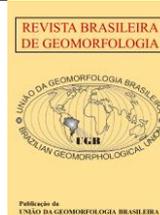




<https://rbgeomorfologia.org.br>
ISSN 2236-5664



Artigo de Pesquisa

Baixos terraços marinhos associados às transgressões e regressões marinhas holocênicas na Planície Costeira do rio Paraíba do Sul, Rio de Janeiro, Brasil

Low marine terraces associated with holocenic marine transgressions and regressions in the Coastal Plain of the Paraíba do Sul River, Rio de Janeiro, Brazil

Luca Lämmle ¹, Archimedes Perez Filho ², Carlo Donadio ³, Vinicius Borges Moreira ⁴, Cleber de Jesus Santos ⁵, André de Oliveira Souza ⁶

¹ Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP) - Campinas, Brasil. E-mail: lucalammlle@ige.unicamp.br

ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-6668-3914>

² Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP) - Campinas, Brasil. E-mail: archi@ige.unicamp.br

ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-6675-3740>

³ Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e delle Risorse, Università degli Studi di Napoli Federico II - Napoli, Italia. E-mail: donadio@unina.it

ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-9582-3058>

⁴ Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP) - Campinas, Brasil. E-mail: viniciusmoreira@ige.unicamp.br

ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-5485-9468>

⁵ Departamento de Geologia e Recursos Naturais, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP) - Campinas, Brasil. E-mail: cleber.geofisico@gmail.com

ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-5450-2004>

⁶ Centro das Humanidades, Universidade Federal do Oeste da Bahia (UFOP) - Barreiras, Brasil. E-mail: andreas@ufob.edu.br

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-4937-0470>

Recebido: 21/07/2020; Aceito: 17/09/2021; Publicado: 06/04/2022

Resumo: Áreas costeiras constituem-se como importantes para a análise geomorfológica, uma vez que as formas de relevo resultantes de processos complexos podem ser encontradas e fornecem informações sobre a dinâmica da paisagem em diferentes escalas têmporo-espacial. Diversos estudos oferecem uma visão geral sobre os atributos que influenciam a evolução da planície costeira do rio Paraíba do Sul, estado do Rio de Janeiro, mas a identificação e caracterização dos baixos terraços marinhos permanece pouco explorada. No entanto, diferentes níveis de terraços foram mencionados superficialmente, pelo menos desde o século 20, como registros de antigas posições da linha de costa e despertando muitas discussões. Sendo assim, o presente trabalho identificou e caracterizou diferentes níveis de baixos terraços marinhos e as coberturas superficiais associadas. Para tal, foram utilizadas imagens orbitais e não orbitais, análise granulométrica e Radar de Penetração no Solo (Georradar). A hipótese é que os diferentes níveis destes terraços marinhos podem fornecer *insights* e contribuir com o avanço do conhecimento sobre a evolução da área durante o Holoceno. Os resultados indicaram a ocorrência de dois níveis destes baixos terraços marinhos (N1 e N2), cujos aspectos morfossedimentares das coberturas superficiais sugerem morfogênese e

relações morfodinâmicas associadas às transgressões e regressões marinhas no Holoceno superior. Por fim, espera-se que os resultados possam contribuir com o avanço dos estudos sobre a dinâmica costeira na região e, principalmente, suscitar discussões sobre as influências das pulsações climáticas holocênicas na dinâmica geomorfológica de áreas costeiras.

Palavras-chave: Ambientes transicionais; baixos terraços marinhos; pulsos climáticos; Holoceno.

Abstract: Coastal regions constitute as important to geomorphological analysis since landforms resulting from complex processes can be found and provide insights into landscape dynamics at different time and space scales. Several early studies offer an overview of the attributes influencing the evolution of the Paraíba do Sul River coastal plain, Rio de Janeiro state, but the identification and characterization of the low marine terraces remain less explored. Nevertheless, different levels of terraces have been mentioned superficially at least since the 20th century as paleo-sea-levels (PSL) records and arousing many discussions. Therefore, the present work identified and characterized different levels of low marine terraces and the associated surficial covers. For this purpose, orbital and non-orbital images, grain-size analysis, and Ground Penetration Radar (GPR) was used. The hypothesis is that the different levels of these marine terraces can provide insights and contribute to the advancement of knowledge about the evolution of the area during the Holocene. The results indicated two levels of these low marine terraces (N1 and N2), whose morphosedimentary aspects of surficial covers suggest morphogenesis and morphodynamic relationships associated with marine transgressions and regressions the Upper Holocene. Finally, it is expected that the results can contribute to the advancement of studies on coastal dynamics in the region and, mainly, raise discussions on the influence of Holocene climate pulses in the geomorphological dynamics of coastal regions.

Keywords: Transitional environments; low marine terraces; climate pulses; Holocene.

1. Introdução

As complexidades e intensidades dos processos responsáveis pelas configurações do relevo costeiro têm sido tema de investigações desde longa data, contribuindo para significativos avanços metodológicos sobre a temática (SILVEIRA, 1950, 1964; MUEHE, 1998; AB'SABER, 2007; FERNANDEZ et al., 2017; PEREZ FILHO e RUBIRA, 2019; LÄMMLE e BULHÕES, 2019; DONADIO et al., 2019; MOREIRA e PEREZ FILHO, 2020; SOUZA et al., 2020). As discussões sobre evolução da paisagem costeira foram ampliadas com o advento de concepções teóricas abordando possíveis influências de eventos climáticos nas oscilações do nível relativo do mar e episódios de transgressões e regressões (BIGARELLA, 1946; MAACK, 1947; AB'SÁBER, 1955; DOMINGUEZ et al., 1981; SUGUIO et al., 1985; ANGULO et al., 2006; SUGUIO, 2010; CASTRO et al., 2014; SOUZA e PEREZ FILHO, 2019; PEREZ FILHO e RUBIRA, 2019; SOUZA et al., 2020).

Recentemente, o reconhecimento da ocorrência de significativa frequência de variações na precipitação e temperatura durante o Holoceno (Haug et al., 2001; Moy et al., 2002; Behling, 2002; Wanner et al., 2011; Pessenda et al., 2012; Vuille et al., 2012; Perez Filho et al., 2021), tem complementado a complexidade dos estudos geomorfológicos associados a sistemas costeiros. Nesse sentido, áreas costeiras constituem-se como importante objeto de análise geomorfológica, uma vez que apresentam rica diversidade de formas (por exemplo: praias arenosas, estuários, deltas, sistemas lagunares, praias lodosas, costões rochosos, recifes de coral, plataformas arenosas, restingas, ilhas costeiras, oceânicas) que além de imprimirem na paisagem registros da atuação de complexos processos morfogenéticos, também exercem importante papel de suporte para o estabelecimento de diferentes contextos bióticos e abióticos (NORDSTROM, 2010; CHRISTOPHERSON, 2012).

Conseqüentemente, formas de relevo agradacionais associadas a terraços marinhos têm possibilitado investigar registros das influências de fatores alogênicos e autogênicos na evolução da paisagem (TAMURA et al., 2011; PEREZ FILHO e RUBIRA, 2019; SOUZA e PEREZ FILHO, 2019; SOUZA et al., 2020). Assim, níveis de terraços marinhos são elementos chaves para a análise geomorfológica por apresentarem importantes informações morfossedimentares sobre oscilações eustáticas, variações energéticas dos processos deposicionais, balanço sedimentar entre continente e oceano, paleoposições da linha de costa e geocronologia (BIGARELLA e MOUSINHO, 1965; PIRAZZOLI, 2005; BRADLEY e GRIGGS, 1976; PASSARO et al., 2011; MARTINEZ-MARTOS et al., 2016).

Terraços marinhos podem ser identificados como superfícies planas ou suavemente inclinadas, originadas por processos marinhos e delimitadas por uma distinta quebra na declividade (PENTEADO, 1974; CHRISTOFOLETTI, 1980; PIRAZZOLI, 2005; MARTINEZ-MARTOS et al., 2016). Segundo Muehe (2001), são formados a partir da coalescência de sedimentos transportados, a priori, por meio das correntes longitudinais (*longshore current*) geradas entre a zona de arrebentação e a linha de praia. Essas formas geomorfológicas podem ser distinguidas em duas categorias: *marine-cut terraces* e *marine-built terraces*, em que o primeiro é encontrado comumente em regiões temperadas, cuja gênese está relacionada a processos de erosão impulsionados por ondas e secundariamente por correntes costeiras (PASSARO et al., 2011). O segundo está vinculado ao acúmulo de materiais derivados da erosão costeira (BIGARELLA e MOUSINHO, 1965).

No litoral brasileiro, diferentes níveis de terraços têm sido mencionados desde o século passado, os quais foram associados a indicadores de paleo-níveis marinhos (LAMEGO, 1940; 1946; BIGARELLA, 1946; MAACK, 1947; SILVEIRA, 1964). De acordo com Silveira (1964), na costa brasileira podem ser encontrados terraços marinhos localizados a 60-50, 30-20, 7-4 e 4-2 metros acima do nível do mar atual, sendo os últimos denominadas como baixos terraços por essa pesquisa. Contudo, consistentes críticas têm sido feitas na utilização de terraços marinhos como indicadores de paleo-níveis marinhos (BIGARELLA e MOUSINHO, 1965; ANGULO et al., 2006; ANGULO et al., 2014). Deste modo, salienta-se que baixos terraços marinhos (7-4 e 4-2 metros – Silveira, 1964) são geoindicadores, sobretudo, de antigas posições da linha de costa, a qual pode ter sido deslocada por diversos processos além da subida ou descida do nível relativo do mar, como por exemplo a variação da descarga fluvial e intervenções antrópicas.

Concernentes à área de estudos, trabalhos conduzidos principalmente a partir da década de 1950, têm sido desenvolvidos com o objetivo de compreensão da evolução da sedimentação da planície costeira. Trabalhos realizados por Bacocoli (1971), Dias e Silva (1984), Martin et. al. (1984a), Martin et al. (1984b), Silva (1987), Dominguez (1990), Martin et. al. (1993), e mais recentemente Gonçalves e Silva (2005), Rocha et al. (2019), Silva et al. (2021), Barboza et al. (2021), dentre outros, oferecem um panorama sobre os fatores que influenciaram a evolução dessa planície. Nesses trabalhos, são destacadas as flutuações do nível do mar durante o Quaternário, atividade tectônica, contexto estratigráfico e a dinâmica fluvial.

Entretanto, pouco se encontra na literatura uma abordagem exclusiva à identificação de baixos terraços marinhos presentes na planície costeira da região do delta do Paraíba do Sul. Importante destacar, que a ênfase desse trabalho está nos diferentes níveis de baixos terraços marinhos, correspondendo, portanto, aos níveis mais inferiores apontados por Silveira (1964). A partir desses pressupostos, parte-se da hipótese de que a identificação, espacialização e análise dos diferentes níveis de baixos terraços marinhos podem fornecer subsídios à compreensão da evolução do Delta do Paraíba do Sul sob a perspectiva das transgressões e regressões marinhas.

Em adição, trabalhos têm apontado os baixos terraços como geoindicadores de pulsações climáticas (variações frequentes e de baixa magnitude na precipitação e temperatura) ocorridos durante o Holoceno (STORANI e PEREZ FILHO, 2015; DIAS e PEREZ FILHO, 2015; PEREZ FILHO e RUBIRA, 2019; SOUZA e PEREZ FILHO, 2019; MOREIRA e PEREZ FILHO, 2020; SOUZA et al., 2020). Consequentemente, os resultados obtidos também podem subsidiar interpretações sobre a influência dos pulsos climáticos na evolução do Delta do rio Paraíba do Sul. Nesta perspectiva, o trabalho tem como objetivo identificar e caracterizar os baixos terraços e coberturas superficiais associadas utilizando produtos cartográficos, análise física, além da utilização de Georradar (*Ground Penetrating Radar* – GPR).

2. Área de Estudo

A área de estudo está integrada ao litoral norte do estado do Rio de Janeiro, correspondendo ao baixo curso da bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul (Figura 1) e abrangendo um importante complexo deltaico. Segundo alguns trabalhos (Dias, 1981; Dominguez et al., 1983; Martin et. al., 1984), a área pode ser entendida como um conjunto de ambientes sedimentares, originados por diversas fases de evolução do sistema deltaico durante períodos de transgressões e regressões da linha de costa.

Assim sendo, constitui-se de depósitos quaternários decorrentes de processos deposicionais fluviais, lagunares, coluvionares em áreas pantanosas, marinhos e transicionais. Tais depósitos são encontrados, sobretudo,

na planície costeira, a qual apresenta superfície sub-horizontal ($6,0^{\circ}$ de inclinação) com cordões litorâneos regressivos. As cotas altimétricas, raramente alcançam 20m em relação ao nível relativo do mar (NRM) atual.

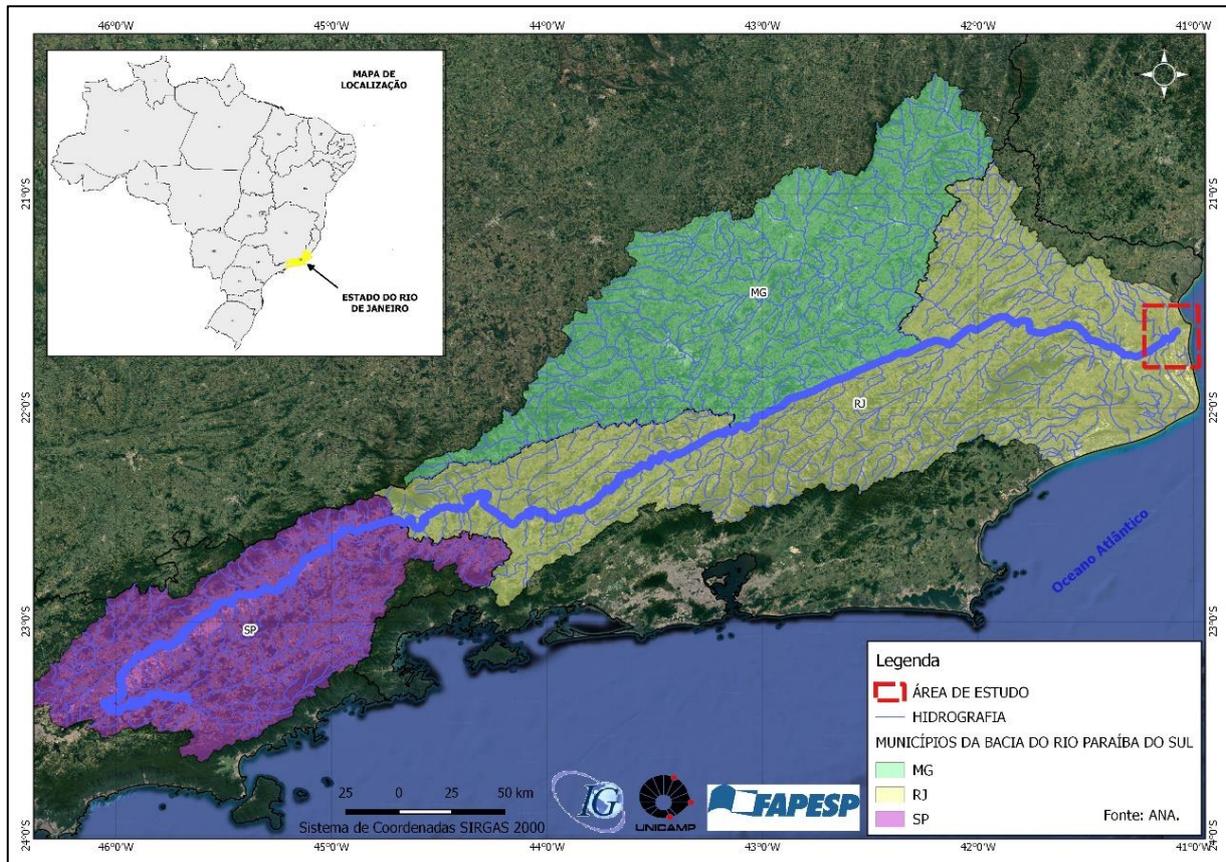


Figura 1. Localização da área de estudo em relação ao território brasileiro e bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul. Fonte: Agência Nacional de Águas (ANA), 2018.

Em relação à geomorfologia da área, são encontrados cordões arenosos, dunas e restingas, além de planícies fluviais e fluviomarinhas com predomínio de depósitos praias antigos. Nota-se predominância de depósitos marinhos e fluviomarinhas, sugerindo dinâmica de ajustes do canal principal do rio Paraíba do Sul, provavelmente como resultado de transgressões e regressões marinhas apontada em diversos trabalhos (MARTIN e DOMINGUEZ, 1987; DOMINGUEZ, 1990; MARTIN et al., 1993).

Além dessas morfologias, também podem ser encontradas dunas eólicas, cujo retrabalhamento por processos eólicos fornece material de recobrimento da topografia moderna. Os terraços marinhos pleistocênicos apresentam maior expressão na parte sul da desembocadura do rio, e pouca na parte norte. Já os terraços marinhos holocênicos são caracterizados por sedimentos arenosos, contêm uma grande quantidade de conchas, são mais expressivos na adjacência da desembocadura do rio Paraíba do Sul (MARTIN et al., 1984a; DOMINGUEZ et al., 1981; INEA, 2008).

Em adição, na área de estudos também são identificados afloramentos de litologias cenozoicas pertencentes ao Grupo Barreiras (Bigarella, 1975), as quais compreendem depósitos conglomeráticos, arenosos e lamosos, de cores variadas, ricos em concreções ferruginosas, depositados a partir de processos de alta energia e de fluxos gravitacionais (WINTER et al., 2007). De acordo com Winter et al. (2007), essas litologias também são correlatas às Sequências N10, N20 e N30 sendo compostas principalmente por arenitos, siltitos e folhelhos. Observa-se que as declividades nesse setor não ultrapassam os 12° inclinação. Na margem esquerda do canal do rio Paraíba do Sul, o afloramento do Grupo Barreiras pode ser associado aos tabuleiros costeiros.

No âmbito climático, em acordo com Pinho (2003), está localizada na Zona Tropical e sofre predominante influência do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul, o qual oscila em torno de sua posição média, localizando-se mais ao Sul e a Leste no verão (30° S e 15° W) e mais ao norte e a oeste no inverno (22° S e 30° W). Esse sistema de

ação, gera ventos que sopram em torno do seu núcleo em sentido anti-horário, estabelece as condições meteorológicas mais frequentes na região associadas aos ventos de direções variáveis de norte a leste, e de intensidades fracas a moderadas (PINHO, 2003). Tais condições tem influência direta no comportamento das ondas e conseqüentemente no transporte e deposição de sedimentos neste setor do litoral.

Os tipos de solos mais comuns na região são os Espodossolos, Gleissolos, Neossolos Flúvicos, Cambissolos e Organossolos Tiomórficos (CPRM, 2001). As classes Gleissolos e Espodossolos se distribuem, principalmente, em áreas de restingas com intercalação de sedimentos marinhos, lacustres e eólicos, enquanto os Neossolos Flúvicos ocorrem predominantemente nas proximidades dos canais fluviais, como é o caso da zona de deposição do baixo curso do Paraíba do Sul (SEA, 2009).

3. Materiais e Métodos

3.1. Identificação dos pontos para coleta de amostras

Para a identificação prévia dos pontos a serem amostrados, foram interpretadas imagens orbitais (CBERS 4 – PAN) e não orbitais, produtos cartográficos associados à mapeamentos geológicos, geomorfológicos, hipsométricos e declividades. Modelos digitais de elevação (MDE) contribuíram para a identificação de padrões de rugosidade e aspectos altimétricos (TOPODATA e SRTM), subsidiando a identificação dos diferentes níveis de baixos terraços e suas correlações com aspectos altimétricos, possibilitando, assim, identificar possíveis áreas de interesse.

Posteriormente, as informações foram validadas em campo e as cotas altimétricas calibradas com auxílio de GPS (modelo CHC 91+), resultando na definição de 9 pontos espacializados ao longo da planície costeira nomeados MD1, MD2, MD3, MD4 e MD5 para os 5 pontos localizados ao sul da desembocadura do rio; ME1, ME2, ME3 e ME4 para os 4 pontos ao norte da foz. A seguir os critérios para denominação dos pontos: MD - margem direita; ME - margem esquerda.

Foram elaborados dois perfis topográficos por meio de transectos perpendiculares à linha de costa atual, o qual foram ajustados de maneira detalhada a partir das medidas obtidas em toposequência pelo GPS geodésico. Um perfil abrangeu sequência de 5 pontos (MD1, MD2, MD3, MD4 e MD5) e o segundo, 4 pontos (ME1, ME2, ME3 e ME4). Por fim, foram coletadas amostras de sedimentos marinhos nos diferentes pontos vinculados aos baixos terraços marinhos, as quais foram submetidas às análises granulométricas.

3.2. Análises Granulométricas

Concernentes às amostras coletadas, alíquotas de 100g foram fracionadas em areia muito grossa (1,00 mm/0 ϕ), areia grossa (0,50 mm/ 1.5 ϕ), areia média (0,25 mm/2 ϕ) e areia fina (0,125 mm/3 ϕ), areia muito fina (0,053 mm/4.05 ϕ), silte (0.002 mm / 9 ϕ) e argila (0.0002 mm, 10 ϕ). Os procedimentos envolveram o uso combinado de peneiras com aberturas nos diâmetros supracitados, para a separação das frações de areia, assim como o método de pipeta para obtenção das frações argila e silte (CAMARGO et al., 2009; EMBRAPA, 2012). Após a obtenção das frações, foram calculados parâmetros granulométricos (curtose, assimetria, seleção e tamanho médio) de acordo com o método de modelagem numérica (Swan et al. 1978, 1979) - aplicado para calcular estatísticas aritmeticamente, com base em uma distribuição normal com valores de tamanho métrico - por meio do software GRADISTAT v.9 para a realização dos cálculos na escala phi (BLOTT e PYE, 2001). Posteriormente, os valores foram plotados no diagrama de Flemming (Flemming, 2000) para avaliar a hidrodinâmica pretérita associada ao transporte e sedimentação da cobertura superficial durante o Holoceno Superior. Os referidos procedimentos foram realizados em 31 amostras coletadas nos 9 pontos, sendo 15 delas distribuídas entre os depósitos correspondentes aos da margem esquerda e 16 amostras vinculadas aos pontos da margem direita.

3.3. Ground Penetrating Radar (GPR)

O GPR (*Ground Penetrating Radar*), conhecido também como Georradar, é uma técnica de imageamento de alta resolução, baseada na propagação e reflexão de ondas eletromagnéticas de rádio em frequências muito altas (normalmente entre 10 – 1000 MHz) (DAVIS e ANNAN, 1989). Esta técnica é utilizada para localizar estruturas e feições geológicas em subsuperfície, possibilitando a discriminação detalhada da arquitetura de um determinado

depósito (TAMURA et al., 2011; BARBOZA et al., 2021). Considerando investigações de coberturas rasas em terrenos predominantemente arenosos, o levantamento GPR possui resultados satisfatórios, sobretudo quando realizado através do arranjo em Perfilagem de Reflexão, a qual constitui-se na coleta dos dados utilizando o transmissor e a antena (PORSANI, 1999; PROULX-MCINNIS, 2013).

Os constituintes básicos e princípios do equipamento são apresentados na figura 2. A fonte geradora produz um pulso de curta duração e alta voltagem, que é aplicado na antena transmissora. A antena transmissora emite a onda eletromagnética para o subsolo e parte da onda é refletida quando existir contraste de propriedades físicas. A antena receptora detecta este sinal refletido, que é amostrado, digitalizado e armazenado. O sinal detectado é gravado como a amplitude do sinal em função do seu tempo de percurso, que é o tempo que a onda eletromagnética leva desde a saída da antena transmissora até ser detectada na antena receptora. O dado armazenado é posteriormente processado e visualizado na unidade de CPU (REYNOLDS, 1997).

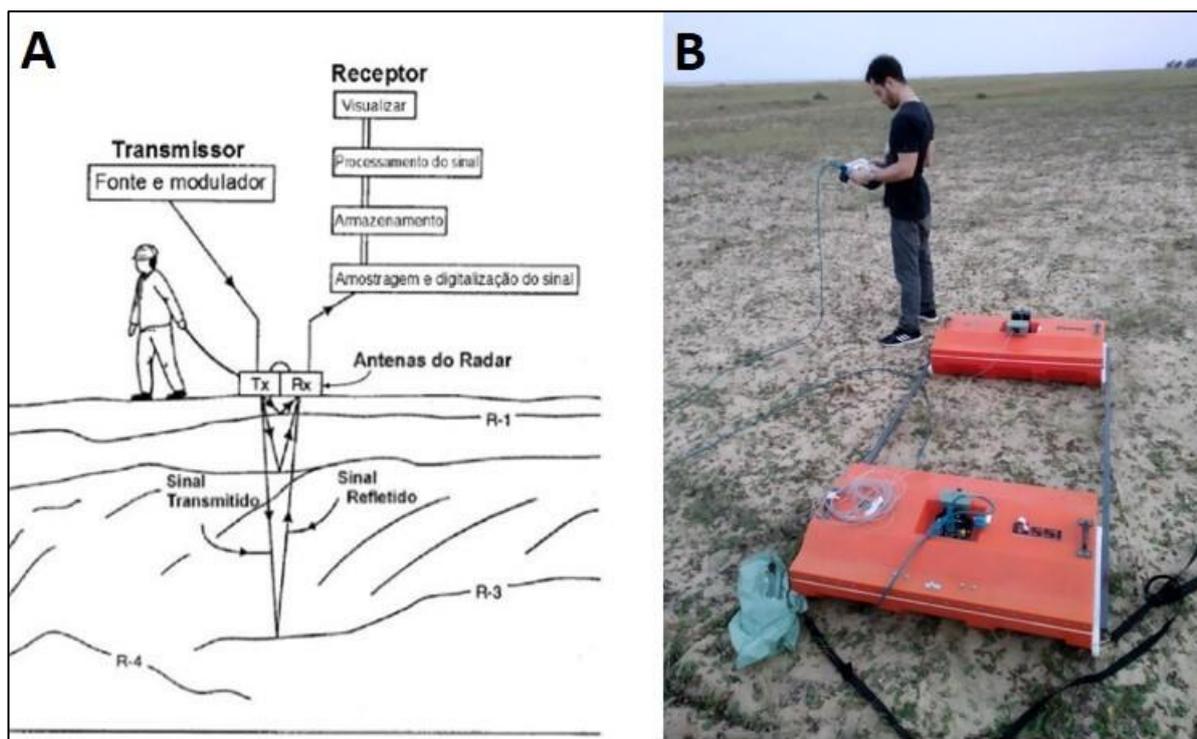


Figura 2. A: Constituintes básicos de um sistema de GPR (REYNOLDS, 1997). B: exemplo de obtenção de dados com o equipamento utilizado em campo. Foto: L. Lämmle, 2021.

O modelo do equipamento utilizado no levantamento foi o SIR3000, fabricado pela *Geophysical Survey Systems Inc - GSSI*. Consiste em uma unidade de controle digital, conectada as antenas biestáticas do modelo 3207 (compartimentos de cor laranja na figura 2B). As antenas constituem-se em emissora de 200MHz conectada a uma antena receptora, por meio de cabo de fibra ótica. A utilização desta justificou-se pela possibilidade de obter dados em camadas superficiais com suficiente detalhe para atender ao objetivo proposto. A antena e a unidade de controle funcionam através de baterias, ambas de 12V com adaptador para corrente alternada. Um cabo de conexão da unidade de controle conectado a antena emissora, permite a pré-visualização dos dados em campo e os ajustes na configuração do aparelho. Dispõe de uma unidade de armazenamento interno dos 62 dados, também dispondo de uma entrada USB, permitindo a transferência dos dados adquiridos em campo (GSSI, 2009).

Para cada ponto onde realizou-se coleta de sedimentos, também foram extraídas 2 medidas em linhas perpendiculares de 10 metros de comprimento, cuja intersecção é sobreposta ao ponto onde realizou-se a amostragem de coberturas superficiais (figura 3). As linhas de GPR adquiridas em campo, foram posteriormente processadas através do software *Reflexw* versão 9.5, objetivando corrigir o posicionamento temporal e espacial dos refletores, tal como o eliminar ruídos melhorando a resolução. Obtidas as seções, analisou-se os dados e extraiu

partes das seções obtidas, gerando “radargramas” nos quais se realizou a identificação fácies, ou seja, feições nos refletores que descrevem como o sinal se propagou no meio, tanto ao longo do perfil quanto em profundidade.

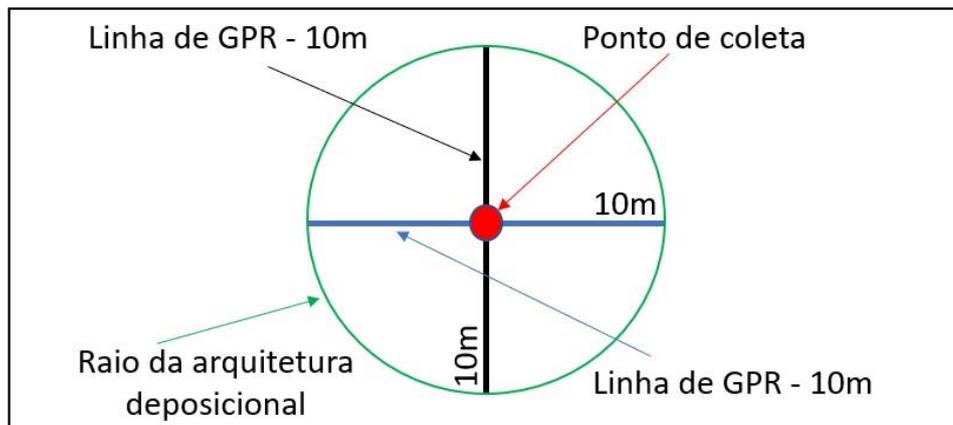


Figura 3. Esquema metodológico de utilização do GPR durante extração de medidas geofísicas subsuperficiais.

Para se chegar aos radargramas gerados, o processamento ocorreu da seguinte forma: inicialmente, criou-se um “projeto” onde foram dispostos todos os dados brutos das linhas de GPR obtidas em campo. Posteriormente, foram feitos ajustes para melhor representação e visualização dos dados (ex: compensação do decaimento de energia com o tempo, escala dos dados plotados e controle de contraste), além da frequência central das antenas, coordenadas, número de linhas, dentre outros. Desta forma, a 1ª etapa do processamento ocorreu com a aplicação do filtro 1D do tipo *Substract-mean* (Dewow), para remoção de baixas frequências, utilizando 10ns para a janela temporal. Na 2ª etapa realizou-se a correção estática, objetivando calibrar aspectos topográficos e ajustar o tempo zero. A 3ª e 4ª etapa foi destinada a aplicação do ganho no qual foi realçado o sinal atenuado pelas camadas, assim como a filtragem 2D através da opção *Background Removal*, a qual se subtrai a média calculada (*tracerange*), configurada pela escala tempo/distância da seção processada. Por fim, aplicou-se o filtro *bandpass* a cada linha no domínio da frequência a fim de corrigir ruídos e reverberações.

Destaca-se que algumas medidas subsuperficiais realizadas na margem esquerda do rio Paraíba do Sul (ex: ME1), foram feitas em pontos localizados em depósitos relativamente próximos a corpos d’água formados nas depressões entre cordões litorâneos. Neste caso em especial, o aparelho foi calibrado de modo a obter um perfil de investigação numa profundidade maior (4m), extrapolando as profundidades onde foram coletadas amostras de coberturas superficiais. A ideia foi identificar no perfil a transição do solo seco para o saturado, já que nessa descontinuidade o sinal sofre uma forte reflexão no pulso de radar devido ao contraste de impedância eletromagnética causado pela grande mudança na constante dielétrica do solo.

4. Resultados e Discussões

4.1. Identificação dos pontos e espacialização dos baixos terraços marinhos

Na Figura 4, são apresentados os pontos onde foram realizadas as coletas e medições por meio do Georradar. Os pontos foram espacializados perpendicularmente à atual linha de costa, na forma de um transecto com 18 e 19 km de distância entre os extremos (respectivamente, MD1 a MD5; ME1 a ME4). Por meio dos transectos, 2 níveis topográficos foram identificados inseridos entre 6-7 metros (N1) e 4-5 metros (N2) acima do NRM. As superfícies geomórficas referentes aos baixos terraços, estão associadas à coalescência entre os cordões litorâneos presentes na região.

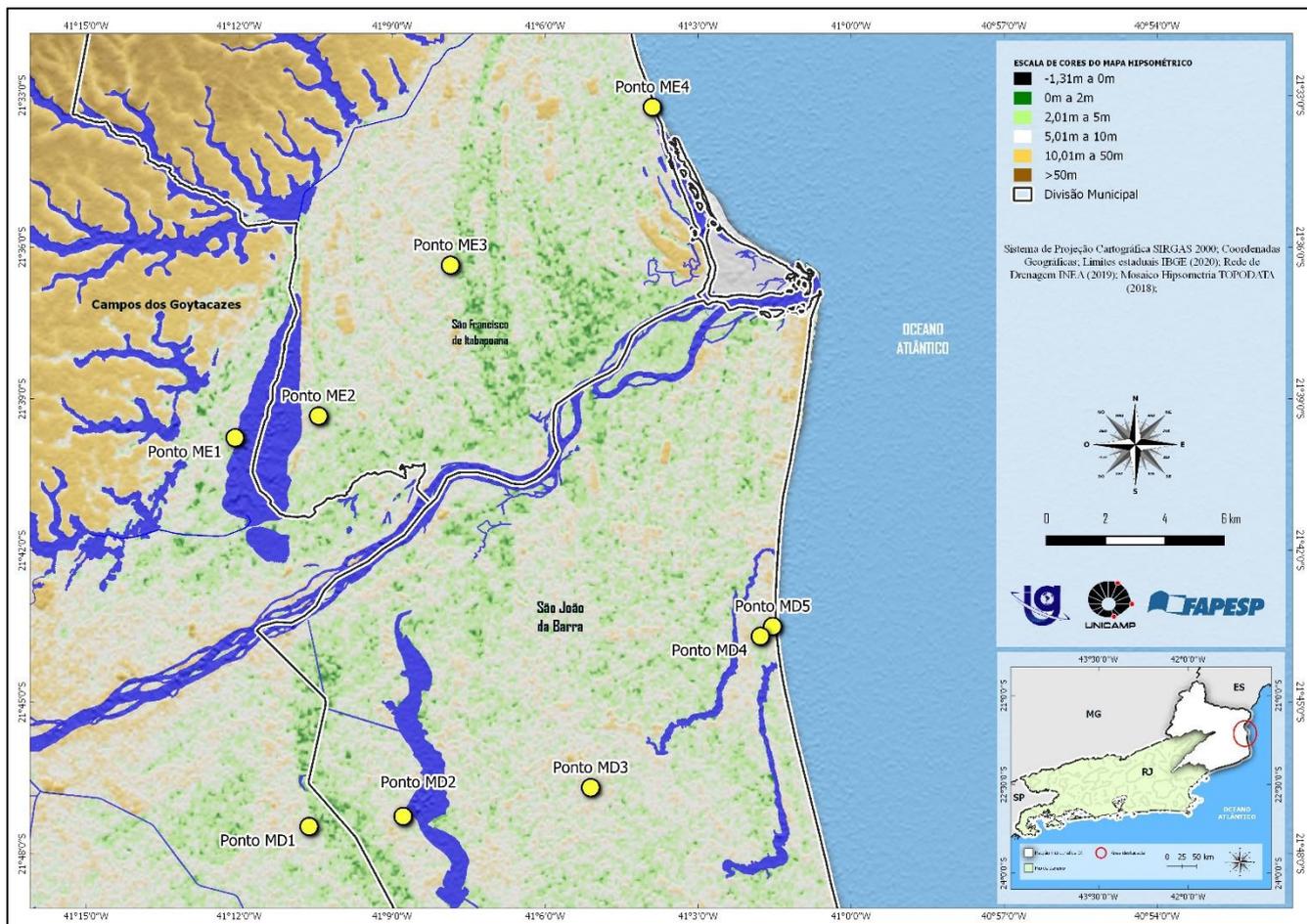


Figura 4. Mapa com distribuição dos pontos visitados e perfil topográfico longitudinal nos baixos terraços marinhos sugerindo 2 níveis sutis em função da baixa cota altimétrica e presença de cordões litorâneos e depressões entre os mesmos. Fonte: INEA (2019).

Os pontos MD1, MD2, MD3, ME1, ME2 e ME3 estão associados ao primeiro nível (N1); enquanto no segundo nível de baixo terraço marinho (N2), estão localizados os pontos MD4, MD5, ME4. A Figura 5 mostra os perfis topográficos contemplando todos os pontos amostrados, assim como a distância de cada ponto até a linha de costa atual. Nos perfis topográficos, é possível observar que a transição do N1 para N2 em ambas as margens ocorrem ~ 9 km de distância da linha de costa atual. Estudos desenvolvidos no litoral sul do estado de São Paulo, demonstraram que por volta de 3,5 ka a linha de costa daquela área esteve localizada a aproximadamente 9 km da posição atual (SOUZA et al., 2020). Apesar de não terem sido realizadas datações absolutas nas coberturas superficiais do delta do Paraíba do Sul, inviabilizando correspondências geocronológicas, foi possível observar correspondências espaciais no que tange à paleoposição da linha de costa durante o Holoceno Superior. Adicionalmente, nota-se que as extensões dos níveis de baixos terraços são relativamente amplas, abrangendo aproximadamente 10 km. Esse aspecto pode sugerir que as regressões marinhas podem ter sido lentas e apresentado diferentes condições de pseudoequilíbrio, os quais resultaram na morfogênese de diversos cordões litorâneos (ANGULO et al., 2006; PHILLIPS, 2011; SOUZA et al., 2020).

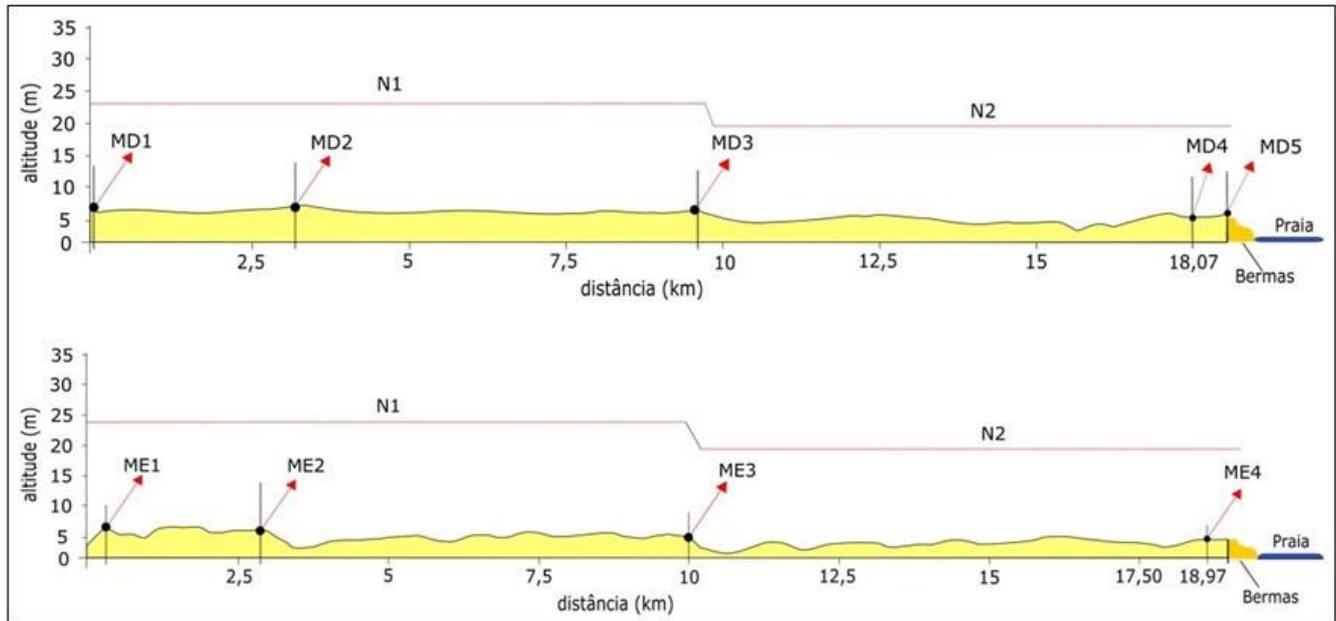


Figura 5. Perfis topográficos dos pontos visitados com a localização dos respectivos pontos e identificação de 2 níveis de baixo terraço marinho.

Deste modo, embora a tendência geral tenha sido no âmbito de regressão marinha (reco da linha de costa), oscilações nas condições de equilíbrio possibilitaram a elaboração de cordões litorâneos. Essa hipótese, apresenta correspondência com os registros climáticos para o Holoceno Superior, os quais indicam aumento significativo a partir dos ~5.000 ka na frequência de variações das taxas de precipitação (MOY et al., 2002). Consequentemente, o resultado foram formas de relevo elaboradas em grande parte durante instabilidades no sistema geomorfológico, principalmente associadas a *inputs* pulsados e respostas autogênicas.

4.2. Caracterização das coberturas superficiais

Como mencionado, provavelmente a elaboração dos diferentes níveis de baixos terraços marinhos tenham ocorrido durante o Holoceno Superior, como sugerido por diversos trabalhos sobre a temática (PEREZ FILHO e RUBIRA, 2019; SOUZA e PEREZ FILHO, 2019; SOUZA et al., 2020). Essa questão, pode ser reforçada por meio da presença de material pouco intemperizado e que ainda guardam registros das estruturas deposicionais marinhas e bioclastos de conchas, este último ocorrendo principalmente nos depósitos da margem direita. A vegetação predominante no segundo nível é típica de restinga. Nota-se também, que no primeiro nível ocorrem discontinuidades vinculadas a maior presença de matéria orgânica, assim como vegetação com raízes mais desenvolvidas e espécies mais robustas, com resquícios de vegetação típica de restinga. Tais características se encontram ao norte e ao sul do canal principal do rio Paraíba do Sul, sugerindo que de fato o N1 apresente geocronologia mais antiga em relação ao N2.

As coberturas superficiais analisadas de baixos terraços marinhos, apontaram aspectos granulométricos predominantes para as frações arenosas (Figura 6). Em relação aos parâmetros granulométricos, os resultados mostraram correspondências das classes de seleção, assimetria e curtose para todas as amostras coletadas. Nessa perspectiva, os resultados sugerem deposições em condições hidrodinâmicas muito similares para as coberturas superficiais vinculadas aos baixos terraços marinhos, provavelmente vinculados a ambientes de entremaré.

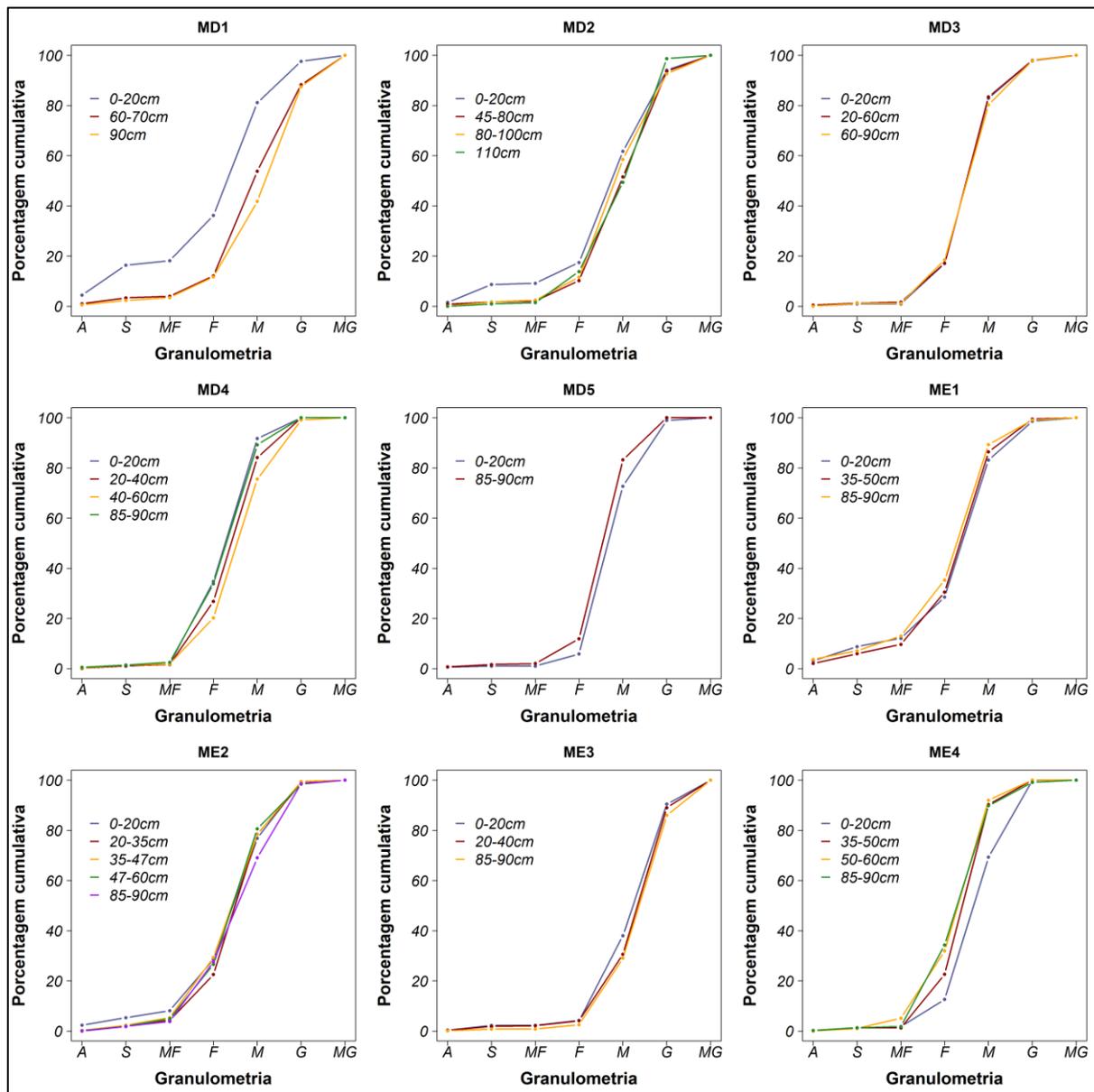


Figura 6. Curvas de distribuição granulométrica das amostras de coberturas superficiais analisadas. Granulometria - A: Argila; S: Silte; MF: Muito Fina; F: Fina; M: Média; G: Grossa; MG: Muito Grossa.

Concernente aos baixos terraços marinhos da margem direita, os resultados indicaram pouca variação entre os valores dos parâmetros granulométricos e a predominância de amostras pobremente selecionadas, assimetria muito fina e muito leptocúrtica. As principais discontinuidades observadas, foram em relação a maior quantidade de matéria orgânica presentes nas camadas mais superficiais dos depósitos associados ao N1 (figura 7). Esse aspecto tem contribuído para a interpretação de este nível representar evento erosivo-deposicional mais antigo àqueles relacionados ao N2.

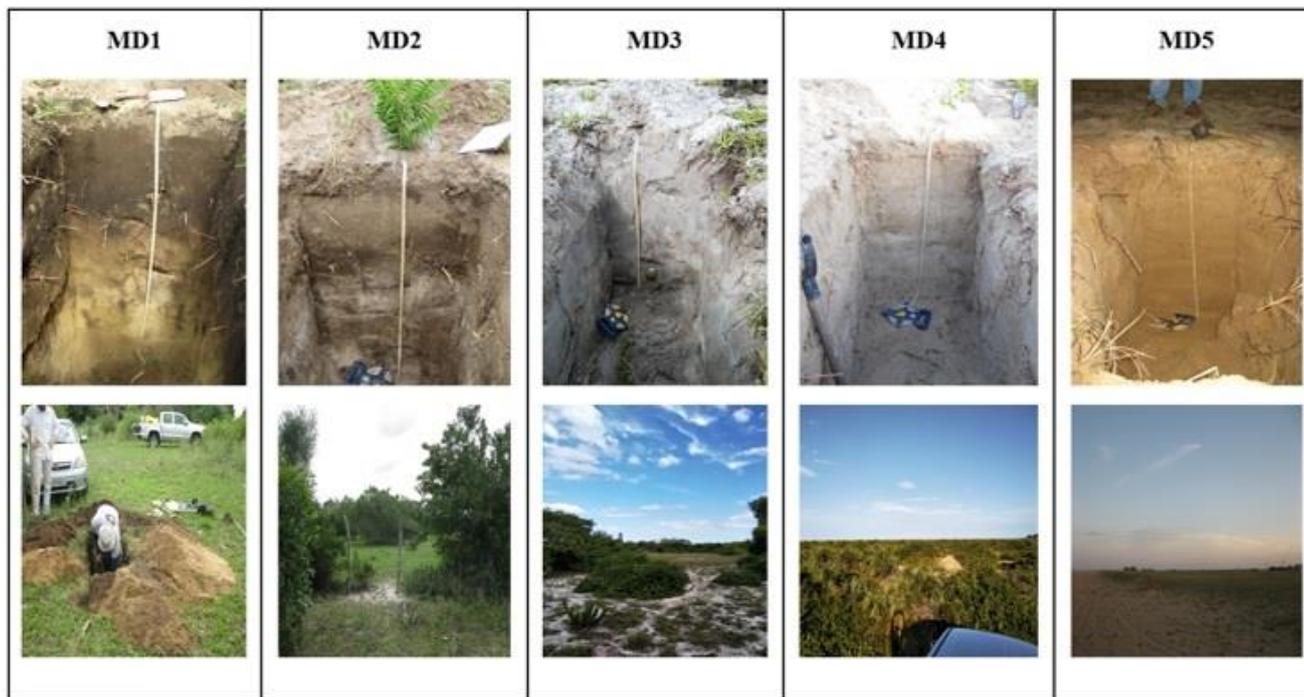


Figura 7. Foto dos perfis coletados e superfície de entorno das coberturas superficiais dos pontos MD1 a MD5.

Localizado no baixo terraço N1, o pacote deposicional MD1 tem aproximadamente 100 cm de espessura e apresenta significativa concentração de matéria orgânica na camada mais superficial (0-20 cm). Os resultados dos parâmetros granulométricos, indicaram que a amostra coletada a 0- 20 cm de profundidade é muito pobremente selecionada (2,622 ϕ), leptocúrtica (5,175 ϕ) e apresenta assimetria muito fina (1,848 ϕ). Além disso, ocorrem significativas concentrações de matéria orgânica, raízes e muitas marcas associadas à bioturbação. A amostra coletada 60-70 cm de profundidade, é pobremente selecionada (1,512 ϕ), muito leptocúrtica (18,60 ϕ) e tem assimetria muito fina (3,371 ϕ). Finalmente, a 90 cm de profundidade os resultados indicaram que a amostra é pobremente selecionada (1,411 ϕ), muito leptocúrtica (20,90 ϕ) e também tem assimetria muito fina (3,537 ϕ). Não obstante, é possível observar estratificações plano-paralelas entre 60 e 70 cm de profundidade; aspecto que não foi observado na camada mais superficial rica em matéria orgânica.

O perfil MD2, também inserido no baixo terraço N1, tem aproximadamente 110 cm de espessura e foram coletadas 4 amostras em diferentes intervalos de profundidade, sendo: 0-20 cm, 45-80 cm, 80-100 cm e 110 cm. A amostra coletada no intervalo mais próximo da superfície, é muito pobremente selecionada (2,228 ϕ), muito leptocúrtica (9,212 ϕ) e tem assimetria muito fina (2,614 ϕ). Por outro lado, entre 45-80 cm de profundidade a amostra é pobremente selecionada (1,109 ϕ), muito leptocúrtico (26,80 ϕ) e também apresenta assimetria muito fina (3,614 ϕ). Em adição, a amostra subjacente apresentou resultados concernentes a pobremente selecionado (1,284 ϕ), apresenta assimetria muito fina (3,748 ϕ) e muito leptocúrtica (24,47 ϕ). Por fim, a 110 cm de profundidade os resultados mostraram valores indicando amostra pobremente selecionada (1,060 ϕ), assimetria muito fina (4,053 ϕ) e muito leptocúrtica (30,51 ϕ).

O baixo terraço marinho MD3, localizado na transição do baixo terraço N1 para N2, apresenta coberturas superficiais variando de moderadamente selecionada (0-20 e 20-60 cm de profundidade) a pobremente selecionada (60-90 cm de profundidade). O pacote deposicional analisado tem aproximadamente 100 cm de espessura, e os resultados dos parâmetros granulométricos mostraram que as amostras apresentam assimetria muito fina em todas as profundidades coletadas (4,216 ϕ a 0-20 cm; 4,083 ϕ a 20-60 cm; e 4,227 ϕ a 60-90 cm). Os valores de curtose apontaram que as amostras em todas as profundidades são muito leptocúrtica, sendo os valores 37,41 ϕ (0-20 cm), 35,19 ϕ (20-60 cm) e 33,25 ϕ (60-90 cm). O pacote não tem expressivas descontinuidades, mas apresenta mosqueamentos e fragmentos de raízes em maiores profundidades.

Concernente ao baixo terraço N2 da margem direita, foram realizadas coletas em dois pontos (MD4 e MD5). O pacote deposicional MD4, tem aproximadamente 100 cm de espessura e os resultados mostraram que a amostra

coletada no intervalo de 0-20 cm é moderadamente selecionada (0,824 ϕ), muito leptocúrtica (34,11 ϕ) e apresenta assimetria muito fina (3,673 ϕ). Por outro lado, o intervalo 20-40 cm de profundidade apresentou resultados concernentes às classes pobremente selecionado (1,000 ϕ), assimetria muito fina (4,234 ϕ) e muito leptocúrtica (33,16 ϕ). Os resultados para a amostra coletada a 40-60 cm de profundidade, também indicam que a amostra é pobremente selecionada (1,181 ϕ), apresenta assimetria muito fina (3,032 ϕ) e muito leptocúrtica (22,56 ϕ). Por fim, a 85-90 cm de profundidade a amostra é moderadamente selecionada (0,970 ϕ), muito leptocúrtica (31,75 ϕ) e tem assimetria muito fina (4,012 ϕ). Esse depósito apresenta raízes e marcas de bioturbação nas camadas mais superficiais, enquanto em maior profundidade a presença de laminações de matéria orgânica ressaltam as estratificações plano-paralelas.

Por fim, o pacote deposicional MD5 tem aproximadamente 100 cm de espessura e os parâmetros granulométricos mostraram resultados com valores correspondentes a classe moderadamente selecionada (0-20 cm: 0,776 ϕ e 85-90 cm: 0,934 ϕ), apresenta assimetria muito fina (0-20 cm: 4,333 ϕ e 85-90 cm: 5,163 ϕ) e muito leptocúrtica (0-20 cm: 45,70 ϕ e 85-90 cm: 42,78 ϕ). O depósito apresenta estratificação plano-paralela e nenhuma expressiva descontinuidade, aspecto que se correlaciona às análises granulométricas.

Na margem esquerda, foram analisados 4 pacotes deposicionais (ME-1, ME-2, ME-3, ME-4) também localizados a diferentes níveis de baixos terraços marinhos (figura 8). Os resultados das análises granulométricas, mostraram predominância de frações arenosas e as análises morfológicas realizadas em campo, indicaram estratificações plano-paralelas que são ressaltadas, em alguns casos, por meio de laminações de matéria orgânica.

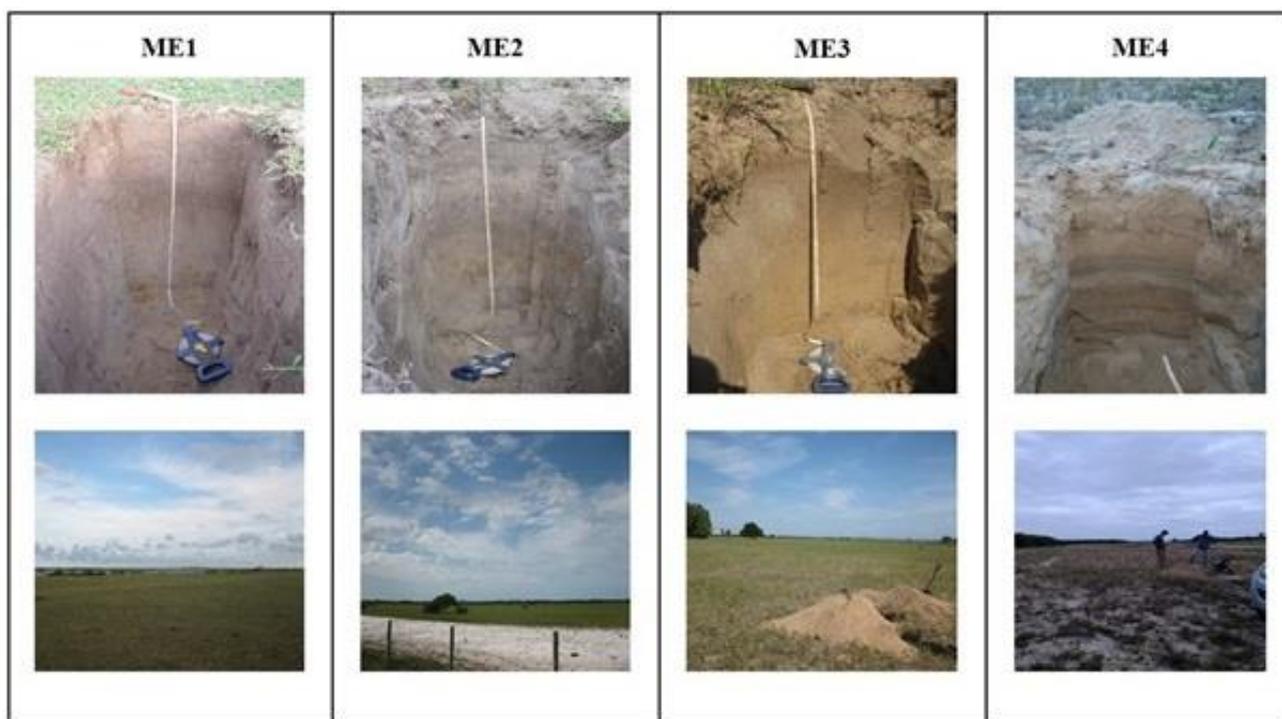


Figura 8. Foto dos perfis coletados e superfície de entorno das coberturas superficiais dos pontos ME1 a ME4.

Concernentes ao baixo terraço N1, foram realizadas amostras em três pontos compreendendo os pacotes deposicionais ME-1, ME-2 e ME-3. Este último, localizado na transição entre os baixos terraço N1 e N2. Nesta perspectiva, o pacote ME-1 tem aproximadamente 100 cm de espessura e apresentou resultados similares para as diferentes profundidades de coleta, indicando que as amostras são pobremente selecionadas (0-20 cm: 1,943 ϕ ; 35-50 cm: 1,655 ϕ ; 85-90 cm: 1,599 ϕ), apresenta assimetria muito fina (0-20 cm: 2,750 ϕ ; 35-50 cm: 3,216 ϕ ; 85-90 cm: 3,016 ϕ) e são muito leptocúrticas (0-20 cm: 10,57 ϕ ; 35-50 cm: 14,48 ϕ ; 85-90 cm: 13,93 ϕ). Adicionalmente, na base do pacote deposicional foram observados mosqueamentos e entre 35 e 50cm de profundidade, ocorre uma camada com maior acumulação de matéria orgânica, sugerindo a ocorrência de incipientes processos

pedogenéticos associados à translocação de finos, processo também evidenciado por meio da transição gradual entre as descontinuidades.

O pacote ME-2, também localizado no baixo terraço N2, tem aproximadamente 100 cm de profundidade e os resultados indicaram classes de parâmetros granulométricos similares em todas as profundidades, tal como em relação ao depósito ME-1. Nesse sentido, constatou-se que as amostras são pobremente selecionadas (0-20 cm: 1,558 ϕ ; 20-35 cm: 1,259 ϕ ; 35-47 cm: 1,341 ϕ ; 47-60 cm: 1,27 ϕ 1; 85-90 cm: 1,316 ϕ), apresentam assimetria muito fina (0-20 cm: 3,221 ϕ ; 20-35 cm: 3,874 ϕ ; 35-47 cm: 3,590 ϕ ; 47-60 cm: 3,650 ϕ ; 85-90 cm: 3,439 ϕ) e são muito leptocúrticas (0-20 cm: 15,75; 20-35 cm: 24,20 ϕ ; 35-47 cm: 20,81 ϕ ; 47-60 cm: 22,65 ϕ ; 85-90 cm: 20,85 ϕ). No depósito, identificou-se também sutil descontinuidade associada a transição gradual de coberturas superficiais com acúmulo de matéria orgânica (evidente pela coloração acinzentada), para àquelas onde ocorrem sobretudo frações minerais e com mosqueamentos, identificadas por meio da coloração acastanhada. Não obstante, onde ocorrem concentrações de matéria orgânica, também podem ser observados fragmentos de raízes e incipiente bioturbação.

O sítio ME-3, localizado na transição entre superfícies geomorfológicas, também apresenta homogeneidade nos aspectos granulométricos. Os resultados mostraram amostras pobremente selecionadas (0-20 cm: 1,339 ϕ ; 20-40 cm: 1,266 ϕ ; 85-90 cm: 1,365 ϕ), com assimetria muito fina (0-20 cm: 4,443 ϕ ; 20-40 cm: 4,643 ϕ ; 85-90 cm: 4,544 ϕ) e muito leptocúrticas (0-20 cm: 28,05 ϕ ; 20-40 cm: 31,10 ϕ ; 85-90 cm: 28,60 ϕ). Similarmente ao pacote ME-2, é possível observar transição gradual de coloração castanho mais escura, presente nas camadas superiores, para tonalidades mais claras de castanho em maior profundidade; aspecto indicando diferentes concentrações de matéria orgânica, tal como provável atuação de processos pedogenéticos.

Por fim, o pacote ME-4 associado às coberturas superficiais do baixo terraço N2 apresentou resultados indicando que a 0-20 cm de profundidade a amostra é pobremente selecionada (1,072 ϕ), apresenta assimetria muito fina (4,655 ϕ) e muito leptocúrtica (34,60 ϕ). Enquanto as amostras coletadas nos intervalos de 35-50 e 50-60 cm de profundidade, são moderadamente selecionadas (35-50 cm: 0,939 ϕ e 50-60 cm: 0,992 ϕ), tem assimetria muito fina (35-50 cm: 5,139 ϕ e 50-60 cm: 4,172 ϕ) e muito leptocúrticas (35-50 cm: 31,46 ϕ e 50-60 cm: 20,31 ϕ). Por outro lado, a 85-90 cm de profundidade os resultados mostraram que a amostra é pobremente selecionada (1,154 ϕ), tem assimetria muito fina (2,457 ϕ) e muito leptocúrtica (20,31 ϕ).

Os resultados concernentes às coberturas superficiais amostradas, possibilitam inferir a geocronologia relativa da morfogênese dos níveis de baixos terraços em ambas as margens. Verificou-se, por exemplo, que o Nível 1 apresenta coberturas superficiais com maior quantidade de matéria orgânica, a qual é expressa como descontinuidades que também apontam evidências de maior desenvolvimento pedogenético em relação aos pacotes vinculados aos baixos terraços N2. Datações absolutas por luminescência opticamente estimulada de cordões arenosos realizadas por Rocha et al. (2019), mostraram resultados que corroboram com essas interpretações. Em relação às idades absolutas apresentadas, àquelas as quais podem ser correlacionadas com o presente estudo, indicam a possibilidade de que na margem direita as coberturas superficiais vinculadas ao baixo terraço N1 tenham sido depositadas por volta de 2.79 ± 0.34 ka, enquanto as coberturas de N2 teriam sido depositadas por volta de 0.35 ± 0.070 ka. Não obstante, na margem oposta o padrão de idades decrescentes em sentido a atual posição da linha de costa, também é verificado apesar das idades absolutas indicarem eventos deposicionais ainda mais antigos.

Nesse sentido, as idades apresentadas por Rocha et al. (2019) sugerem que as coberturas superficiais do baixo terraço marinho N1 foram depositadas por volta de 4.13 ± 0.58 ka, enquanto as deposições das coberturas superficiais vinculadas ao N2, provavelmente ocorreram por volta de 0.31 ± 0.05 ka. Interessante notar que apesar do mesmo padrão de tendência espacial da geocronologia (N1 mais antigo do que N2), as idades são significativamente diferentes em relação ao nível N2 das duas margens, indicando que a evolução da planície costeira foi extremamente complexa durante o Holoceno e apresentam correspondências com eventos de transgressões e regressões marinhas, provavelmente conectadas a pulsos climáticos (PEREZ FILHO e RUBIRA, 2019; SOUZA e PEREZ FILHO, 2019).

4.3. GPR

Os radargramas gerados a partir de 4 medições e contemplando os 2 níveis de baixos terraços encontrados na margem direita e esquerda do rio Paraíba do Sul, são apresentados na figura 9. Os resultados indicaram presença

de estruturas sedimentares com estratificação plano-paralela em quase todos os pontos levantados, inclusive naqueles localizados mais próximos a linha de costa, onde há significativa presença de dunas ativas e inativas. No ponto MD1 foi identificada a presença de estratificação plano-paralela inclinada, porém não inferindo diferente agente de transporte.

Outro aspecto fundamental se deu na identificação das discontinuidades nos perfis verticais das coberturas superficiais, onde principalmente na margem direita são muito sutis devido ao material muito arenoso e pouco intemperizado. Na margem esquerda estas discontinuidades estão bem demarcadas pela transição seco/saturado, demarcada pela variação no nível do lençol freático, conforme pode ser observado na figura 9. Neste sentido, sugere-se presença de sedimentos depositados relativamente recente (Holoceno) em conformidade com idades obtidas a partir de datações relativas e absolutas (MARTIN et. al., 1984; ROCHA et. al., 2019).

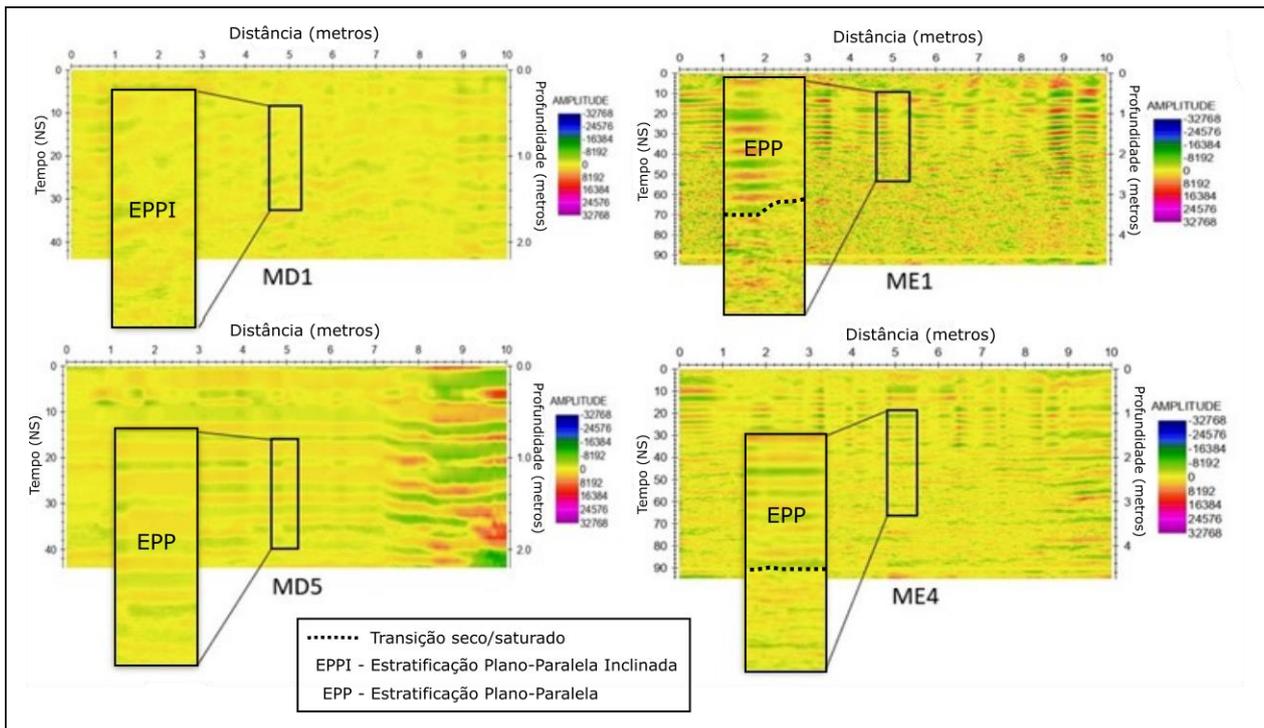


Figura 9. Radargramas obtidos a partir de 4 pontos espacializados nos 2 níveis de baixo terraço marinho.

Os dois níveis de baixos terraços localizados na margem direita do canal principal do rio Paraíba do Sul, indicaram menor atenuação na dispersão do sinal subsuperficial, representado por uma baixa amplitude de cores no ponto de coleta e em seu entorno. O ponto MD5 apresentou um ruído na extremidade direita (de 8 a 10m) em virtude de interferências na antena proveniente de erro experimental, onde a interferência não se diferencia expressivamente dos refletores reais, causando um realce indevido e consequentemente não sendo possível retirá-lo na etapa de processamento do produto final.

Majoritariamente, os perfis da margem esquerda apresentam refletores mais bem definidos em relação aos da margem direita em função da transição da planície costeira e o Grupo Barreiras. No perfil ME1, ponto mais próximo do contato com a transição nota-se uma amplitude mais acentuada na escala de cores, indica estruturas sedimentares mais bem organizadas nas coberturas superficiais com evidências de maior grau de intemperismo. Em adição, a partir de 1,8m nota-se atenuação do sinal com refletores pouco espessos e descontínuos, marcando o início da franja capilar (transição seco-saturado), padrão que fica mais evidente a partir de 2,0m, indicando presença de umidade.

Nos pontos de coleta onde há um predomínio de sedimentação marinha (MD1 e MD5), o perfil de radargrama apresenta uma relativa homogeneidade no sinal com suaves atenuações. Nestes pontos há um predomínio de sedimentos mais grossos, sendo que o MD1 se verificou variações irregulares com alternância no teor de matéria

orgânica, e no MD5 ocorrem horizontes contendo predominantemente material arenoso intercalado por reflexões marcando as sobreposições de perfis de praia.

O perfil ME4 apresenta baixa atenuação no sinal indicando a predominância de areias contendo reflexões suaves e contínuas, sinalizando possíveis variações no teor de matéria orgânica. O perfil apresenta uma perturbação no sinal entre 2,2 e 4m, marcada pela presença de descontinuidade lateral nos refletores, sendo este um padrão de sinal característico de frentes de umidade.

Desta forma, a partir da interpretação dos radargramas pode-se fazer um paralelo em relação às diferentes coberturas superficiais, pela identificação de divergentes arquiteturas deposicionais em relação aos materiais de origem em perfis de GPR. Configurando-se como técnica complementar às análises granulométricas aferidas, que não expressaram claramente tais variações, demonstrando a importância de geotecnologias como o GPR para análises das coberturas superficiais em baixos terraços marinhos holocênicos.

5. Conclusões

Os resultados possibilitaram identificar e caracterizar com maior precisão os diferentes níveis de baixos terraços marinhos e as coberturas superficiais associadas a essas formas geomorfológicas costeiras, sugerindo morfogênese e morfodinâmica relacionadas à eventos de transgressões e regressões marinhas durante o Holoceno Superior. Neste sentido, os resultados quanto a morfoestratigrafia mostraram correspondências geocronológicas, com trabalhos previamente publicados, entre os diferentes níveis de baixos terraços marinhos e pulsos climáticos holocênicos.

Aparentemente, essas pulsações climáticas, consideradas como pequenas oscilações em torno de um padrão, não foram capazes de alterar significativamente a morfologia da região, mas influenciaram suficientemente nas variações nas dinâmicas erosivo-deposicionais costeiras desenvolvimento do delta durante o Holoceno. Nesta perspectiva, constatou-se que baixos terraços marinhos holocênicos são importantes geoindicadores dos deslocamentos da linha de costa induzidos por eventos climáticos de curta duração temporal (pulsos climáticos).

Deste modo, o arcabouço metodológico utilizado apresentou significativa eficiência na identificação dos níveis de baixos terraços, caracterização das coberturas superficiais e inferência sobre as paleoposições da linha de costa ao longo do Holoceno Superior. Além disso, ressalta-se que o entrelaçamento entre abordagens morfossedimentares, geofísicas e espaciais constituiu-se como inovadora e de importante potencialidade para os estudos geomorfológicos em regiões costeiras e transicionais.

Financiamento: Esta pesquisa foi financiada pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), por meio dos processos 2017/26876-0, 2018/07271-3 e 2021/09333-9.

Agradecimentos: Os autores agradecem à Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP) pelo amparo institucional, ao setor de Geofísica do Laboratório de Engenharia e Exploração de Petróleo da Universidade Estadual do Norte Fluminense (LENEP/UENF) por disponibilizar o aparelho de GPR, e o Comitê de Bacia Hidrográfica do Baixo Paraíba do Sul e Itabapoana (CBH-BPSI) pelo apoio logístico concedido.

Conflito de Interesse: Os autores declaram não haver conflito de interesse.

Referências

1. AB'SÁBER, A. N. Contribuição a geomorfologia do litoral paulista. *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro, v. 17, n. 1, p. 3-48, 1955.
2. AB'SÁBER, A. N. **Brasil, paisagens de exceção: o litoral e o Pantanal Mato-grossense patrimônios básicos**. Cotia, SP: Ateliê Editorial, 2007.
3. ANGULO, R. J.; SOUZA, M. C. Revisão conceitual de indicadores costeiros de paleoníveis marinhos quaternários no Brasil. *Quaternary and Environmental Geosciences*, v. 5, p. 01-32, 2014.
4. ANGULO, R.; LESSA, G.; SOUZA, M. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, v. 25, p. 486-506, 2006.

5. BACOCOLI, G. Os deltas marinhos holocênicos brasileiros - uma tentativa de classificação. **Boletim Técnico da Petrobrás**. Rio de Janeiro 14 (1/2): 5-38, 1971.
6. BARBOZA, E. G.; DILLENBURG, S. R.; DONASCIMENTO, M. R.; ANGULO, R. J.; DA SILVA, A. B.; CAMARA ROSA, M. L. C.; CARON, F.; DE SOUZA, M. C. Holocene Sea-Level Changes in Southern Brazil Based on High-Resolution Radar Stratigraphy. **Geosciences**, v. 11, p. 326, 2021
7. BEHLING, H. South and southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis. **Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**. 177: 19-27, 2002
8. BIGARELLA, J. J. **Contribuição ao estudo da planície litorânea do Estado do Paraná**. Arquivos de Biologia e Tecnologia, 1:75-11, 1946.
9. BIGARELLA, J. J. The Barreiras Group in Northeastern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**. v. 47, (suplementar), p. 366-392, 1975.
10. BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R. Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas. **Boletim Paranaense de Geografia**, Curitiba-PR, 16/71:153-198, 1965.
11. BLOTT, S. J.; PYE, K. Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. **Earth Surface Processes and Landforms** 26: 1237-1248, 2001.
12. BRADLEY, W. C.; GRIGGS, G. B. Form, genesis, and deformation of central California wave-cut platforms. **Geological Society of America Bulletin**. 87 (3), 433-449, 1976.
13. CASTRO, J. W. A.; SUGUIO, K.; SEOANE, C. S.; CUNHA, A. M.; DIAS, F. F. Sea-level fluctuations and coastal evolution in the state of Rio de Janeiro, southeastern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**. 86(2):671-683, 2014.
14. CHRISMANN, J. V. **Mapeamento da Formação Barreiras na Região Norte Fluminense, Entre os Rios Paraíba do Sul e Itabapoana**. (Graduação em Geologia). – Rio de Janeiro: UFRJ, Instituto de Geociências, 2014
15. CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blücher, 188 p., 1980.
16. CHRISTOPHERSON, R. W. **Geossistemas: Uma introdução à geografia física**. Tradução: Francisco Eliseu Aquino et al. Porto Alegre: Bookman, 7ª edição, 2012.
17. CPRM. **Geologia do Estado do Rio de Janeiro**. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Brasília: Editado pelo Ministério de Minas e Energia, 80 p, 2001.
18. DAVIS, J. L.; ANNAN, A. P. Ground penetrating radar for high resolution mapping of soil and rock stratigraphy. **Geophysical Prospecting**, v.37, 1989.
19. DIAS, G. T. M. O Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul. In: **Anais...Simpósio do Quaternário no Brasil**. Publicação Especial. No.2 p.58-88, 1981.
20. DIAS, R. L.; PEREZ FILHO, A. Geocronologia de terraços fluviais na bacia hidrográfica do rio Corumbataí-SP a partir de luminescência opticamente estimulada (LOE). **Revista Brasileira de Geomorfologia**. 16 (2), 341-349, 2015.
21. DOMINGUEZ, J. M. L. Delta dominados por ondas: críticas às idéias atuais com referência particular ao modelo de Coleman & Wright. **Revista Brasileira de Geociências**, 20 (1-4): 352-361, 1990.
22. DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L. 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.
23. DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L. O papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associadas as desembocaduras dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). **Revista Brasileira de Geociências**. v. 13. p. 98-115, 1983.
24. DONADIO, C.; PALIAGA, G.; RADKE, J. D. Tsunamis and Rapid Coastal Remodeling: Linking Energy and Fractal Dimension. **Progress in Physical Geography: Earth and Environment**. V. 6, p. 731-864, 2019.
25. FERNANDEZ, G. B.; PEREIRA, T. G.; ROCHA, T. B.; MALUF, V.; MOULTON, M.; OLIVEIRA FILHO, S. R. Classificação Morfológica das dunas costeiras entre o Cabo Frio E o Cabo Búzios, litoral do estado do Rio De Janeiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. V. 18, p. 595-622, 2017.
26. FLEMMING, B. W. A revised textural classification of gravel-free muddy sediments on the basis ternary diagrams. **Continental Shelf Research** (20): 1125-1137, 2000.

27. GONÇALVES, Z. C.; SILVA, C. G. **Proveniência e distribuição dos minerais pesados no complexo deltaico do rio Paraíba do Sul**. - Departamento de Geologia-LAGEMAR, Universidade Federal Fluminense, Rio Janeiro. Dissertação de Mestrado, 2005.
28. GSSI.SIR. **System 3000 Manual**, Geophysical Survey Systems, Inc, 12 Industrial Way Salem, New Hampshire, USA, 91p, 2009.
29. HAUG, G. H., HUGHEN, K. A., SIGMAN, D. M., PETERSON, L. C., RÖHL, U. Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. **Science**. 293(5533), 1304-1308, 2001.
30. LAMEGO, A. R. **O homem e a restinga**. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Conselho Nacional de Geografia, 1946.
31. LAMEGO, A. R. **Restingas na costa do Brasil**. Rio de Janeiro. Boletim Divisão de Geologia e Mineralogia, 96, 1-63, 1940.
32. LÄMMLE, L.; BULHÕES, E. M. R. Impactos de obras costeiras na linha de costa: O Caso do Porto do Açú, Município de São João da Barra, RJ. **Boletim do Observatório Ambiental Alberto Ribeiro Lamego**. v. 13, p. 131-152, 2019.
33. MAACK, R. **Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina**. Arquivos de biologia e Tecnologia do IBPT. Curitiba-PR, vol. 2, n. 7, 1947.
34. MARTIN L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M.; TESSLER, M. G.; EICHLER, B. B. Significado geológico das variações dos graus de arredondamento das areias holocênicas da planície costeira do Rio Paraíba do Sul, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro. **Anais**, Rio de Janeiro, SBG, v.1, p.119-132, 1984a.
35. MARTIN, L.; SUGUIO, K.; DOMINGUEZ, J.; FLEXOR, J. M.; AZEVEDO, A. Evolução da Planície Costeira do Rio Paraíba do Sul (RJ) Durante o Quaternário: Influência das Flutuações do Nível do Mar. **Anais...XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia**. Rio de Janeiro, 1984b.
36. MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M. As flutuações de nível do mar durante o Quaternário Superior e a evolução geológica de "deltas" brasileiros. **Boletim do Instituto de Geociências - USP**, ESP; N° 15, 1-186p., 1993.
37. MARTINEZ-MARTOS, M.; GALINDO-ZALDIVAR, J.; LOBO, F. J.; PEDRERA, A.; RUANO, P.; LOPEZ-CHICANO, M.; ORTEGA-SÁNCHEZ, M. Buried marine-cut terraces and submerged marine-built terraces: The Carchuna-Calahonda coastal area (southeast Iberian Peninsula). **Geomorphology**, 264, 29-40, 2016.
38. MOREIRA, V. B.; PEREZ FILHO, A. Das superfícies de aplainamento aos pulsos climáticos holocênicos: a evolução da paisagem em relevos de chapada. **Sociedade e Natureza**. v. 32, p. 176-195, 2020.
39. MOY, C. M., SELTZER, G. O., ROBBELL, D. T.; ANDERSON, D. M. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. **Nature**. 420(6912), 162, 2002
40. MUEHE, D. **Geomorfologia Costeira**. In: Cunha S.B., Guerra A.J.T (Org). Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos. 4 ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, Cap. 6, 2001.
41. MUEHE, D. **O Litoral Brasileiro e Sua Compartimentação**. In: Sandra Baptista da Cunha; Antonio José Teixeira Guerra. (Org.). Geomorfologia do Brasil. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil S.A., 1998, v., p. 273-349.
42. NORDSTROM, K. F. **Recuperação de praias e dunas**. São Paulo: Oficina de textos, 263 p., 2010.
43. PASSARO, S.; MILANO, G.; SPROVIERI, M.; RUGGIERI, S.; MARSELLA, E. Quaternary still-stand landforms and relations with flank instability events of the Palinuero Bank (southeastern Tyrrhenian Sea). **Quaternary International**. 232 (1), 228-237, 2011.
44. PENTEADO, M. M. **Fundamentos de Geomorfologia**. Rio de Janeiro: IBGE, 2ª ed., 1974.
45. PEREZ FILHO, A.; RUBIRA, F. G. Evolutionary interpretation of Holocene landscapes in eastern Brazil by optimally stimulated luminescence: Surface coverings and climatic pulsations. **Catena**, v. 172, p. 866-876, 2019.
46. PEREZ FILHO, ARCHIMEDES; MOREIRA, VINÍCIUS B.; LÄMMLE, LUCA; TORRES, BRUNO A.; VALEZIO, ÉVERTON V.; RUBIRA, FELIPE G.; ADERALDO, PEDRO I.C.; SOUZA, ANDRÉ O. Depositional rates obtained from absolute dating on surficial covers in the Paulista Peripheral Depression, SE-Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 111, p. 103491, 2021
47. PESSENDA, L. C. R.; VIDOTTO, E.; DE OLIVEIRA, P. E.; BUSO-JR, A. A.; COHEN, M. C. L.; ROSSETTI, D.F.; RICARDI-BRANCO, F. Late Quaternary vegetation and coastal environmental changes at Ilha do Cardoso mangrove record, southeastern Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**. 363-364, 57-68, 2012.

48. PHILLIPS, J. D. Emergence and pseudo-equilibrium in Geomorphology. **Geomorphology**, 132(3-4), 319-326, 2011.
49. PINHO, U. F. **Caracterização dos Estados de Mar na Bacia de Campos**. Dissertação de Mestrado. COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, 123p, 2003.
50. PIRAZZOLI, P. A., **Marine terraces**. In: Schwartz, M. (Ed.), Encyclopedia of Coastal Science. Springer, Netherlands. 2005.
51. PORSANI, J. L. **Ground Penetrating Radar (GPR): Proposta metodológica de emprego em estudos geológico-geotécnicos nas regiões de Rio Claro e Descalvado, SP**. 159p. Tese (Doutorado em Geociências) – Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1999.
52. PROULX-MCINNIS, S.; ST-HILAIRE, A.; ALAIN N. ROUSSEAU, A. N.; JUTRAS, S. A review of Ground Penetrating Radar studies related to peatland stratigraphy with a case study on the determination of peat thickness in a northern boreal fen in Quebec, Canada. **Progress in Physical Geography: Earth and Environment**. Volume: 37 issue: 6, p. 767-786, 2013.
53. REYNOLDS, J. M. **An introduction to applied and environmental geophysics**. John Wiley and Sons, England, 1997.
54. ROCHA, T. B.; VASCONCELOS, S. C.; PEREIRA, T. G.; FERNANDEZ, G. B. Datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) nas Cristas de Praia do Delta do Rio Paraíba do Sul (RJ): Considerações Sobre a Evolução Geomorfológica entre o Pleistoceno Superior e o Holoceno. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. V. 20, P. 863-580, 2019.
55. SANDMEIER, K. J. REFLEXW Version 9.5 Windows™. Program for the processing of seismic, acoustic or electromagnetic reflection, refraction and transmission data. URL: https://www.sandmeier-geo.de/Download/reflexw_manual_a4.pdf. Acessado em: 25 de maio de 2020.
56. SECRETARIA DE ESTADO DE AMBIENTE – SEA (INEA/RJ). **Análise e Qualificação Ambiental do Estado do Rio de Janeiro: subsídios ao zoneamento ecológico-econômico**. Relatório 05, fase 01, volume 1, 240 p, 2009.
57. SILVA, C. G. **Estudo da evolução geológica e geomorfológica da região da Lagoa Feia, RJ**. 116 f. Dissertação (Mestrado em Geologia). Instituto Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1987.
58. SILVA, V. A.; PEREZ FILHO, A.; MOREIRA, V. B.; LÄMMLE, L.; TORRES, B. A.; AYER, J. E. B.; SPALEVIC, V.; MINCATO, R. L. Characterization and Geochronology of the Deltaic System from Jequitinhonha River, Brazil. **The Journal Agriculture and Forestry**, v. 67, p. 121-133, 2021.
59. SILVEIRA, J. D. **Baixadas Litorâneas Quentes e Úmidas**. - Tese de concurso à cadeira de Geografia Física da Faculdade de Filosofia da Universidade de São Paulo. (Ed. do autor), 1950.
60. SILVEIRA, J. D. **Morfologia do litoral**. In: Azevedo, A. (ed.). Brasil: a terra e o homem. Vol. 1. Cia Editora Nacional, São Paulo. Pp. 253-305, 1964.
61. SOUZA, A. O.; PEREZ FILHO, A. Late Holocene coastal dynamics, climate pulses and low terraces in the coast of the state of São Paulo, southeast, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 92, p. 234-245, 2019.
62. SOUZA, A. O.; PEREZ FILHO, A.; LÄMMLE, L.; SOUZA, D. H. Holocene climate pulses and structural controls on the geomorphological estuarine evolution of The Iguape River, São Paulo, Brazil. **Continental Shelf Research**. 205: 104168, 2020.
63. STORANI, D. L.; PEREZ FILHO, A. Novas Informações Sobre Geocronologia na Planície de Inundação do Rio Mogi Guaçu, SP, Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 16, p. 191-199, 2015.
64. SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais**. 2 ed. São Paulo, Oficina de Textos, 408p., 2010.
65. 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**. 15(4):273-286, 1985
66. SWAN, D.; CLAGUE, J. J.; LUTERNAUER, J. L. Grain-size statistics I; Evaluation of the Folk and Ward graphic measures. **Journal of Sedimentary Research**. 48(3), 863-878, 1978.
67. SWAN, D.; CLAGUE, J. J.; LUTERNAUER, J. L. Grain-size statistics; II, Evaluation of grouped moment measures. **Journal of Sedimentary Research**. 49(2), 487-500, 1979.
68. TAMURA, T.; BATEMAN, M. D.; KODAMA, Y.; SAITOH, Y.; WATANABE, K.; YAMAGUCHI, N.; MATSUMOTO, D. Building of shore-oblique transverse dune ridges revealed by ground-penetrating radar and

- optical dating over the last 500 years on Tottori coast, Japan Sea. **Geomorphology**. Volume 132, Issues 3–4, 15, p. 153-166, 2011.
69. TELFORD, W.M.; GELDART, L.P.; SHERIFF, R.E. **Applied Geophysics**. Second Edition, Cambridge University Press, United Kingdom, 1990.
70. VUILLE, M., BURNS, S. J., TAYLOR, B. L., CRUZ, F. W., BIRD, B. W., ABBOTT, M. B., KANNER, L. C., CHENG, H., NOVELLO, V. F. A review of the South American monsoon history as recorded in stable isotopic proxies over the past two millennia. **Climate of the Past**. 8(4), 1309-1321, 2012.
71. WANNER, H.; SOLOMINA, O.; GROSJEAN, M.; RITZ, S. P.; JETEL, M. Structure and origin of Holocene cold events. **Quaternary Science Reviews**. Volume 30, Issues 21–22, P. 3109–3123. 2011.



Esta obra está licenciada com uma Licença Creative Commons Atribuição 4.0 Internacional (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>) – CC BY. Esta licença permite que outros distribuam, remixem, adaptem e criem a partir do seu trabalho, mesmo para fins comerciais, desde que lhe atribuem o devido crédito pela criação original.