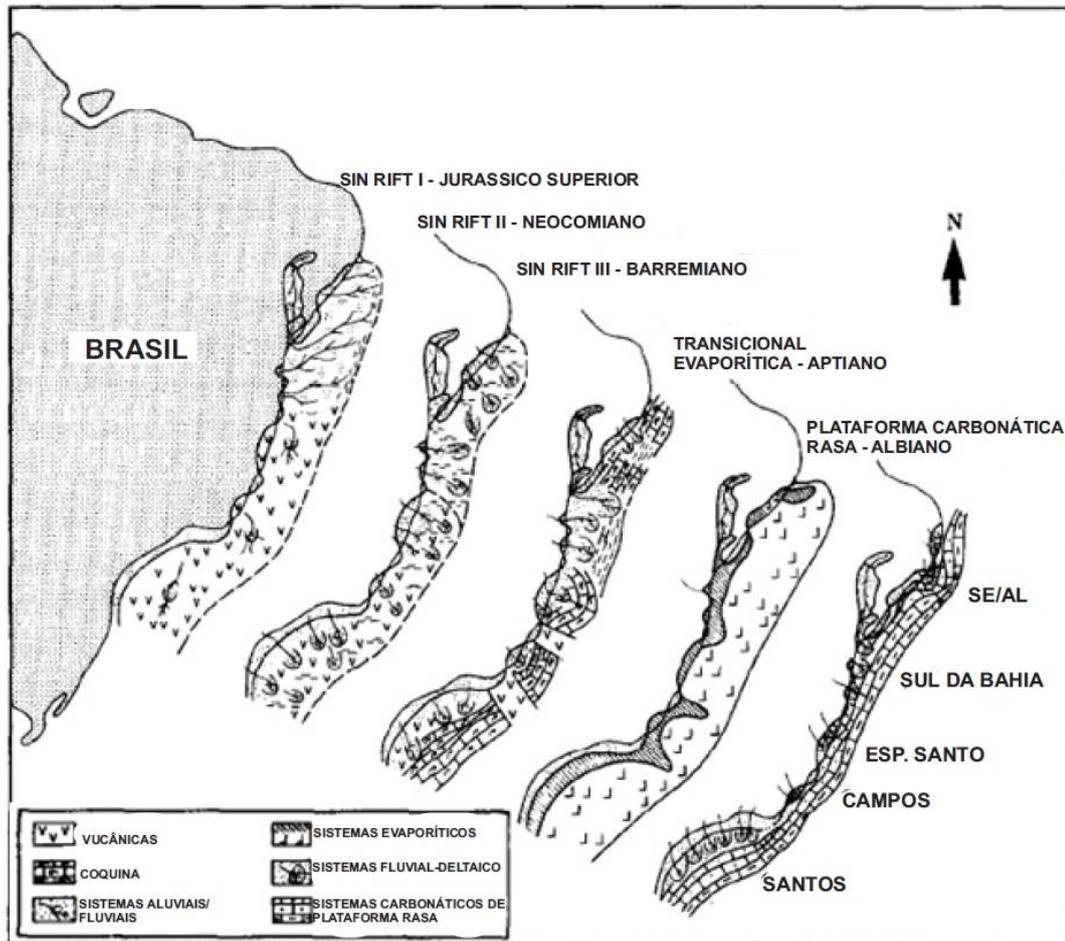


Figura 3. Reconstrução paleogeográfica das sequências sin-rifte, transicional evaporítica e plataforma carbonática na plataforma continental brasileira. Extraído e modificado de Chang et al. (1992).

As “barreiras” como foram designadas pelos portugueses na época do descobrimento do Brasil, é a mais expressiva unidade geológica da costa brasileira, constituindo as falésias e tabuleiros do Grupo Barreiras. Inicialmente denominada de “Série das Barreiras” nos trabalhos Moraes (1924) e Oliveira e Leonardos (1943).

Kegel (1957) designou à unidade a categoria de Formação, sendo redefinida mais tarde como Grupo Barreiras por Bigarella e Andrade (1964). A terminologia da unidade ainda sofre divergências, pois segundo Bigarella (2007) a utilização do termo “Formação” é inapropriada devido a grande variedade litológica e presença de inconformidades erosivas.

O Grupo Barreiras ocorre desde o estado do Amapá (região amazônica) ao estado do Rio de Janeiro (Arai, 2006). Segundo Bigarella *et al.* (2007) a unidade também ocorre, porém muito descontinuamente, aflorando no Paraná, em Santa Catarina e no Rio Grande do Sul.

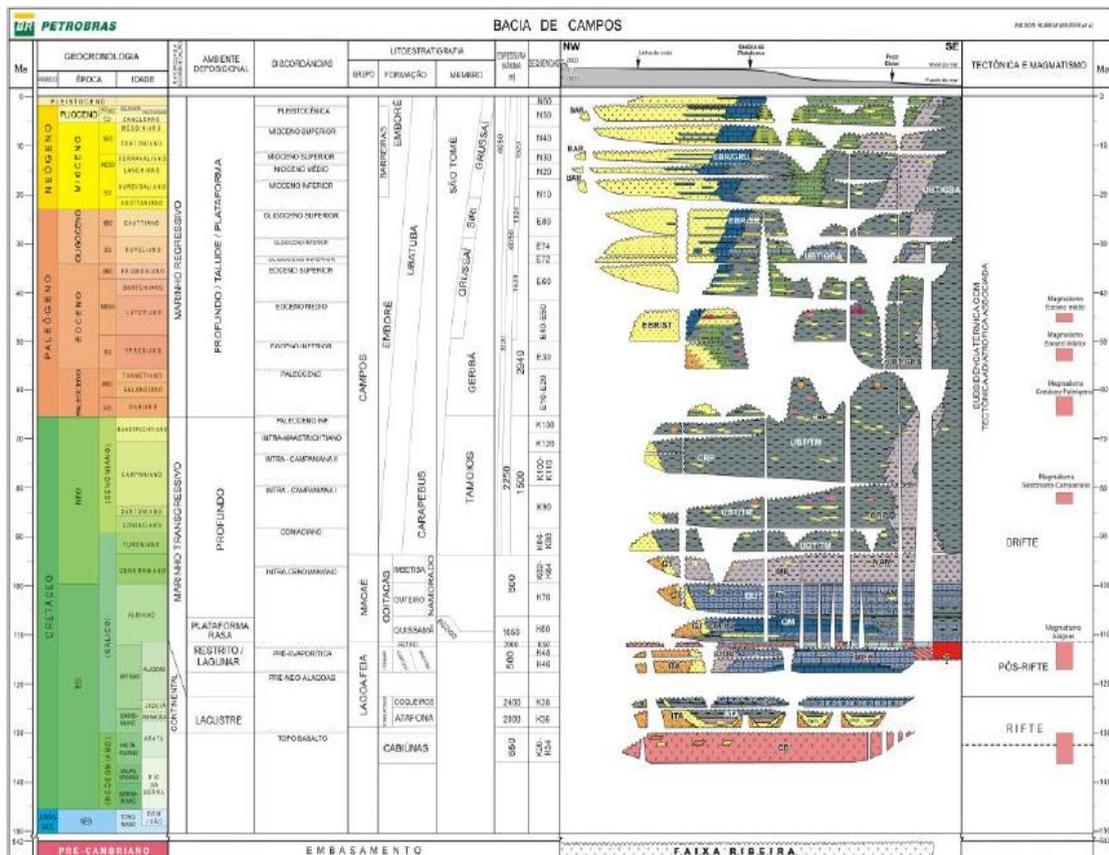


Figura 4. Diagrama estratigráfico da Bacia de Campos. Extraído de Winter *et al.* 2007.

No estado do Espírito Santo o Grupo Barreiras se estende por quase todo litoral capixaba, encontrando-o diretamente sobre o embasamento cristalino pré-cambriano, assim como na Bahia e no Ceará (Suguio e Nogueira, 1999; Lima, 2002).

A idade deste grupo apresenta bastante contestação, por ser praticamente afossilífero. Segundo Arai (2006) estudos mais antigos indicavam idades variando de Oligoceno – Mioceno à Plioceno. Para Suguio e Nogueira (1999) a idade do Grupo Barreiras condiz com um intervalo entre o Mioceno ao Pleistoceno inferior. Conforme estudos palinológicos realizados por Arai (1988, 1994) a porção inferior do Grupo Barreiras possui idade miocênica inferior à média.

Inicialmente considerado de origem continental, trabalhos recentes evidenciam a natureza tanto sedimentológica como paleontológica a influência marinha sobre o Grupo (Arai, 2006). O autor correlaciona datações palinológicas concomitantes com as unidades litoestratigráficas que possuem mesma idade com porções submersas das bacias da margem leste brasileira. Com esses dados Arai (2006) relacionou a origem e evolução do Grupo Barreiras com oscilações eustáticas globais.

A origem do grupo se iniciou com a elevação do nível relativo do mar que teve seu máximo entre o intervalo do Burdigaliano ao Serravaliano. No Tortoniano (início do Neomioceno) a sedimentação do “Barreiras” é interrompido devido à queda eustática o qual ocasionou um extenso evento erosivo nas áreas emersas originando cunhas progradantes sobre a porção submersa das bacias submersas. O nível eustático volta a subir novamente no Plioceno (Zancleano) ocasionando a deposição do segundo ciclo do Grupo Barreiras (Arai, 2006). Na Figura 5 o autor esquematiza a evolução do Grupo.

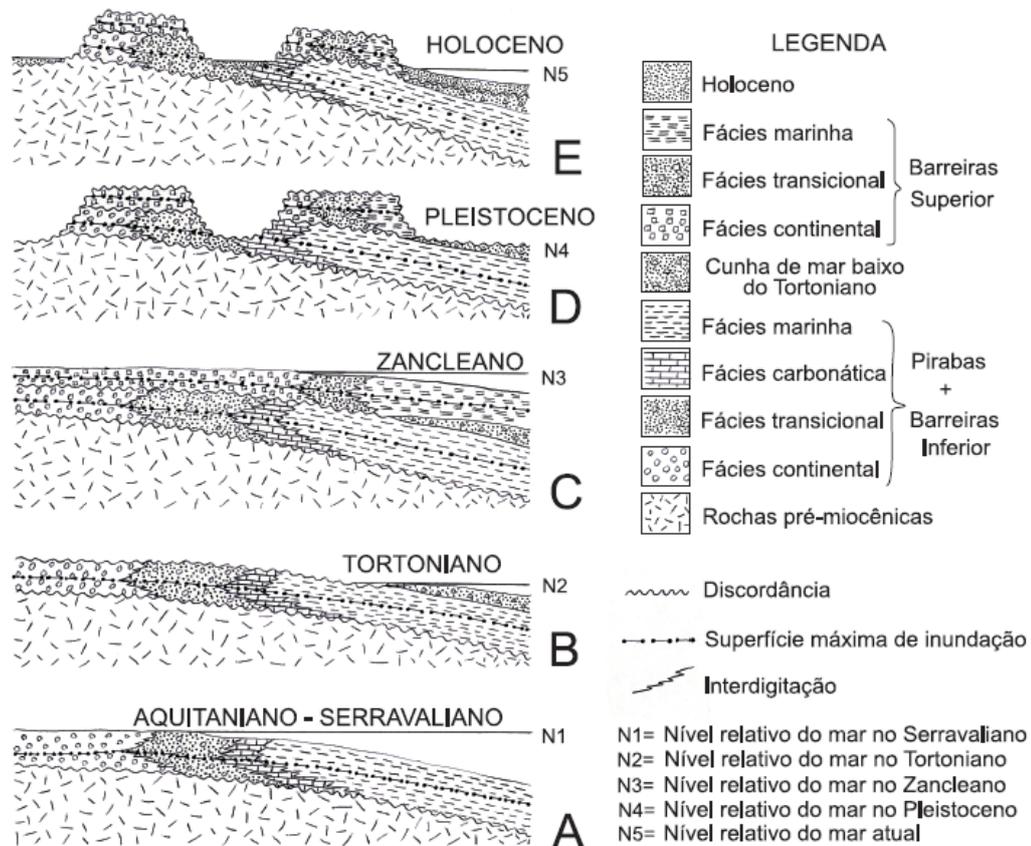


Figura 5. Esquema de evolução do Grupo Barreiras lato sensu na costa do Norte do Brasil. A. Sistema transgressivo do intervalo Aquitaniense – Burdigaliano e sistema de mar alto do intervalo Langhiano – Serravaliano. B. Sistema de mar baixo do Tortoniano; formação da Discordância Tortoniana. C. Sistemas transgressivos e de mar alto do Zancleano (Plioceno). D. Fase erosiva

do máximo da regressão do Pleistoceno. E. Erosão e retrabalhamento dos sedimentos do Grupo Barreiras no Holoceno; sedimentação quaternária em forma de depósitos de praia e aluvião; as ocorrências residuais do Grupo Barreiras formam falésias e tabuleiros costeiros. Sem escala. Extraído de Arai (2006).

O Grupo Barreiras é subdividido em “Barreiras Inferior” e “Barreiras Superior” com base em uma discordância erosiva denominada de Discordância Tortaniana devido à queda eustática global ocorrida no Tortaniano (Arai, 2006). Segundo Tamara (1995), no trabalho realizado nas proximidades de Vitória (ES), subdivide o Grupo Barreiras em duas unidades: Unidade Inferior e Unidade Superior, separados por uma suposta descontinuidade erosiva, descrevendo a sedimentação de cada unidade.

Após a deposição do Barreiras Superior o grupo sofreria com processos erosivos. Segundo Arai (2006) a queda eustática pós-zancleana e o soerguimento epirogenético pós-pliocênico foram responsáveis, em partes, pela geomorfologia atual da plataforma continental. Suguio (2005) reconhece que os últimos 160 milhões de anos são marcados por processos tectônicos e denudacionais que atuaram sobre a Terra, contribuindo para conformação da paisagem moderna, junto às mudanças climáticas bastantes intensas ocorridas no planeta na mesma época.

Segundo Albino *et al.* (2006) o Grupo Barreiras que se apresenta por toda a extensão do litoral capixaba, vide Figura 6, compõe a paisagem atual nas formas de falésias vivas, falésias mortas e terraços de abrasão marinha.

A última unidade a ser citada, a qual abrange o foco deste trabalho, é a planície costeira no litoral do ES. As planícies sedimentares quaternárias do ES são pouco desenvolvidas devido ao baixo aporte sedimentar fluvial e a vulnerabilidade abrasiva dos sedimentos marinhos. A evolução geológica destas planícies está relacionada às flutuações do nível do mar e à quantidade de sedimentos transportados pelos rios que chegam até à costa (Albino *et al.*, 2006).

Martin *et al.* (1996) propõem uma subdivisão fisiográfica da costa do ES em seis setores (de norte para o sul), estando a planície costeira do presente trabalho inserida na faixa correspondente ao setor seis. Esse setor é descrito contendo a extensa planície de cordões litorâneos, identificado como importante depósito sedimentar do Quaternário sobre o vale fluvial do Rio Itabapoana (Figura 7).

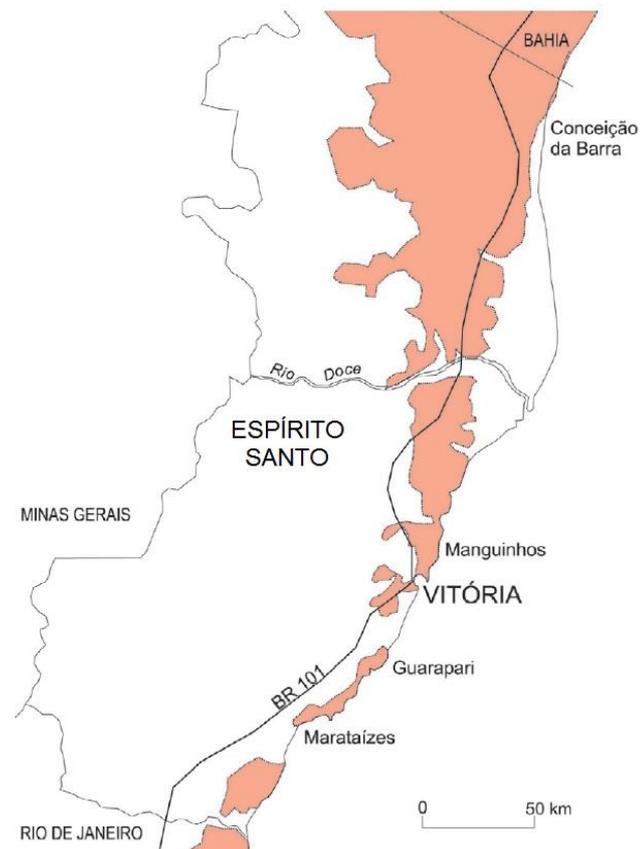


Figura 6. Mapa demonstrando as áreas correspondentes ao Grupo Barreiras no estado do Espírito Santo (em laranja). Extraído de Albino *et al.* (2006).

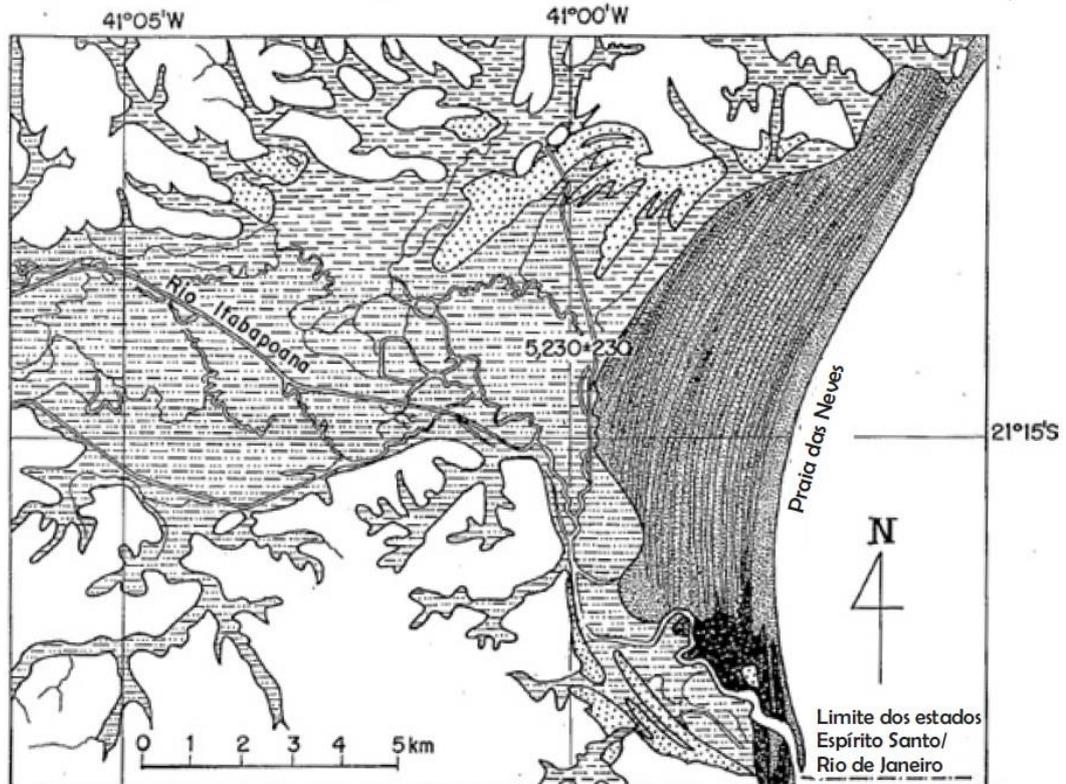


Figura 7. Mapa esquemático da geologia da região do Rio Itabapoana. Setor seis. Extraído e modificado de Martin *et al.* (1996).

Albino *et al.* (2006) cita a publicação de Martin *et al.* (1996) referindo a subdivisão fisiográfica em cinco setores, o qual se faz a junção do setor cinco e seis do trabalho de Louis Martin e colaboradores, convertendo para um único setor (setor cinco), onde a planície de cordões litorâneos está posta. Como mencionado no parágrafo acima à descrição do setor, a autora complementa a caracterização afirmando que a praia que compõe à planície de cordões litorâneos possui padrão intermediário e dissipativa exposta, com a planície variando de estável à progradante, como exibido na Figura 8.

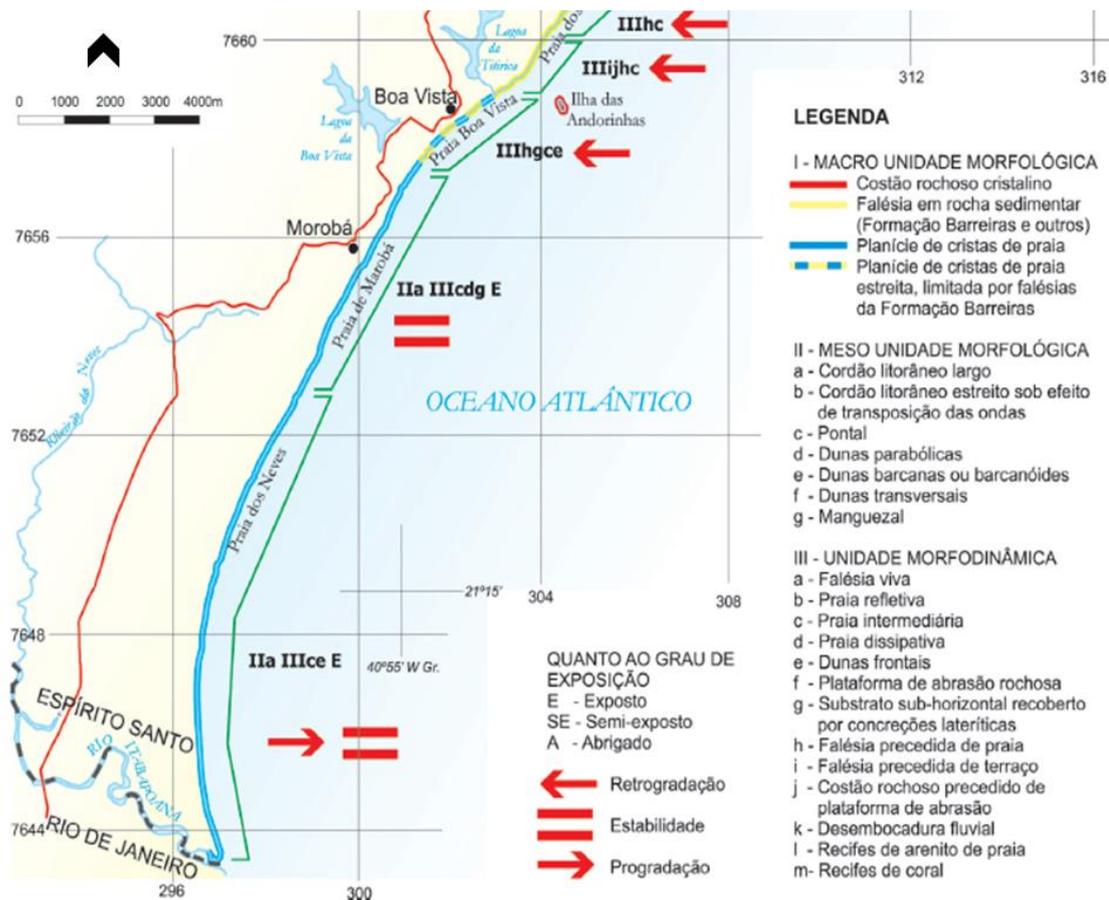


Figura 8. Mapa esquemático sobre as características presente na costa da área de estudo. Extraído de Albino *et al.* (2006).

Em um trabalho feito sobre a área de estudo do presente trabalho, Albino *et al.* (2011) esquematizam a evolução da planície Quaternária costeira associada ao Rio Itabapoana em uma análise integrada da geomorfologia, altimetria e estudo sobre a vulnerabilidade de inundação, onde também fazem uma comparação ao modelo proposto por Dominguez *et al.* (1981) para os rios São Francisco, Jequitinhonha, Doce e Paraíba do Sul. O esquema visualizado na Figura 9 mostra o desenvolvimento da área após o Plioceno até os tempos

atuais, caracterizando os sistemas deposicionais a cada fase de subida e descida do nível do mar.

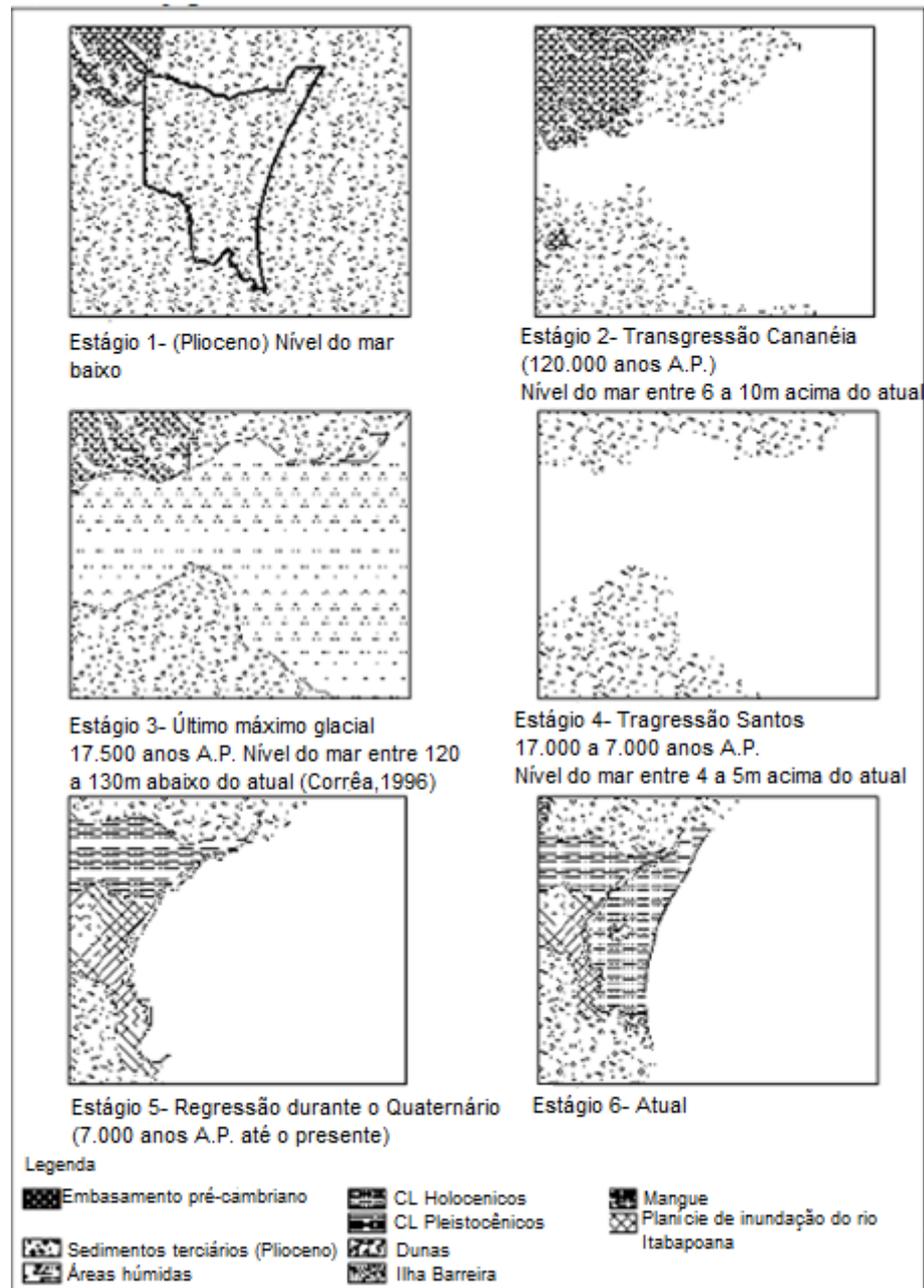


Figura 9. Esquema evolutivo proposto para a planície do Rio Itabapoana. CL = cordões litorâneos. Extraído e modificado de Albino *et al.* (2006).

A planície de cordões litorâneos holocênica, que compreende o foco deste trabalho, é caracterizada no mapa geomorfológico confeccionado pela autora, além das outras cinco unidades que compõe a planície toda próxima a desembocadura do Rio Itabapoana (Figura 10). Essas unidades são desenvolvidas durante o Quaternário associadas às mudanças climáticas e as oscilações do nível relativo do mar neste período.

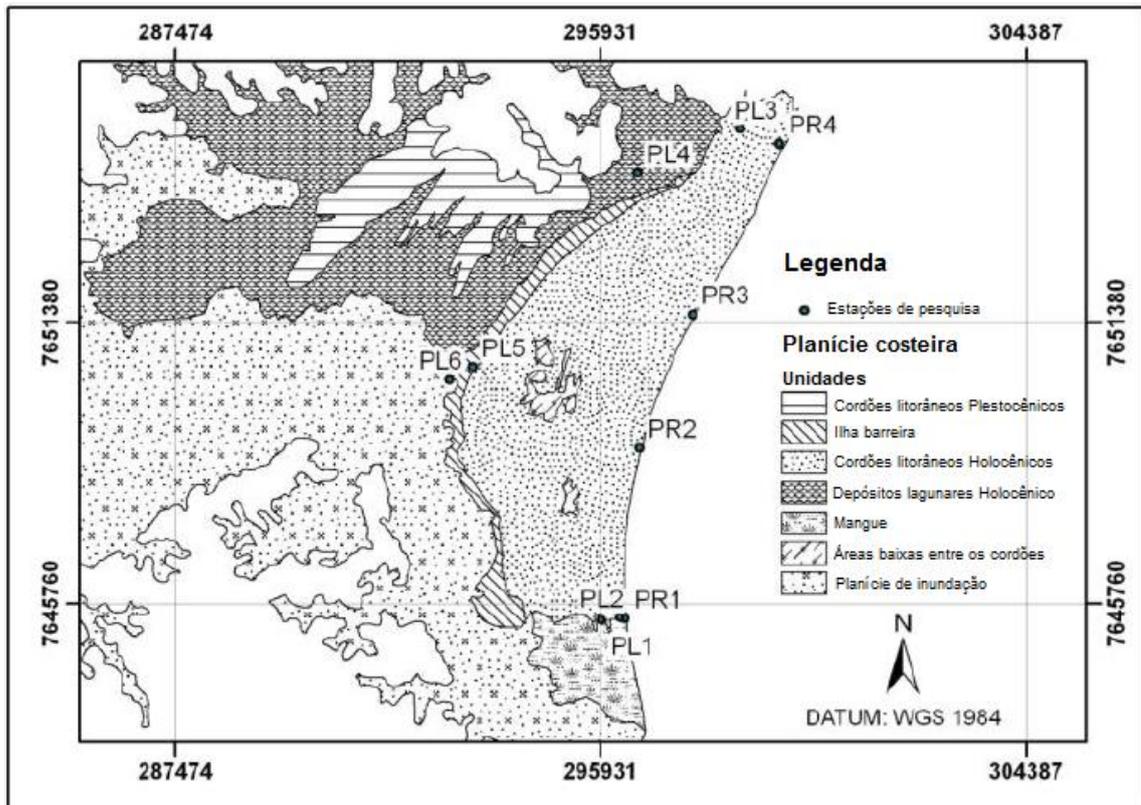


Figura 10. Unidades geomorfológicas na planície costeira na porção norte do Rio Itabapoana. Extraído e modificado de Albino *et al.* (2011).

As variações do nível relativo do mar, promovidas pelas mudanças climáticas durante o período Quaternário cumpriram papel de suma importância para determinar as características da sedimentação, formação e evolução das planícies sedimentares da costa leste brasileira (Suguio *et al.*, 1985). Neste trabalho os autores realizaram uma síntese sobre as reconstruções de antigas posições do nível relativo do mar nos últimos 7,000 anos, tentando definir uma curva de flutuações do nível do mar com base em evidências sedimentológicas, biológicas e pré-históricas ao longo da costa brasileira.

As oscilações do nível relativo do mar surtiram grande influência também na arquitetura dos sistemas deposicionais costeiros próximos a desembocaduras de rios, como observado nos principais rios da costa leste brasileira, sendo eles: São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ) (Dominguez *et al.*, 1987; Suguio *et al.*, 1985). A Figura 11 ilustra a localização desses rios e exibe uma curva da variação do nível relativo do mar homogênea para esses setores.

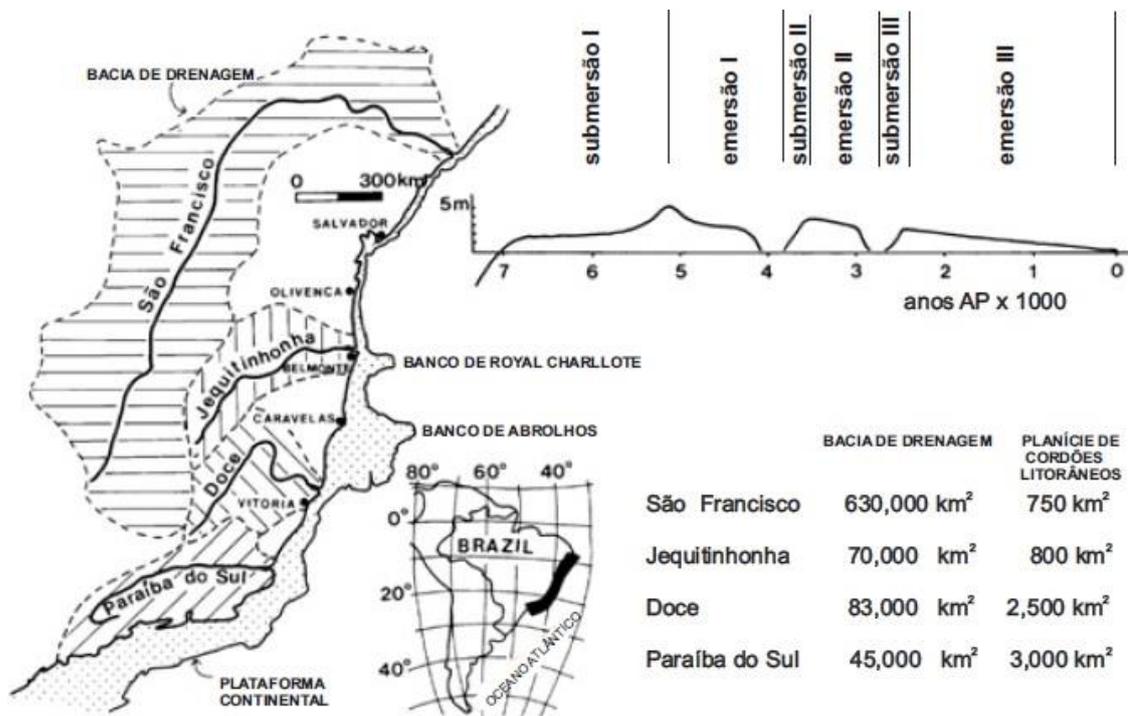


Figura 11. Mapa de localização dos cordões litorâneos associados a desembocaduras dos grandes rios que deságuam na costa leste brasileira. Curva do nível do mar válido para o setor que compreende estes rios como é mostrado no mapa. Extraído e modificado de Dominguez *et al.* (1987).

Segundo Dominguez *et al.* (1987) a desembocadura destes rios está associada a extensas planícies costeiras quaternárias compostas por cordões litorâneos, sistemas lagunares e eólicos, entre outros depósitos costeiros. A partir da síntese sobre os estudos dessas planícies os autores esquematizaram a evolução e o desenvolvimento dos sistemas deposicionais em quatro estágios, como demonstrado na Figura 12.

Várias curvas do nível do mar foram criadas para diversos setores do litoral brasileiro, utilizando de diferentes indicadores de paleoníveis marinhos (IPNM), contribuindo bastante para a compreensão das mudanças do nível do mar na costa brasileira. A Figura 13 exhibe curvas do nível relativo do mar proposta para alguns setores da região costeira do leste do Brasil.

Em uma síntese sobre as mudanças do nível do mar Martin *et al.* (2003) afirma que nos últimos 7,000 anos a porção central da costa leste brasileira passou por uma fase de submersão, marcada por um período de transgressão máxima no Holoceno (entre 5.600 cal anos A.P. a 5.100 C¹⁴ anos A.P.) e posteriormente uma fase de emersão marca pela queda do nível relativo do mar.

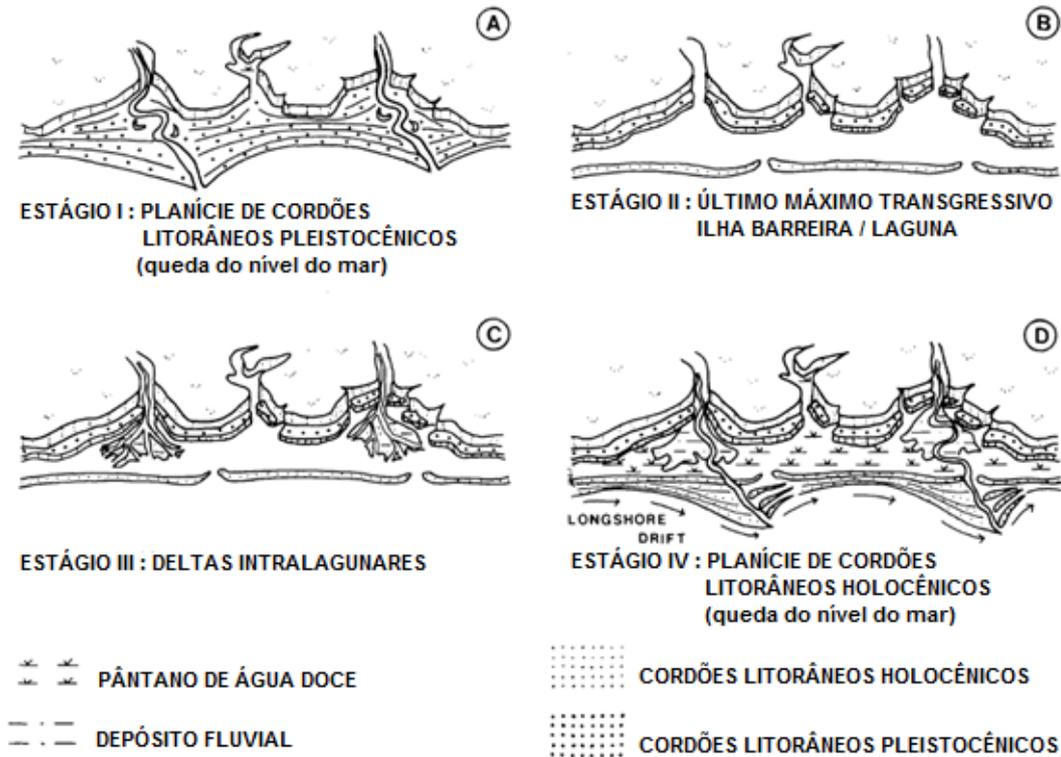


Figura 12. Esquema evolutivo proposto para as planícies de cordões litorâneos associados a desembocadura dos rios São Francisco, Jequinhonha, Doce e Paraíba do Sul. Modificado de Dominguez *et al.* (1987).

Segundo Martin *et al.* (2003) as planícies costeiras sofreriam ainda dois curtos períodos de elevação rápida (submersão), com as denominadas oscilações de alta-frequência. Entre aproximadamente 3,700 a 3,500 e entre 2,3 a 2,1 mil anos A.P., as planícies costeiras teriam sido submetidas a rápidas submersões e subsequente queda até o tempo atual.

Alguns trabalhos (Angulo *et al.*, 2006; Angulo e Lessa, 1997) discordam sobre a ocorrência das oscilações de alta-frequência alegando a falta de evidências precisas, afirmando que após o nível máximo no Holoceno médio o nível relativo do mar se encontra em queda até os dias de hoje.

Angulo *et al.* (2006) discutem sobre os indicadores utilizados na criação das curvas do nível relativo do mar na costa leste do Brasil, avaliando a precisão destes indicadores como paleoníveis marinhos. Com isso, Angulo e colaboradores elaboraram um novo modelo da tendência do nível relativo do mar com base nas datações de vermitídeos, onde os dados tidos como imprecisos são removidos e geram um gráfico esquemático para os setores a

sul e a norte do quadrante 28°, relacionando as idades e as elevações atingidas pelo nível relativo do mar nos períodos de subida e queda (Figura 14).

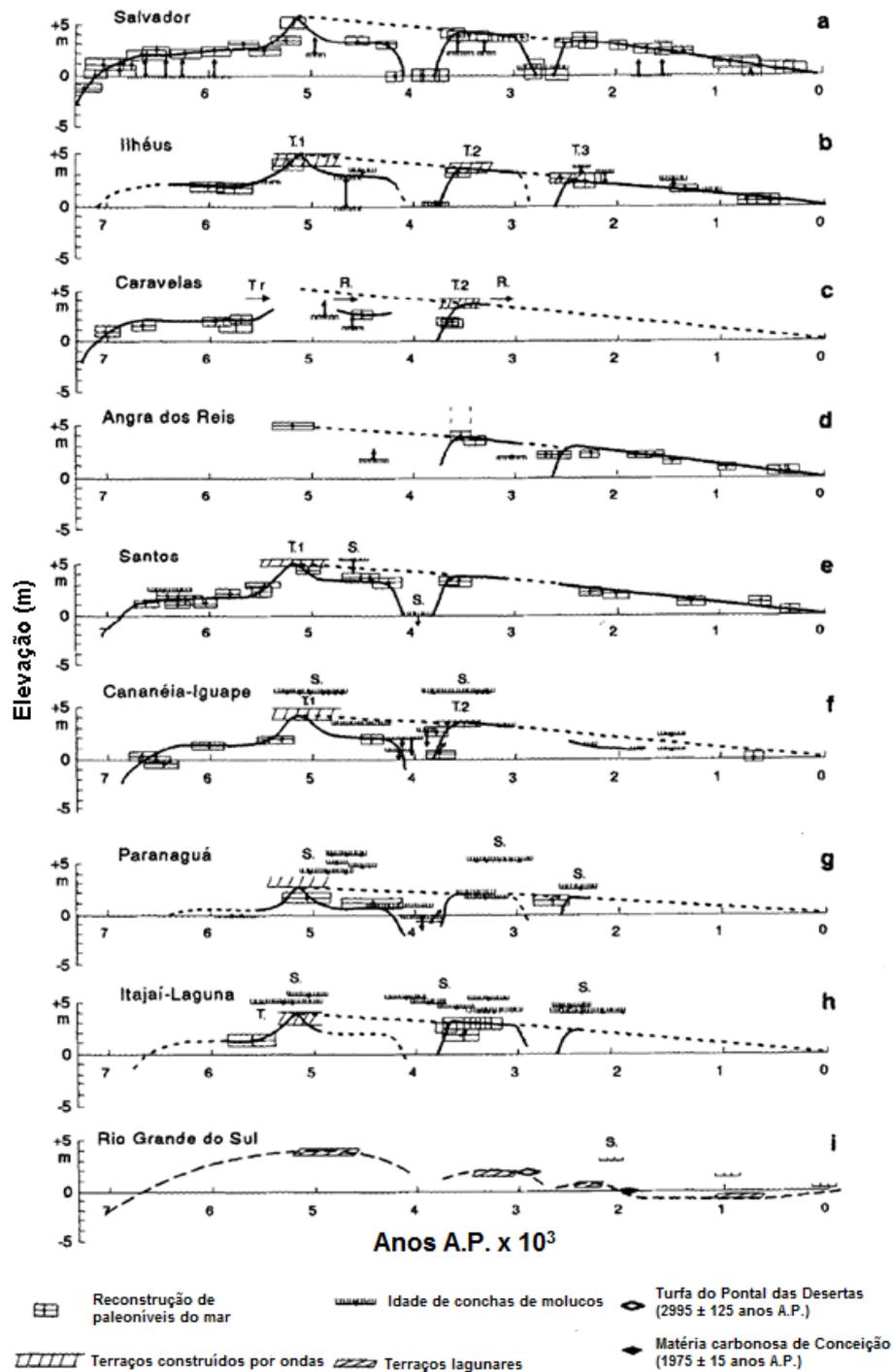


Figura 13. Curvas do nível do mar no Brasil. Extraído e modificado de Angulo e Lessa (1997).

Angulo e Souza (2014) realizaram uma síntese conceitual sobre os indicadores de paleoníveis marinhos utilizando-se dos indicadores empregados em trabalhos anteriores, visando colaborar na compreensão das

variações do nível do mar no Quaternário no Brasil. Nessa revisão os autores aconselham a realização de mais trabalhos locais e regionais para melhor entendimento das variações eustáticas e aparentes do nível relativo do mar.

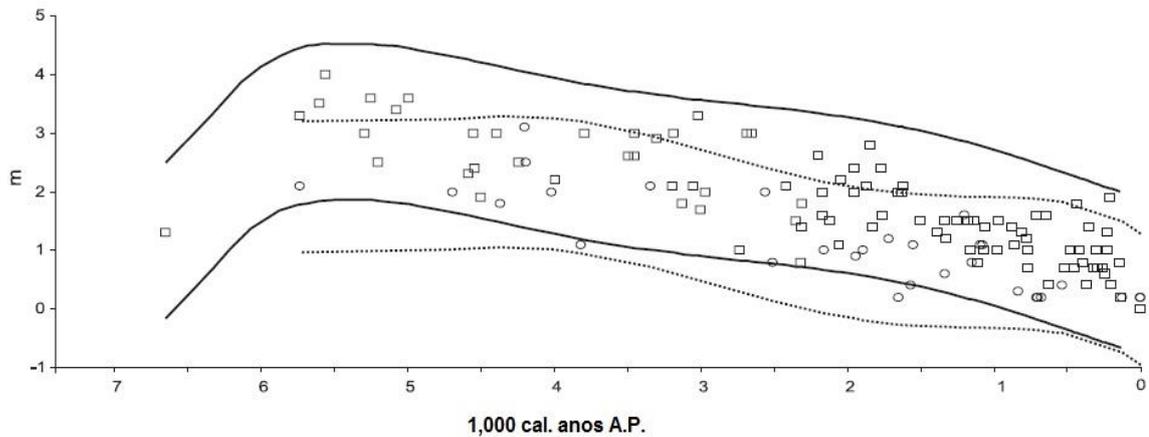


Figura 14. Reconstruções de paleoníveis marinhos para a costa brasileira com base em amostras de vermitídeos. Linhas contínuas e quadrados - referentes à porção norte 28°. Linhas tracejadas e círculos – referentes a porção sul 28°. Modificado de Angulo *et al.* (2006).

1.4. Materiais e Métodos

Para a caracterização da evolução da planície de cordões litorâneos próximo a foz do Rio Itabapoana foram empregados os seguintes métodos: Sensoriamento Remoto, Geofísica, Levantamento Altimétrico e Geocronologia. A escolha desses métodos baseou-se na disponibilidade dos equipamentos e na melhor resposta as questões que compõe o estudo deste trabalho.

Primeiramente foi realizado a análise das imagens de satélite *RapidEye*. As imagens de satélite *RapidEye* dos anos de 2011 a 2014 foram disponibilizadas pelo Ministério do Meio Ambiente (MMA), responsável pelo GeoCatálogo, obtidas através do site www.geocatalogomma.com.br. Essas imagens são geradas e fornecidas pelo satélite *RapidEye* (multiespectral), sensor REIS, com resolução espacial de 5 m, composta por 5 bandas espectrais. Logo após a obtenção dessas imagens elas foram inseridas no domínio SIG (Sistema de Informação Geográfica) para a manipulação das imagens e elaboração da base de dados, utilizando o programa ArcGIS™.

Essas imagens foram analisadas visando à discriminação das feições geomorfológicas referentes aos cordões litorâneos e à sua cobertura vegetal, de acordo com a classificação proposta por Silva e Sano (2016) das imagens de satélite *RapidEye*. Segundo o tratamento estatístico *optimun index factor*, realizado pelos autores, as três bandas que melhor compõe uma composição colorida (RGB) para a discriminação de vegetação são: 1 (faixa espectral do azul); 3 (verde); e 5 (infravermelho próximo). Com isso as imagens de satélite obtidas para a área de estudo do presente trabalho, foram analisadas e interpretadas utilizando a composição colorida R5-G3-B1, o qual demonstrou resultados satisfatórios.

Na obtenção dos dados geofísicos, altimétricos e geocronológicos, a metodologia consistiu em três etapas, que foram as etapas realizadas em campo e, posteriormente, no processamento dos dados.

O método geofísico utilizando o Radar de Penetração no Solo (GPR) foi utilizado na primeira etapa (Figura 15A). Com auxílio de um veículo e com o mapa da região se fez o reconhecimento da área que permitiu constatar o caminhamento que melhor representaria um perfil regional, obtendo um perfil com o GPR que abrangesse, perpendicularmente, toda a planície costeira holocênica dos cordões litorâneos.

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). Durante a aquisição de dados foram aplicados filtros de ruído e ganho.

No processamento realizado em laboratório, com intuito de eliminar os ruídos do perfil obtido e melhoria na qualidade dos dados, foram utilizados três *softwares* (RADANTM 6.6, Prism® 2.5 e Reflex-Win®), devido à facilidade de execução de cada etapa de processamento viabilizada em cada

software. Foram realizados os filtros de *background removal* e a aplicação de filtros de frequência *bandpass*, filtro *Ormsby bandpass*, *gain equalization* e conversão de tempo para profundidade. A interpretação dos dados seguiu o método sismoestratigráfico com base nas terminações, geometria e padrão de refletores (MITCHUM Jr. *et al.*, 1977; VAIL, 1987) adaptado para o GPR por Neal (2004). Esse método é baseado na terminação de refletores, geometria e 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 em tempo real (RTK) (Figura 15B).

Os dados altimétricos obtidos com o sistema GNSS foram pós-processados no *software* GTR-Processor 2.87, que permitiu a correção automática a partir da Rede brasileira de Monitoramento Contínuo (RBMC), base de Campos dos Goitacazes, cujos dados são disponibilizados pelo IBGE. Posteriormente, as cotas foram estabelecidas na forma ortométrica, cujo referencial é o nível médio do mar, a partir da estimativa da ondulação geoidal obtida no programa MAPGEO e em seguida corrigidos de acordo com o 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)

Foram também obtidos dados topográficos da praia atual utilizando Estação Total para a representatividade do perfil praial atual (Figura 15C). Os dados foram corrigidos com o referencial do nível médio do mar, de acordo com o utilizado para a correção dos dados obtidos com o sistema GNSS.

A geocronologia baseou-se na datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), o qual a amostragem foi realizada na terceira etapa. Foram coletadas seis amostras de sedimentos ao longo da planície. Para a coleta das amostras primeiramente foram abertas trincheiras de 1 m de profundidade (Figura 15D), na parte superior de pontos relacionados aos cordões litorâneos, e na coleta foram utilizados tubos opacos de PVC de 30 cm, para cada amostra, os quais eram rapidamente tamponados e enrolados com

papel alumínio e lona preta, e posteriormente, armazenados fora da presença de luz solar.



Figura 15. Etapas de coletas de dados em campo – equipamentos e procedimentos. A) método geofísico utilizando o Radar de Penetração no Solo (GPR) com auxílio de um veículo traçado. B) obtenção dos dados contínuos de altimetria utilizando-se um sistema GNSS, detalhe do ponto de amarração com o perfil praiar. C) obtenção de dados topográficos (nivelamento altimétrico) do perfil praiar atual utilizando estação total. D) trincheiras de 1 m de profundidade na parte superior de pontos relacionados aos cordões litorâneos, e na coleta foram utilizados tubos opacos de PVC de 30 cm – amostra PN-LOE 3.

Os procedimentos de datação por LOE foram realizadas no Laboratório de Espectrometria Gama e Luminescência (LEGaL) no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP). As doses equivalentes foram determinadas utilizando o protocolo *Single-Aliquot Regenerative-Dose* (SAR) em alíquotas multigrãos de quartzo, de acordo com Murray e Wintle (2003) e Wintle e Murray (2006).

A preparação das alíquotas de quartzo envolveu: 1) Peneiramento úmido das amostras para aquisição da fração de tamanho de grão 180-250 μm ; 2) Eliminação da matéria orgânica a partir do tratamento com o peróxido de

hidrogênio (H_2O_2); 3) ataque com ácido clorídrico (HCl 10%) para remoção de carbonatos; 4) Uso de solução de metatungstato de lítio (LMT) para separação densimétrica de minerais pesados e leves ($\rho = 2,85 \text{ g/cm}^3$) e separação entre quartzo e feldspato ($\rho = 2,62 \text{ g/cm}^3$); 5) os concentrados de quartzo ($\rho=2,62\text{-}2,85 \text{ g/cm}^3$) foram submetidos a tratamento com ácido fluorídrico (HF 38%) por 40 min para remoção da camada externa dos grãos de quartzo afetada por radiação alfa e eliminação de feldspatos remanescentes; 6) os concentrados de quartzo foram novamente peneirados para medidas de luminescência na fração 180-250 μm . As medições de luminescência foram efetuadas em leitores Risø TL/OSL DA-20 equipados com LEDs azuis (470 nm) e infravermelhos (870 nm), filtro Hoya U-340 para detecção na faixa do ultravioleta e fontes de radiação beta (Sr90/Y90) com taxas de dose de 0,078 Gy/s e 0,135 Gy/s (*cups* de aço inox). 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).

Outros detalhes relativos aos métodos e procedimentos empregados, tal como resultados, estão explanados no capítulo concernente ao corpo da dissertação, na forma do artigo científico.

1.5. Referências

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. (Eds.) **Sequence Stratigraphy of siliciclastic systems–The ExxonMobil Methodology: atlas of exercises**. Society for Sedimentary Geology (SEPM), Oklahoma (U.S.A.): p. 209-224.

ALAPPAT, L.; FRECHEN, M.; SREE KUMAR, S.; SURESH BABU, D. S.; RAVUR, R.; TSUKAMOTO, S. Evidence of Late Holocene shoreline progradation in the coast of Kerala, South India obtained from OSL dating of palaeo-beach ridges. **Geomorphology**, v. 245, p. 73-86, 2015.

ALBINO, J.; GIRARDI, G.; NASCIMENTO, K. A. D. (2006). Espírito Santo. **Erosão e progradação do litoral brasileiro**. Brasília: MMA, 227-264.

ALBINO, J.; NETO, N. C. Quaternary Evolution of Rio Itabapoana Coastal Plain and its Relation with Vulnerability. In: XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário (ABEQUA), 1., 2011, Rio de Janeiro. **Anais...** Armação dos Búzios (RJ): Congresso ABEQUA. 2011. p. 462-466. ISSN: 2318-0986.

ALKMIM, F. F.; MARSHAK, S.; PEDROSA-SOARES, A. C.; CRUZ, S. C. P.; PERES, G. G.; & WHITTINGTON; A. G. Tectônica quebra-nozes e a gênese do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. **Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos**, v. 9, p. 40-43, 2003.

ALKMIM, F. F.; MARSHAK, S.; PEDROSA-SOARES, A. C.; PERES G. G.; CRUZ, S. C. P.; WHITTINGTON, A. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the

Neoproterozoic assembly of Gondwana. **Precambrian research**, v. 149, n. 1, p. 43-64, 2006.

ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências** 7, 349-364, 1977.

AMADOR, E.S. 1982. Depósitos relacionados à Formação inferior do Grupo Barreiras no estado do Espírito Santo. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32.,1982. Salvador, **Anais...** Salvador: SBG, 1982. v. 4, p. 1451-1460.

AMADOR, E. S.; DIAS, G. T. Considerações preliminares sobre depósitos do Terciário Superior do Norte do Espírito Santo. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 50, n. 1, p. 121, 1978.

ANGULO, R. J.; DE SOUZA, M. C. Revisão conceitual de indicadores costeiros de paleoníveis marinhos quaternários no Brasil. **Quaternary and Environmental Geosciences**, v.5, n. 2, p. 01-32, 2014.

ANGULO, R. J.; LESSA, G. C. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions. **Marine Geology**, v. 140, n. 1-2, p. 141-166, 1997.

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

ANGULO, R. J.; SUGUIO, K. Re-evaluation of the Holocene sea-level maxima for the State of Parana, Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 113, n. 2-4, p. 385-393, 1995.

ARAI, M. A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. **Geologia USP. Série Científica**, v. 6, n. 2, p. 1-6, 2006.

- ASMUS, H. E.; PONTE, F. C. **The Brazilian marginal basins**. In: The South Atlantic. Springer US, 1973. p. 87-133.
- 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**, v. 1, n. 56, p. 579-583, 2009.
- 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**, v. 70, n. sp1, p. 687-692, 2014.
- 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 os Pelotas Basin (Southern Brazil) – new approach with GPR data. **Journal of Coastal Research**, n. 64, p. 646, 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**, v. 65, n. sp2, p. 1265-1270, 2013.
- BARRETO, A. M. F; BEZERRA, F. H. R.; SUGUIO, K.; TATUMI, S. H.; YEE, M.; PAIVA, R. P.; MUNITA, C. S. Late Pleistocene marine terrace deposits in northeastern Brazil: sea-level change and tectonic implications. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 179, n. 1, p. 57-69, 2002.
- BASTOS, G.; LUPARELLI, A. Bacia de Campos. Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustível. Superintendência de Definição de Blocos. Disponível em: <https://pt.slideshare.net/ANPgovbr/bacia-de-campos-51511845>. Acesso em: Abril de 2017.

- BENNETT, M. R.; CASSIDY, N. J.; PILE, J. Internal structure of a barrier beach as revealed by ground penetrating radar (GPR): Chesil beach, UK. **Geomorphology**, v. 104, n. 3, p. 218-229, 2009.
- BIGARELLA, J. J. Subsídios para o estudo das variações do nível oceânico no Quaternário Brasileiro. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 37, n. sSuplemento, 1965.
- BIGARELLA, J. J.; ANDRADE, G. O. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). **Arquivos do Instituto de Ciências da Terra**, v. 2, p. 2-14, 1964.
- BIGARELLA, J. J. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. 2.ed. Florianópolis: Editora da UFSC, 2007. 552 p.
- BRANNER, J. C. Geology of the northeast coast of Brazil. **Geological Society of America Bulletin**, v. 13, n. 1, p. 41-98, 1902.
- BRISTOW, C.S.; PUCILLO, K. Quantifying rates of coastal progradation from sediment volume using GPR and OSL: the Holocene fill of Guichen Bay, south-east South Australia. **Sedimentology**, v. 53, n. 4, p. 769-788, 2006.
- 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.
- CHANG, H. K.; KOWSMANN, R. O.; FIGUEIREDO, A. M. F.; BENDER, A. A. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift System: an Overview. **Tectonophysics**, v. 213, n. 1-2, p. 97-138, 1992.
- CHOI, K. H.; CHOI, J.; KIM, J. W. Reconstruction of Holocene coastal progradation on the east coast of Korea based on OSL dating and GPR

surveys of beach-foredune ridges. **The Holocene**, v. 24, n. 1, p. 24-34, 2014.

CLEMMENSEN, L. B.; NIELSEN, L. Internal architecture of a raised beach ridge system (Anholt, Denmark) resolved by ground-penetrating radar investigations. **Sedimentary Geology**, v. 223, n. 3, p. 281-290, 2010.

COSTAS, 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.

CURRAY, J. R.; EMMEL, F. J.; CRAMPTON, P. J. S. Holocene history of a strand plain, lagoonal coast, Nayarit, Mexico. In: **Coastal Lagoons—A Symposium: Universidad Nacional Autónoma**, Mexico. 1969. p. 63-100.

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.

DAVIS, R. A.; HAYES, M. O. What is a wave-dominated coast?. **Marine geology**, v. 60, n. 1-4, p. 313-329, 1984.

DELIBRIAS, G.; LABOREL, J. Recent variations of the sea level along the Brazilian coast. **Quaternaria**, v. 14, p. 45-49, 1969.

DILLENBURG, S. R. **A Laguna de Tramandaí: evolução geológica e aplicação do método geocronológico da termoluminescência na datação de depósitos sedimentares lagunares**. 1994. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1994.

DILLENBURG, S. R.; HESP, P. **Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers**. Heidelberg: Springer Verlag, 2009. v. 107, p. 380.

- 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**, n. 64, p. 651-655, 2011.
- 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. 227-236, 1981.
- DOMINGUEZ, J. M. L.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P. Sea-level history and Quaternary evolution of river mouth-associated beach-ridge plains along the east southeast Brazilian coast: a Summary. 1987
- FÉBOLI, W. L. **Programa Lavantamentos Geológicos Básicos do Brasil—Folha Piúma SF. 24-V-A-VI**. Estado do Espírito Santos, 1993. Escala 1:100000 DNPM-CPRM, Brasília, p.21-66.
- FERNADEZ, G. B.; ROCHA, T. B.. Barreiras Costeiras Holocênicas: Geomorfologia e Arquitetura Depositional no Litoral do Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.16, n. 2, p. 301-319, 2015.
- FORSYTH, A. J.; NOTT, J.; BATEMAN, M. D. Beach ridge plain evidence of a variable late-Holocene tropical cyclone climate, North Queensland, Australia. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 297, n. 3, p. 707-716, 2010.
- GALBRAITH, R. F.; ROBERTS, R. G.; LASLETT, G. M.; YOSHIDA, H.; OLLEY, J. M. Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, northern Australia: Part I, experimental design and statistical models. **Archaeometry**, v. 41, n. 2, p. 339-364, 1999.
- GIANNINI, P. C. F.; GUEDES, C. C. F.; ASSINE, M. L.; ANGULO, R. J.; SOUZA, M. C.; PESSENDA, L. C. R.; TATUMI, S. H. Variação

transversal e longitudinal de propriedades sedimentológicas nos cordões litorâneos da ilha Comprida, litoral sul paulista. In: **Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário (Abequa)**. 2003.

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

HARTT, C. F.; AGASSIZ, L. **Geology and physical geography of Brazil**. Fields, Osgood, 1870.

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.

JOHNSON, D. W. **Shore processes and shoreline development**. John Wiley & Sons, Incorporated, 1919.

KEGEL, W. **Contribuição ao estudo da bacia costeira do Rio Grande do Norte**. Service gráfico do instituto brasileiro de geografia e estatística, 1957.

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.

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

LEONARDOS, O. H.; OLIVEIRA, A. I. D.; PINTO, F. J. **Geologia do Brasil**. 1943.

- LESSA, G. C.; ANGULO, R. J. Oscillations or not oscillations, that is the question -reply. **Marine Geology**, v. 150, n. 1, p. 189, 1998.
- MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J. M. L. Geological history of coastal lagoons. **Elsevier Oceanography Series**, v. 60, p. 41-68, 1994.
- MARTIN, L.; SUGUIO K.; FLEXOR J. M. Relative sea-level reconstruction during the last 7000 years along the States of Paraná and Santa Catarina coastal plains: additional information derived from shell-middens. **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula**, v. 4, p. 219-236, 1986.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M. Shell middens as a source for additional information in Holocene shoreline and sea-level reconstruction: examples from the coast of Brazil. In: **Sea-level Research**. Springer: Netherlands, 1986. p. 503-521.
- MARTIN, L. & SUGUIO, K. O Quaternário marinho do litoral do Estado de São Paulo. In: XXIX CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Sociedade Brasileira de Geologia, 1976. São Paulo: SP, **Anais...** São Paulo: SBG, 1976. v. 1, p. 281-294.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K. F.; ARCHANJO, J. Coastal Quaternary formations of the southern part of the State of Espírito Santo (Brazil). **Acad. Brasil. 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.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M. Flutuações do nível relativo do mar no Quaternário e seu papel na sedimentação costeira: exemplos brasileiros. **Anais do I Simpósio sobre ecossistemas da Costa Sul e Sudeste Brasileira**. Cananeia, São Paulo, Brasil, p. 40-61, 1987.

- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M.; DOMINGUEZ, J. M. L. Evolução da planície costeira do rio Paraíba do Sul (RJ) durante o quaternário: influência das flutuações do nível do mar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984. Rio de Janeiro, **Anais...**Rio de Janeiro: SBG,1984. p. 84-97.
- MCKENZIE, P. The development of beach sand ridges. **Australian Journal of Science**, v. 20, p. 213-214, 1958.
- MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A. Sedimentary basins of South America. **Tectonic Evolution of South America**, v. 31, p. 389-449, 2000.
- MILANI, E. J.; RANGEL, H. D.; BUENO, G. V.; STICA, J. M.; WINTER, W. R.; CAIXETA, J. M.; NETO, O. P. Bacias sedimentares brasileiras: cartas estratigráficas. **Anexo ao Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 1, 2007.
- MITCHUM JR, R. M.; VAIL, P. R.; SANGREE, J. B. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 6. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences: Section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation. 1977.
- MORAES, L. D. Serras e montanhas do Nordeste. **Rio de Janeiro: Ministério da Viação e Obras Públicas, Inspectoria Federal de Obras Contra as Secas**, v. 2, 1924.
- MUEHE, D.; ROSO, R. H.; SAVI, D. C. Avaliação de Método Expedito 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.
- MURRAY, A. S.; WINTLE, A. G. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. **Radiation Measurements**, v. 32, n. 1, p. 57-73, 2000.

- MURRAY, A. S.; WINTLE, A. G. The single aliquot regenerative dose protocol: potencial for improvements in reability. **Radiation measurements**, v. 37, n. 4, p.377-381, 2003.
- MURRAY-WALLACE, C. V.; BANERJEE, D.; BOURMAN, R. P.; OLLEY, J. M.; BROOKED, B. P. Optically stimulated luminescence dating of Holocene relict foredunes, Guichen Bay, South Australia. **Quaternary Science Reviews**, v. 21, n. 8-9, p.1077-1086, 2002.
- 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.
- NIELSEN, A.; MURRAY, A. S.; PEJRUP, M.; ELBERLING, B. Optically stimulated luminescence dating of a Holocene beach ridge plain in Northern Jutland, Denmark. **Quaternary Geochronology**, v.1, n. 4, p. 305-312, 2006.
- OTVOS, E. G. Beach ridges – definitions and significance. **Geomorphology**, v. 32, n. 1, p. 83-108, 2000.
- OTVOS, E. G. Coastal barriers – Nomenclature, processes and classification issues. **Geomorphology**, v. 139, p. 39-52, 2012.
- PEDROSA-SOARES, A. C.; WIEDEMANN-LEONARDOS, C. M. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. **Tectonic Evolution of South America**, v. 31, p. 265-310, 2000.
- PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; DE ALKMIM, F. F.; DA SILVA, L. C.; BABINSKI, M.; CORDANI, U.; CASTAÑEDA, C. Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. **Revista Geonomos**, v. 15, n. 1, 2013.
- POUPEAU, G.; SOLIANI JUNIOR, E.; RIVERA, A.; LOSS, E. L.; VACONCELLOS, M. B. A. Datação por termoluminescência de alguns

depósitos arenosos costeiros do Último Ciclo Climático no nordeste do Rio Grande do Sul. **Pesquisas**, v. 21, p. 25-47, 1988.

POUPEAU, G.; SOUZA, J. H.; SOLIANI JUNIOR, E.; LOSS, E. L. Dating quartzose sands of the Coastal Province of Rio Grande do Sul, Brazil, by thermoluminescence. **Pesquisas**, v. 16, p. 250-268, 1984.

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.

PSUTY, N. P. Beach-ridge development in Tabasco, Mexico 1. **Annals of the Association of American Geographers**, v. 55, n. 1, p. 112-124, 1965.

RÉMILLARD, A. M.; MURRAY, A. S.; BUYLAERT, J. P.; ST-ONGE, G.; BERNATCHEZ, P.; HÉTU, B. Quartz OSL dating of late Holocene beach ridges from the Magdalen Islands (Quebec, Canada). **Quaternary Geochronology**, v. 30, p. 264-269, 2015.

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.

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**, n. 64, p.686, 2011.

ROSA, M. L. C. C.; HOYAL, D. C.; BARBOZA, E. G.; FEDELE, J.; ABREU, V. S. 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. (Eds.), **Autogenic Dynamics and Self-Organization in Sedimentary Systems**. SEPM Special Publication, 106, pp. 176-197, 2016.

- ROY, P. S.; COWELL, P. J.; FERLAND, M. A.; THOM, B. G. Wave-dominated coasts. **Coastal evolution: Late Quaternary morphodynamics**. Cambridge: Cambridge University Press, p.121-186, 1994.
- SAWAKUCHI, A. O.; GUEDES, C. C. F.; DEWITT, R.; GIANNINI, P. C. F.; BLAIR, M. W.; NASCIMENTO JR, D. R.; FALEIROS, F. M. Quartz OSL sensitivity as a proxy for storm activity on the southern Brazilian coast during the Late Holocene. **Quaternary Geochronology**, v. 13, p. 92-102, 2012.
- SIMMS, A. R.; ANDERSON, J. B.; BLUM, M. Barrier-island aggradation via inlet migration: Mustang Island, Texas. **Sedimentary Geology**, v.187, n. 1, p.105-125, 2006.
- 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, 2016.
- STAPOR, F. W. Holocene beach ridge plain development, Northwest Florida. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 22, p. 116-144, 1975.
- STAPOR, F. W. Beach ridges and beach ridge coast. In: M.L. Schwatz (ed.) *Encyclopedia of Beaches and Coastal Environments*. Hutchinson Ross, Stroudsburg, p. 160-161.
- 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, p. 815–838, 1991.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L. Presença de tubos fósseis de "Callianassa" nas formações quaternárias do litoral paulista e sua utilização na reconstrução paleoambiental. **Boletim do Instituto de Geociências da USP**, v. 7, p. 17-25, 1976.

- 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.
- SUGUIO, K.; BEZERRA, F. H. R.; BARRETO, A. M. F. Luminescence dated Late Pleistocene wave-built terraces in northeastern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 83, n. 3, p.907-920, 2011.
- TAMURA, T. Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records. **Earth-Science Reviews**, v.114, n. 3, p. 279-297, 2012.
- 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.
- TANNER, W. F. Origin of beach ridges and swales. **Marine Geology**, v. 129, n. 1-2, p. 149-161, 1995.
- TAYLOR, M.; STONE, G. W. Beach ridges: A review. **Journal Coastal Research**, v. 12, n. 3, p. 612-621, 1996).
- VAIL, P.R. Seismic Stratigraphy Interpretation Using Sequence Stratigraphy: Part 1: Seismic Stratigraphy Interpretation Procedure. 1987.
- VAN DAM, R. L. Landform characterization using geophysics - Recent advances, applications, and emerging tools. **Geomorphology**, v. 137, n. 1, p. 57-73, 2012.
- VAN HETEREN, S. Barrier System. **Coastal Environments and Global Change**, p. 194-226, 2014.

WINTER, W. R.; JAHNERT, R. J.; FRANÇA, A. B. Bacia de Campos. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, v. 15, n. 2, p. 511-529, 2007.

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.

ZULAR, A.; SAWAKUCHI A. O.; GUEDES, C. C. F.; MENDES, V.R.; NASCIMENTO JR., D. R.; GIANNINI, P. C. F.; AGUIAR, V. A. P.; DEWITT, R. Late Holocene intensification of colds fronts in southern Brazil as indicated by dune development and provenance changes in the São Francisco do Sul coastal barrier. **Marine Geology**, v. 335, p. 64-77, 2013.

CAPÍTULO II – CORPO PRINCIPAL – ARTIGO

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

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

Francisco José Santos Nascimento

Programa de Pós Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Av. Bento Gonçalves, nº 9.500, Porto Alegre, RS, CEP: 91501-970, Brasil.

E-mail: francisco.nascimento@ufrgs.br.

Eduardo Guimarães Barboza

Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Av. Bento Gonçalves, nº 9.500, Porto Alegre, RS, 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/nº, Niterói, RJ, CEP: 24210-346, Brasil.

Email: guilhermefernandez@id.uff.br.

Thaís Baptista da Rocha

Departamento de Geografia Física, Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

Rua São Francisco Xavier, nº 524, Rio de Janeiro, RJ, CEP: 20550-01, Brasil.

Email: thaisitc5@yahoo.com.br.

Thays Desiree Mineli

Laboratório de Espectrometria Gama e Luminescência, Universidade de São Paulo.

Rua do Lago, nº 562, São Paulo, SP, CEP: 05508-080, Brasil.

Email: thaysdesiree@usp.br.

Tayná Esteves

Universidade Federal do Pampa.

Av. Pedro Anunciação, nº 111, Caçapava do Sul, RS, CEP: 96570-000, Brazil.

Email: tay_esteves@hotmail.com

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

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

RESUMO

O presente trabalho tem como objetivo a reconstrução da história evolutiva ao longo do Holoceno da planície costeira de cordões litorâneos estabelecidos sobre o vale fluvial do Rio Itabapoana/ES. A partir desse objetivo, foram realizadas as seguintes etapas metodológicas: Sensoriamento Remoto, Topografia, Geofísica e Geocronologia. Através da análise da imagem de satélite *RapidEye*, na composição colorida R5-G3-B1, foram discriminadas classes de cobertura vegetal. A relação entre a vegetação e o solo exposto proporcionou a identificação de três padrões distintos na planície costeira de cordões litorâneos. A obtenção de dados contínuos de altimetria através de um sistema global de navegação por satélite (GNSS), concentrado no caminhamento perpendicular à linha de costa, permitiu a elaboração e análise do perfil altimétrico dos cordões litorâneos, identificando-se três principais características: 1) nos primeiros 600 m tem-se um acréscimo na elevação; 2) em seguida, uma longa faixa “estável”, de pouca mudança na elevação; 3) por fim, o decréscimo da elevação nos últimos 500 m. Para caracterizar a arquitetura deposicional em subsuperfície dos cordões litorâneos, utilizou-se um Radar de Penetração no Solo (GPR). O registro obtido com GPR possibilitou a identificação de três padrões, representados pelas unidades retrogradacional e progradacional, onde o padrão de empilhamento compõe uma sequência de barreira regressiva ou progradante. Para a obtenção de uma relação cronoestratigráfica, seis amostras de sedimentos da fração arenosa de deposição eólica foram coletadas para a obtenção de idades absolutas a partir de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). Os cordões datados apresentaram idades holocênicas, com idades inferiores a 5.261 ± 396 anos. A integração dos resultados obtidos através dos métodos aplicados 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. Essas fases representam os períodos de transgressão, regressão normal e regressão forçada.

Palavras chaves: Radar de Penetração do Solo; Luminescência Opticamente Estimulada; Padrão de Empilhamento

ABSTRACT

The aim of this study is the reconstruction of the evolutionary history along the Holocene of the of beach ridges coastal plain established on the fluvial valley of Itabapoana River/ES. From this objective, the following methodological steps were performed: Remote Sensing, Topography, Geophysics and Geochronology. Through the analysis of the *RapidEye* satellite image, in the color composition R5-G3-B1, classes of vegetal cover were discriminated. The relationship between vegetation and exposed soil provided the identification of three distinct patterns of the beach ridges coastal plain. Obtaining continuous data of altimetry with a GNSS system, concentrated in the path perpendicular to the coastline, allowed the elaboration and analysis of the altimetric profile of the beach ridges. It was identified three main characteristics: 1) in the first 600 m there is an increase in elevation; 2) then along “stable” stretch, with little change in elevation; 3) lastly, the decrease of the elevation in the last 500 m. A Ground Penetrating

Radar (GPR) was used to characterize the depositional architecture in the subsurface of the beach ridges. The GPR record allowed the identification of three patterns, represented by the retrogradational and progradational units, in which the stacking pattern consists of a regressive or progradational barrier sequence. Six sediment samples of the sandy fraction of wind deposition were collected to obtain absolute ages from Optically Stimulated Luminescence (OSL). The dated ridges presented Holocene ages, with ages lower than $5,261 \pm 396$ years. The integration of the results obtained allowed the recognition of three patterns that led to the interpretation of three phases due to the variations of the relative sea level and the sedimentary budget in the evolution of the plain. These phases represent periods of transgression, normal regression and forced regression.

Keywords: Ground Penetrating Radar; Optically Stimulated Luminescence; Stacking Pattern

INTRODUÇÃO

As barreiras costeiras são definidas como corpos alongados, encontram-se orientadas paralelamente à tendência geral da linha de costa, suas cristas estão acima do nível de maré alta e consistem de 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, 2014).

Segundo Davis e Hayes (1984) a tipologia de costa dominada por onda, região costeira onde prevalecem à alta energia das ondas perante forçante de maré, preferencialmente em costas de micromaré, geram grande transporte de sedimentos. Essas condições favorecem o desenvolvimento de extensas planícies arenosas e importantes elementos deposicionais como longas ilhas barreiras e progradação de cristas de praia, devido à sensibilidade às mudanças do nível do mar e o fluxo de sedimentos (GOY *et al.*, 2003; ROY *et al.*, 1994), como o caso da formação de barreiras costeiras.

Essas feições são verificadas em todo mundo, 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), e em termos das estruturas estratigráficas, associados ao comportamento em relação à linha de costa, traduzindo-se no movimento em direção ao continente ou em direção ao mar dessas barreiras.

Em particular, as barreiras costeiras progradantes, tal como os cordões litorâneos e as cristas de dunas frontais 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). Alguns estudos sobre barreiras holocênicas brasileiras são também encontrados no compêndio organizado por Dillenburg e Hesp (2009). Atualmente, Dillenburg *et al.* (2017) apresentam a evolução de um setor da barreira regressiva holocênica na Bacia de Pelotas, junto ao canal de comunicação da Lagoa dos Patos, com uma extensa progradação de até 15 km no Holoceno.

O presente estudo caracteriza a progradação de 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.

Embora muitos estudos tenham sido realizados ao longo da costa leste brasileira, onde se observam os sistemas ilhas 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 do presente trabalho necessita de informações geocronológicas e de subsuperfície para compreensão mais detalhada da evolução costeira durante o Holoceno. Ademais, a planície costeira do município de Presidente Kennedy se tornará o 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 conseguiram caracterizar a evolução da área devido às modificações antrópica.

Os métodos de estudo aqui utilizados para compreender a evolução da planície costeira consistiram em: análise de imagens de satélite para observação de padrões morfológicos distintos entre os cordões litorâneos; levantamento de perfil altimétrico com sistema GNSS pós-processado; utilização de Radar de Penetração no Solo (GPR) que permite a visualização da geometria deposicional e a estratigrafia de sistemas costeiros, sendo bastante utilizado na investigação de barreiras costeiras e reconstruções de antigos ambientes (NEAL, 2004); e datações por luminescência opticamente estimulada (LOE) que estabelece a idade de soterramento do sedimento, caracteriza-se por método de investigação que possui uma alta potencialidade nos estudos quaternários, determinando modelos evolutivos de planícies costeiras (NIELSEN *et al.*, 2006). Atualmente, a datação LOE consiste em método amplamente utilizado para determinar a cronologia de sedimentação em diversos sistemas deposicionais, permitindo reconstituição espaço-temporal em escala decadal a milenar (ANGULO e SOUZA, 2014; SAWAKUCHI *et al.*, 2016).

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 sobre os cordões litorâneos na chamada planície costeira holocênica presente no município de Presidente Kennedy, mais precisamente na Praia das Neves, próximo à desembocadura do Rio Itabapoana. 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 presente estudo está inserida na faixa

correspondente ao setor seis. Esse setor é descrito contendo a extensa planície de cordões litorâneos, identificado como importante depósito sedimentar no Quaternário sobre o vale fluvial do Rio Itabapoana. A evolução geológica desta planície está associada às flutuações do nível relativo do mar e à disponibilidade de sedimentos fluviais (ALBINO *et al.*, 2006).

A área de estudo teria se originado subsequente ao último máximo transgressivo por volta de 5.100 anos A.P., a queda do nível relativo do mar resultou no desenvolvimento dos terraços marinhos arenosos, tendo por composição areias siliciclásticas (MARTIN *et al.*, 1996), a regressão da linha de costa, o preenchimento do estuário por sedimentação arenosa e lamosa e áreas de mangue.

A planície de cordões litorâneos apresenta-se pouco desenvolvida, principalmente comparando-a a 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 dos sedimentos marinhos 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 as orientações da planície costeira e dos cordões litorâneos que se localizam apenas no flanco norte (superior) do Rio Itabapoana, ocasionado pela predominância das correntes *longshore* advindas do Sul. Ademais, a planície costeira de cordões litorâneos holocênicos teria se formado mais tardiamente, pois o sistema lagunar durou um período maior que a do modelo proposto por Dominguez *et al.* (1981), tendo por Tese 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 próximo a planície costeira holocênica.

Os processos costeiros atuantes no sul do Estado do Espírito Santo, região onde se encontra a planície de cordões litorâneos aqui estudada, possui uma típica morfologia irregular da plataforma interna e uma largura média de 77 km. O litoral sul caracteriza-se por um regime de micromaré, com taxas variando de 0,8 a 1,9 m, e suas praias possuem estágios morfodinâmicos intermediário a dissipativas expostas. O regime de ventos para o estado é designado sazonal e bimodal e, durante o verão, os ventos são de leste e nordeste, gerados pelo Anticiclone do Atlântico Sul. Durante o inverno e o outono, as frentes polares advindas do Sul determinam o regime dos ventos sul e sudeste (ALBINO *et al.*, 2016).

MATERIAIS E MÉTODOS

O objetivo principal deste estudo é a reconstrução da história evolutiva da planície costeira sobre o vale fluvial do Rio Itabapoana durante o Holoceno. Para atingir esse objetivo, foram utilizados métodos de sensoriamento remoto, levantamento altimétrico, perfis de GPR e geocronologia por LOE (Figura 2).

Para análise e discriminação das feições geomorfológicas referentes aos cordões litorâneos e à sua cobertura vegetal foram analisadas imagens de satélite *RapidEye* dos anos entre 2011 e 2014. Essas imagens foram obtidas 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 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, as imagens de satélite *RapidEye* da área de estudo, referentes aos anos de 2011 a 2014, foram carregadas 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 Silva e Sano (2016), onde é possível identificar com melhor definição padrões de reflectância distintos da vegetação na planície de cordões litorâneos (Figura 3).

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.

O GPR foi utilizado na primeira etapa, com auxílio de veículo e com o mapa da região se fez o reconhecimento da área que permitiu constatar o caminhamento que melhor representaria um perfil regional, obtendo um perfil com o GPR que abrangesse, perpendicularmente, toda a planície costeira holocênica dos cordões litorâneos. 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).

Durante a aquisição de dados foram aplicados filtros de ruído e ganho. No processamento realizado em laboratório, com intuito de eliminar os ruídos do perfil obtido e melhoria na qualidade dos dados, foram utilizados três *softwares* (RADAN™ 6.6, Prism® 2.5 e Reflex-Win®). Devido à facilidade de execução de cada etapa de processamento viabilizada em cada *software*. Foram realizados os filtros de *background removal* e a aplicação de filtros de frequência *bandpass*, filtro *Ormsby bandpass*, *gain equalization* e conversão de tempo para profundidade. A interpretação dos dados seguiu o método sismoestratigráfico com base nas terminações, geometria e padrão de refletores (MITCHUM Jr. *et al.*, 1977; VAIL, 1987) adaptado para o GPR por Neal (2004). Esse método é baseado na terminação de refletores, geometria e 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 em tempo real (RTK). Os dados altimétricos obtidos com o sistema GNSS foram pós-processados no *software* GTR-Processor 2.87., que permitiu a correção automática a partir da Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo dos Sistemas GNSS (RBMC/IBGE), utilizando a base de Campos dos Goytacazes (RJCG). Posteriormente, as cotas foram estabelecidas na forma ortométrica, cujo referencial é o nível médio do mar, a partir da estimativa da ondulação geoidal obtida no programa MAPGEO e em seguida corrigidos de acordo com o marógrafo 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).

Foram também obtidos dados topográficos da praia atual utilizando Estação Total para a representatividade do perfil praial atual. Os dados foram corrigidos com o referencial nível médio do mar, de acordo com o utilizado para os dados do sistema GNSS.

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, primeiramente foram abertas trincheiras de 1 m de profundidade, na parte superior de pontos relacionados 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). A preparação das alíquotas de quartzo envolveu: 1) Peneiramento a úmido das amostras para aquisição da fração 180-250 μm ; 2) Eliminação da matéria orgânica a partir do tratamento com o peróxido de hidrogênio (H_2O_2); 3) Ataque com ácido clorídrico (HCl 10%) para remoção de carbonatos; 4) Uso de solução de metatungstato de lítio (LMT) para separação densimétrica de minerais pesados e leves ($\rho = 2,85 \text{ g/cm}^3$) e separação entre quartzo e feldspato ($\rho = 2,62 \text{ g/cm}^3$); 5) Os concentrados de quartzo ($\rho=2,62\text{-}2,85 \text{ g/cm}^3$) foram submetidos a tratamento com ácido fluorídrico (HF 38%) por 40 min para remoção da camada externa dos grãos de quartzo afetada por radiação alfa e eliminação de feldspatos remanescentes; 6) Os concentrados de quartzo foram novamente peneirados para medidas de luminescência na fração 180-250 μm . As medidas de luminescência foram efetuadas em leitores Risø TL/OSL DA-20 equipados LEDs azuis (470 nm) e infravermelhos (870 nm), filtro Hoya U-340 para detecção na faixa do ultravioleta e fontes de radiação beta ($\text{Sr}^{90}/\text{Y}^{90}$) com taxas de dose de 0,078 Gy/s e 0,135 Gy/s (*cups* de aço inox). 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 dose 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

A partir das observações nas imagens de satélites (Figuras 1, 2 e 4) 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 costafora caracteriza o processo de progradação, o que pode indicar períodos em que o aporte sedimentar supera (é muito maior ou maior) a criação de espaço de acomodação ou o nível relativo do mar entra em queda.

INTERPRETAÇÃO VISUAL DAS IMAGENS DE SATÉLITE RAPIDEYE

A análise das imagens de satélite *RapidEye* conforme proposto por Silva e Sano (2016), foi utilizada para discriminar classes de cobertura vegetal a composição colorida R5-G3-B1 (ano 2014), na qual é possível identificar com melhor definição padrões de refletância da vegetação (em vermelho) na 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) na planície costeira de cordões litorâneos (Figura 4). O padrão I é observado no início da planície costeira, localizado nos primeiros 500 m da porção interna da planície, e se diferencia dos demais cordões devido a sua orientação, que se trunca com os cordões do padrão II. Os cordões do padrão I encontram-se mais vegetados que os cordões litorâneos referentes ao padrão II. Os cordões litorâneos do padrão II, os quais representam a maior porção na planície (isso se observado em caminhamento traçado ao longo da planície), apresentam única tendência de orientação e menor concentração de vegetação ao longo das cristas. O padrão III é o mais próximo à linha de costa e seus cordões litorâneos apresentam-se encobertos por densa vegetação, sendo que a orientação destes cordões pode ser observada por algumas linhas mais escuras (podendo caracterizar as áreas baixas 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 de sedimentos arenosos mais claros (amarelada) enquanto que os sedimentos do padrão III possuem cor mais escura (acinzentada).

PERFIL ALTIMÉTRICO

A Figura 5 representa o perfil altimétrico elaborado a partir do transecto perpendicular aos cordões litorâneos (ver a localização na Figura 2) e que possui 4,2 km de comprimento. Ao longo deste perfil a variação da elevação é de aproximadamente 2,5 m, onde 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 a direção 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 (~500 m).

PERFIS DE GPR

A interpretação dos dados adquiridos pelo GPR permitiu a identificação de três padrões distintos, dos quais foram selecionados intervalos que melhor representam cada

padrão. Logo, foram geradas três seções principais (A/A', B/B', C/C'), localizadas no mapa da Figura 6, e demonstradas, respectivamente, nas figuras 7, 8 e 9.

A seção A/A' evidencia duas unidades bem distintas. A unidade inferior possui refletores contínuos com padrão sigmoidal oblíquo, geometria inclinada mergulhando em direção ao continente, caracterizando uma porção retrogradante da planície. A unidade superior possui refletores contínuos e descontínuos, marcando um padrão sigmoidal, geometria inclinada mergulhando em direção ao mar, caracterizando a progradação. Esta seção está localizada no início da planície costeira (ver Figura 6), onde identifica-se a superfície estratigráfica que representa o episódio associado à máxima transgressão e, posteriormente, a regressão.

A seção B/B' destaca a continuação da progradação 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, sendo 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.

A seção C/C' caracteriza também o padrão progradacional dos cordões litorâneos, onde foram identificadas apenas 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 possuiu refletores contínuos, horizontais, paralelos a subparalelos, contornando e, ora em contato concordante com os refletores da unidade inferior. Essa camada é interpretada como o capeamento eólico e apresenta-se mais espessa, em relação ao que se foi observado ao longo de todo registro, sendo possível visualizar a morfologia de cristas (↑) e cavas (↓).

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 dessa barreira regressiva. A localização de onde foram coletadas as amostras 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 10A) ou tendência exponencial para doses mais elevadas (> 10 Gy). As distribuições de doses 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 10B). As idades LOE obtidas, e consideradas, 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 diminuem 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 da progradação da planície costeira, como observado ao longo do perfil adquirido com o GPR. 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, já que essas amostras representam sedimentos coletados no primeiro metro de profundidade.

DISCUSSÃO

ARQUITETURA INTERNA DA PLANÍCIE COSTEIRA

A planície costeira de cordões litorâneos apresentou duas unidades, uma retrogradacional e outra progradacional. A unidade retrogradacional é observada na seção A/A', que se localiza no início da planície de cordões litorâneos (ver as figuras 5 e 6). 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. A migração da ilha barreira 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 explicariam a 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 dos refletores com inclinação em direção ao mar e, portanto, indicam o início dos processos progradacionais atuantes ao longo de todo o perfil adquirido com o GPR. A característica progradacional 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.

São observadas três diferentes características progradacionais ao longo de todo perfil. O primeiro já citado anteriormente, que se concentra no padrão progradacional sobre a unidade retrogradacional na seção A/A' e, outros dois demonstrados nas seções B/B' e C/C'. A seção B/B' evidencia a continuidade do processo progradacional, 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 progradantes, como já descritos para a seção A/A`. Já a porção inferior exhibe registro progradacional 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 progradantes e agradacionais. Esta combinação também foi descrita em trabalhos realizados sobre barreiras regressivas no sul do Brasil (BARBOZA *et al.*, 2009; 2011; 2013).

Sob esta unidade do pós-praia e zona de estirâncio, foi interpretado à unidade caracterizada como de ambiente de antepraia superior que possui refletores contínuos a 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 mais 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. Essa atenuação visualizada na seção C/C`, é devido a aproximação com mar (maior intrusão salina), assim, ocultou a unidade inferior que representaria o ambiente de antepraia superior.

Outra unidade observada e interpretada nas seções B/B` e C/C` 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; SILVA, *et al.*, 2010, 2014), as quais caracterizam a sequência dos cordões litorâneos como cordões de dunas frontais. 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 11). As superfícies observadas são correlacionáveis com refletores das unidades interpretadas no perfil de GPR, principalmente, com relação à seção B/B`, no qual observa-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.

IDADES LOE DAS CRISTAS DE PRAIA

As idades LOE obtidas em alíquotas multigrãos de quartzo demonstraram resultados coerentes com o padrão progradacional da planície de cordões litorâneos, ainda que foram observadas idades mais jovens para as 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 no padrão cronológico decrescente em direção à linha de costa. Os resultados da datação comprovaram a origem holocênica dos cordões litorâneos, indicando idades inferiores a 5.261 ± 396 anos. As idades obtidas são compatíveis com as oscilações do nível relativo do mar nos últimos 7.000 anos A.P., como caracterizado por Angulo *et al.* (2006), onde o nível relativo do mar teria atingido o máximo transgressivo entre 5.000 e 5.800 anos A.P., para costa leste brasileira a norte da latitude 28°, atingindo sua elevação máxima no Holoceno. 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, para que a planície apresentasse padrão cronológico decrescente ao longo dos cordões litorâneos de acordo com os padrões progradacionais observados nos refletores em subsuperfície. De acordo com os dados interpretados do perfil de GPR, demonstrados nas seções A/A', B/B' e C/C' (figuras 6, 7 e 8) que caracterizaram a progradação da linha de costa ao longo de todo levantamento realizado, apontam que as idades das amostras PN-LOE-1 e PN-LOE-2 não representam idades de construção dos cordões e podem indicar 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 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 a mudança no padrão altimétrico, marcando o início da diminuição altimétrica do perfil topográfico na planície, bem como a mudança de padrão interpretado a partir da imagem de satélite e também a mudança na estrutura interna 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 (vegetação x solo).

EVOLUÇÃO DA BARREIRA REGRESSIVA

No levantamento realizado onde foram obtidas as linhas de GPR, cortando perpendicularmente a planície costeira holocênica, 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 fases transgressiva e regressiva da barreira, padrão esse já identificado por Barboza *et al.* (2011) e Dillenburg e Barboza (2014). 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 6, 7 e 8) que melhor representam o registro ao longo de todo o caminhamento, mais a distinção de três padrões observados na interpretação da imagem de satélite (Figura 3) e também pelos três padrões observados ao longo do perfil altimétrico (Figura 4). Dessa forma, foram definidas três porções da planície de cordões 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 (ver Figura 6) 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 7), 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 progradacional 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 8) 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. Sendo 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. O intervalo de tempo entre as duas últimas amostras PN-LOE-5 e PN-LOE-6, pertencentes respectivamente ao padrão II e III na interpretação da imagem de satélite, é maior em comparação as outras, proporcionando uma maior taxa de progradação que é imposta pela queda do nível relativo do mar até os dias atuais.

O modelo encontrado para a planície costeira 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 12.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A progradação da planície costeira situada sobre o vale fluvial do Rio Itaboana durante o Holoceno foi caracterizada pelo 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).

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.

REFERÊNCIAS

- ABREU, V. S.; NEAL, J.; VAIL, P. R. Integration of sequence stratigraphy concepts. In: ABREU, V. S.; NEAL, J.; BOHACS, K. M.; KALBAS, J. L. (Eds.) **Sequence Stratigraphy of siliciclastic systems – The ExxonMobil Methodology: atlas of exercises**. Society for Sedimentary Geology (SEPM), Oklahoma (U.S.A.): p. 209-224, 2010.
- ALBINO, J.; GIRARDI, G.; NASCIMENTO, K. A. D. Espírito Santo. **Erosão e progradação do litoral brasileiro**. Brasília: MMA, 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. The Beaches of Espírito Santo. In: SHORT, A. D.; KLEIN, A. H. F. (org.) **Brazilian Beach Systems**. Springer International Publishing, USA: p. 333-361, 2016.

ANGULO, R. J.; DE SOUZA, M. C. Revisão conceitual de indicadores costeiros de paleoníveis marinhos quaternários no Brasil. **Quaternary and Environmental Geosciences**, v.5, n. 2, p. 01-32, 2014.

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.

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.

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.

BOYD, R.; DALRYMPLE, R.; ZAITLIN B. A. Classification of clastic coastal depositional environments. **Sedimentary Geology**, v. 80, n. 3-4, p. 139-150, 1992.

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.

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.

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.

DILLENBURG, S. R.; HESP, P. **Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers**. Heidelberg: Springer Verlag, 2009. v. 107, 380 p.

DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G. The Strike-Fed Sandy Coast of Southern Brazil. In: Martini, I.P.; Wanless H.R. (Eds.). **Sedimentary Coastal Zones from High to Low Latitudes: Similarities and Differences**. Geological Society, London, Special Publications 388, p. 333-352, 2014.

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.

DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G.; TOMAZELLI, L. J.; HESP, P. A.; CLEROT, L. C. P.; AYUP-ZOUAIN, R. N. The Holocene Coastal Barriers of Rio Grande do Sul. In: Dillenburg, S.R.; Hesp P.A. (Eds.), *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Springer, **Lecture Notes in Earth Sciences** 107, p. 53-91, 2009.

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.; 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.

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. Sea-Level History and Quaternary Evolution of River Mouth–Associated Beach ridge Plains Along the East–Southeast Brazilian Coast: A Summary. 1987.

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.

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.

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

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.

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**, 77 (3), p.493-508, 2005.

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.

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.

MARTIN, L.; SUGUIO, K. F.; ARCHANJO, J. Coastal Quaternary formations of the southern part of the State of Espírito Santo (Brazil). 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. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphy interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: Payton, C.E. (Ed.), **Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration**. Tulsa, Memoir AAPG 26, pp. 117-133, 1977.

MOULTON, M.; OLIVEIRA FILHO, S.; ROCHA, T. B.; FERNADEZ, G. B. Foredunes of Rio de Janeiro coast: genesis, structure and morphology. **Journal of Coastal Research**, SI 65, n. sp2, p. 1319-1324, 2013.

MUEHE, D.; ROSO, R. H.; SAVI, D. C. Avaliação de Método Expedito 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.

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.

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.

NEAL, J.; ABREU, V. S. Sequence stratigraphy hierarchy and the accommodation succession method. **Geology**, v. 37, n.9, p. 779-782, 2009.

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**, v.1, n. 4, p. 305-312, 2006.

- OTVOS, E. G. Beach ridges – definitions and significance. **Geomorphology**, v.32, n. 1, p. 83-108, 2000.
- OTVOS, E. G. Coastal barriers – Nomenclature, processes and classification issues. **Geomorphology**, v.139, p. 39-52, 2012.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- ROSA, M. L. C. C.; HOYAL, D. C.; BARBOZA, E. G.; FEDELE, J.; ABREU, V. S. 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. (Eds.), **Autogenic Dynamics and Self-Organization in Sedimentary Systems**. SEPM Special Publication, 106, pp. 176-197, 2016.
- ROY, P. S.; COWELL, P. J.; FERLAND, M. A.; THOM, B. G. Wave-dominated coasts. In: Carter, R. W. G. e Woodroffe, C. D. (eds.). **Coastal evolution: late quaternary morphodynamics**. Cambridge: Cambridge University Press, p.121-186, 1994.
- SAWAKUCHI, A. O.; MENDES, V. R.; PUPIM, F. N.; MINELI, T. D.; RIBEIRO, L. M. A. L.; ZULAR, A.; GUEDES, C. C. F.; GIANNINI, P. C. F.; NOGUEIRA, L.; SALLUN FILHO, W.; ASSINE, M. L. Optically stimulated luminescence and isothermal thermoluminescence dating of high sensitivity and well bleached quartz from Brazilian sediments: from Late Holocene to beyond the Quaternary?. **Brazilian Journal of Geology**, v. 46, p. 209-226, 2016.
- SILVA, A. B.; BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C.; FRACALOSSO, 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.
- 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, 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.

TAYLOR, M.; STONE, G.W. Beach-ridges: A review. **Journal of Coastal Research**, v. 12, n. 3, 612-621, 1996.

VAIL, P. R. Seismic Stratigraphy Interpretation Using Sequence Stratigraphy. Part 1: Seismic Stratigraphy Interpretation Procedure. In: BALLY, A. W. (ed.) **Atlas of Seismic Stratigraphy**. Tulsa, AAPG, v. 1, p. 1-9, (AAPG Studies in Geology # 27), 1987.

VAN HETEREN, S. Barrier System. In: Masselink G. e Gehrels, R. (Eds). **Coastal Environments and Global Change**. AGU e Wiley. 2014.

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.

ÍNDICE DAS FIGURAS:

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.

Figura 2. Mapa com a localização dos métodos aplicados em campo na área de estudo. A linha vermelha representa os levantamentos topográficos e com o GPR. Os círculos em verde representam o posicionamento das amostras de LOE.

Figura 3. Bandas espectrais das imagens de satélite *RapidEye*. A combinação dessas cinco bandas espectrais é ideal para monitorar as condições de vegetação e detectar anomalias de crescimento. Extraído e modificado de Silva e Sano (2016)

Figura 4. Demonstração dos três padrões visualizados na fotografia aérea dos cordões litorâneos, interpretados segundo a orientação dos cordões e a vegetação.

Figura 5. Perfil altimétrico gerado a partir do transecto perpendicular à linha de costa (ver Figura 2).

Figura 6. Localização das seções de GPR as quais representam os três principais padrões encontrados na planície costeira holocênica.

Figura 7. Perfil de GPR seção A/A', apresentando as unidades progradantes e retrogradantes. 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 as duas unidades.

Figura 8. 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, porém a lente na linha pós-processada permite a sua visualização e diferenciação das unidades inferiores.

Figura 9. Perfil de GPR seção C/C', apresentando a unidade praias 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.

Figura 10. A) Curva dose-resposta de alíquota de quartzo da amostra PN-LOE-4. L_x/T_x representa o sinal de luminescência (0,8 s) corrigido por dose teste. B) Histograma das doses equivalentes das alíquotas da amostra PN-LOE-4.

Figura 11. A) Perfil praias atual obtido através de nivelamento altimétrico com estação total. B) Registro fotográfico do perfil praias atual junto à praia da Neves. Observam-se as morfologias correlatas aos refletores observados nas seções de GPR e as unidades deposicionais definidas.

Figura 12. 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.

FIGURAS:

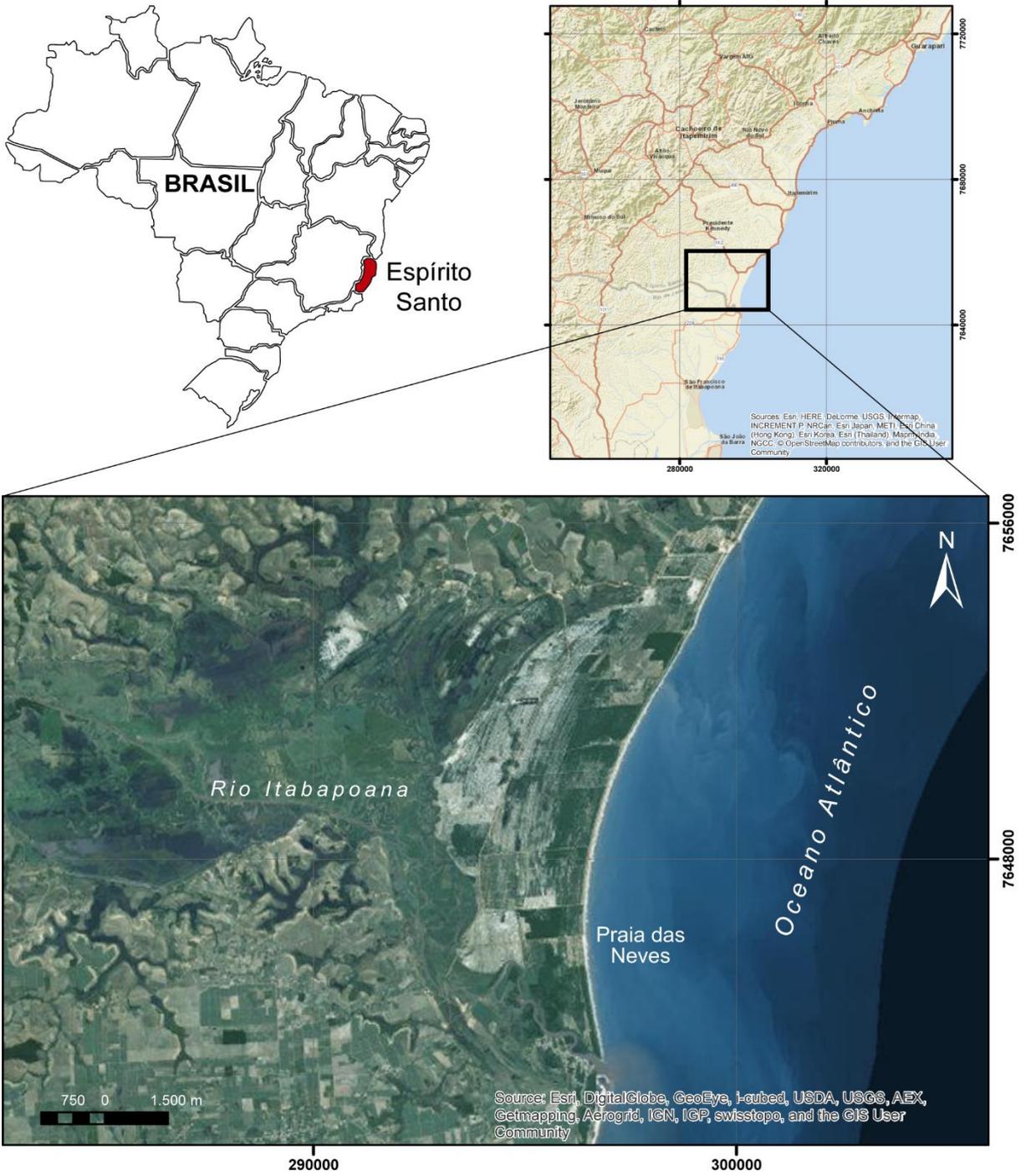


Figura 1



Figura 2

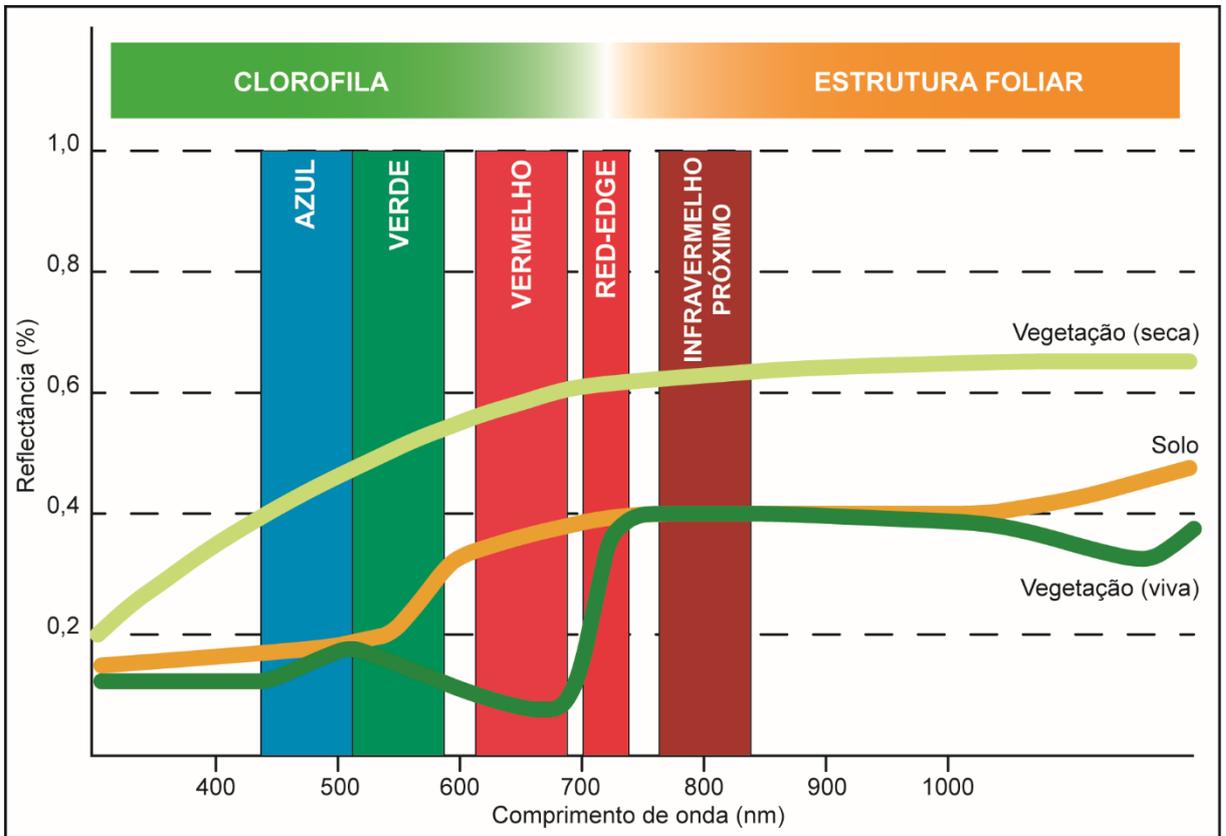


Figura 3

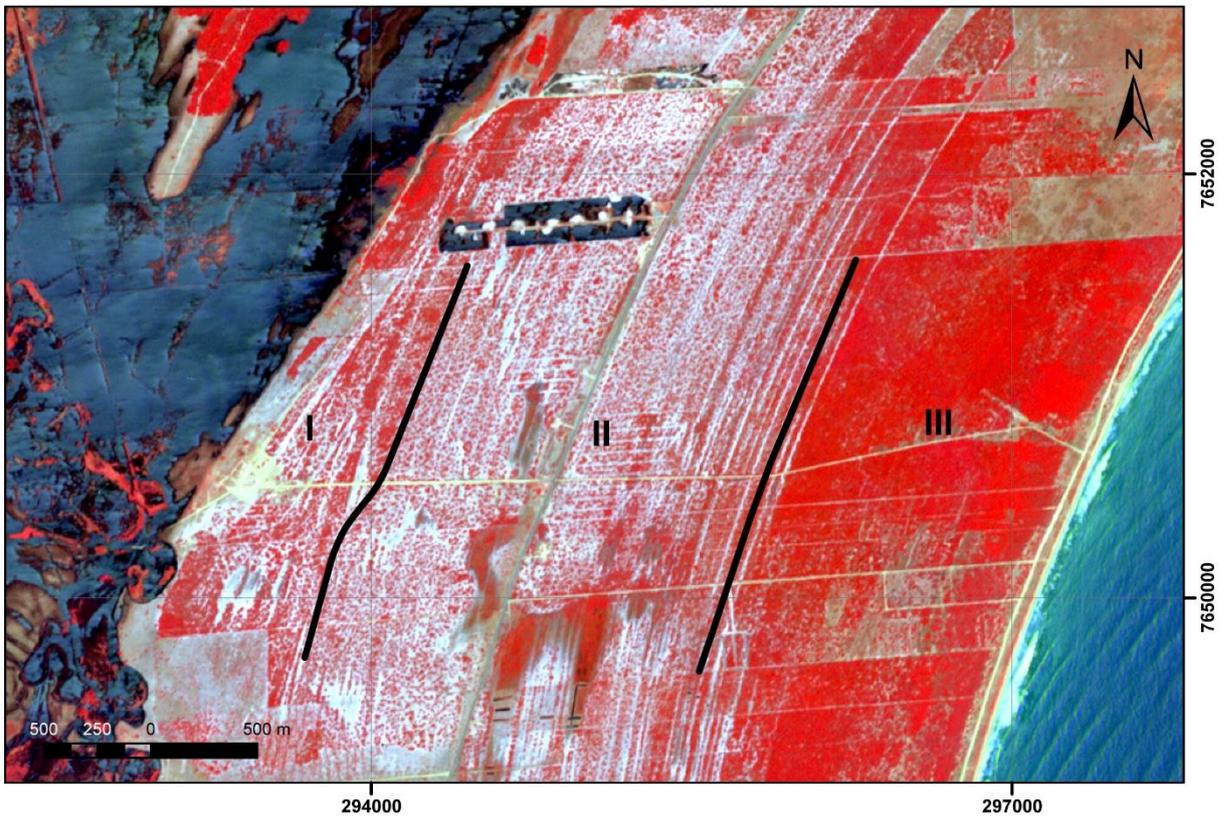


Figura 4

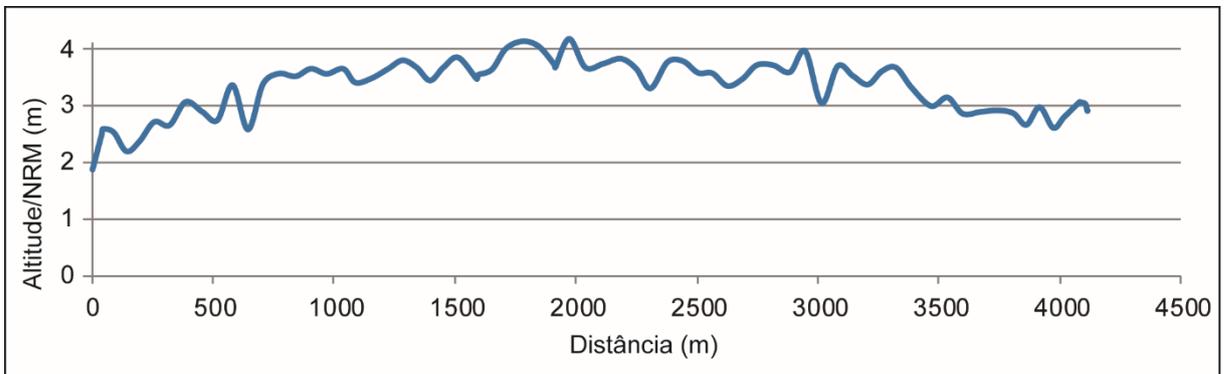


Figura 5



Figura 6

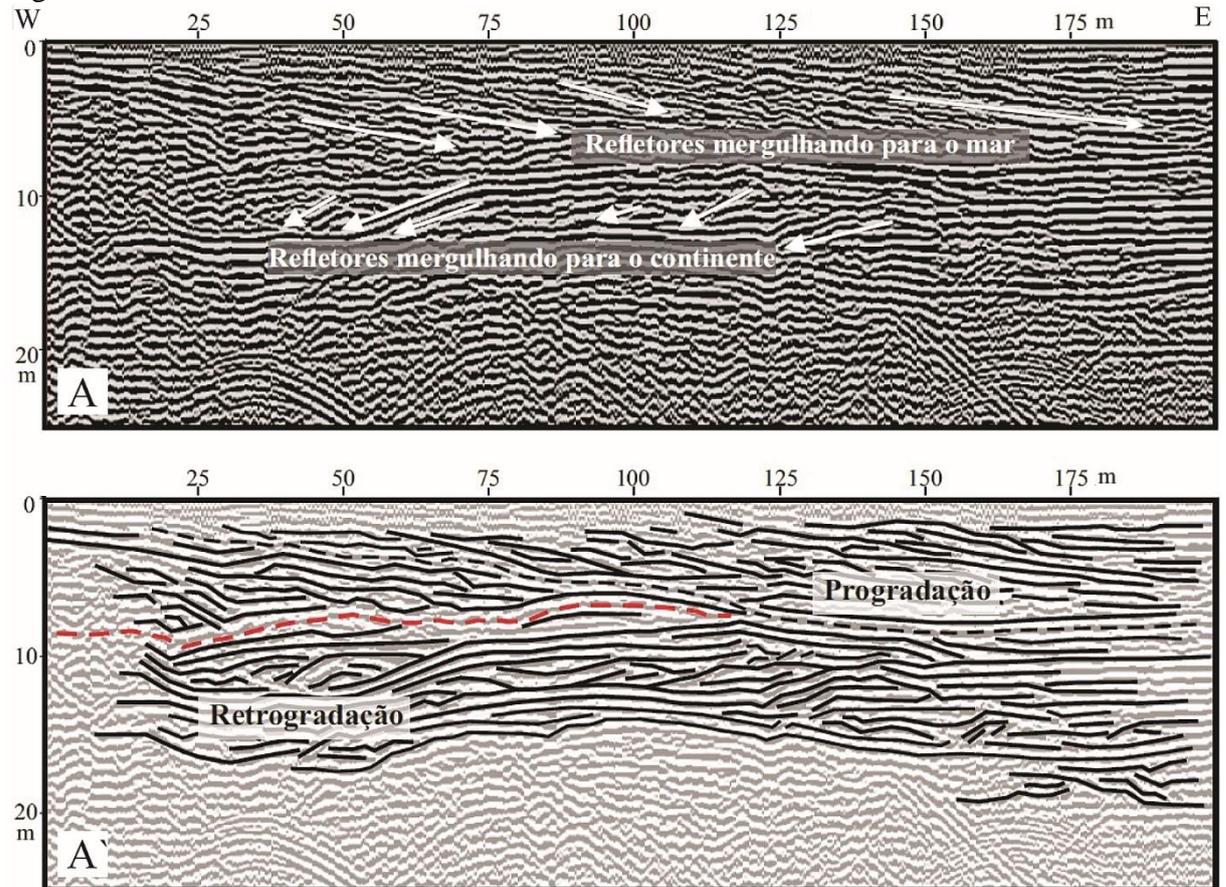


Figura 7

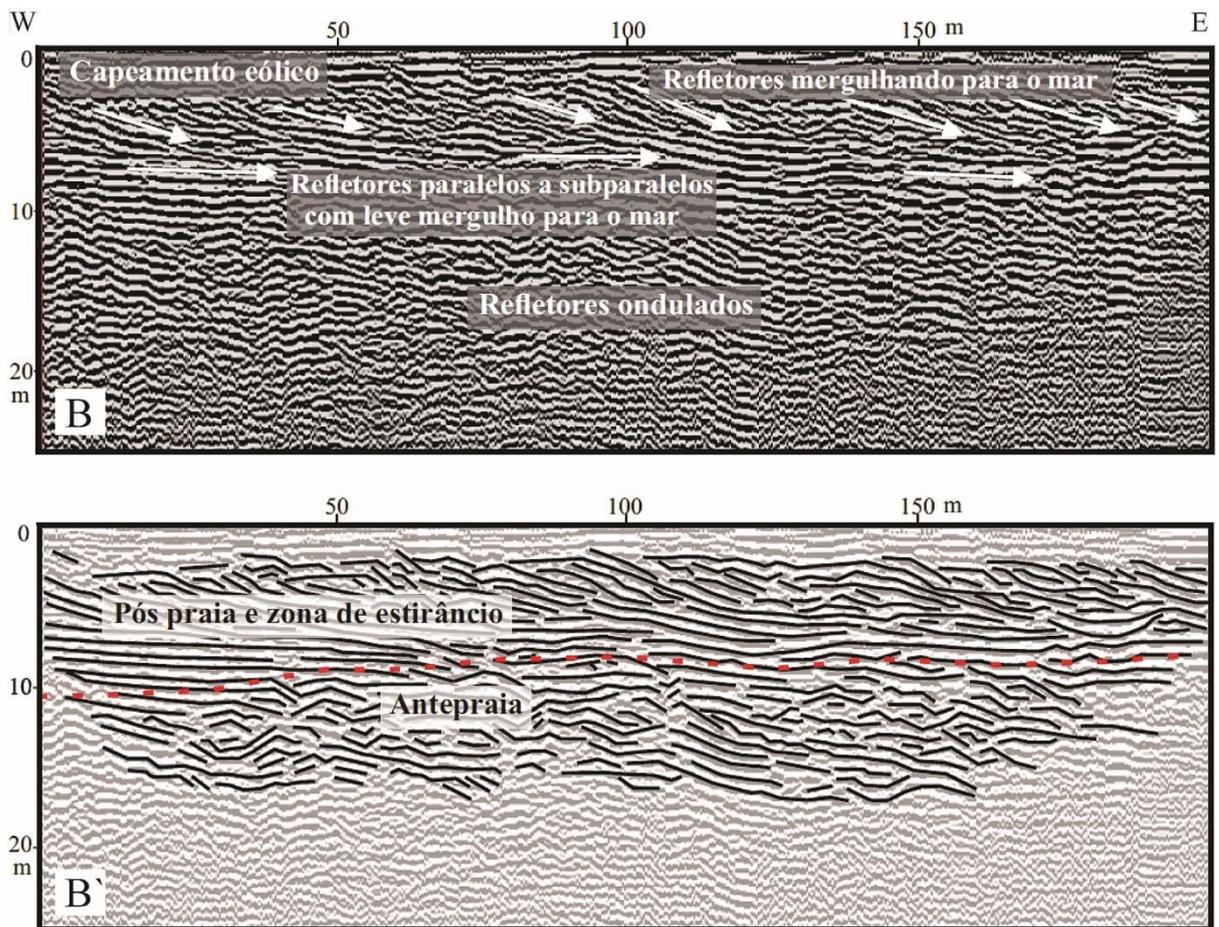


Figura 8

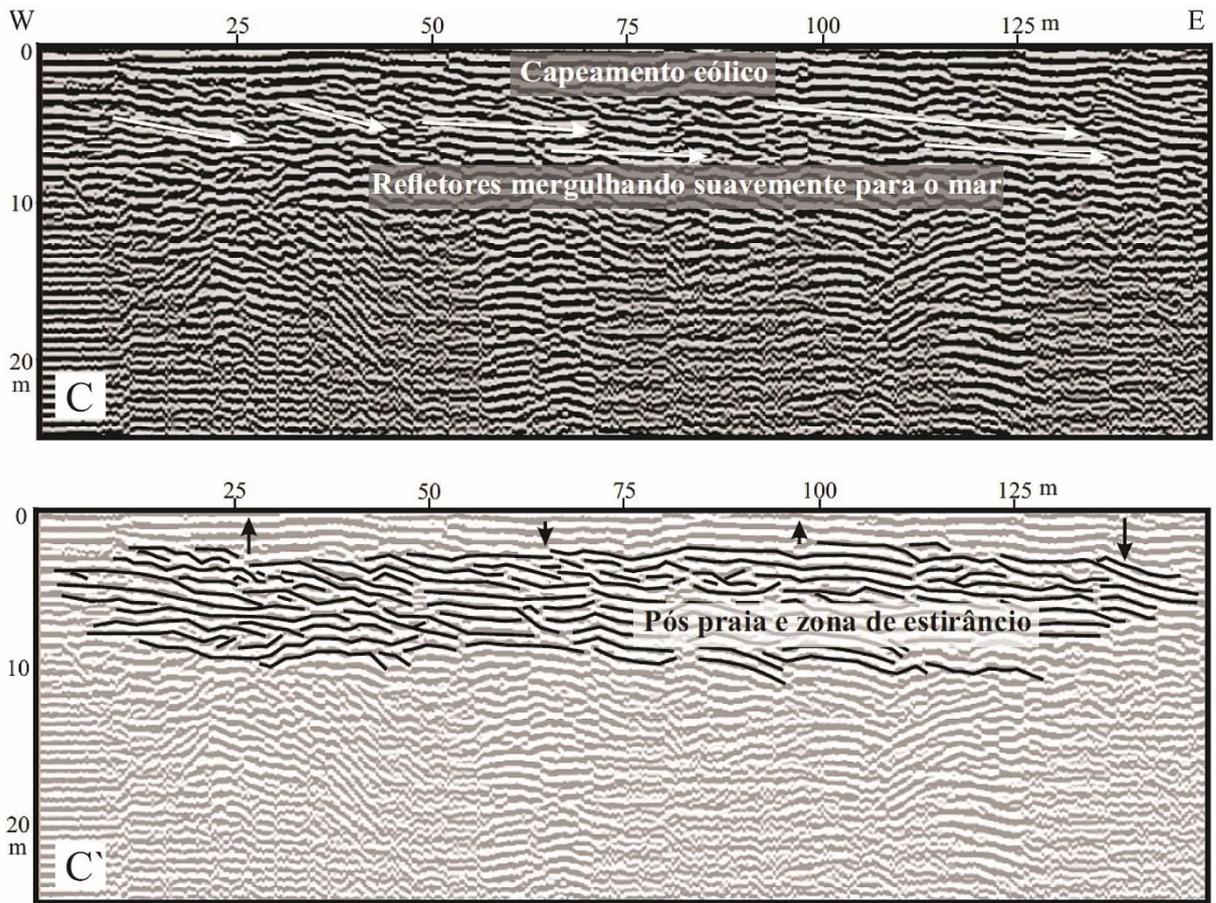


Figura 9

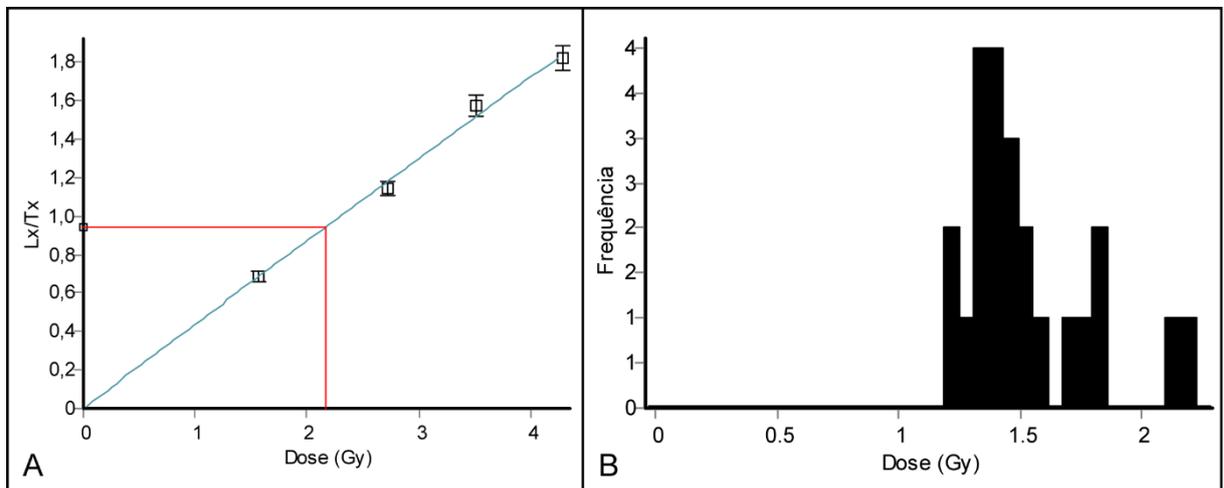


Figura 10

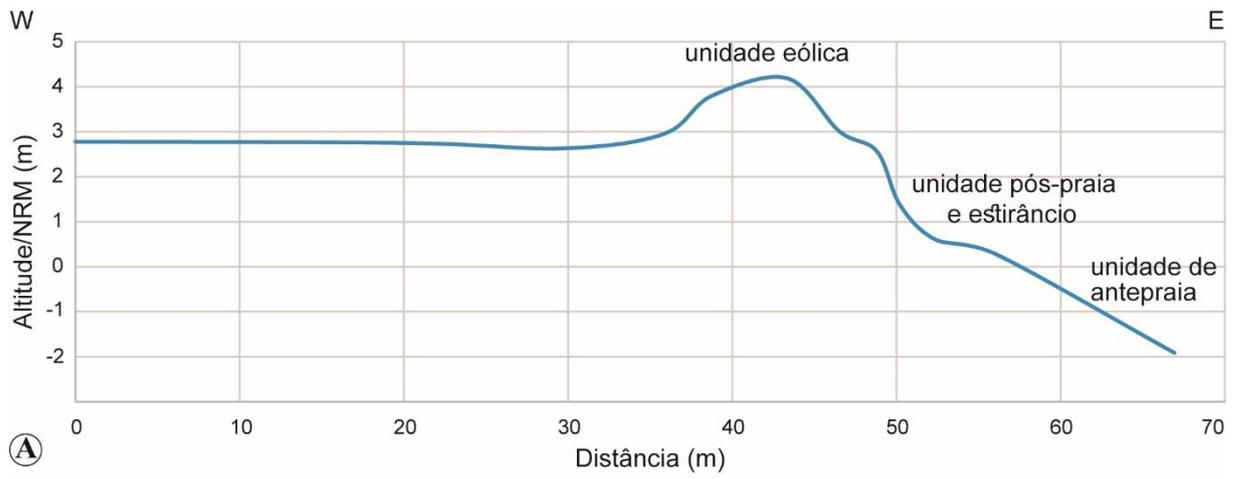


Figura 11.

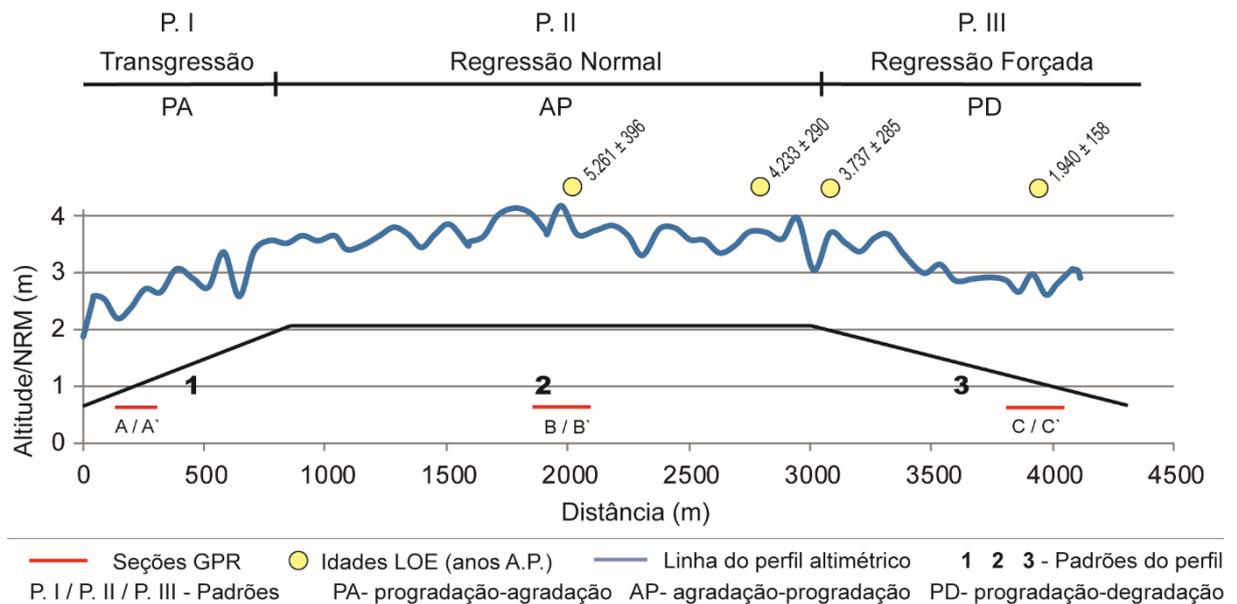


Figura 12

TABELAS

Tabela 1. Idades obtidas nas seis amostras coletadas nos cordões litorâneos da planície costeira próxima a desembocadura do Rio Itabapoana.

Código da Amostra	Código LEGaL	Número de Alíquotas	Recycling Ratio (média)	Taxa de Dose (Gy/ka)	Dose (Gy) (CAM)	OD (%)	Idade (anos) (CAM)
PN-LOE-1	L0766	20/23	1.02 ± 0.01	12.75 ± 1.07	30.8 ± 1.7	23.6	2417 ± 242
PN-LOE-2	L0767	22/32	1.02 ± 0.02	0.35 ± 0.02	1.12 ± 0.05	19.4	3160 ± 251
PN-LOE-3	L0768	21/24	1.02 ± 0.01	0.29 ± 0.02	1.55 ± 0.06	16.1	5261 ± 396
PN-LOE-4	L0769	23/24	1.01 ± 0.01	0.36 ± 0.02	1.52 ± 0.05	14.7	4233 ± 290
PN-LOE-5	L0770	22/36	1.01 ± 0.01	0.37 ± 0.02	1.4 ± 0.06	18.7	3737 ± 285
PN-LOE-6	L0771	19/24	1.02 ± 0.02	0.29 ± 0.02	0.56 ± 0.03	21.6	1940 ± 158

CAM – Central Age Model

OD - Overdispersion

CAPITULO III - CONSIDERAÇÕES FINAIS

Considerações Finais

Os resultados obtidos no presente trabalho contribuíram para o conhecimento acerca da evolução da planície costeira incorporada ao vale fluvial do Rio Itabapoana, associada às oscilações do nível relativo do mar durante o Holoceno e da disponibilidade de sedimentos fluviais.

A arquitetura deposicional da planície costeira de cordões litorâneos revelados através do GPR possibilitou o reconhecimento e a caracterização das unidades referentes ao sistema eólico, ao pós-praia/zona de estirâncio e antepraia, que de acordo com o padrão de empilhamento descrevem uma sequência de barreira regressiva ou progradante. A caracterização das unidades interpretadas determinou que a gênese dos cordões está associada à progradação de dunas frontais, cuja zona submarina e a praia desempenham papel de fonte de sedimentos que são transportados pela ação dos ventos, sendo depositados e estabilizados pela vegetação costeira no pós-praia.

As idades obtidas através da datação por LOE dos cordões litorâneos apresentaram idades holocênicas, e representam um padrão cronológico decrescente, referente às idades obtidas entre as amostras PN-LOE-3 a PN-LOE-6, corroborando com os outros métodos de aquisição.

A integração dos resultados obtidos pelos métodos utilizados no presente trabalho foi de suma importância para a compreensão da evolução da planície. A interpretação tanto em superfície como em subsuperfície dos diferentes padrões visualizados na planície costeira de cordões litorâneos permitiu a identificação de três fases: transgressão, regressão normal e regressão forçada, segundo os conceitos da estratigrafia de sequências.

ANEXO – COMPROVANTE DE SUBMISSÃO DE ARTIGO



Francisco Nascimento <jsn.francisco@gmail.com>

[RBG] Agradecimento pela submissão

Roberto Arnaldo Trancoso Gomes <robertogomes@unb.br>
Para: Francisco José Santos Nascimento <jsn.francisco@gmail.com>

6 de novembro de 2017 11:33

Francisco José Santos Nascimento,

Agradecemos a submissão do trabalho "ANÁLISE CRONOESTRATIGRÁFICA DOS CORDÕES LITORÂNEOS NA PLANÍCIE COSTEIRA DA FOZ DO RIO ITABAPOANA (ESPÍRITO SANTO, BRASIL)" para a revista Revista Brasileira de Geomorfologia.

Acompanhe o progresso da sua submissão por meio da interface de administração do sistema, disponível em:

URL da submissão:

<http://www.lsie.unb.br/rbg/index.php/rbg/author/submission/1346>

Login: francisco_jsn

Em caso de dúvidas, entre em contato via e-mail.

Agradecemos mais uma vez considerar nossa revista como meio de compartilhar seu trabalho.

Editores da Revista Brasileira de Geomorfologia

Revista Brasileira de Geomorfologia
<http://www.lsie.unb.br/rbg>