



Revista Brasileira de Geografia Física

Homepage: <https://periodicos.ufpe.br/revistas/rbgfe>



Influência da topografia antecedente na configuração geomorfológica da orla oceânica de São Luís-MA

Leonardo Gonçalves de Lima¹, Samuel Araujo Silva², Cláudia Klose Parise³

¹ Dr. em Geociências, Professor Adjunto, Departamento de Oceanografia e Limnologia, Universidade Federal do Maranhão, Av. dos Portugueses, 1966, CEP 65080-805, São Luís, Maranhão. (98) 982773045. lima.leonardo@ufma.br (autor correspondente). ² Oceanólogo, Departamento de Oceanografia e Limnologia, Universidade Federal do Maranhão, Av. dos Portugueses, 1966, CEP 65080-805, São Luís, Maranhão. (98) 98271-9605. [samuelocean7@gmail.com](mailto:samueloceano7@gmail.com). ³ Dra. em Meteorologia, Professora Adjunta, Departamento de Oceanografia e Limnologia, Universidade Federal do Maranhão, Av. dos Portugueses, 1966, CEP 65080-805, São Luís, Maranhão. (98) 981634664. claudiakparise@gmail.com

Artigo recebido em 07/06/2023 e aceito em 28/05/2024

RESUMO

Na orla oceânica de São Luís a topografia antecedente controla a morfologia costeira atual, através do declive regional, da orientação da linha de costa em relação aos ventos, ondas, e por meio de variações locais herdadas de vales e interflúvios que criam reentrâncias e promontórios ou projeções costeiras. As praias estudadas integram um sistema de barreiras costeiras anexadas (*mainland beach barriers*) onde falésias da Formação Itapecuru são aflorantes na linha de costa, evidenciando um processo erosivo de longo termo. O presente estudo tem como objetivo avaliar a influência topografia antecedente no comportamento morfodinâmico das praias de São Luís - MA. A partir de imagens de satélite, perfis topográficos, sondagens geológicas e aferições do estoque sedimentar, foi possível identificar como a geomorfologia atual e a topografia antecedente controlam a evolução deste litoral. Nos setores associados a projeções costeiras, espigões naturais foram identificados como elementos chave na modelagem deste litoral, barrando a corrente longitudinal de sedimentos, promovendo pulsos de transporte relacionados com a maré. Por outro lado, nos setores de reentrâncias costeiras, um amplo espaço de acomodação entre a linha de costa atual e as falésias possibilita a formação de dunas e igarapés. Esta compartimentação do litoral é o resultado do controle geológico de larga escala condicionando o suprimento sedimentar através dos espigões naturais, erosão de falésias e orientação da linha de costa. Os resultados obtidos demonstram que a topografia antecedente responde como principal controlador no comportamento morfodinâmico das praias de São Luís, tanto pela gênese como pelo controle de feições de larga escala reconhecidas como espigões naturais.

Influence of the Antecedent Topography on the Geomorphological Configuration of the Oceanic Shore of São Luís-MA

ABSTRACT

On the seafront of São Luís, the antecedent topography controls the current coastal morphology, providing through the regional slope the orientation of the coastline in relation to winds, waves, and through local variations inherited from valleys and interfluvies that create indentations and promontories or coastal projections. The studied beaches are part of a system of attached coastal barriers (*mainland beach barriers*) where cliffs of the Itapecuru Formation are outcrops on the coastline, evidencing a long-term erosion process. The present study aimed to evaluate the influence of antecedent topography on the morphodynamic behavior of the beaches in São Luís - MA. From satellite images, topographic profiles, geological soundings and measurements of the sedimentary stock, it was possible to identify how the current and antecedent geomorphology controls the evolution of this coastline. In the sectors associated with coastal projections, natural ridges were identified as key elements on the modeling of this coastline, blocking the longitudinal flow of sediments, promoting transport pulses related to the tide. On the other hand, in the sectors of coastal recesses, a wide accommodation space between the current coastline and the cliffs allows the formation of dunes and *igarapés*. This compartmentalization of the coastline is the result of large-scale geological control conditioning the sediment supply through natural spiers, cliff erosion and coastline orientation. The results show that the antecedent topography is the main controller in the morphodynamic behavior of the beaches of São Luís, both for the genesis and for the control of large-scale features recognized as natural groins.

Introdução

Os sistemas costeiros existem em grande parte, dentro de um ambiente dissipativo de energia, com entradas temporalmente variáveis de força das ondas e da energia das marés (Jackson *et al.*, 2005; Woodroffe *et al.*, 2023). A evolução desses sistemas é controlada em parte por três grandes condições geológicas preexistentes: a topografia antecedente, o suprimento de sedimentos e o tectonismo local. A topografia antecedente responde pelo controle do declive regional, costas de baixo gradiente desenvolvem sistemas de barreiras costeiras e em costas de elevado gradiente, sistemas de *headland bay coast* (Klein e Menezes, 2001; Galvão *et al.*, 2023). A topografia antecedente também estabelece a orientação da costa em relação aos ventos e ondas prevalentes, e por meio de variações locais herdadas de vales e interflúvios que criam reentrâncias e promontórios ou projeções costeiras (Belknap e Kraft, 1985). Devido aos efeitos combinados da refração e foco das ondas, as costas salientes (ou com projeções costeiras) são geralmente sujeitas a erosão, enquanto as costas reentrantes sofrem deposição (May e Tanner, 1973). Além disso, a topografia antecedente pode se manifestar em feições topográficas submersas, diretamente no leito das antepraias modernas, dando indícios que remanescentes de ambientes deposicionais pretéritos foram sistematicamente erodidos e retrabalhados ao longo das variações de nível do mar ao longo do Holoceno.

Por ser a praia uma das feições mais recorrentes da orla costeira, é também a mais considerada nos estudos de variabilidade morfodinâmica e da mobilidade da linha de costa no sentido de identificar tendências de erosão, estabilidade ou progradação (Muehe, 2014; Vousdoukas *et al.*, 2023). Todavia, as praias existem em uma estrutura geológica em três dimensões, e é essa estrutura que determina os limites dentro dos quais a praia se forma (espaço de acomodação) e flutua (por exemplo, envelope de perfis praias), conforme é retrabalhada por forças dinâmicas. Essas forças dinâmicas são elas próprias mediadas por certos parâmetros geológicos, incluindo afloramentos rochosos, que alteram a rugosidade do leito, influenciam a quebra de ondas e moderam o fluxo de água na praia (Jackson e Cooper, 2009).

Respondendo a estas flutuações de energia, a morfodinâmica praial, é o resultado da interação entre as ondas incidentes, sedimento e a morfologia antecedente da praia, resultando em variações espaciais da linha de costa por processos de acreção e erosão praial (Wright e Short, 1984; Mascagni *et al.*, 2018).

Muitos estudos de praia adotaram o modelo de um sistema que move em direção a um estado de equilíbrio dinâmico sob condições de força constante. Modelos que descrevem a forma morfológica das praias (*e.g.* Dean, 1973; Wright e Short, 1984; Masselink e Short, 1993) assumiram esses conceitos de estados de equilíbrio e agora são comuns em muitos estudos da morfodinâmica costeira contemporânea (Carter, 1988; Woodroffe, 2002; Rosati *et al.*, 2010; Rosati *et al.*, 2013).

A maioria das pesquisas sobre morfodinâmica das praias concentra-se nas trocas de sedimentos ao longo da costa, que se supõe serem irrestritas pela geologia ou outros substratos duros (Cowell e Thom, 1994; Short e Jackson, 2013; Feal-Pérez *et al.*, 2014; Trenhaile, 2016; 2018; 2019). No entanto, muitas praias têm controles geológicos significativos, devido a promontórios, recifes, plataformas, afloramentos rochosos e ilhotas (Short, 2006), que determinam os limites das praias, a morfologia das praias, a morfodinâmica e a evolução a longo prazo (Jackson *et al.*, 2005; Gómez-Pujol *et al.*, 2007; Short, 2010; Steven *et al.*, 2024). Um número crescente de estudos mostra que as praias com controle geológico, têm comportamentos distintos em comparação às praias sem restrições (González *et al.*, 1999; Muñoz-Pérez *et al.*, 1999; Jackson *et al.*, 2005; Jackson e Cooper, 2009; Loureiro *et al.*, 2013; Gallop *et al.*, 2011b; 2012; 2013; 2015; Trenhaile, 2016; 2019), o que gera incerteza na aplicação de modelos erosivos tradicionais. Os avanços do conhecimento científico neste tema tem sido possíveis graças ao desenvolvimento gradual das técnicas de aquisição e processamento de dados, bem como na interpretação integrada das informações geradas. De acordo com Wright (1995), a caracterização fisiográfica das antepraias modernas aliada a dados de sedimentologia, constitui uma ferramenta importante na compreensão dos processos morfodinâmicos de praias. O autor também afirma também que, ao longo do tempo geológico, os

regimes hidrodinâmicos e os padrões morfológicos co-evoluem, e que condições morfodinâmicas observadas num dado momento refletem processos contemporâneos bem como pretéritos, onde as sequências destas mudanças são preservadas como sucessões de depósitos no registro sedimentar das praias.

A margem equatorial brasileira apresenta feições geomorfológicas características de costa dominada por macromarés, com a presença de estuários, deltas, planícies de maré, ilhas barreiras, praias, entre outros ambientes deposicionais (Souza Filho, 1995). Os agentes físicos que atuaram ao longo da Transgressão Marinha Pós-Glacial (TMP) ampliaram e/ou restringiram a exposição e da linha de costa em resposta aos diferentes compartimentos deposicionais que se instalaram ao longo desta margem continental.

No Brasil, segundo Muehe (2018), os processos de erosão ocorrem ao longo de toda a costa com predomínio sobre os processos de acreção. No litoral nordeste, a ação das ondas sobre costas de alto gradiente (falésias) causa erosão, promovendo o recuo da linha de costa. Isto está associado à composição sedimentar que forma o Grupo Barreiras (siltitos, argilitos, arenitos e folhelhos) que é altamente suscetível à erosão.

A atual configuração das praias oceânicas da Ilha do Maranhão são razoavelmente lineares, no entanto feições topográficas submersas identificadas em cartas náuticas (DHN, 2004) parecem estar relacionadas a níveis de estabilização anteriores a TMP, provavelmente tendo atuado como escoras para o desenvolvimento de ambientes costeiros como sistemas de laguna-barreira e subambientes correlatos. De fato, tais características evidenciam uma configuração acidentada no substrato das antepraias, representados por interflúvios e vales pleistocênicos, que atuaram na evolução deste litoral nos últimos 5000 anos (Lima *et al.*, 2020). Tais ambientes, parecem enquadrar-se na classificação proposta por Riggs *et al.* (1995), onde existência de promontórios submersos formados pelo substrato pleistocênico controlaram o suprimento sedimentar deste litoral.

Na Ilha do Maranhão as praias oceânicas integram sistemas de barreiras costeiras divididas em dois morfotipos principais: as barreiras de praias anexadas (*mainland beach barrier*), que se

caracterizam por ter uma topografia antecedente (falésias da Formação Itapecuru) com gradiente íngreme onde ocorre a perda contínua de areia na costa erodida (*p.e.* Roy *et al.*, 1994) e as barreiras de esporões arenosos ligadas a cabeças de promontórios (*headland spit barrier*) que se caracterizam por um sistema laguna-barreira ancorado em afloramentos rochosos (falésias da Formação Itapecuru). Este último morfotipo desenvolve-se onde existe brusca variação de orientação da linha de costa ou onde a topografia antecedente é mais resistente à erosão marinha. Este morfotipo de barreiras origina-se de um amplo transporte de sedimentos via deriva litorânea onde geralmente seu prolongamento é interrompido pelo efeito espigão hidráulico, em virtude de elevados prismas de maré nas desembocaduras fluviais.

Segundo Lima *et al.* (2020, 2022) as praias oceânicas da Ilha do Maranhão têm como principal elemento arquitetural a presença de falésias aflorando na linha de costa, evidenciando assim, que a evolução deste litoral é dirigida pelo controle geológico. Ao longo do sistema costeiro da Ilha do Maranhão, diversas feições batimétricas modificam a ação de ondas e correntes, afetando assim os padrões de erosão, transporte e deposição de sedimentos na praia, antepraia e plataforma interna. Diante disto, o presente estudo tem como objetivo, avaliar como o controle geológico manifestado pela topografia antecedente, influencia o comportamento morfodinâmico atual das praias da orla oceânica da Ilha do Maranhão.

Material e métodos

Configuração Regional

A Ilha do Maranhão está localizada no estado do Maranhão, entre as Baías de São Marcos e São José, no Golfão Maranhense (Figura 1). As estações climáticas na ilha do Maranhão são bem definidas, iniciando com o período chuvoso que varia entre janeiro e junho, e o período de estiagem de julho a dezembro (Feitosa, 1989). Segundo Lima *et al.*, (2020; 2022) as praias da Ilha do Maranhão apresentam largura média de aproximadamente 200 m, podendo variar em face da grande amplitude de maré. Segundo Franco (2018) as praias da orla oceânica da Ilha do Maranhão apresentam

características dissipativas, alternando entre os estágios morfodinâmicos dissipativos sem banco e terraço de baixa mar - banco e cava. Estas praias exibem uma larga e extensa zona de estirâncio, resultante da grande altura das marés, e que, durante as marés de sizígia, atingem 7,2 m (DHN, 2017).

A linha de costa voltada para mar aberto (oceânica) apresenta 52 km, cruzando 4 municípios: São Luís (25,92%), Raposa (64,94%), São José de Ribamar (7,30%) e Paço do Lumiar (1,84%). Em São Luís, as praias são orientadas NE-SW (Figura 1), sendo o transporte longitudinal para SW (Pereira *et*

al., 2014). Na face praial, observam-se calhas de maré formadas na zona intermaré, as quais assumem dimensões variadas dependendo da orientação da praia (Lima *et al.*, 2020). A continuidade destas praias (~8 km) é interrompida em afloramentos (falésias) dos sedimentos do Grupo Barreiras e Formação Itapecuru. A erosão costeira neste litoral de praias anexadas, ocasiona o recuo das falésias, concentrando na face praial, *lags* transgressivos residuais, que apresentam sua origem vinculada às discordâncias de topo e base do Membro Alcântara (Formação Itapecuru).

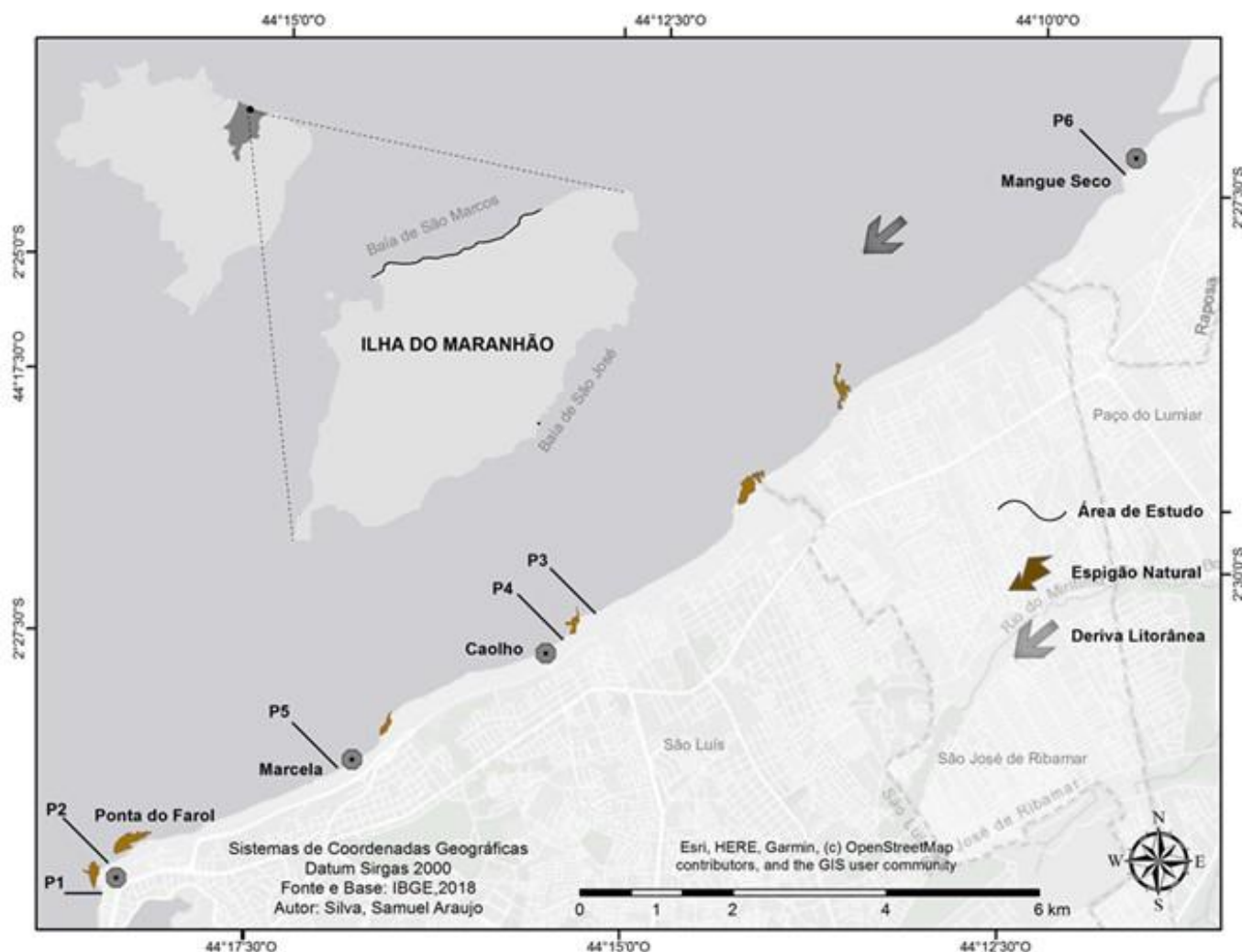


Figura 1 – Localização da área de estudo delimitado pela linha de costa, evidenciando sua configuração atual no litoral ocidental da ilha do Maranhão.

Levantamento Topográfico

Para alcançar os objetivos do presente estudo, foram realizados perfis topográficos transversais à linha de costa, segundo método descrito em BIRKEMEIER (1981). O balanço sedimentar foi estimado através da subtração das cotas altimétricas dos meses monitorados entre as estações seca e chuvosa. Para tal, quatro diferentes

setores do litoral da orla oceânica da Ilha do Maranhão foram amostrados. A Praia do Caolho e Ponta do Farol localizada em setores que exibem crostas, nódulos lateríticos e fácies sedimentares do Membro Alcântara aflorando na linha de costa (Figura 2), e Praia da Marcela e Praia do Mangue Seco onde não são aflorantes tais depósitos, somente areia fina.



Figura 2 – Feições rochosas e seixos lateríticos (Membro Alcântara) aflorantes na linha de costa na Praia Ponta do Farol.

Nas praias onde afloram as crostas, nódulos lateríticos e fácies sedimentares do Membro Alcântara foram realizados dois perfis: um barlamar e um a sotamar dos afloramentos. Nas praias onde não afloram as crostas, nódulos lateríticos e fácies

sedimentares do Membro Alcântara, foi executado apenas um transecto caracterizando o perfil praiar.

Para identificar o comportamento morfológico das Praias Ponta do Farol, Praia do Caolho e Praia do Mangue Seco, foram realizadas campanhas semestrais de levantamentos

topográficos entre abril de 2019 e março de 2020. Com o intuito de reunir mais informações sobre a morfodinâmica das praias da Ilha do Maranhão, foi utilizado perfis praias do banco de dados do Laboratório de Estudos em Oceanografia Geológica (LEOG), para compor as análises da Praia do Caolho nas duas zonas estudadas, que seguem em anos distintos: 2014 (setembro e novembro) e 2015 (janeiro a outubro). Os compartimentos da face praias foram categorizados seguindo a proposta de Wright *et al.* (1982), da seguinte forma: zona de

supramaré (ZS) região sem a incidência da maré, geralmente a frente da duna frontal até a zona de deposição de lixo. Entre os níveis de maré alta de sizígia (MAS) e maré alta de quadratura (MAQ) está a zona de intermaré superior (ZIS), mais abaixo da MAQ e antes da maré baixa de quadratura (MBQ) está a zona de intermaré média (ZIM), entre a MBQ e a maré baixa de sizígia (MBS) localiza-se a zona de intermaré inferior (ZII) e abaixo da maré baixa de sizígia (MBS) está a zona de inframaré (ZI) (Figura 3).

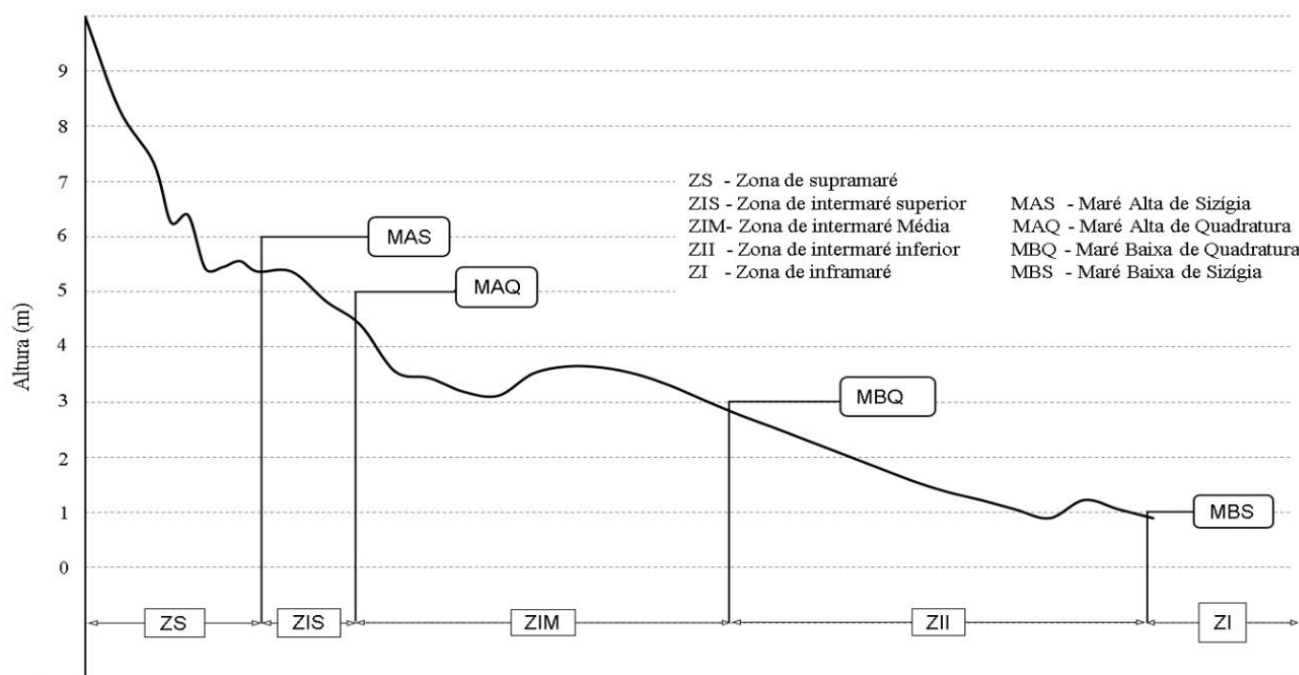


Figura 3 – Perfil geral das zonas supramaré, intermaré e inframaré, adaptado de Franco (2018).

Neste trabalho optou-se por complementar os dados topográficos a partir da utilização de um MDE (Modelo Digital de Terreno) em ambiente de Sistema de Informação Geográfica (SIG). Optou-se por utilizar o MDE ALOS World 3D-30 (AW3D30), extraídas do sensor PRISM (*Panchromatic Remote-sensing Instrument for Stereo Mapping*), cuja resolução espacial é de 30 m, de forma a caracterizar regionalmente a topografia antecedente nos limites praias. No processamento das imagens foi utilizado o software ArcGIS Desktop 10.5.1 (licença EVA270316234).

Sondagens Geológicas

Na Praia do Calhau, de forma adicional a perfilagem topográfica foi adotado a técnica de sondagem a percussão com haste metálica. Esta técnica consiste basicamente na identificação de horizontes lateríticos, impenetráveis a percussão da haste, determinando a espessura do pacote sedimentar (penetrável) sobre horizontes impenetráveis. Uma sondagem do tipo percussão foi utilizada para recuperar os sedimentos inconsolidados sobre a topografia antecedente. Esta

sondagem utiliza um cano de PVC de 7,5 mm introduzido por uma sequência de golpes, com um peso batente de 20 kg, sobre uma braçadeira móvel fixada ao cano.

Resultados

O perfil 1 (Figura 4 e 5) está localizado na Praia Ponta do Farol, classificada como uma barreira de praia anexada *mainland beach barrier* (Lima *et al.*, 2020). Nesta praia é evidente a exposição da topografia antecedente (fácies sedimentares do Membro Alcântara) na zona inframaré, intermaré e supramaré (figura 2). O perfil 1 tem início sobre um enrocamento (*seawall*), que se encontra posicionado a sotamar de um espigão natural (Figuras 1 e 8), ou

seja, na zona de sombra deste espigão. O perfil 1 mostra uma praia com um reduzido prisma praial (135 m), sendo também a praia mais íngreme dentre todas as praias monitoradas ($0,039^\circ$). Foram realizados três monitoramentos nesta localidade, nos meses abril e setembro de 2019, e março de 2020. O perfil 1 exibe pouca variabilidade tanto no período de chuvas como no período de seca, como evidenciado pelo balanço sedimentar (Figura 4 e 5). No mês de abril foi possível prolongar a perfilagem ao setor subaquoso da praia na zona inframaré, evidenciando um perfil sem sedimentos arenosos, onde ocorreram somente crostas lateríticas e nódulos (seixos) lateríticos.

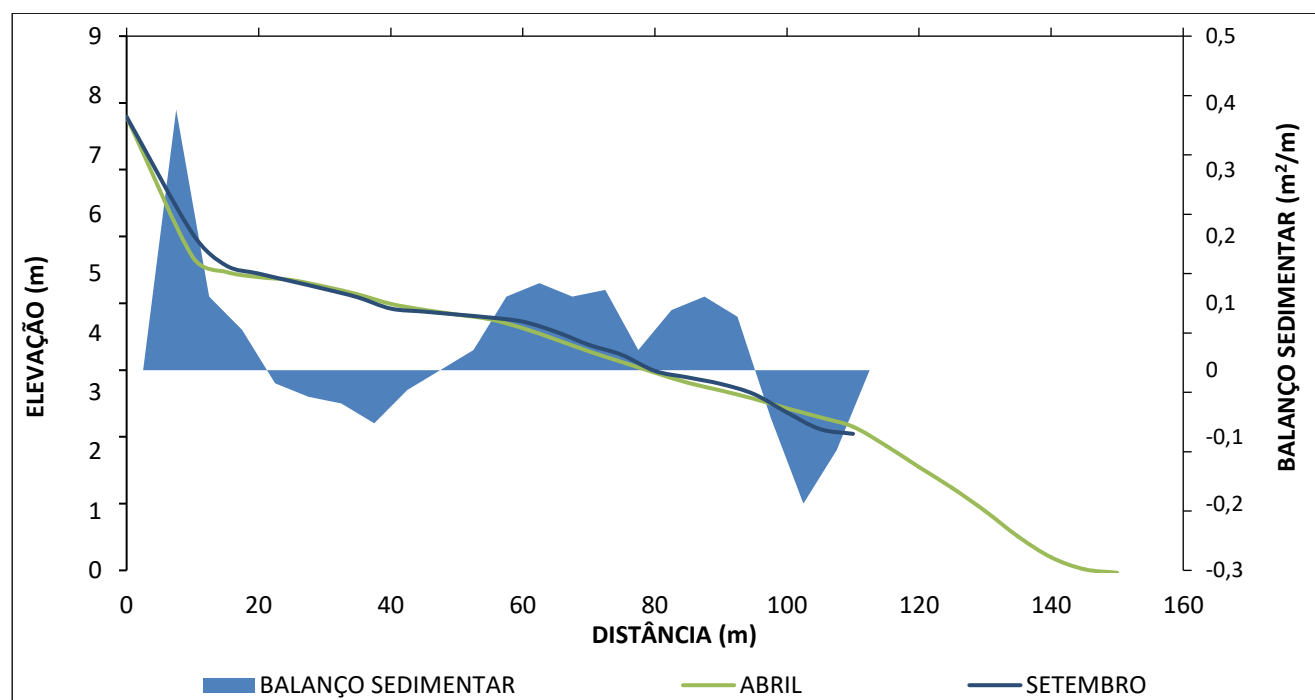


Figura 4 – Perfis topográficos P1 da Praia Ponta do Farol, na estação chuvosa a sotamar do espigão natural durante os meses de abril e setembro de 2019.

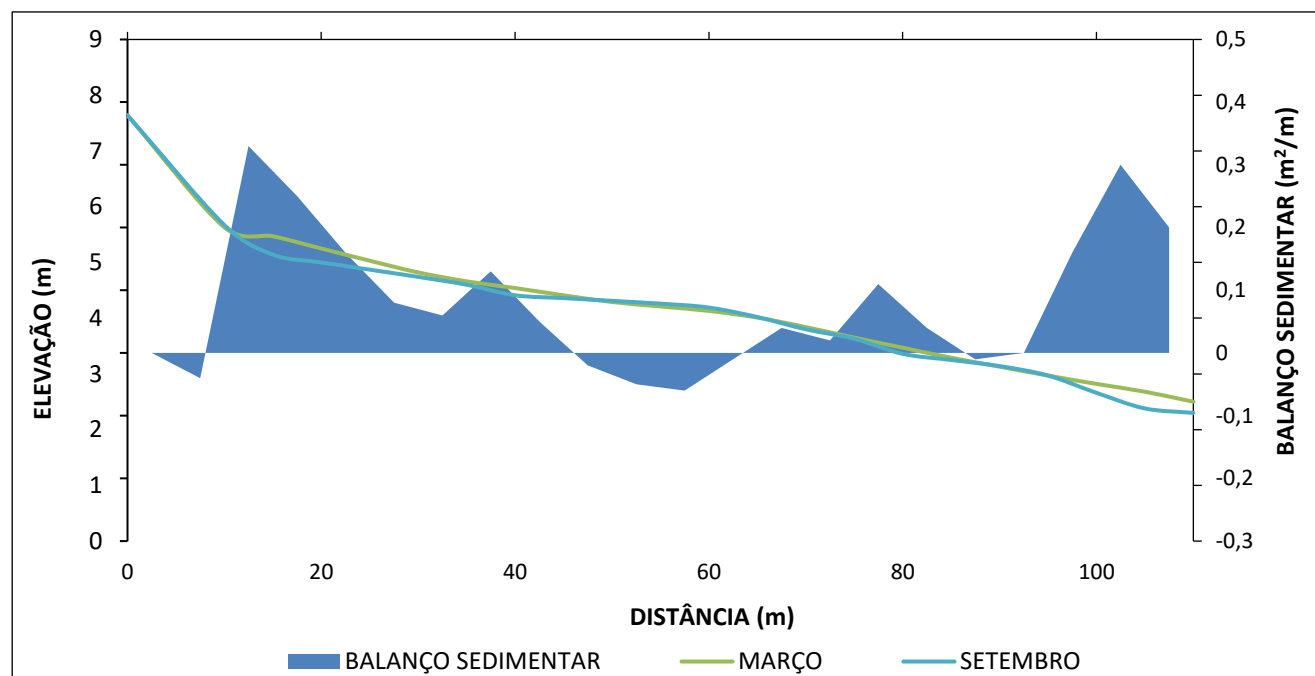


Figura 5 – Perfis topográficos P1 da Praia Ponta do Farol, na estação seca a sotamar do espigão natural durante os meses de setembro de 2019 e março de 2020.

O perfil 2 (Figuras 6 e 8), também realizado na Praia Ponta do Farol. Inicia-se diretamente na base de uma falésia, à barlamar de um espigão natural (Figura 1). Neste perfil, o substrato antecedente resume-se a seixos lateríticos rolados sobre as fácies sedimentares do Membro Alcântara (Figura 7). Foram realizados três monitoramentos, nos meses abril e setembro de 2019, e março de 2020. Os perfis apresentam maior variabilidade na estação chuvosa exibindo comportamento de acreção na zona intermaré superior (ZIS) e a zona

intermaré inferior (ZII) (figura 6 e 7). A presença do espigão resulta numa depressão na zona intermaré média (ZIM), na distância de 150 m, onde ocorre a completa remoção de sedimentos arenosos, resultando na exposição do substrato antecedente. Em março, o comportamento se inverte, a zona intermaré inferior (ZII) e a zona intermaré superior (ZIS) tornam-se erosivas, restando a zona intermaré média (ZIM) como o único setor em acreção (Figuras 8 e 9).

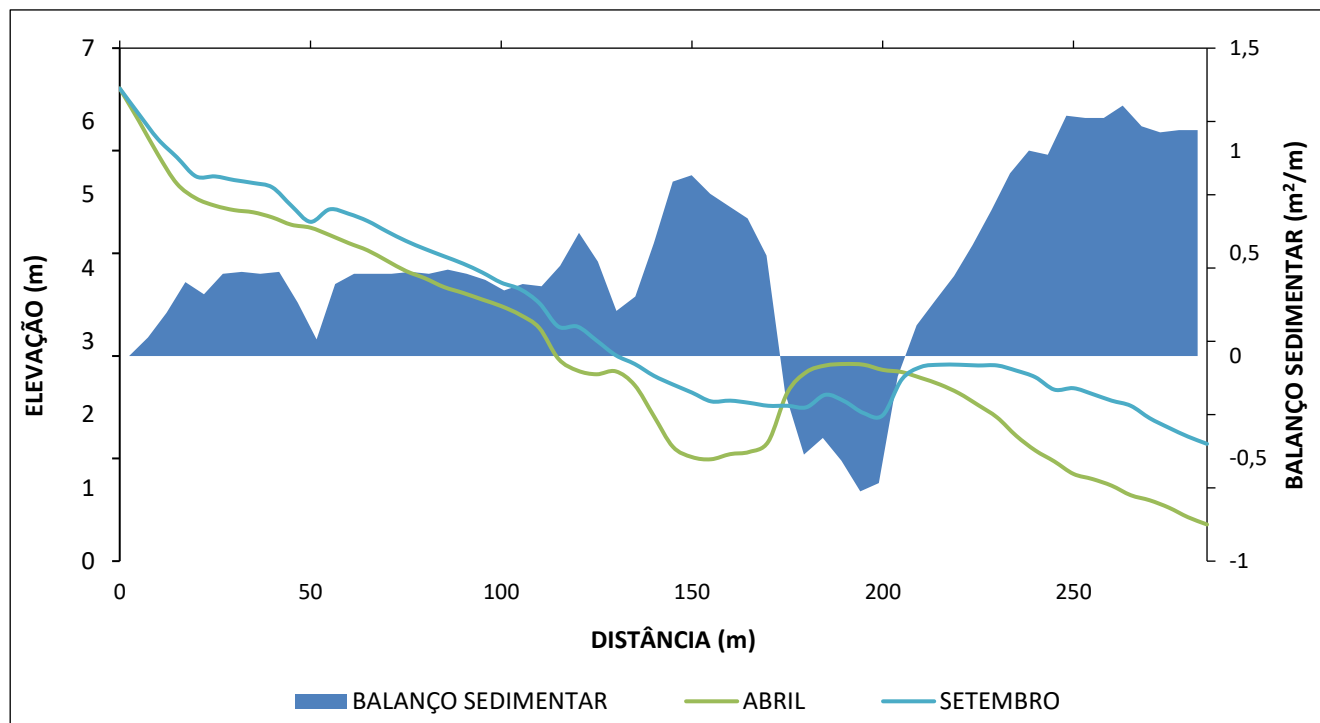


Figura 6 – Perfis topográficos P2 da Praia Ponta do Farol, na estação chuvosa, a barlamar do espigão natural durante os meses de abril e setembro de 2019.



Figura 7 –Exposição de um espigão natural na Praia Ponta do Farol na maré baixa de abril.

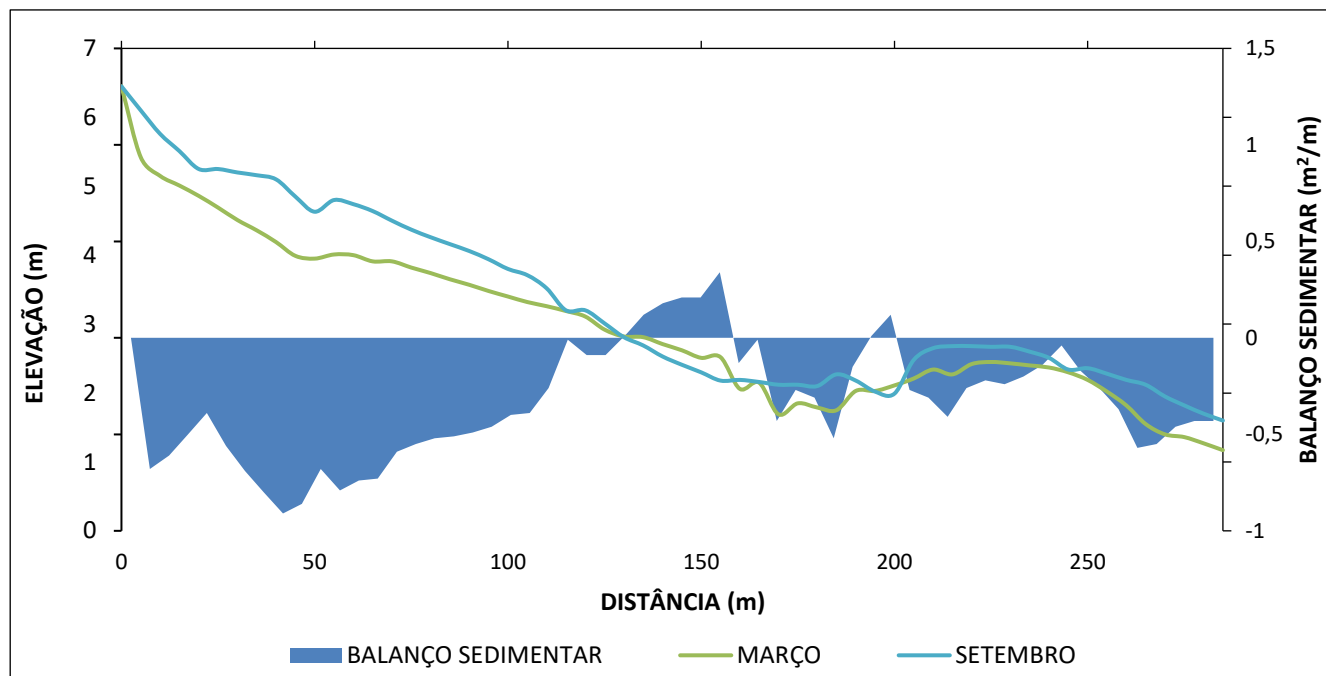


Figura 8 – Perfis topográficos P2 da Praia Ponta do Farol, na estação seca, a barlamar de um espigão natural durante os meses de setembro 2019 e março de 2020.



Figura 9 – Exposição do espigão natural da Praia Ponta do Farol na maré baixa em março. A direita do espigão encontra-se uma pessoa em pé como referência de escala.

O perfil 3 (Figura 11 e 12), está localizado na Praia do Caolho, uma praia também enquadrada no morfotipo *mainland beach barrier* (Lima *et al.*, 2020). Nesta localidade Franco (2018) classificou este sistema praial como dissipativo sem banco segundo proposição de Masselink e Short (1993). Os perfis se iniciam num enrocamento (*seawall*), a barlamar e sotamar do espigão natural (Figura 1, 10, 11), estando também associado a uma foz fluvial (rio

Pimenta). O espigão natural desenvolve-se entre a zona de intermaré média e intermaré inferior onde é também possível observar afloramentos do Membro Alcântara (figura 11).

Foram realizados 9 perfis nos meses de setembro e novembro de 2014; janeiro, junho, julho e outubro de 2015; abril e setembro de 2019, e março de 2020. O perfil 3 (Figura 10 e 11), têm 130 m e está posicionado à sotamar do espigão natural

(Figura 1 e 10). Foram realizadas 4 medições neste setor, em janeiro e junho (2015) e julho e outubro (2015). Na estação chuvosa (Figura 10) observou-se um déficit sedimentar na ZIS e ZII, alternado com deposição na ZIM. Na estação seca (Figura 12) ocorreu um déficit na ZIS e deposição na ZIM e ZII.

A estação seca responde por uma menor variabilidade na ZIS quando comparado a estação chuvosa. No entanto, um déficit foi prevalente na ZIS nas duas estações.

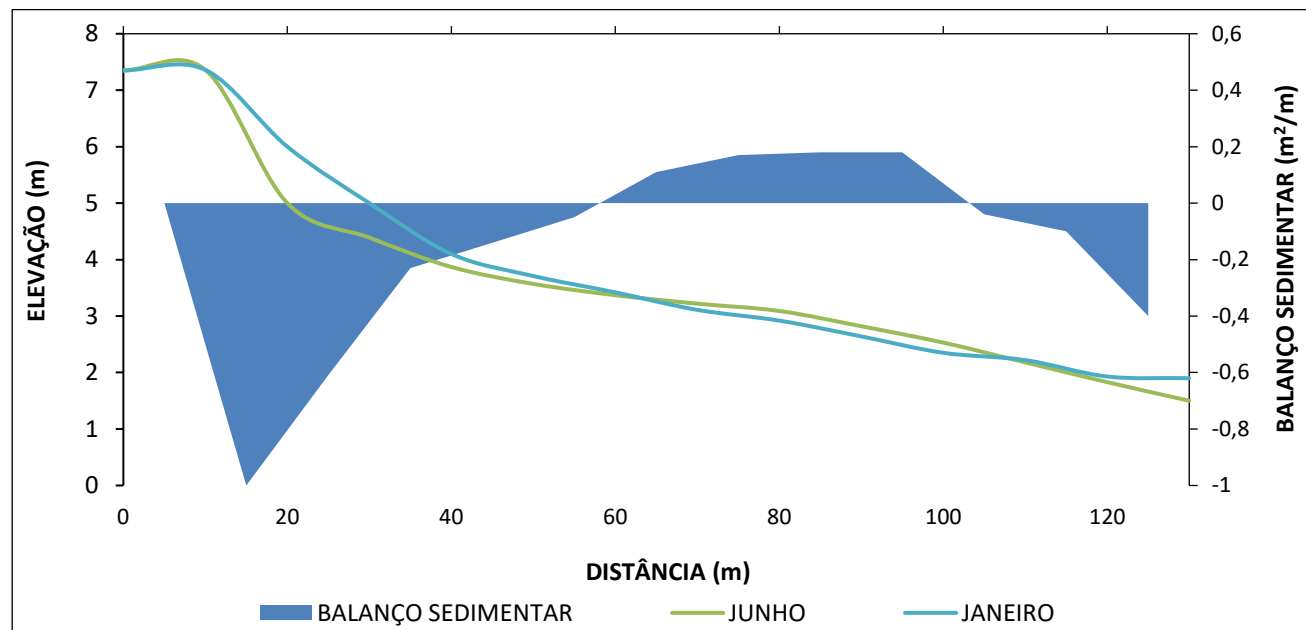


Figura 10 – Perfis topográficos P3 da Praia do Caolho, na estação chuvosa, a sotamar do espigão natural durante os meses de janeiro a junho de 2015.



Figura 11 Vista do espigão natural na praia do Caolho exibindo à direita (em amarelo alaranjado) afloramentos do Membro Alcântara.

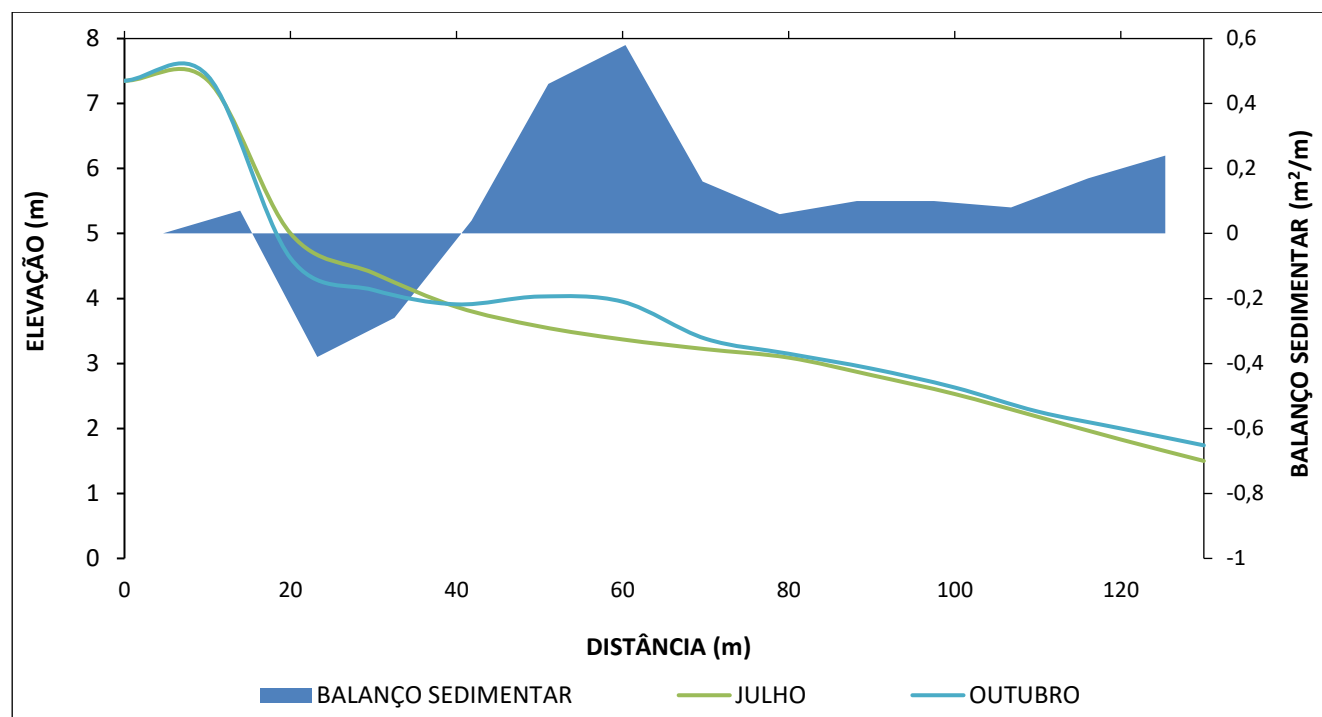


Figura 12 – Perfis topográficos P3 da Praia do Caolho, na estação seca, a sotamar do espigão natural durante os meses de julho a outubro de 2015.

A barlamar do espigão natural da Praia do Caolho foi realizado o perfil 4 com 250 m de comprimento. Na estação chuvosa (janeiro e junho) (Figura 11) ocorreu um déficit sedimentar em toda

sua extensão, sendo mais pronunciado na ZIM e ZII. A estação seca (Figura 12) alternou déficit na ZIS e ZII com deposição na ZIM.

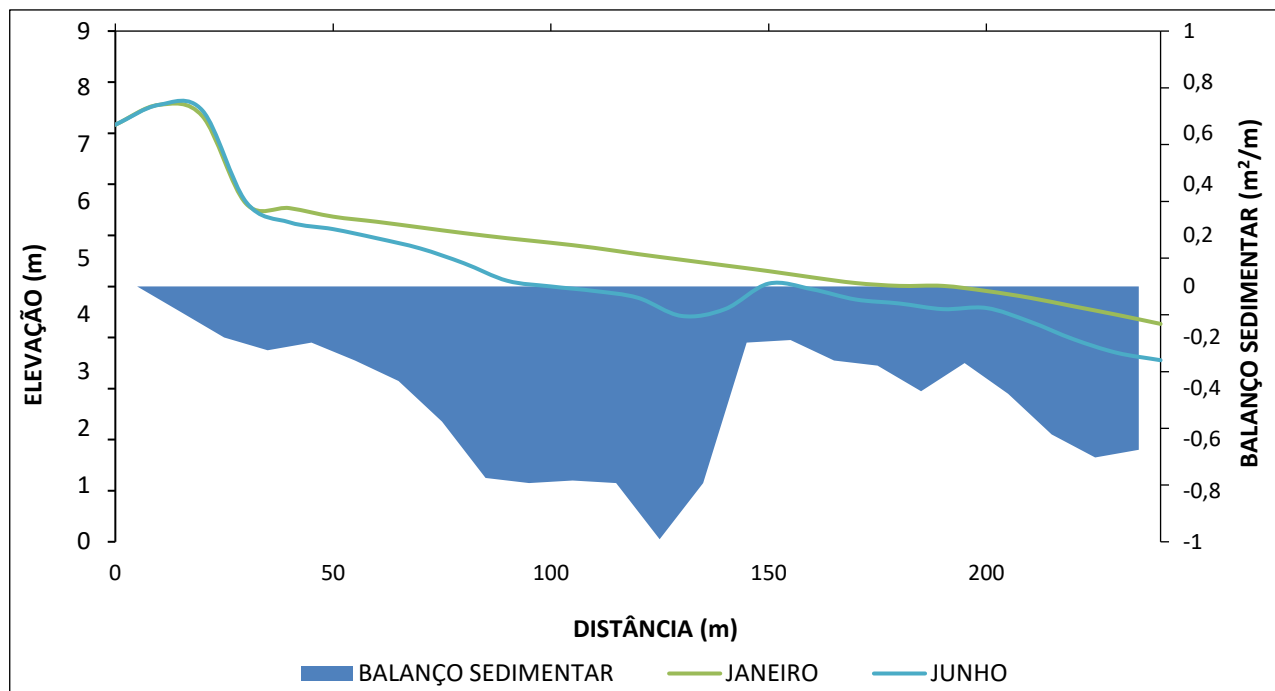


Figura 11 – Perfis topográficos P3 da Praia do Caolho, na estação chuvosa, a barlar do espigão natural durante os meses de janeiro a junho.

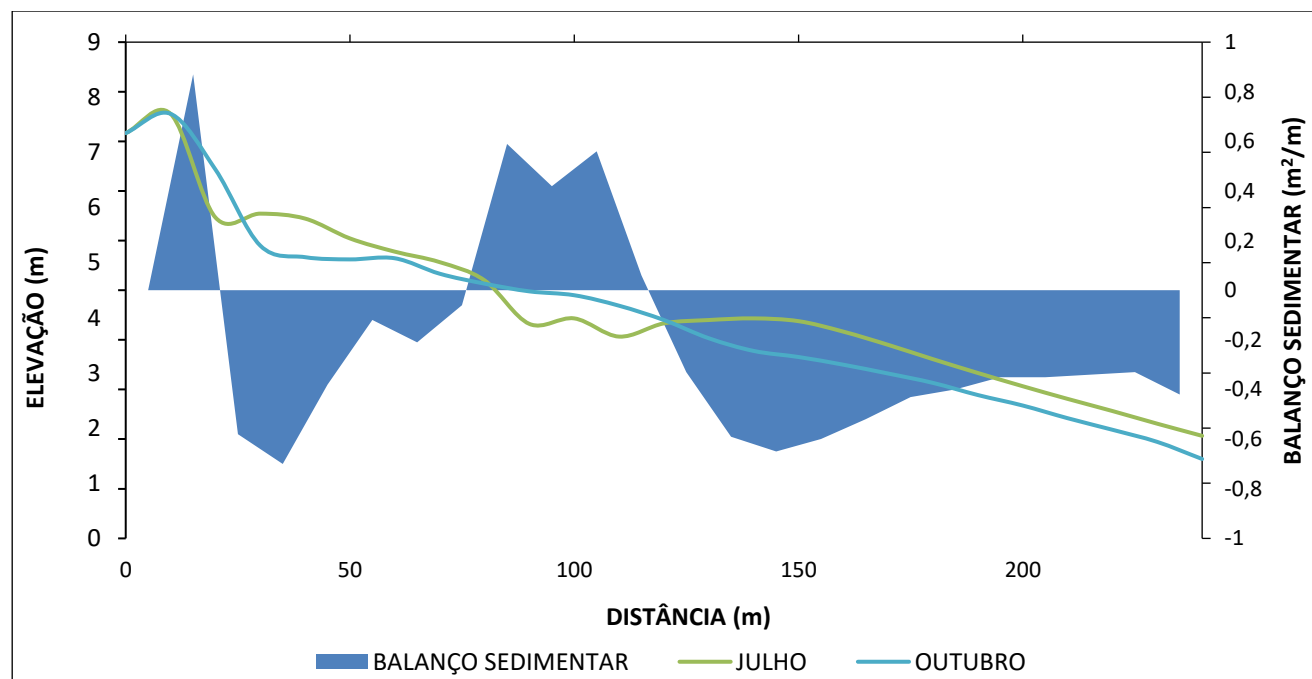


Figura 12 – Perfis topográficos P3 da Praia do Caolho, na estação seca, à barlar do espigão natural durante os meses de julho a outubro.

No perfil 5 (Figura 13) localizado na Praia do Calhau, foi adotada uma técnica de sondagem a percussão com haste metálica, para identificação da espessura do pacote sedimentar sobre a topografia antecedente em que são concentrados crostas e nódulos lateríticos em sub-superfície. O perfil foi realizado no mês de dezembro de 2016 e se prolonga nas ZIS, ZIM e ZII, com extensão de 214 m. Este perfil evidenciou a proximidade da topografia

antecedente, composto por blocos de rochas lateríticas erodidos das falésias adjacentes e concentrados no sopé da falésia (tálus). A espessura do pacote sedimentar sobre a topografia antecedente aumenta em direção a baía de São Marcos, sendo perceptível a exposição deste substrato junto a calha de maré em 80 m do início do perfil.

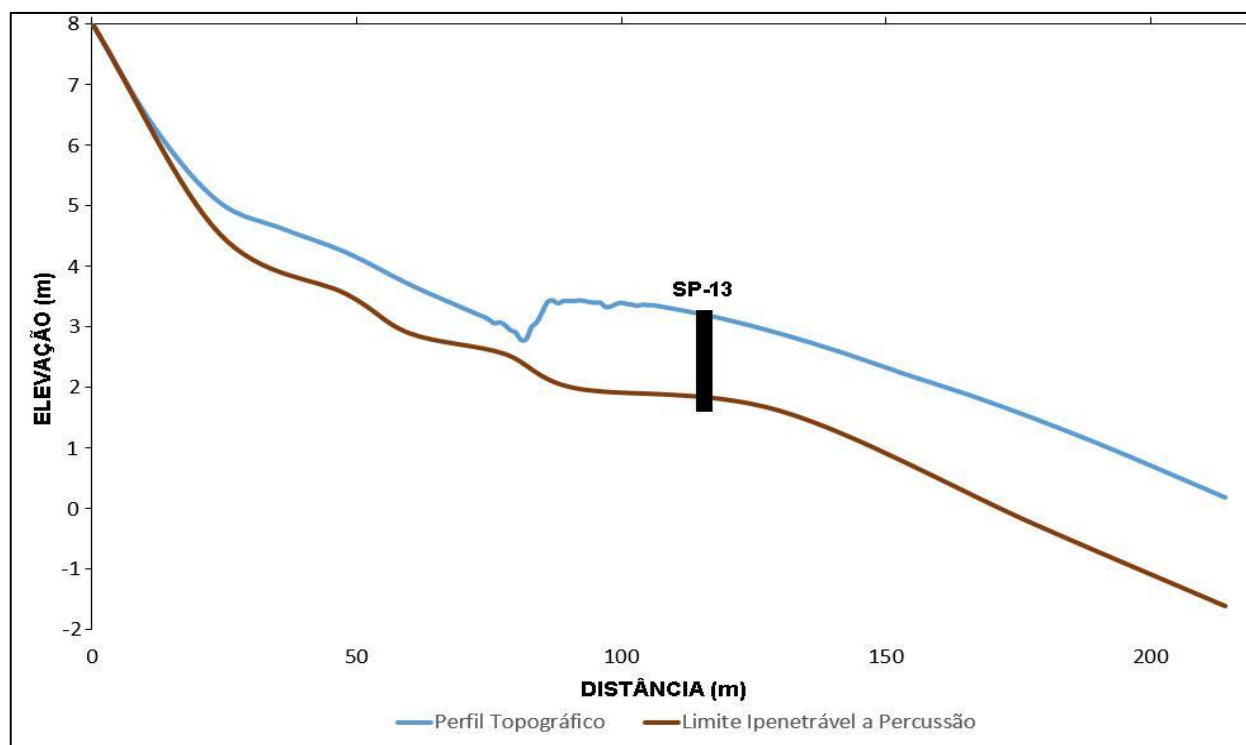


Figura 13 – Perfil topográfico P5, executado simultaneamente a técnica de sondagem com haste metálica. Neste perfil foi realizada a sondagem geológica SP-13.

O perfil 6 (Figura 14) está localizado na Praia do Mangue Seco, exibe características distintas dos perfis anteriores, na qual a falésia se limita nos setores distantes que antecedem a praia, onde não são aparentes depósitos antecedentes aflorantes, nem configurações de espigões naturais. Este perfil foi realizado no mês de setembro de 2019, com extensão

de 440 m. A baixa declividade deste perfil indica uma planície flúvio-marinha, exibindo dunas móveis, manguezais e marismas na zona de supamaré (ZS), sendo que na zona intermaré superior (ZIS), há ocorrência de calhas de maré modeladas por uma rede de canais que migram em direção oeste.

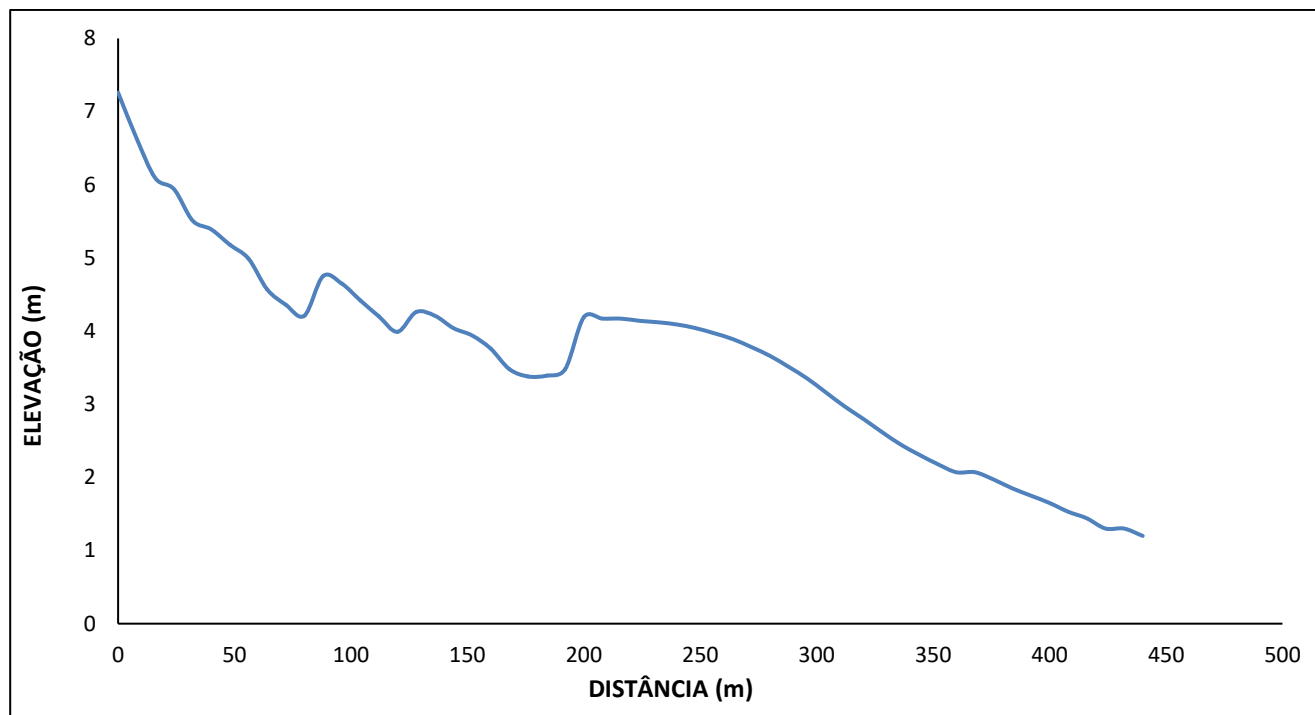


Figura 14 – Perfil topográfico P6 na Praia do Mangue Seco em setembro de 2019.

O modelo de elevação digital construído para orla de São Luís (Figura 15) exhibe as declividades desde o embasamento (Membro Alcântara) até a faixa litorânea, demonstrando as inclinações do terreno em relação a um eixo horizontal. Foram selecionadas 7 classes que mostram o grau de inclinação que variam de 0° - $0,9^{\circ}$ (mínimo) a $18,29^{\circ}$ - $57,54^{\circ}$ (máximo).

Neste MDE torna-se evidente a face de erosão das falésias, voltadas para a Baía de São Marcos, onde as declividades existentes variam de 18 a 57° . A extensão das falésias no sentido da Praia Ponta do Farol até a Praia do Mangue Seco, apresentam-se como ininterruptas, sendo os menores

declives entre a Praia do Caolho e Praia do Meio, junto à desembocadura do Rio Pimenta. A partir da Praia do Araçagi e alcançando a Praia do Mangue Seco, é perceptível que a falésia se distancia da linha de costa, evidenciando um maior espaço de acomodação entre a falésia e a praia. Pelo contrário nas praias da Ponta do Farol, Calhau, Caolho, Meio e Araçagi a proximidade das falésias com a orla oceânica, ocasiona a exposição de afloramentos do Membro Alcântara, nódulos e crostas lateríticas, demonstrando a intensa erosão costeira e a atuação dos espigões naturais.

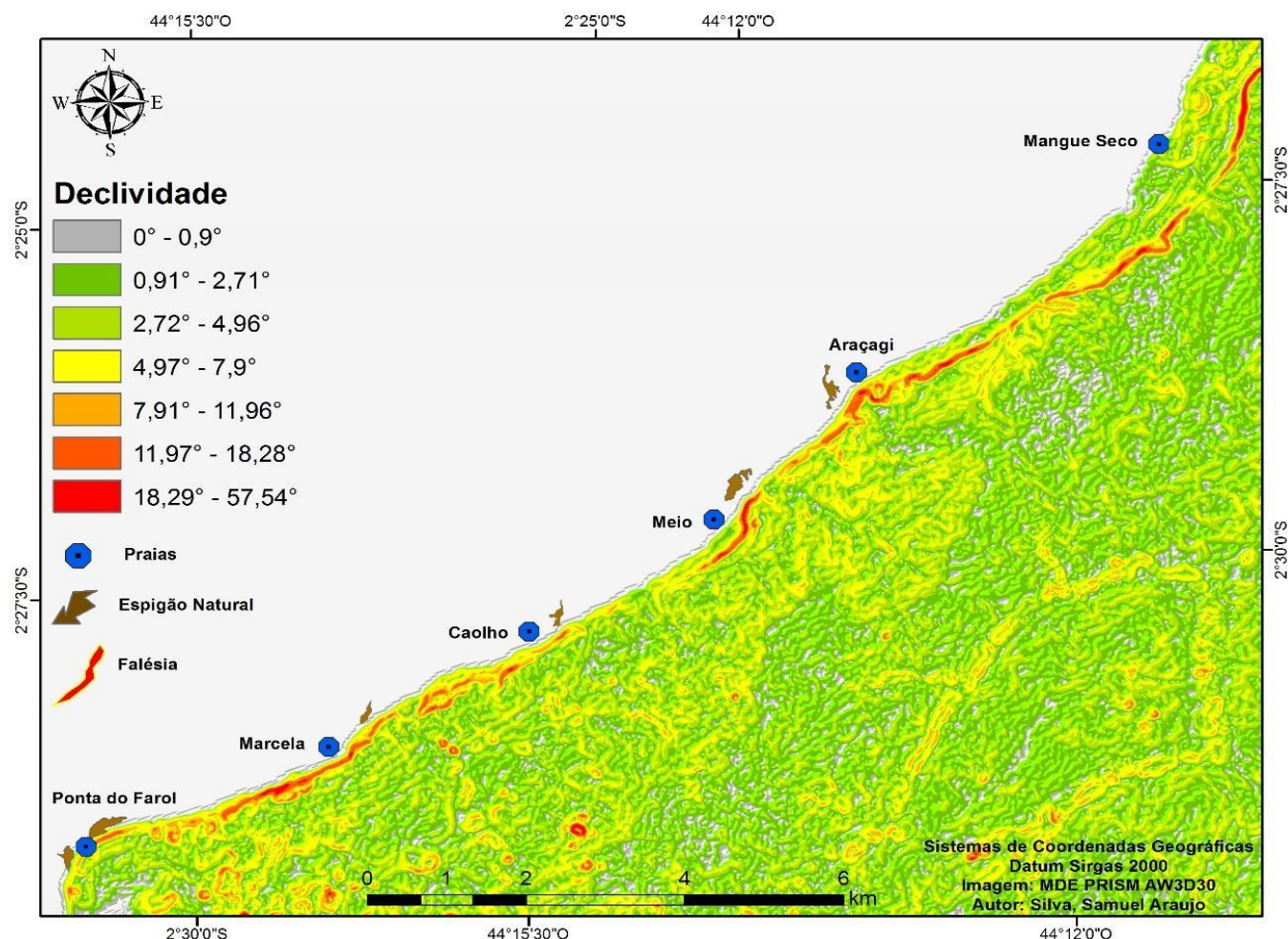


Figura 15 – Mapa de declividades da orla oceânica de São Luís e adjacências.

De forma a complementar os dados dos perfis topográficos e da sondagem com haste metálica, foi executada uma sondagem geológica, na praia do Calhau, com o intuito de caracterizar os depósitos praias sobre o substrato antecedente (Figura 16). A sondagem SP-13 encontra-se sobre o perfil topográfico P5 (Figura 13). Esta sondagem registrou 110 cm de sedimentos inconsolidados (areias finas), sobre a topografia antecedente, composta aqui por grânulos lateríticos rolados. Os sedimentos inconsolidados registrados são areia fina bem a moderadamente selecionada. Cabe destacar, que o parâmetro de seleção sedimentar melhora em direção do topo da sondagem, indicando a sobreposição do ambiente praias franco, sobre as fácies cascalhosas. A fácies cascalhosa apresenta marcas de oxidação indicando exposição subaérea

deste depósito, e da mesma forma confirmando ser parte do talus das falésias existentes.

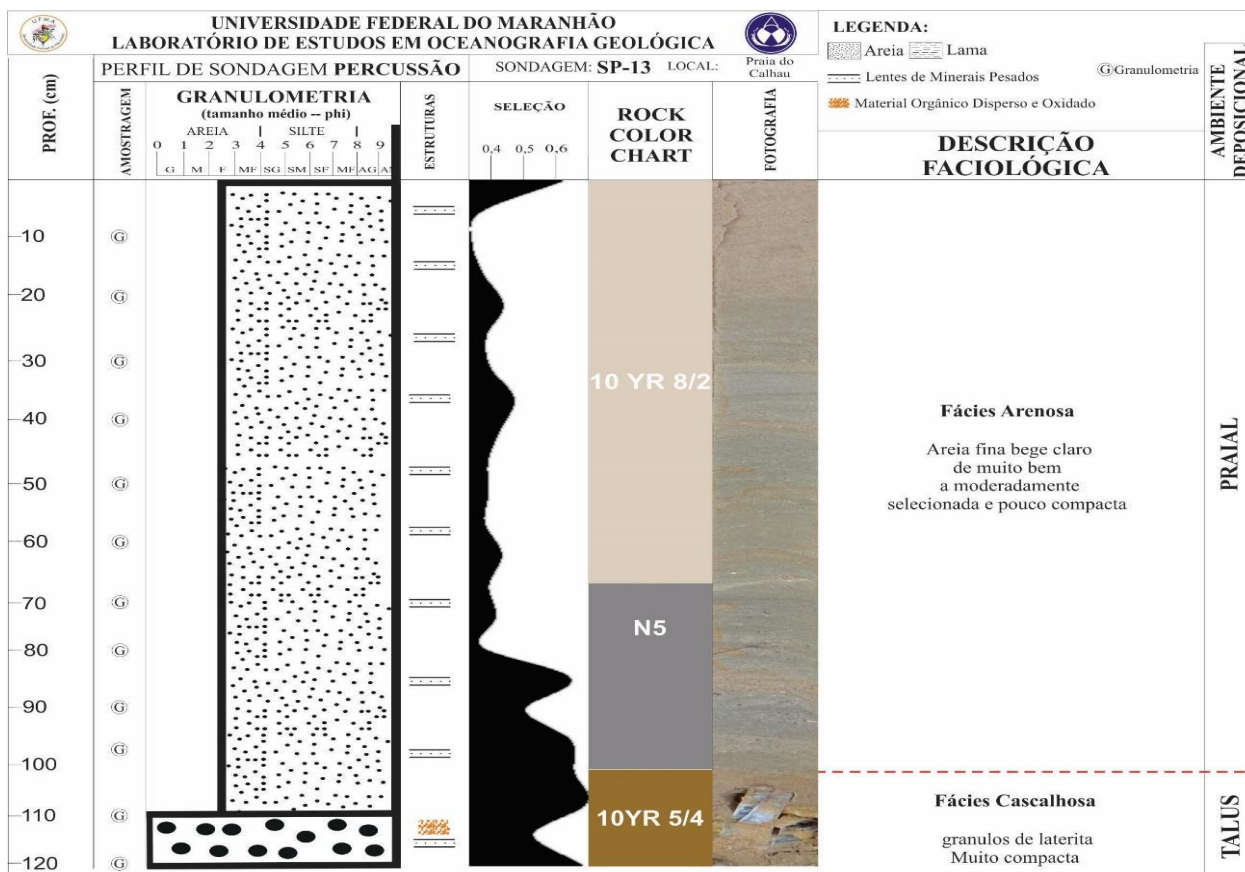


Figura 16 - Perfil geológico da sondagem SP-13, localizada sobre o perfil P5.

Discussões

Os resultados obtidos se configuram nas relações entre a morfologia da praia, balanço sedimentar e proximidade da topografia antecedente. As praias oceânicas da ilha do Maranhão se caracterizam por um sistema barreira de praias anexadas (*mainland beach barrier*) (*sensu* Roy *et al.*, 1994), indicando intensa erosão costeira (Lima *et al.*, 2020, 2022). Este sistema praial se relaciona diretamente com o transporte longitudinal de sedimentos, onde o mesmo, é obstruído em setores específicos na linha de costa por feições geomorfológicas, oriundas de processo erosivo sobre a geologia antecedente. À medida que se processou a Última Transgressão Marinha Pós-Glacial (UTM), a erosão da antepraia sobre os sedimentos da Formação Itapecuru, resultou no desenvolvimento de um *lag* transgressivo, onde cascalhos e blocos lateríticos foram aprisionados na face praial devido a seu tamanho, sendo reorganizados pela morfodinâmica praial em formato de espigões costeiros. Estes espigões naturais projetam-se em direção da antepraia tornando-se expostos da zona intermaré média a zona de supramaré (Lima *et al.*, 2020).

Trenhaile (2018, 2019) considera que o controle geológico das praias, ocorre onde leitos rochosos afloram no perfil da praia, em áreas de alta inclinação do relevo costeiro e nos casos em que há um suprimento restrito de sedimentos. Estes três fatores estão presente na orla de São Luís: 1) a declividade da topografia antecedente marcada por falésias na ordem de 18° a 57° (Figura 15); 2) os afloramentos da geologia antecedente diretamente ao litoral (Figura 2); 3) a restrição sedimentar devido ao barramento da deriva litorânea de sedimentos em espigões naturais (Figuras 9 e 11).

O controle geológico da orla oceânica de São Luís, se configura de modo em que as praias acompanham as mudanças que ocorrem ao longo do tempo, sendo modificadas por fatores climatológicos, oceanográficos e principalmente geomorfológicos quando a linha de costa interage com a topografia antecedente. Essa interação é mais bem percebida quando as falésias estão próximas do litoral, e que devido a sua resistência à erosão, promovem uma projeção costeira do litoral manifestando também a exposição na zona intermarés dos espigões naturais. Pelo contrário, o distanciamento das falésias se mostra como indicativo de mudança comportamental da barreira

costeira relacionada com a formação de esporões arenosos ligados ao continente (*headlands spits*) (Lima *et al.*, 2020). Na praia do Mangue Seco (perfil P6) este distanciamento promoveu a evolução do ecossistema manguezal na retaguarda de um sistema de calhas de maré. As calhas são indicativas de que a topografia antecedente encontra-se muito rasa. Assim, os bancos arenosos que se soldam à praia, promovem um fluxo de escoamento do *backwash* direcionado pela deriva litorânea na porção anterior dos bancos. O que se percebe neste sistema é que o espaço de acomodação em retrobarreira é parcialmente preenchido pelo ecossistema de manguezal.

Hoefel (1998) e Carvalho & Woodroffe (2024) pontuam que em praias com obstáculos naturais ou artificiais, os efeitos da deriva são bem visíveis, manifestados por erosão ou deposição localizada nas imediações dos obstáculos. O resultado de tais feições naturais nas praias da Ponta do Farol e Caolho consistem num padrão erosivo a sotamar dos espigões naturais. O balanço sedimentar dos perfis P1 e P3, indicam isso, ou seja, independente dos períodos de chuva e seca, esses perfis sempre se comportam sob ação erosiva da deriva litorânea como um fator intrínseco no padrão morfodinâmico atuante.

É importante considerar a atuação indireta dos esporões arenosos sobre a topografia antecedente, onde a deriva litorânea transporta continuamente areia para a falésia, criando setores que são barrados pelos espigões naturais, o que causa o processo de progradação pelo acúmulo de sedimentos, evidenciado principalmente nas marés de sizígias.

Diferentemente do que ocorre a sotamar, a barlamar (Figura 6 e 7) de estruturas transversais como espigões naturais, como explica Muehe (1998), por conta do transporte de deriva, o arco praial sofre deposição. Isto foi verificado na estação chuvosa na Praia da Ponta do Farol, com ampla deposição na zona intermaré superior e intermaré inferior. No entanto, durante a estação seca os resultados do balanço sedimentar tiveram predomínio de erosão, confirmando que a retenção de sedimentos a barlamar desses espigões naturais pode variar sazonalmente. De acordo com Lima *et al.* (2022) o transporte longitudinal na proximidade dos espigões naturais indica um fluxo padronizado nas marés de quadratura, na qual o sedimento permanece retido a montante destas feições, já nas marés de sizígia e marés equinociais esse fluxo é dinâmico e se posiciona sobre a face praial, modificando a zona de arrebenção e se

posicionando na zona intermaré superior. Como resultado disto, o transporte longitudinal é flutuante e dependente da maré. Tal afirmação se dá em conformidade com os resultados apresentados do balanço sedimentar na Praia da Ponta do Farol, onde a maior variabilidade fica aprisionada dentro da parte dos perfis onde se localiza os espigões naturais, entretanto, na parte elevada da praia (zona de intermaré superior), durante as marés de sizígia, e na estação seca principalmente o sedimento é transportado, revelando o controle da topografia antecedente na disposição dos perfis praias.

Os perfis praias desenvolvidos no entorno de um espigão natural na praia do Caolho não exibiram correspondência com o setor a barlamar da Ponta do Farol. Franco (2018), constatou que nesta localidade a presença do Rio Pimenta tem um papel importante na morfodinâmica da praia, sendo responsável por saturar os sedimentos da praia, que se tornam mais suscetíveis a erosão, além de barrar o transporte eólico através do processo de coesão de partículas. Este mesmo autor constatou ao longo de um ano de monitoramento de perfis praias na Praia do Caolho um balanço sedimentar de -42,82 m³/m. Tal afirmação se dá por conta da intensa erosão percebida na Praia do Caolho na estação chuvosa, na qual o sistema fluvial tem maior vazão nos meses de pluviosidade (Figura 9).

Concomitante aos dados de Franco (2018), é importante ressaltar que essa dinâmica de retrabalhamento entre setores da face praial, se dá em praias de macromaré que geralmente exibem um gradiente topográfico suave e um reduzido estoque sedimentar subaquoso de areia fina, em forma de bancos arenosos, com uma zona de arrebenção caracterizada por ser deslizante e sem presença de corrente de retorno (Mallmann *et al.*, 2014). Essa dinâmica é representada nos resultados que demonstram a espessura do pacote sedimentar na Praia do Calhau (Figura 13), mostrando que existe uma tênue camada de sedimentos inferior a 2 metros recobrindo a topografia antecedente. Isto vai de encontro com o processo de erosão das falésias do Membro Alcântara, mais precisamente a erosão sobre as discordâncias da base e topo desta formação. Estes horizontes contêm abundantes crostas e nódulos lateríticos, que se concentram na face praial em virtude de suas dimensões (cascalho, seixo e bloco). Quando retrabalhados podem ser recimentados em feições transversais as praias (espigões naturais) como identificado neste estudo, sendo expostos ou recobertos por sedimentos como mostra o esquema na figura 17.

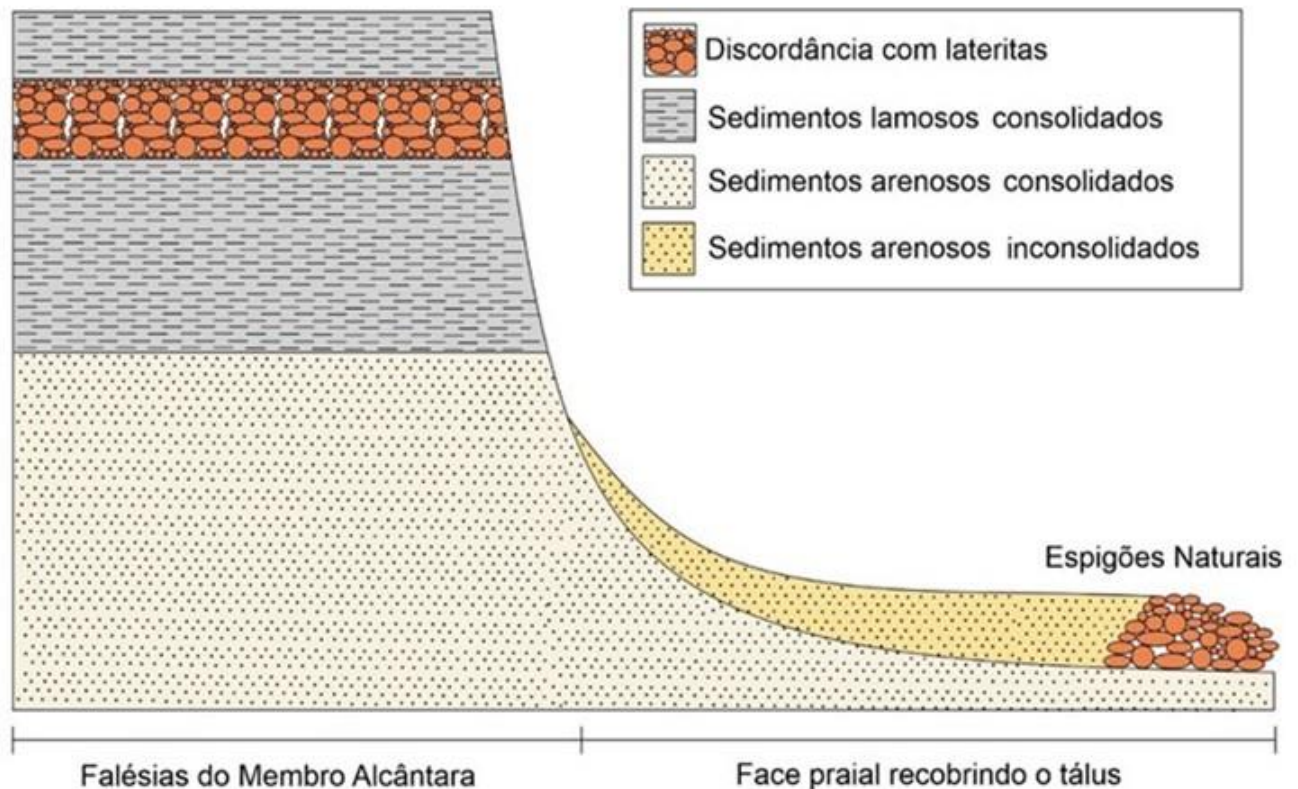


Figura 17 - Esquema demonstrativo de processo de formação dos espigões naturais por meio da erosão das falésias. Modificado de Franco (2018).

Isto é reforçado por Jackson e Cooper (2009) e Steven *et al.*, (2024) que descrevem as praias como uma cobertura de areia de espessura variável sobre a geologia antecedente, desenvolvendo-se sobre uma superfície rochosa irregular, pouco modificada pela planificação das ondas. A presença desses afloramentos rochosos enterrados superficialmente abaixo da superfície da praia, influencia a dinâmica da mesma, (Trenhaile, 2002) fornecendo uma superfície impermeável que evita a infiltração de *swash*, potencializando a retrolavagem (*washover*) e tornando a praia mais propensa a saturação e transporte dos sedimentos. A presença de níveis freáticos de água subterrânea também pode levar ao fluxo da mesma em direção à praia, à medida que os níveis das marés regridem promovendo o desenvolvimento de canais de drenagem (Jackson e Cooper 2009). Essa afirmativa coincide geomorfologicamente com a Praia do Mangue Seco, que possui amplo espaço de acomodação, indicando um espesso pacote sedimentar pela configuração da falésia distanciada da praia, com uma ampla planície flúvio-marinha, ausência da topografia antecedente aflorante e baixa declividade onde há ocorrência de calhas de

maré modelados por uma espaçosa rede de canais, que geralmente são preenchidos na preamar.

Conclusões

A topografia antecedente influencia o comportamento morfodinâmico das praias da orla oceânica de São Luís pela gênese e controle de feições de larga escala reconhecidas como espigões naturais. Isso se deve principalmente pelas praias integrarem um sistema de barreiras costeiras e que respondem sensivelmente às características de tais feições, sendo explanadas pelos resultados obtidos.

Os perfis analisados através do balanço sedimentar indicaram que os espigões naturais são feições geomorfológicas que atuam no barramento da corrente longitudinal, ocasionando depósito de sedimento a barlamar e erosão a sotamar.

Feições costeiras como uma desembocadura fluvial (Rio Pimenta) podem sobrepujar o controle geológico na escala contemplada deste estudo.

A deriva litorânea é eficiente em modificar os perfis praias, sendo um fator primordial para o

comportamento morfodinâmico das praias do entorno de espigões naturais.

O mapeamento de setores associados a projeções costeiras, indicados por falésias, indicou o comportamento de larga escala do controle geológico atuante através dos espigões naturais, proximidade entre falésia e linha de costa, orientação da linha de costa.

A proximidade das falésias da linha de costa atual indica a influência da topografia antecedente de duas formas diferentes: 1- quando a falésia é próxima da linha de costa atual, a topografia antecedente aflora na face praial ou antepraia caracterizando uma barreira de praia anexada (*mainland beach barrier*), como evidenciado na Praia da Ponta do Farol, Praia do Calhau e Praia do Caolho. 2 - Quando a falésia é distante, a topografia antecedente não aflora em superfície como na Praia do Mangue Seco, sendo provável sua origem relacionada a uma barreira costeira relacionada com a formação de esporões arenosos ligados ao continente (*headlands spits*), e que tiveram seu espaço de acomodação em retrobarreira preenchido e ocupado pelo desenvolvimento de manguezais.

A Praia do Calhau apresenta uma ampla zona intermarés de mais de 250 m, não apresentando sedimentos aflorantes da topografia antecedente, no entanto a proximidade deles é marcante como identificado pelas sondagens a percussão.

O presente estudo mostrou que a herança geológica da Ilha do Maranhão controla a configuração geomorfológica atual de seu litoral, indicando a ocorrência de áreas deposicionais e erosivas deste litoral.

Referências

- Belknap, D.F. & Kraft, J.C., 1985. Influence of antecedent geology on stratigraphic preservation potential and evolution of Delaware's barrier systems. *Marine Geology*, 63, 235– 262.
- Birkmeier, W.A., 1981. Fast accurate two-person beach survey. *Coastal Engineering Technical Aid* 81-11.
- Carter, R. W. G; Woodroffe, C. D., 1998. Coastal evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics. 517p.

- Carvalho, R.C., Woodroffe, C.D., 2024. Correction to: Coastal compartments: the role of sediment supply and morphodynamics in a beach management context. *J Coast Conserv* **28**, 34. <https://doi.org/10.1007/s11852-024-01033-6>.
- Cowell, P.J., Thom, B.G., 1994. Morphodynamics of coastal evolution. In: Carter, R.W.G., Woodroffe, C.D. (Eds.), *Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*. Cambridge University Press, Cambridge, 33–86.
- Dean, R. G., 1973. Heuristic models of sand transport in the surf zone. In *First Australian Conference on Coastal Engineering: Engineering Dynamics of the Coastal Zone*. Institution of Engineers, Australia, 208-214.
- Diretoria de Hidrografia e Navegação., 2004. Tábua das Marés para o Porto de Suape (Estado de Pernambuco). Disponível em: <<http://www.dhn.mar.mil.br>>
- Feal-Pérez, A., Blanco-Chao, R., Ferro-Vázquez, C., Martínez-Cortizas, A., Costa-Casais, M., 2014. Late-Holocene storm imprint in a coastal sedimentary sequence (Northwest Iberian coast). *The Holocene*, 24, (4), 477–488.
- Feitosa, A.C., 1989. Evolução Morfogenética do Litoral Norte da Ilha do Maranhão. Rio Claro, UNESP: 210p. Dissertação de Mestrado.
- Franco, B. J., 2018. Caracterização Morfodinâmica das Praias Oceânicas da Ilha do Maranhão. Trabalho de Conclusão de curso. São Luís: Departamento de Oceanografia e Limnologia. UFMA. 85 p.
- Gallop, S.L., Bosserelle, C., Eliot, I., Pattiaratchi, C.B., 2012. The influence of limestone reefs on storm erosion and

- recovery of a perched beach. *Cont. Shelf Res.* 47, 16–27.
- Gallop, S.L., Bosserelle, C., Eliot, I., Pattiaratchi, C.B., 2013. The influence of coastal reefs on spatial variability in seasonal sand fluxes. *Mar. Geol.* 344, 132–143.
- Gallop, S.L., Bosserelle, C., Haigh, I.D., Wadey, M.P., Pattiaratchi, C.B., 2015. The impact of temperate reefs on 34 years of shoreline and vegetation line stability at Yanchep, southwestern Australia and implications for coastal setback. *Mar. Geol.* 369, 224–232.
- Gallop, S.L., Bosserelle, C., Pattiaratchi, C., Eliot, I., 2011. Rock topography causes spatial variation in the wave, current and beach response to sea breeze activity. *Marine Geology.* 290, (4), 29–40.
- Galvão, W. F. L.; Klein, A. H. F.; Mahiques, M. M. de ; Hein, C. J.; Sousa, Luiz Antonio Pereira de ; Cooper, A.; Green, A., 2023. Holocene barrier overstepping, estuarine rollover and drainage merging in a sub-tropical bay. *Marine Geology*, 462, 107076.
- Gómez-Pujol, L., Orfila, A., Cañellas, B., Alvarez-Ellacuria, A., Méndez, F.J., Medina, R., Tintoré, J., 2007. Morphodynamic classification of sandy beaches in low energetic marine environment. *Mar. Geol.* 242, (4), 235–246.
- González, M., Medina, R., Losada, M.A., 1999. Equilibrium beach profile model for perched beaches. *Coast. Eng.* 36, (4), 343–357.
- Hoefel, F. G., 1998. *Morfodinâmica de Praias Arenosas Oceânicas: Uma Revisão Bibliográfica*. Itajaí: Editora da UNIVALI. 91p.
- Jackson, D.W.T., Cooper, J.A.G., Del Rio, L., 2005. Geological control of beach morphodynamic state. *Marine Geology*; 216, (4), 297–314.
- Jackson, D.W.T., Cooper, J.A.G., 2009. Geological control on beach form: accommodation space and contemporary dynamics. *Journal of Coastal Research*, 24, 69–72.
- Klein, A. H. F.; Menezes, J. T., 2001. Beach morphodynamics and profile sequence for a headland bay coast. *Journal of Coastal Research.* 17, (4), 812-835.
- Lima, L.G.; Albuquerque, S.S.; Cerveira, G.S; Parise, C.K; Ferreira, M.S; Franco, B.J., 2020. Estratigrafia e Evolução de um Esporão Arenoso em Ambiente Macromaré: Ponta da Areia São Luís-Maranhão-Brasil. *Revista Geociências UNESP*; 39, (4), 997-1008.
- Lima, L. G.; Ferreira, M. S.; Franco, B. J.; Parise, C. K.; Santos, J. H. S. 2022. Morfodinâmica da Praia da Ponta da Areia: Considerações sobre a construção de um espigão costeiro em ambiente de macromaré. *Geociências (São Paulo. Online)*, 41, 503-515.
- Loureiro, C., Ferreira, Ó., Cooper, J.A.G., 2013. Applicability of parametric beach morphodynamic state classification on embayed beaches. *Marine Geology* 346, 153–164.
- Mallmann, D. L. B.; Pereira, P.; Santos, F.; Façanha, P., 2014. Classificação morfodinâmica das praias arenosas de Ipojuca (Pernambuco, Brasil) através da análise semântica de imagens de satélite pancromáticas. *Pesquisas em Geociências, Rio Grande do Sul*, 41, (2), 169–189.
- Mascagni et al., 2018. Morphodynamics of a wave dominated embayed beach on an irregular rocky coastline. *Brazilian Journal of Oceanography*, 66(2):172-188.

- Masselink, G., Short, A.D., 1993. The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model. *Journal of Coastal Research*, 9, (3), 785–800.
- May J.P.; Tanner W.F., 1973. The littoral power gradient and shoreline changes. In: COATES DR (Ed.), *Publications in Geomorphology*, Binghamton: State University of New York, p. 43-60.
- Muehe, D. C. E. H., 2018. Erosão e progradação do litoral brasileiro. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 1, 475 pp.
- Muehe, D.; Klumb-Oliveira, L., 2014. Deslocamento da linha de costa versus mobilidade praial. *Quaternary and Environmental Geosciences*, [S.l.], 5, (2), 121-124.
- Muñoz-Pérez, J.J., Tejedor, L., Medina, R., 1999. Equilibrium beach profile model for reefprotected beaches. *Journal of Coastal Research*. 15, (4), 950–957.
- Pereira, D. M. et al., 2014. Avaliação Preliminar da Proveniência Sedimentar das Praias Oceânicas da Marcela, Ponta do Farol e Ponta D' Areia de São Luís/MA. CBO'2014 Associação Brasileira de Oceanografia - AOCEANO: Universidade do Vale do Itajaí - UNIVALI.
- Rosati J.D., Dean R.G., Stone G.W., 2010. A cross-shore model of barrier island migration over a compressible substrate. *Marine Geology*, 271, 1-16, 10.1016/j.margeo.2010.01.005
- Rosati J.D., Dean R.G., Walton T.L., 2013. The modified Bruun Rule extended for landward transport *Marine Geology*.340, 71-81, 10.1016/j.margeo.2013.04.018
- Roy P.S., Cowell P.J., Ferland M.A. e Thom B.G., (1994). Wave Dominated Coasts. In: Carter R.W.G. e Woodroffe CD (Ed.), *Coastal Evolution, Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*, Cambridge: Cambridge University Press, p. 121-186.
- Santos, J. H. S. dos., 1996. Análise por Geoprocessamento da Ocupação na Franja Costeira ao Norte da Cidade de São Luís - MA. Rio de Janeiro: UFRJ/PPGG, 149p, Dissertação de Mestrado.
- Short, A.D., 2006. Australian beach systems — nature and distribution. *J. Coast. Res.* 22, (1), 11–27.
- Short, A.D., 2010. Role of geological inheritance in Australian beach morphodynamics. *Coast. Eng.* 57, (2), 92–97.
- Short, A.D., Jackson, D.W.T., 2013. Beach morphodynamics. In: Shroder, J.F. (Ed.), *Treatise on Geomorphology*. 10. Academic Press, San Diego, pp. 106–129.
- Souza Filho, P.W. M., 1995. A Planície Costeira Bragantina (NE do Pará): influência das variações do nível do mar na morfoestratigrafia costeira durante o Holoceno. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. Dissertação de Mestrado, 123p.
- Steven W.H. Hoagland, Jennifer L. Irish, Robert Weiss, 2024. Morphodynamic and modeling insights from global sensitivity analysis of a barrier island evolution model, *Geomorphology*, Volume 451,109087, ISSN 0169-555X, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2024.109087>.
- Trenhaile, A., 2016 .Rocky coasts — their role as depositional environments. *Earth Sci. Rev.* 159, 1–13.
- Trenhaile, A.S. ,2018. Modelling the effect of rising sea level on beaches with resistant foundations. *Mar. Geol.* 395, 1–13.
- Trenhaile, A. S., 2019. "Hard-Rock Coastal Modelling: Past Practice and Future Prospects in a Changing World" *Journal of Marine Science and Engineering* 7, (2): 34. <https://doi.org/10.3390/jmse7020034>
- Trenhaile A.S., 2002. Rock coasts, with particular emphasis on shore platforms, *Geomorphology*, 48, 1–3, 7-22. ISSN 0169-555X, [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00173-3](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00173-3).
- Woodroffe, C.D., 2002. *Coasts: Form, Process and Evolution*. Cambridge University Press. 623 p.

- Woodroffe, C.D., Evelpidou, N., Delgado-Fernandez, I., Green, D.R., Karkani, A., Ciavola, P., 2023. Coastal Systems: The Dynamic Interface Between Land and Sea. In: Bański, J., Meadows, M. (eds) Research Directions, Challenges and Achievements of Modern Geography. Advances in Geographical and Environmental Sciences. Springer, Singapore. https://doi.org/10.1007/978-981-99-6604-2_11
- Wright, L.D., Short, A.D., 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology*, 56, (1), 93–118.
- Wright, L.D.; Nielsen, P.; Short, A.D. e Green, M.O., 1982. Morphodynamics of a macrotidal beach. *Marine Geology*, 50, 97-128.
- Wright, L.D., 1995 .Morphodynamics of Inner Continental Shelves. CRC PRESS Inc. 241 p.
- Vousdoukas M.I., Ranasinghe R, Mentaschi L, Plomaritis TA, Athanasiou P, Luijendijk A et al., 2020. Sandy coastlines under threat of erosion. *Nat Clim Chang* 10:260–263.
- Riggs, S. R.; Cleary, W. J.; Snyder, S. W., 1995. Influence of inherited geologic framework on barrier Shoreface morphology and dynamics. *Marine Geology*, 126: 213-234.