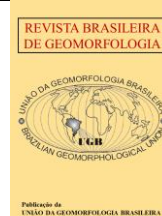


<https://rbgeomorfologia.org.br/>
ISSN 2236-5664

Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 24, nº 1 (2023)

<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v24i1.2228>



Artigo de Pesquisa

Influência das barras transversais na variação da linha de costa em praia tropical de baixa energia

Transverse bars influence the shoreline variation in a low energy tropical sand beach

Luciana Vieira de Jesus¹, Pedro de Souza Pereira², Ana Cláudia da Silva Andrade³, Eduardo Afonso Nunes Nascimento⁴ e Tiago Fernando de Holanda⁵

¹ Universidade Federal de Pernambuco, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Recife-PE. E-mail: luvieira.geo@gmail.com.

ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-5897-7197>

² Universidade Federal de Santa Catarina, Coordenação Especial de Oceanografia, Florianópolis -SC, Brasil. E-mail: psppraias@gmail.com.

ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-6903-9155>

³ Universidade Federal de Sergipe, Programa de Pós-Graduação em Geociências e Análise de Bacias, São Cristóvão-SE, Brasil. E-mail: acsaa@academico.ufs.br.

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-7128-6320>

⁴ Universidade Federal de Sergipe Programa de Pós-Graduação em Geociências e Análise de Bacias, São Cristóvão-SE, Brasil. E-mail: eduardo_nnascimento@outlook.com.

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-5093-3648>

⁵ Universidade Federal Fluminense, Departamento de Geografia, Niterói-RJ, Brasil. E-mail: tiagoferholanda@gmail.com.

ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-6898-5027>

Recebido: 03/04/2022; Aceito: 24/08/2022; Publicado: 02/02/2023

Resumo: Uma série de barras transversais foram identificadas e mapeadas em uma costa arenosa tropical de baixa energia, bordejada por obstáculos naturais na antepraia sob regime de meso marés semidiurnas. As ondas de baixa altura advindas preferencialmente do quadrante SE geram um transporte longitudinal sentido SW-NE. Esse trabalho tem como objetivo analisar a influência das barras transversais no comportamento da praia e na variação da linha de costa do município de Goiana, litoral norte do estado de Pernambuco. O mapeamento multitemporal de médio (2007-2017) e curto prazo (2017-2018) das barras e da linha de costa foi confeccionado utilizando imagens de satélite e ortomosaicos derivados de sobrevoos com sistema de Aeronave Remotamente Pilotada (ARP). A taxa de variação da linha de costa foi calculada utilizando a extensão *Digital Shoreline Analysis System* (DSAS). A área de estudo foi dividida em três setores: norte, central e sul e foram observados cinco grupos preferenciais de barras a depender do ângulo formado entre a crista e a linha de costa. As barras transversais ocorrem em maior proporção (> 10) nos setores central e norte. Além disso, o processo de erosão predominou no setor sul e central e a deposição predominou no setor norte. Possivelmente, as ondas e transporte longitudinal retiraram os sedimentos do setor sul e transportaram para o setor norte depositando-os devido à zona de sombra gerada pelo recife de calcário. A análise da interação entre a praia e as barras transversais são fundamentais para o entendimento dos ambientes costeiros e gestão das zonas costeiras.

Palavras-chave: barra transversais, recife de calcário, ARP, DSAS, antepraia.

Abstract: A series of transverse bars have been identified and mapped on low-energy tropical sandy coast bordered by natural obstacles on the foreshore under a regime of semi-diurnal tides. The low wave heights coming from the SE quadrant generate a longitudinal transport towards SW-NE. This work aims to analyze the influence of transverse bars on the behavior of the beach and shoreline variation of the municipality of Goiana, north coast of the state of Pernambuco. The multitemporal mapping of medium (2007-2017) and short term (2017-2018) of the bars and the shoreline was made using satellite and orthomosaic images derived from an Remotely Piloted Aircraft System (RPAS). The rate of change of the shoreline was

calculated using the Digital Shoreline Analysis System (DSAS) extension. The study area was divided into three sectors: north, central and south. Five preferred groups of bars were observed depending on the angle formed between the ridge and the shoreline. Transverse bars occur in a greater proportion (> 10) in the central and northern sectors. Moreover, the erosion process predominated in the southern and central sectors and the deposition process predominated in the northern sector. Possibly, the waves and longitudinal transport removed the sediments from the southern sector and transported them to the northern sector, depositing them due to the shadow zone generated by the reef limestone. The analysis of the interaction between the beach and the transverse bars is essential for understanding coastal environments and coastal zone management.

Keywords: transverse bars, limestone reef, RPAS, DSAS, foreshore.

1. Introdução

As barras arenosas são feições geomorfológicas comumente encontradas em zonas costeiras e que podem ocorrer em uma variedade de formas, tamanhos e quantidades (Greenwood & Davidson-Arnott, 1978; Aagard & Masselink, 1999; Dawson et al., 2002). Greenwood & Davidson-Arnott (1978) classificaram, com base em trabalhos anteriores, as barras arenosas de acordo com os parâmetros: tamanho e altura da barra; forma; energia e processos de ondas. A partir disso, as barras arenosas foram divididas em seis grupos: (i) banco e cava, (ii) *sand waves* do tipo cúspide ou barra, (iii) paralelas e múltiplas, (iv) barras transversais, (v) barras de antepraia de alta energia e, (VI) barras de antepraia de moderada energia.

As barras transversais são acumulações de sedimentos orientadas perpendicular ou quase perpendicularmente à costa (Shepard, 1952). Essas barras são feições morfológicas anexas à costa que aparecem com notável ritmicidade ao longo das praias (Péllon et al., 2014). Esse tipo de barras foi identificado em diversos tipos de ambientes costeiros e com uma grande gama de características (Tanner, 1960; Niederoda & Tanner, 1970; Niederoda, 1973; Greenwood & Davidson-Arnott, 1978; Gelfenbaum & Brooks, 2003; Ribas & Kroon, 2007; Levoy et al., 2013; Ribas et al., 2014; Péllon et al., 2014).

O tipo de barra transversal mais documentado e conhecido é provavelmente o que é encontrado no estágio morfodinâmico denominado de Barras Transversais e Correntes de Retorno (*Transverse Bar and Rip*) descrito por Wright & Short (1984) para praias arenosas dominadas por onda. Esse estágio está costumeiramente associado à soldagem em forma de cúspide das extremidades de bancos longitudinais à praia, gerando as barras transversais e fortes correntes de retorno entre elas, bem como, uma zona de surfe ativa. Pellon et al. (2014) documentaram outro tipo de barra transversal que não emerge devido à presença de uma feição *offshore*. Nesse contexto, se assume que essas feições não estão associadas a correntes de retorno. Sendo assim, além do tipo Barras Transversais e Correntes de Retorno, as barras transversais podem ser classificadas de acordo com a energia de onda e escala espacial.

Na classificação de Greenwood & Davidson-Arnott (1978), as barras transversais, anteriormente descritas por Niederoda & Tanner (1970), foram relatadas como sendo barras que possuem alturas entre 0,2 a 0,75 m e comprimentos de até 100 m, sendo retilíneas, simétricas ou assimétricas orientadas perpendiculares à linha de costa, localizando-se na antepraia, na zona de intermarés. A origem dessas barras está relacionada ao regime de energia de onda baixa e os processos de formação estão associados ao surfe-espraiamento das ondas, principalmente do tipo deslizante, comum em praias de declividade baixa (Niederoda & Tanner, 1970; Niederoda, 1972; Levoy et al., 2013; Pellon et al., 2014; Mujal-Colilles et al., 2019; Fálques et al., 2021). Adicionalmente, Niederoda (1972) afirmou que uma vez formadas, as barras transversais modificam as ondas, correntes e o modo de transporte dos sedimentos na costa e vice-versa. É gerado uma região de maior energia sobre as barras resultando num maior deslize das ondas sobre elas. Esse fato é evidenciado pelos sedimentos de granulação mais grossa nas cristas e mais fina nas cavas das barras (Niederoda, 1973; Gelfenbaum & Brooks, 2003).

A ocorrência de barras transversais está limitada a áreas com baixa média anual de altura de onda e geralmente caracterizadas por abundante suprimento de sedimentos de granulometria grossa (Niederoda, 1972; Gelfenbaum & Brooks, 2003). Essas condições são comuns em regiões como: (i) zonas de sombra de ilhas barreiras ou outros obstáculos costa afora; (ii) dentro de baías, estuários e lagunas e, (iii) em costa de baixa energia (Tanner, 1960).

A linha de costa, que é definida como a interface entre o continente e o oceano, tem sua posição variando em função da intensidade dos agentes costeiros atuantes na praia (Boak & Turner, 2005; Bird, 2008). Os processos

atuantes na zona costeira incluem ondas, ventos, marés e correntes, os quais combinados, fornecem a energia que modela e modifica a linha de costa através da erosão, transporte e deposição de sedimentos (Bird, 2008). Em costas bordejadas por recifes ou obstáculos submersos, os processos costeiros tornam-se mais complexos, pois o gradiente batimétrico sofre abruptas alterações (Masselink, 1998). Naturalmente, os recifes agem como obstáculos à passagem das ondas provocando transformações em suas características e, conseqüentemente, diminuição de sua energia (Kench & Brander, 2006; Mallman et al., 2014; Martins et al., 2019). Dessa forma, a quantidade de energia de onda é controlada pela presença ou ausência dos recifes e pela própria morfologia dessas estruturas, caracterizando uma linha de costa heterogênea a sua frente e do seu entorno (Costa et al., 2016).

O litoral de Pernambuco, Brasil, é caracterizado pela presença de recifes na antepraia em toda sua extensão (Pereira et al., 2016), bem como, algumas barras transversais na antepraia no litoral norte do estado (Macêdo, 2015). No litoral de Goiana, norte de Pernambuco, a presença dessas barras transversais é intensificada. Essas barras foram previamente observadas e documentadas por Macêdo (2015) e Oliveira (2017). Segundo Macêdo (2015) estas barras transversais se formam devido à proximidade das desembocaduras fluviais e ao baixo gradiente da plataforma continental, que juntamente com os recifes ou rochas submersas formam uma região protegida. De acordo com esse autor, as barras se conectam à praia favorecendo a progradação e formação de saliências. No entanto, nenhum desses autores realizou um trabalho sistemático com o monitoramento dessas feições através do mapeamento multitemporal e da descrição geomorfológica e sedimentológica detalhada. Sem o monitoramento, não há como analisar as interações das barras com a praia e com a linha de costa ao longo do tempo e do espaço.

Dessa forma, o presente trabalho tem como objetivo analisar a influência das barras transversais no comportamento da praia e da linha de costa em uma região costeira tropical de baixa energia. O estudo da interação praia emersa e submersa é importante para o entendimento da dinâmica de ambientes costeiros. A descrição de barras transversais foi bem documentada durante as décadas de 70 e 80 (Niederoda & Tanner, 1970; Niederoda, 1972; 1973; Barcion & Lau, 1973; Carter, 1978; Falqués, 1989; Bruner & Smosna, 1989, entre outros) com uma abordagem descritiva morfológica e possíveis processos de formação. Nos anos 2000, os trabalhos focaram nos aspectos morfológicos, sedimentológicos e hidrodinâmicos bem como na confecção de modelos de formação e manutenção dessas barras (Gelfenbaum & Brooks, 2003; Ribas & Kroon, 2007; Ribas et al., 2012; 2014; 2015; Levoy et al., 2013; Mujal-Coliles et al., 2019; Falqués et al., 2021, entre outros). Todos os trabalhos supracitados analisaram barras transversais no hemisfério norte, entretanto, no Brasil não são encontrados trabalhos que tratam desse tipo de feição geomorfológica, apenas citações sucintas em teses de doutorado (e.g. Macedo, 2015; Oliveira, 2017). Dessa forma, esse trabalho tenta suprir a lacuna científica acerca da influência das barras transversais na dinâmica costeira sobretudo em uma praia tropical. Ademais, os dados e a análise apresentados nesse trabalho sobre a interação da barra e da linha de costa são fundamentais para a gestão de zonas costeiras e servem de subsídios ao planejamento urbano e ambiental.

2. Materiais e Métodos

2.1. Área de Estudo

O litoral do estado de Pernambuco possui extensão de 187 km, sendo 156 km constituídos por praias arenosas (Pereira et al., 2016). Algumas feições geológicas como arenitos de praia, corais e recifes de algas coralinas são comuns na plataforma rasa do litoral do estado. No entanto, dunas frontais bem desenvolvidas estão ausentes, devido à intensidade e distribuição dos ventos bem como a disponibilidade de sedimentos em suspensão (Pereira et al., 2016).

A área de estudo corresponde ao litoral do município de Goiana, localizado na região norte do estado de Pernambuco, Nordeste do Brasil (Figura 1). A sua linha de costa, com extensão de 18 km, é seccionada ao norte pelo rio Goiana e ao sul pelo rio Itapessoca e compreende, de norte a sul, as praias de Carne de Vaca, Tabatinga, Ponta de Pedras e Barra de Catuama. Adicionalmente, essa região é caracterizada pela presença de terraço de baixa-mar e pela proteção de calcários submersos da Formação Maria Farinha da sub-bacia de Paraíba (Oliveira, 2017). No terraço de baixa-mar é comum a presença de barras transversais que, por vezes, se conectam à praia (Macêdo, 2015). Nesse trabalho, o litoral de Goiana foi subdividido em três setores: (A) sul, (B) central e (C) Norte (Figura 1) por conta da configuração cuspidada da linha de costa.

O estado de Pernambuco tem um clima do tipo Tropical Atlântico com temperatura média variando de 24 a 27° C e precipitação anual de cerca de 2.000 mm, principalmente nos meses de março a setembro (Pereira et al.,

2016). As marés são do tipo mesomaré, semi-diurnas, de acordo com o Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil. As direções de onda predominantes no litoral são de E, NE, SE e N, a depender da estação do ano (Pianca et al., 2010). A altura significativa de onda média é de $1,8 \pm 0,2$ m (Pereira & Nogueira-Neto, 2015) e período significativo de 8 a 9 s (Pereira et al., 2016). As maiores alturas de ondas são observadas nos meses mais chuvosos (julho a setembro) provenientes dos quadrantes ESSE e SE e menores alturas nos meses mais secos (novembro a fevereiro), provenientes do quadrante E (Pereira & Nogueira-Neto, 2015). No litoral de Goiana, a direção preferencial de onda de ESE (Oliveira, 2017), gera um transporte longitudinal de sedimentos de sul para norte (Pereira et al., 2016; Oliveira, 2017). A presença dos recifes na antepraia reduzem a energia das ondas (Frihy et al., 2014; Martins et al., 2017) em pelo menos 50%, conforme calculado por Martins et al. (2016).

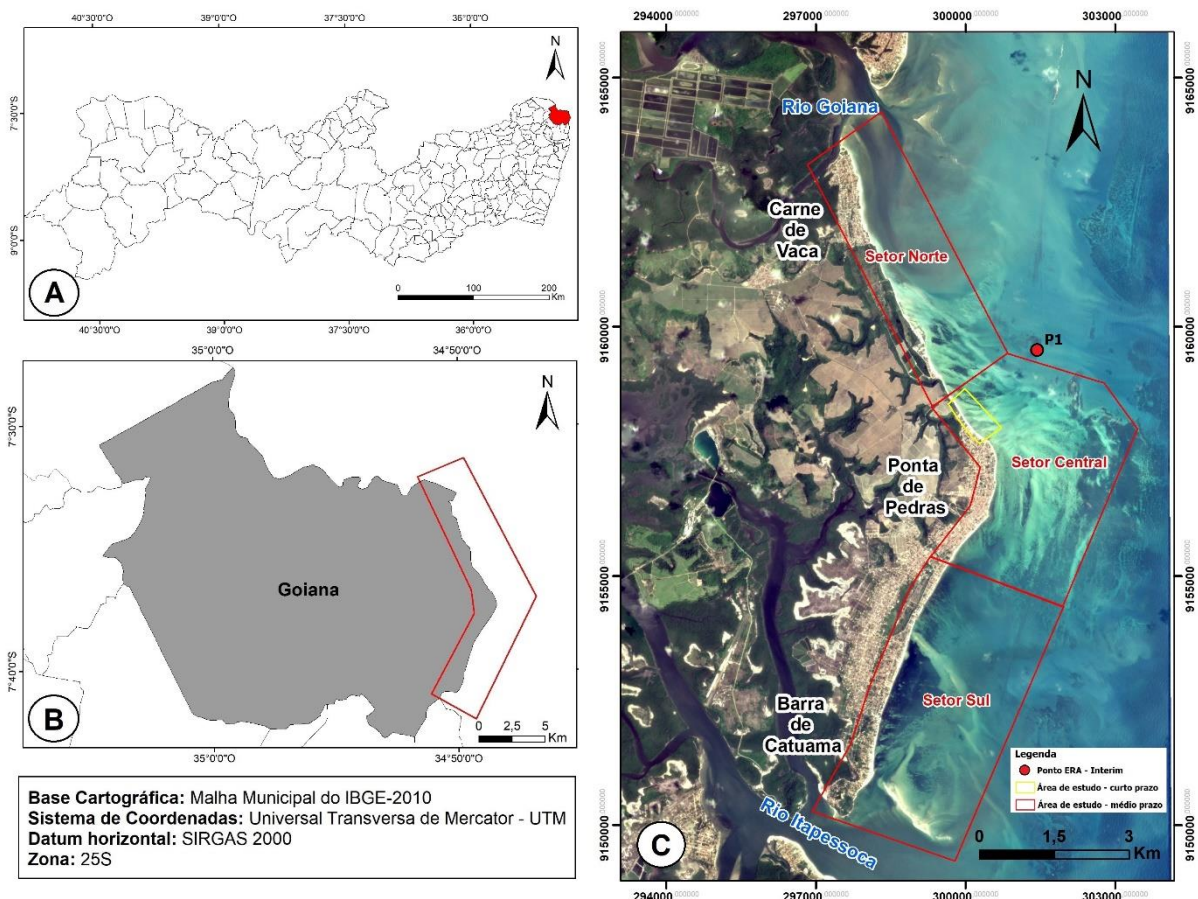


Figura 1. Área de estudo e localização. (A) Município de Goiana, PE; (B) Área de estudo (quadrícula em vermelho) – litoral de Goiana; (C) Imagem de satélite Planet do ano de 2021 com a delimitação da área de estudo subdividida em setores: Norte, Central e Sul. O polígono em amarelo corresponde à região definida para o levantamento de curto prazo. Elaborado pela autora.

A zona costeira de Goiana vem apresentando problemas de ocupação desordenada devido ao crescimento econômico advindo da construção de diversos empreendimentos industriais (Condepe-Fidem, 2010). Esse litoral já apresentou processos erosivos no passado (Manso et al., 2006; Martins et al., 2016). Por conta disso, em algumas praias podem ser observados geoindicadores de erosão e em vários pontos a linha de costa se encontra fixada por obras de contenção (Martins et al., 2016; Oliveira, 2017). Ademais, o estudo realizado por Manso et al. (2018) mostrou que 61% do litoral de Goiana encontra-se em estabilidade com tendência progradante, 34% em estabilidade por obras de contenção e 5% em erosão moderada (Carne de Vaca).

2.2. Materiais

Esse trabalho foi baseado nas seguintes fontes de informação da praia, barras transversais e da linha de costa: (i) imagens de satélite do período de 2007 a 2017, (ii) ortofotos digitais de 2017 a 2018 obtidas com um sistema de Aeronave Remotamente Pilotada (ARP), (iii) pontos de controle e checagem obtidos com auxílio de um par de GNSS (*Global Navigation Setellite System*) no período de agosto de 2017 a agosto de 2018; (iv) dados de ondas obtidos a partir do modelo de ondas ERA-Interim.

2.2.1. Imagens de satélite multitemporais

As imagens de satélite utilizadas no trabalho foram extraídas da plataforma *online Google Earth Pro* ou disponibilizadas pelo Ministério do Meio Ambiente (MMA) (Tabela 1).

Tabela 1. Dados das imagens de satélite utilizadas.

| Ano | Tipo De Imagem | Resolução Espacial | Fonte/Órgão |
|------|----------------|--------------------|-------------------------|
| 2007 | IKONOS-02 | 3,20 m* | <i>Google Earth Pro</i> |
| 2010 | GeoEye-01 | 1,65 m* | <i>Google Earth Pro</i> |
| 2011 | RapidEye | 5,00 m** | MMA |
| 2012 | RapidEye | 5,00 m** | MMA |
| 2014 | RapidEye | 5,00 m** | MMA |
| 2015 | WorldView-03 | 1,24 m* | <i>Google Earth Pro</i> |
| 2016 | WorldView-02 | 1,85 m* | <i>Google Earth Pro</i> |
| 2017 | WorldView-03 | 1,24 m* | <i>Google Earth Pro</i> |

*Maxar Technologies (2019); **Piroli (2012)

2.2.2. Levantamento aerofotogramétrico espaço-temporal com sistema de Aeronave Remotamente Pilotada (ARP)

Levantamentos aerofotogramétricos mensais foram realizados utilizando o sistema de ARP DJI *Mavic Pro*. O *Mavic Pro* é um sistema de ARP leve (734 g) com medida diagonal de 335 mm (hélices excluídas) que pode alcançar velocidades máximas de voo de até 65 km/h e um tempo de voo máximo de 27 min. Os parâmetros de câmera foram: modelo FC220, resolução 4000x3000 e distância focal de 4,73 mm. Para tais levantamentos foi selecionada a região onde as barras transversais estão mais próximas à praia no setor Central.

No total, foram obtidos 12 ortofotomosaicos das 12 campanhas de campo (agosto de 2017 a agosto de 2018) realizadas durante a maré baixa de sizígia (Figura 2). O voo foi operado através do programa *online Drone Deploy* que permite o planejamento do voo antes da missão e interação do SARP durante o voo. Parâmetros como altura de voo, taxa de sobreposição das imagens e resolução espacial foram especificadas antes de cada voo. Tendo em vista as nuances do trabalho, optou-se por ter sobreposições, frontal e lateral, de 75 e 65%, respectivamente e os voo sendo realizados a uma altura de até 120 m. Todas as especificações de voo foram informadas previamente ao Departamento de Controle do Espaço Aéreo (DECEA) onde se obteve a autorização prévia para realização das atividades. Cada sobrevoo obteve cerca de 500 imagens por campanha.

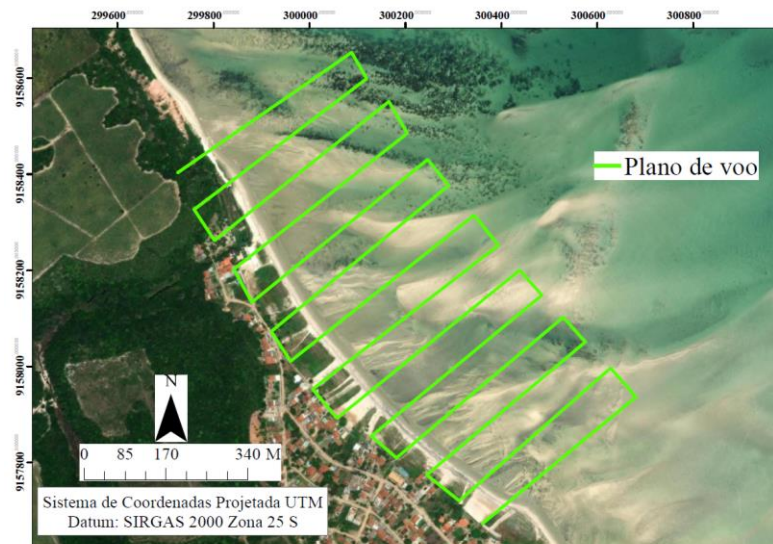


Figura 2. Plano de vôo utilizado durante as 12 (doze) campanhas de campo. O plano de vôo foi inserido no programa *DroneDeploy* como base para o sobrevoo com sistema de ARP a uma altura média de 120 metros.

2.2.3. Levantamentos temporais GNSS (pontos de controle e checagem)

Foram coletados 25 (vinte e cinco) pontos de controle utilizando um par GNSS cinemático modelo R3 e R4 da marca Trimble utilizando como Datum SIRGAS 2000 pelo método Relativo Estático. O tempo de coleta para cada ponto foi de cerca de 1 minuto. A base utilizada foi o marco geodésico de Ponta de Pedras (marco 18) implementado pela Condepe/Fidem em 15 de maio de 2012, com coordenadas precisas previamente determinadas ($7^{\circ}37'45,84106''S$, $34^{\circ}48'34,71329''W$ e altitude ortométrica $H = 5,610m$).

O pós-processamento dos dados foi realizado utilizando o método de Posicionamento por Ponto Preciso (PPP) no programa TBC (*Trimble Business Center*) obtendo uma precisão planimétrica média de 3 cm e altimétrica de 10 cm. Os mapas planialtimétricos, MDT, perfis de praia e volume de sedimentos foram realizados no programa *ArcGis* versão 10.2.

2.2.4. Dados de ondas

As condições de onda foram adquiridas para os dois períodos de análise de médio prazo (janeiro de 2007 a dezembro de 2017) e curto prazo (janeiro de 2017 a dezembro de 2018) a partir de dados de reanálise do projeto ERA - Interim produzido pela *European Centre for Medium Range Weather Forecast* (ECMWF) (disponível em: <http://ecmwf.int/en>). ERA-Interim é a mais recente reanálise atmosférica global produzida pelo ECMWF e está disponível para o período de janeiro de 1979 a agosto de 2019. Os produtos dessa reanálise são dados que incluem uma larga variedade de parâmetros de superfície com resolução de 3-6h, que descrevem tanto o clima como ondas oceânicas e condições da superfície terrestre (Dee et al., 2011). Para tal, foi escolhido o ponto mais próximo à localidade estudada (P1, $7^{\circ}36'S$, $34^{\circ}48'W$, Figura 1), utilizando uma resolução de $0,1 \times 0,1^{\circ}$.

2.3. Métodos

2.3.1. Georreferenciamento das imagens de satélite

As imagens de satélite *RapidEye* e do *Google Earth Pro* foram georreferenciadas no programa *ArcGis* 10.2 no Datum SIRGAS 2000, zona 25 Sul.

2.3.2. Processamento *Structure from Motion* (SfM)

Os dados obtidos pelo sobrevoo com o sistema de ARP foram processados com o uso do algoritmo *Structure from Motion* (SfM) no programa *Agisoft Metashape v 1.5.1*. O *Agisoft* é um programa utilizado em diversos trabalhos científicos, pois produz resultados precisos (Mancini et al., 2013; Gonçalves & Henriques, 2015; Turner et al., 2015; Long et al., 2016; Papakonstantinou et al., 2016; Taddia et al., 2019; Nikolakopoulos et al., 2019; Araújo et al., 2021;

Gonçalves et al., 2022) e não requer um alto nível de conhecimento em fotogrametria (Laporte-Fauret et al., 2019). O algoritmo SfM detecta automaticamente as feições comuns entre muitas imagens sobrepostas para produzir uma nuvem de pontos densa. O SfM assume que as feições do solo permanecem estacionárias enquanto o sistema de ARP está em movimento captando dados (Drummond et al., 2015).

No processamento fotogramétrico foi utilizado o procedimento padrão descrito no manual do usuário do *Agisoft Metashape* (Agisoft, 2019) no qual são seguidas as etapas: (a) adição das imagens de cada campanha de campo; (b) alinhamento das imagens a partir do algoritmo SfM e produção da nuvem de pontos esparsa; (c) adição manual de no mínimo dez pontos de controle por mosaico distribuídos uniformemente pela área analisada; (d) geração de uma nuvem de pontos densa; (e) confecção de ortomosaicos com precisão de 4 cm/pixel e RMSE dos pontos de controle de 0,02 a 0,4 m. Por fim, foi feita a checagem da precisão do ortomosaico através de 5 (cinco) pontos de checagem.

2.3.3. Mapeamento multitemporal da linha de costa e das barras transversais

Os mapeamentos multitemporais de médio e de curto prazos das barras transversais e das linhas de costa foram realizados no programa ArcGis 10.2, Datum SIRGAS 2000, zona 25S. O indicador de linha de costa escolhido para ser mapeado foi a linha de preamar máxima (*high tide shoreline* de Bird, 2008) que é considerado um bom indicador de linha de costa, pois representa a posição de maior alcance das ondas no dia da coleta do dado (Boak & Turner, 2005). Além disso, a linha de preamar máxima apresenta boa continuidade ao longo da área analisada e é de fácil identificação em imagens de satélite e em fotografias aéreas (Crowell et al., 1991; Pajak & Leatherman, 2002; Leatherman, 2003; Boak & Turner, 2005; Esteves et al. 2006). A sobreposição dos traçados das linhas de costa de médio e de curto prazos permitiu a análise quantitativa da evolução da linha de costa no período investigado.

Para o mapeamento das barras transversais foram utilizados os contornos emersos dessas feições. A forma, quantidade e interação entre as barras e a linha de costa (e.g. ângulo formado entre o maior eixo da barra e a linha de costa, movimentação, etc.) foram descritas e catalogadas. O ângulo formado entre o maior eixo da barra e a linha de costa foi medido através de ferramenta métrica do programa ArcGis 10.2. Posteriormente, as barras foram separadas em grupos de acordo com o ângulo formado entre a crista e a linha de costa, pois segundo Falques (1989), as barras transversais que são paralelas entre si pertencem a mesma família. E, portanto, as barras da mesma família formaram-se nas mesmas condições geológicas e oceanográficas

O mapeamento da linha de costa (2007-2017) e das barras transversais (2010-2017) de médio prazo foi obtido a partir da digitalização nas imagens de satélite extraídas da plataforma online *Google Earth Pro* e de imagens disponibilizadas pelo Ministério do Meio Ambiente (MMA) (Tabela 1). Para a análise das barras transversais não foi utilizada a imagem de satélite de 2007 pois a imagem foi coletada no horário da maré alta.

2.3.4. Taxa de variação da linha de costa

A taxa de variação da linha de costa foi obtida com o uso da extensão *Digital Shoreline Analysis System* (DSAS) do ArcGis 10.2 (Thieler et al., 2009). O DSAS permite o cálculo da taxa pelos métodos de pontos finais (*End Point Rate* – EPR), regressão linear (*Linear Regression Rate* – LRR), entre outros. A regressão linear foi o método aqui escolhido por incluir todas as linhas de costa em seu cálculo e, dessa forma, agrega no cálculo os recuos ocasionados por processos de grande magnitude diminuindo os erros de medições observadas no método EPR (Dolan et al., 1990; Smith & Zarillo, 1990; Galgano & Douglas, 2000). Um maior número de linhas de costa mapeadas diminui o “ruído” das variações induzidas por processos sazonais, as quais, muitas vezes, não podem ser computadas pelo método EPR (Crowell et al., 1993; Galgano & Douglas, 2000; Fletcher et al., 2003). Ademais, o método LRR é amplamente utilizado na literatura em diversos trabalhos (e.g. Dolan et al., 1990; Smith & Zarillo, 1990; Crowell et al., 1993; Galgano & Douglas, 2000; Fletcher et al., 2003; Luijendijk et al., 2018; Jesus & Andrade, 2018; Obiene et al., 2022; Siyal et al., 2022; Azad et al., 2022; Gurugnanam, 2022). O DSAS também forneceu o envelope de variação da linha de costa (*Shoreline Change Envelope* - SCE), ou seja, a distância em metros entre a linha de costa que mais recuou e aquela que mais progrediu.

A partir da taxa de variação da linha de costa de médio prazo foi definido o comportamento da linha de costa para os três setores, de acordo com a classificação de Luijendijk et al. (2018), em: acreção (>+0,5 m/ano), estabilidade (+0,5 a -0,5 m/ano), erosão (-0,5 a -1,0 m/ano), erosão intensa (-1,0 a -3,0 m/ano) e erosão severa (>-5,0 m/ano).

Para verificar a confiabilidade média dos dados amostrais foi calculado desvio e o erro padrão (EP). O desvio padrão (DP) é dado pela soma da raiz quadrada da variância para o valor de cada amostra dividida pelo número de amostras (Lunet et al., 2006). Por outro lado, o erro padrão é a medida de confiabilidade da relação entre os valores da média e das amostras analisadas. Sendo assim, o cálculo dessa variável consiste em dividir o desvio padrão das amostras pela raiz quadrada do número de amostras (n) (Lunet et al., 2006), conforme equação a seguir: $EP = (DP/\sqrt{n})$. Sendo que o desvio padrão (Dp) é calculado pela fórmula: $Dp = \sqrt{\sum (xi - MA)^2/n}$. Onde MA é a média amostral e xi é um valor qualquer no conjunto de dados na posição.

2.2.3. Clima de ondas

O poder da onda foi calculado a cada hora a partir da equação: $P = 1/32\pi \rho g^2 H^2 T$, onde ρ =densidade da água, g =aceleração da gravidade, H =altura de onda e T = período de onda. Substituindo a densidade da água (1025 kg/m^3) e a aceleração da gravidade ($9,81 \text{ m/s}^2$) na equação, ela pôde ser reduzida para: $P = 0,98 H^2 T$. As unidades da equação de poder são kW/m significa que os resultados quantificam o poder de saída por unidade de comprimento (Defne et al., 2009). Por fim, foram confeccionados gráficos com os parâmetros de ondas (H_s , T_s , Dir e Poder de Onda).

3. Resultados e discussões

3.1. Comportamento das barras transversais a médio prazo

Através do mapeamento das barras transversais a médio prazo (Figura 3) foi possível identificar cinco grupos preferenciais de barras (grupos I a V) a depender do ângulo formado entre a crista da barra e a linha de costa (Figuras 3 e 4; Tabela 2).

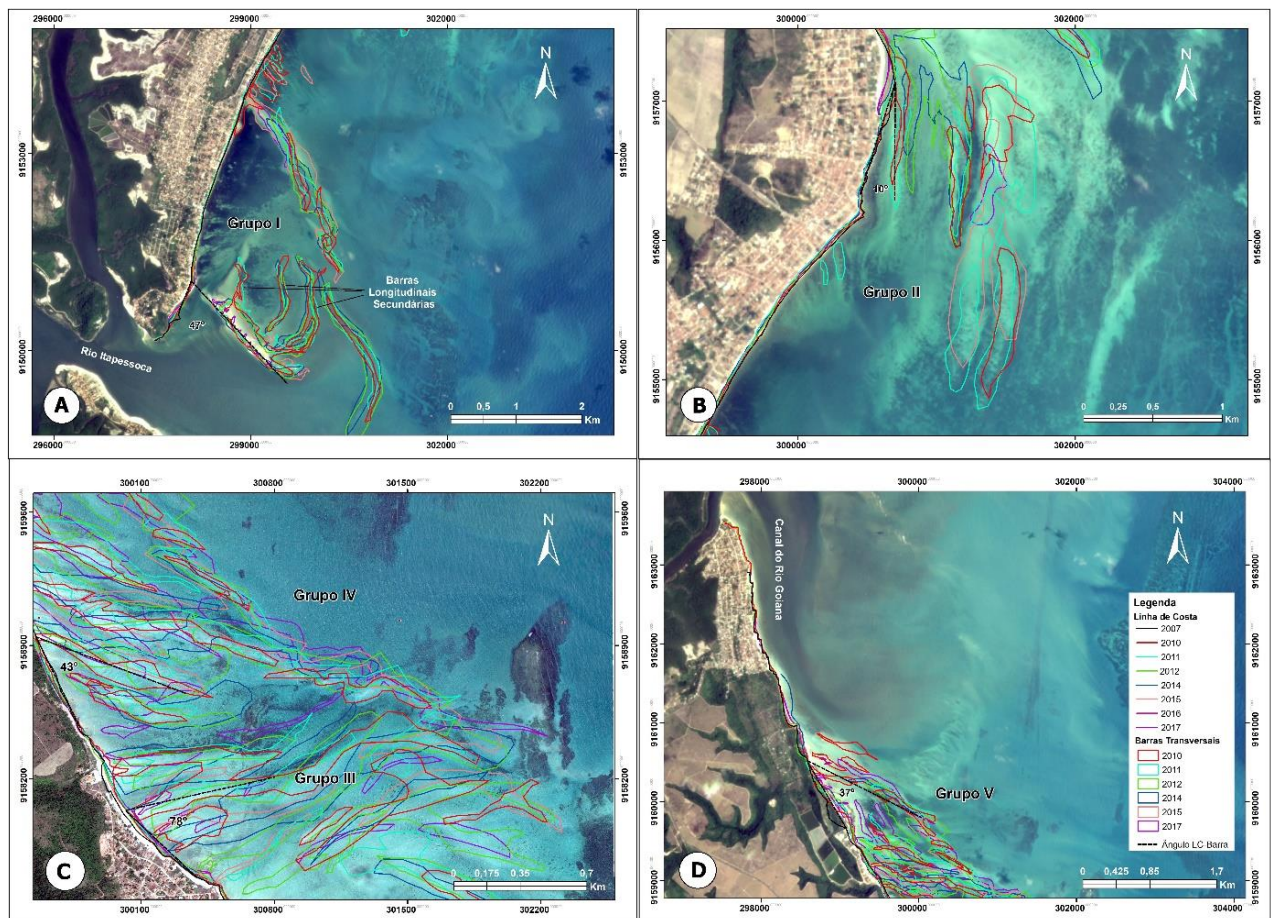


Figura 3. Linha de costa e barras transversais à médio prazo (2007-2017): (A) Grupos I, (B) Grupo II, (C) Grupos III e IV e (D) Grupo V separados pelas características distintas das barras transversais. Nota-se uma maior concentração de barras próxima ao recife de calcário da praia de Ponta de Pedras devido à zona de sombra formada por esse

obstáculo (Grupos III e IV). Não foi possível mapear as barras do ano de 2007 pois não se encontravam visíveis na imagem disponível.

O grupo I, localizado a sul da área de estudo e sob influência da desembocadura do rio Itapessoca, apresenta poucas barras transversais (< 5). Entretanto, as barras presentes nesse grupo são mais alongadas (alcançando até 2 km de extensão), formam ângulo médio de 47°SSE com a linha de costa e permanecem emersas mesmo na maré alta. Provavelmente, essas barras estão associadas ao processo de delta de maré vazante do rio Itapessoca. No grupo II as barras são quase paralelas à linha de costa, formando ângulo médio de 10°NNE e, também, ocorrem em menor quantidade (< 5). Nos grupos I e II a linha de costa apresenta direção preferencial NNE-SSW.

No grupo III as barras estão localizadas na zona de sombra do recife na antepraia na porção central da área de estudo e aparecem em maior quantidade no decorrer do tempo (aproximadamente 10 barras por data). As barras desse grupo estão quase perpendiculares à linha de costa (ângulo médio de 78°ENE). No grupo IV as barras voltam a diminuir a inclinação da crista com relação à linha de costa formando ângulo médio de 43°ESE. Esse fato se deve, possivelmente, ao distanciamento da zona de sombra do calcário permitindo a atuação maior do transporte longitudinal (S-N) que movimenta as barras no sentido norte. Por fim, no grupo V, localizado à norte da área, próximo à desembocadura do rio Goiana, as barras transversais formam ângulo médio de 37°SE com a linha de costa. Essa diminuição do ângulo corrobora com a hipótese da maior atuação do transporte longitudinal que modifica a inclinação da crista da barra, como visto nos trabalhos de Bruner & Smosna (1989), Gelfenbaum & Brooks (2003), Ribas & Kroon (2007) e Levoy et al. (2013). Adicionalmente, na porção norte da área, a influência do canal do rio Goiana é bem notável chegando até mesmo a interromper o campo de barras (Figura 3). A linha de costa defronte aos grupos III, IV e V apresentam direção preferencial NNW-SSE (Figura 4).

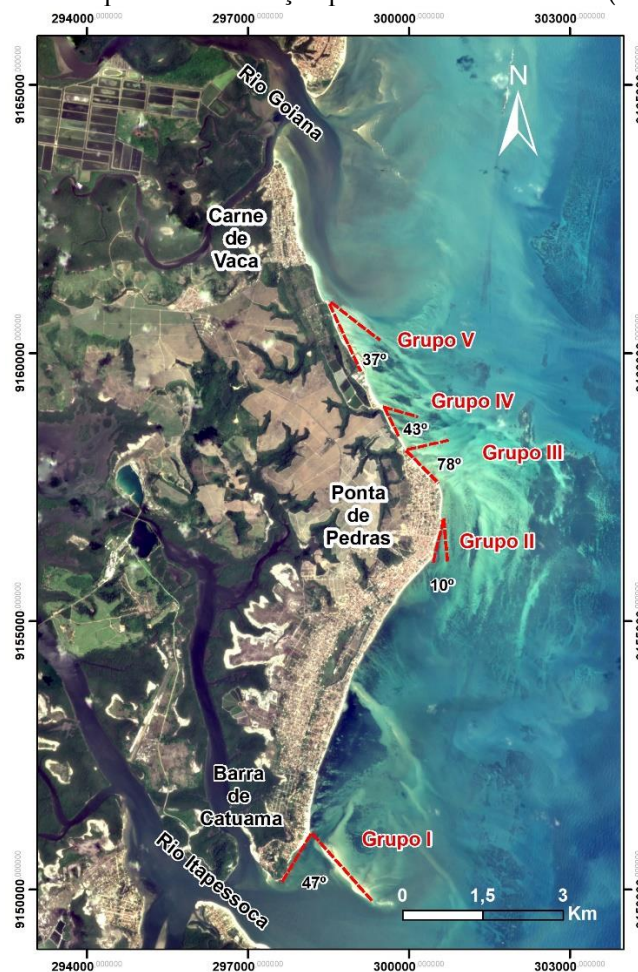


Figura 4. Ângulo formado entre a crista da barra transversal e a linha de costa de um representante de cada grupo de barras transversais da área analisada. Grupo I localizado à sul e próximo à desembocadura do rio Itapessoca com ângulo médio de 47°, Grupo II na região central e quase paralelo à linha de costa (ângulo médio = 10°), Grupo III defronte ao obstáculo de Ponta

de Pedras e formando ângulo quase perpendicular à linha de costa (ângulo médio = 78°), Grupo IV oblíquo à linha de costa (ângulo médio de 43°) e Grupo V a norte com ângulo médio de 37° e sob influência do canal do rio Goiana.

Tabela 2. Características dos grupos de barras transversais analisadas.

| Grupo | Ângulo da crista com a linha de costa | Quantidade | Direção da linha de costa adjacente | Comprimento do maior eixo (m) |
|-------|---------------------------------------|------------|-------------------------------------|-------------------------------|
| I | 46,6°SSE | 5 | NNE-SSW | até 2000 |
| II | 9,48°NNE | 5 | NNE-SSW/ N-SW | 600-1000 |
| III | 77,05°ENE | 15 | NNW-SSE | 300-500 |
| IV | 42,70°ESE | 10 | NNW-SSE | Até 1000 |
| V | 37,49°SE | 10 | NNW-SSE | Até 1000 |

A análise do conjunto de imagens de satélite mostrou que houve um movimento significativo da posição das barras no decorrer do tempo (Figura 3). A observação das cristas de algumas barras em imagens sucessivas revelou que o campo de barras do Grupo III (região de maior concentração) se movimentou entre 200-300 metros para norte de 2010 a 2017 (28 a 42 m/ano). Alguns trabalhos mostram que as barras transversais quase perpendiculares à praia apresentam pouca ou nenhuma movimentação (Niederoda & Tanner, 1970; Bruner & Smosna, 1989). Por outro lado, a movimentação de barras transversais geralmente ocorre no sentido no transporte longitudinal a taxas que podem alcançar que variam 8 m/ano a 40 m/dia (Carter, 1978; Konicki & Holman, 2000; Gelfenbaum & Brooks, 2003; Ribas & Kroon, 2007; Levoy et al., 2013; Pellon et al., 2014; Ribas et al., 2015).

Os dados de ondas para o período de 2007 a 2017 (Figura 5) mostram que a altura significativa (H_s) e o período de pico (T_p) oscilaram de 1 a 3 m e 6 a 12 s, respectivamente. Entretanto, as ondas predominantes apresentaram $H_s=1,5$ a 2 m e $T_p=8$ s. As ondas advindas dos quadrantes SSE e SE apresentaram maiores alturas e períodos e ocorreram principalmente nos meses chuvosos. Por outro lado, as ondas dos quadrantes E, ENE e NE apresentaram menores alturas e períodos e foram predominantes nos meses secos. Não é possível notar nenhum padrão evidente entre o poder das ondas e a taxa de movimentação das barras transversais. Entretanto, sutilmente, as maiores movimentações no sentido da costa e extensão das barras transversais ocorreram nos momentos de menor poder das ondas (aproximadamente 50 kW/m), entre os anos de 2012 e 2014 (Figura 5). Nesse período, as ondas são advindas preferencialmente dos quadrantes E e ENE. As condições vento tendem a ser atenuadas nesse período, gerando pequenas ondulações na superfície da água que movimentam as barras em direção à costa. Por outro lado, as movimentações no sentido do transporte longitudinal são maiores quando o poder de onda é maior, bem como, quando as ondas são advindas dos quadrantes ESE e SE.

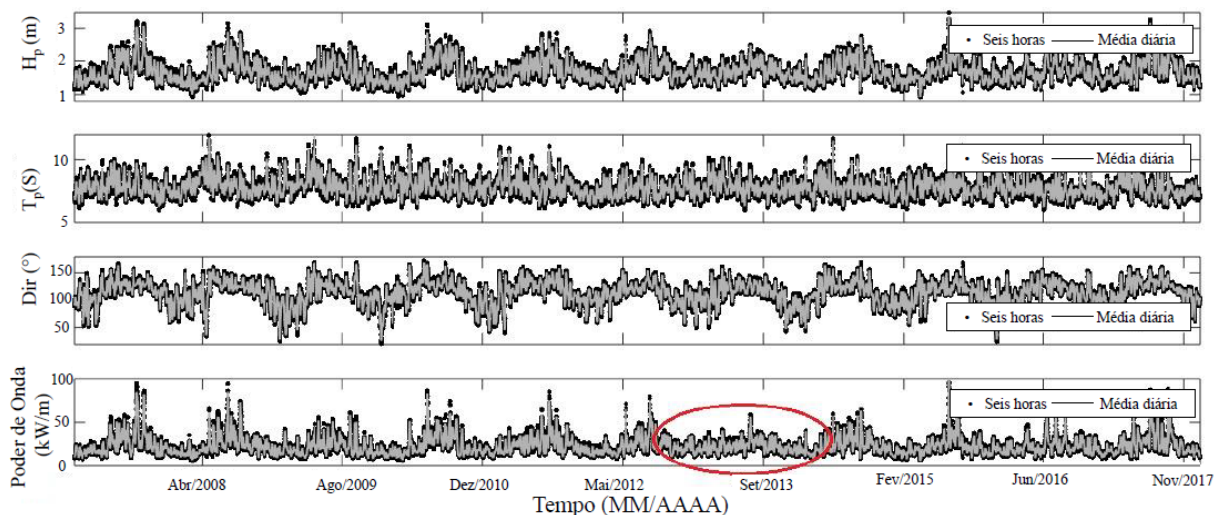


Figura 5. Série temporal de dados de: altura significativa (H_s), período de pico (T_p), direção (Dir) e poder das ondas no litoral de Goiana, Pernambuco para o período de 2007 a 2017. O círculo em vermelho indica o período de maior movimentação das barras: período seco entre os anos de 2012 e 2014. Fonte de dados: reanálise de dados ERA-Interim.

3.2. Comportamento das barras transversais a curto prazo

O mapeamento das barras e da linha de costa a curto prazo (2017-2018) é mostrado na figura 6. As barras 1 a 3 se movimentaram poucos metros em direção à linha de costa (< 10 metros). Entretanto, aumentaram a sua largura chegando a se soldarem (e.g. barras 1 e 2) no período analisado. As barras 4 e 5, localizadas a norte da área, se movimentaram 38 e 170 metros em direção à costa, respectivamente. Além disso, à medida que a barra 5 se movimentou na direção da linha de costa também aumentou o seu tamanho, passando de 145 metros de comprimento em outubro/2018 para 310 metros em julho/2018. O comprimento de onda (L) médio das barras é de cerca de 200 metros e a extensão média é de 315 metros (Tabela 3; Figura 7).

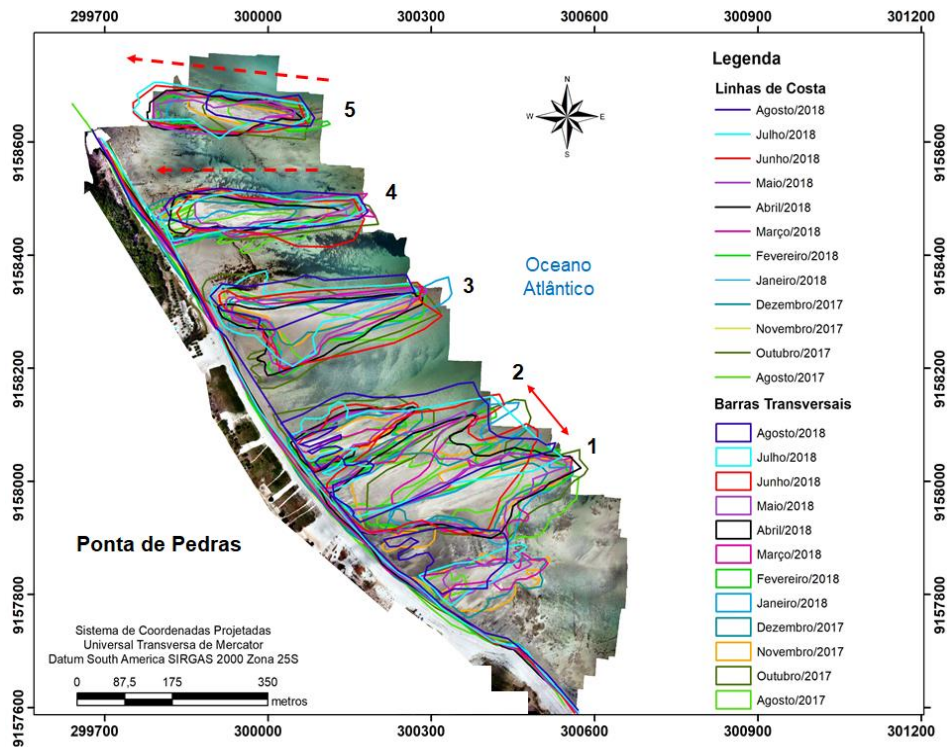


Figura 6. Mapeamento da linha de costa e de cinco barras transversais (1 a 5 na imagem) a curto prazo (2017-2018). A seta tracejada indica a direção do movimento das barras 4 e 5 em direção à linha de costa no decorrer do tempo. A seta dupla indica a conexão entre as barras 1 e 2 no decorrer do tempo analisado. Para o mapeamento foram utilizados ortomosaicos de imagens de sistema de ARP.

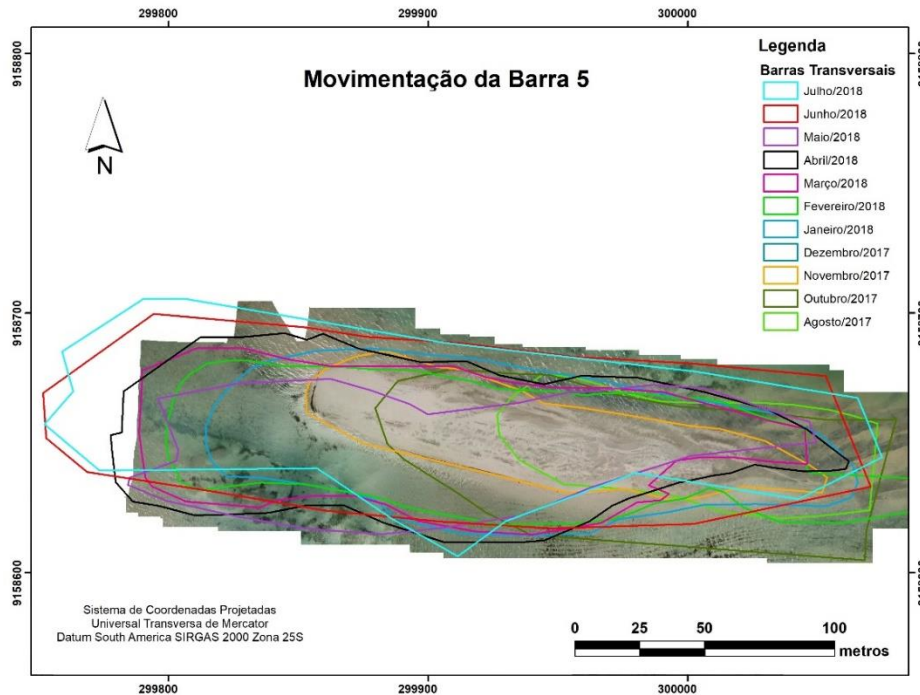


Figura 7. Movimentação da barra 5 no período de agosto de 2017 a julho de 2018. Notar que o movimento ocorre preferencialmente em direção à oeste, ou seja, à costa.

Os valores de comprimento de onda descritos na área foram similares aos valores acima de 100 metros apresentados por Niederoda & Tanner (1970), Konicki & Holman (2000) e Levoy et al. (2013). As barras com maiores extensões foram encontradas em ambientes de baixa energia de onda (e.g. Niederoda & Tanner, 1970; Goud & Aubrey, 1989; Gelfenbaum & Brooks, 2003; Ribas et al., 2012; Levoy et al., 2013; Mujal-Colilles et al., 2019) como as barras analisadas nesse estudo. As barras estudadas pelos autores supracitadas se encontram em regiões de amplitude de maré inferior a 1 m. Por outro lado, a praia analisada encontra-se sob regime de mesomares, com amplitudes de até 2,5 m que, entretanto, parece não afetar os fenômenos associados a formação e movimentação das barras. Adicionalmente, a zona de sombra formada pelo recife gera uma menor contribuição das ondas na modificação das estruturas geomorfológicas. Esse fato é comprovado pela maior extensão das barras próximas ao recife (barra 3) e menores extensões das barras mais distantes (barra 5) (vide Tabela 3). Sendo assim, quanto menor a distância da zona de sombra menores são as barras.

Tabela 3. Características das barras transversais a curto prazo: extensão, movimentação e ângulo.

| Barra | Extensão (2017) | Extensão (2018) | Movimentação | Taxa de movimentação longitudinal | Distância | Comprimento de onda (L) | Ângulo médio |
|-------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------------------------|--------------------------|-------------------------|--------------|
| | | | | | linha de costa e barra** | | |
| 1 | 297 m | 393m | 68 m para Norte | 5,66 m/mês | -40m | 94m | 60° ENE |
| 2 | 242m | 329m | 72 m para Norte | 6 m/mês | +17m | 309m | 65° ENE |
| 3 | 366m | 370m | 55 m para Norte | 4,58 m/mês | -24m | 190m | 60° E |
| 4 | 335m | 362m | 40 m para Norte | 3,33 m/mês | +24m | 201m | 50° E |
| 5 | 147m | 310m* | 15 m para Norte | 1,25 m/mês | -179m | - | 50° E |

*valor medido no mês de julho/2018.

**valores positivos indicam que a barra transversal se distanciou na linha de costa e valores negativos indicam que a barra transversal se aproximou da linha de costa.

A *offshore*, a altura significativa (H_s) e o período de pico (T_p) oscilaram de 1 a 3 m e 6 a 12 s, respectivamente, no período de análise a curto prazo. Entretanto, similar ao período médio prazo, as ondas predominantes apresentaram $H_s=1,5$ a 2 m e $T_p=8s$ (Figura 8). Nos meses de agosto a outubro de 2017 as ondas apresentaram os

maiores valores de H_s e T_p , alcançado até 3 m e 10s, respectivamente. Entre os meses mais secos (outubro de 2017 a abril de 2018) ocorreu uma diminuição do H_s que não passou dos 2 m voltando a aumentar no período subsequente. Sendo assim, é possível perceber que no período de curto prazo analisado o poder das ondas foi mais baixo do observado no decorrer dos anos na análise de médio prazo.

Entre os meses de outubro de 2017 e junho de 2018, o poder das ondas não passou de 50 kW/m (vide Figura 7), o que favoreceu a movimentação das barras no sentido da praia, conforme pode ser visto na Figura 6. Quando o poder da onda aumenta a partir do mês de julho/2018, percebe-se que a barra diminuiu a movimentação no sentido da praia (vide Figura 7). Notou-se que, nesse período mais seco, as barras transversais aumentaram a extensão e se movimentaram no sentido da praia e do transporte longitudinal.

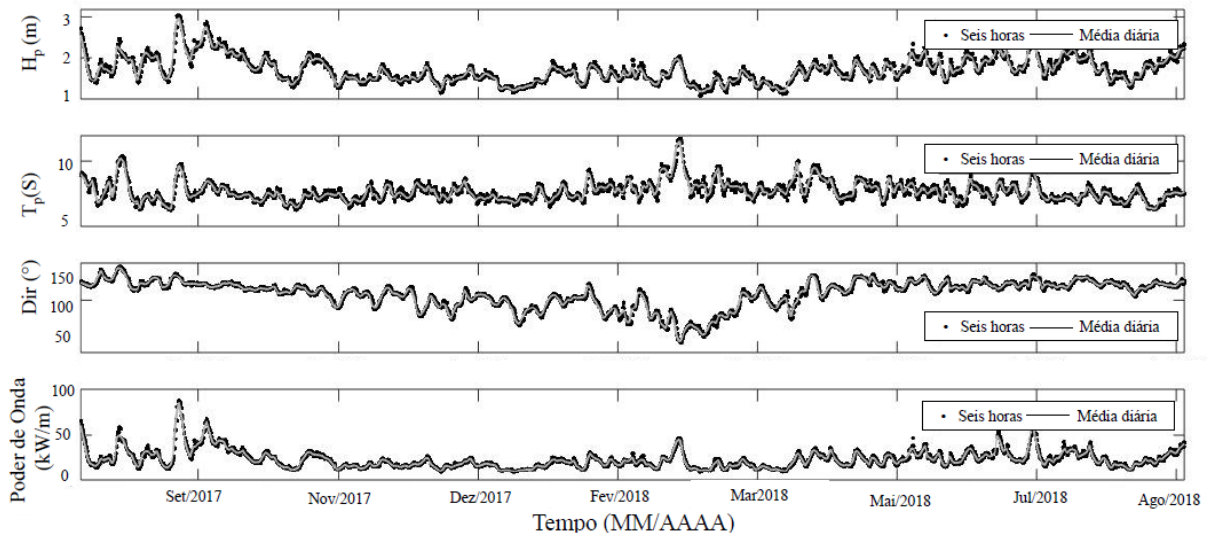


Figura 8. Série temporal de dados de maré, altura significativa (H_s), período de pico (T_p), direção (Dir) e poder de onda no litoral de Goiana, Pernambuco para o período de 2017 a 2018. Fonte de dados: reanálise de dados ERA-Interim.

3.3. Variação da linha de costa

O processo erosivo, no período de 2007 a 2017, prevaleceu em 56,8% da linha de costa do setor A (5,4%=erosão extrema, 27%=erosão intensa e 18,9%=erosão). Nesse setor, 27% da linha de costa foi classificada como em estabilidade e 16,2% como em acreção. No setor B prevaleceu erosão em 68,9% (6,9%=erosão extrema, 10,3%=erosão intensa e 44,8%=erosão). O comportamento de acreção totalizou 27,6% da linha de costa e estabilidade, 3,4%. A linha de costa do setor C apresentou acreção em 51,43% e estabilidade em 11,43% dos transectos. O processo erosivo nesse setor predominou em 37,1%, distribuídos nas seguintes categorias: erosão extrema (5,7%), erosão severa (2,9%), erosão intensa (20,0%) e erosão (8,6%) (Figuras 9 e 10). O desvio e o erro padrão das análises é dado na Tabela 4.

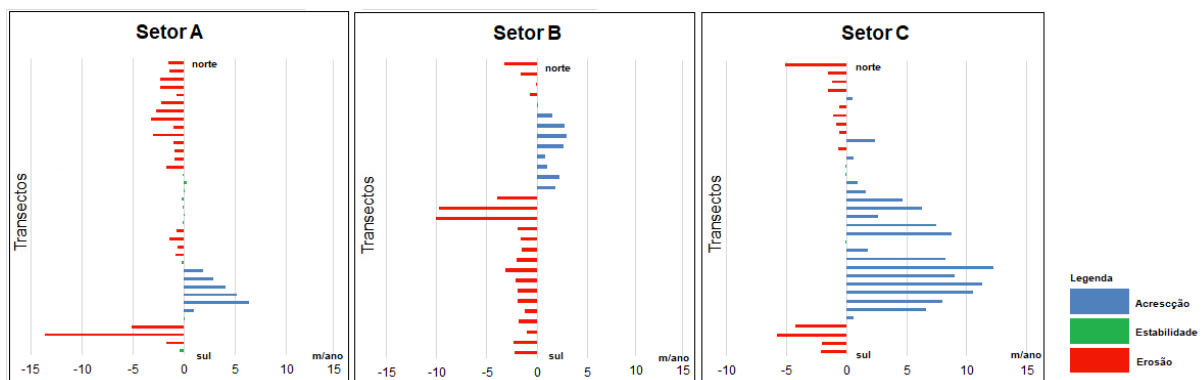


Figura 9. Taxa de variação da linha de costa a médio prazo para o litoral de Goiana pelo método de regressão linear (LRR). Os transectos classificados como erosão extrema, erosão intensa e erosão de acordo com Luijendijk et al. (2018) foram acoplados em uma única classe denominada erosão para melhor visualização dos dados.

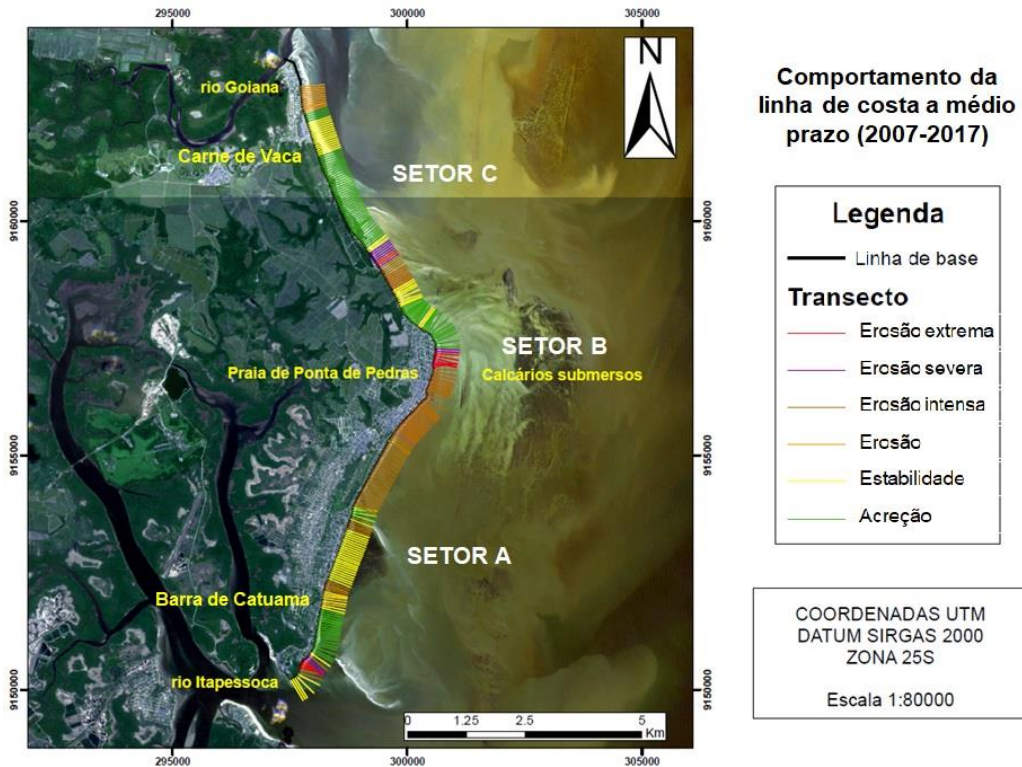


Figura 10. Comportamento da linha de costa do município de Goiana de acordo com classificação de Luijendijk et al. (2018). Fonte da imagem: *RapidEye* (MMA) do ano de 2015.

Ademais, analisando conjuntamente os três setores investigados no período de 2007 a 2017, o percentual de pontos onde a linha de costa encontra-se em erosão (53,5%) foi similar ao percentual de pontos em acreção/estabilidade (46,5%). Esse fato, difere com os resultados obtidos por Manso et al., 2018 que mostraram que apenas cerca de 5% do litoral de Goiana encontrava-se em processo de erosão. Esses autores alegaram que a erosão nesse litoral se dá devido à transferência de sedimentos da praia para a plataforma interna adjacente. Por outro lado, corrobora ao trabalho de Manso et al. (2006) e Martins et al. (2016) que mostra que o processo erosivo é predominante na porção sul e central e o processo deposicional é predominante no setor norte desse litoral.

Tabela 4. Média, desvio padrão, erro padrão dos dados de variação da linha de costa do litoral de Goiana/Pernambuco a médio prazo.

| | Média (m/ano) | Desvio Padrão (D _p) | Nº de Transectos | Erro Padrão (E _p) |
|----------------|---------------|---------------------------------|------------------|-------------------------------|
| SETOR A | -0,77 | 3,06 | 37 | 0,50 |
| SETOR B | -1,34 | 3,03 | 29 | 0,56 |
| SETOR C | +2,16 | 4,73 | 35 | 0,80 |

A curto prazo o processo de deposição prevaleceu em 74% e erosão predominou em 26% da linha de costa da área investigada (Figura 11). Esse comportamento prevaleceu nos transectos próximos às barras transversais. Entretanto, o processo de erosão prevaleceu em locais pontuais da praia, como defronte ao canal de escoamento de água pluvial próximo a barra 3. Esse canal de escoamento possivelmente remove sedimentos trazidos pela barra supracitada.

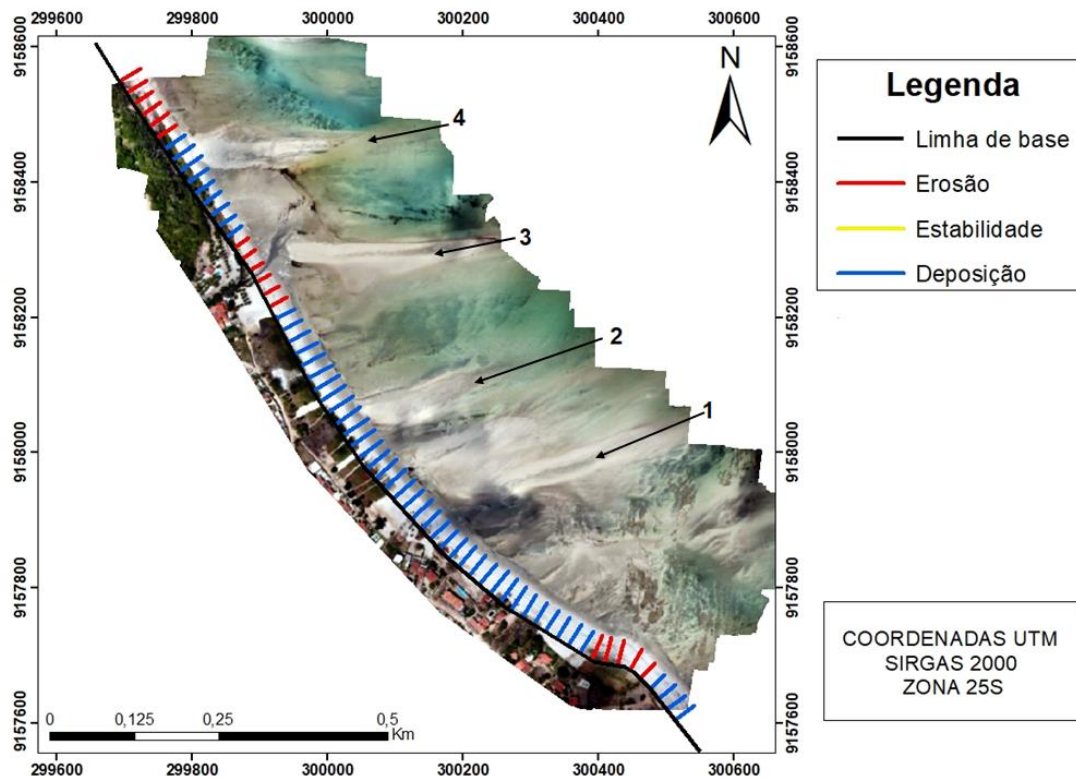


Figura 11. Comportamento da linha de costa da praia de Ponta de Pedras a curto prazo (2017-2018). Os números de 1 a 4 indicam quatro barras localizadas em frente a linha de costa mapeada. Notar que prevaleceu deposição na linha de costa defronte as barras 1, 2 e 4 e erosão defronte a barra 3.

3.4. Interação da linha de costa e das barras transversais

No setor A, onde a presença de barras transversais é menor, a linha de costa teve uma tendência erosiva no período analisado, apresentando acreção pontual onde as barras são identificadas. Por outro lado, nos setores B e C onde a presença das barras é maior, a linha de costa progradiu (vide Figuras 1 e 4). Possivelmente, as ondas retiraram os sedimentos dos setores A e o transporte longitudinal carrou esses sedimentos para Norte em direção ao setor C (vide Figura 2). Quando alcançaram os recifes do setor B, o transporte longitudinal desacelerou, depositando os sedimentos que, por sua vez, são transportados em direção à praia pelas ondas. O processo de interrupção do transporte longitudinal por estruturas costeiras naturais e a deposição do sedimento na zona de sombra observados na área de estudo difere do processo comum de *bypassing* de sedimentos observado por Silva et al. (2019). Ao contrário do observado por esses autores, na região sotamar do recife prevaleceu deposição devido ao acoplamento das barras à praia. Sendo assim, o setor B atuou como uma região de transição entre os setores A e C. Além disso, o setor C apresenta estruturas de proteção, alocadas devido à processos de erosão pretéritos, perpendiculares à praia que favorecem a deposição dos sedimentos. Esse fato demonstra um equilíbrio na região, ou seja, que os sedimentos estão circulando dentro da área estudada, de um setor para o outro.

Conforme apresentado por Nikolakopoulos et al. (2019), o estudo do comportamento da linha de costa é muito complexo pois é afetado por parâmetros oceanográficos, meteorológicos e geológicos, os quais devem ser levados em consideração nas análises. No geral, a área de estudo é dominada pela incidência de ondas de ESE com alturas máximas de 2 m a *offshore*. O fator geológico da presença dos obstáculos submersos, como o calcário da Formação Maria Farinha ou recifes de corais, afeta os processos de refração e difração das ondas sobre à costa conforme comprovado por Costa et al. (2006) e Martins et al. (2019).

4. Conclusões

Embora, o poder das ondas, na região analisada seja relativamente baixo, a médio prazo, a variação da linha de costa foi alta, alcançado taxas de -15 a +15 m/ano em alguns transectos. As barras transversais tiveram um efeito significativo na variação da linha de costa a médio e curto prazo. A médio prazo, a linha de costa anexa a região

de maior concentração das barras progradou. Por outro lado, a linha de costa onde a concentração de barras é menor apresentou uma tendência geral de recuo. A curto prazo, nota-se que tendência geral de deposição está diretamente ligada à proximidade das barras com a linha de costa.

O recife formado pelas rochas calcárias da Formação Maria Farinha defronte à praia de Ponta de Pedras resultou na redução da energia das ondas formando uma zona de sombra. A zona de sombra favoreceu a deposição de sedimentos na forma de barras transversais cuja formação e migração está interligada aos processos de erosão e deposição e, por conseguinte, recuo e avanço da linha de costa da área.

Apesar de estarem situadas em uma região de baixa energia de onda devido à essa proteção natural, as barras apresentaram movimentação significativa no decorrer do tempo tanto no sentido da costa quanto longitudinalmente. Além disso, percebe-se que quando se distanciam do recife as barras tendem a ser mais inclinadas (~78° ENE) e a movimentar-se com maior velocidade no sentido no transporte longitudinal.

Estudos adicionais sobre os mecanismos de formação e movimentação das barras devem fornecer o entendimento refinado da interação dessas feições subaquosas da antepraia e a praia e consequentemente da morfologia costeira.

Contribuições dos Autores: Concepção, L.V. JESUS, P.S. PEREIRA; Metodologia, L.V. JESUS, T.F. HOLANDA, E.A.N. NASCIMENTO; Análise formal: L.V. JESUS, E.A. NASCIMENTO Investigação, L.V. JESUS, T.F. HOLANDA; Redação- revisão e edição, L.V. JESUS, P.S. PEREIRA; A.C.S. ANDRADE; Aquisição de financiamento, L.V. JESUS.

Financiamento: Bolsa de doutorado do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq, Processo: 143556/2017-7) (LVJ), e Bolsa de produtividade em Pesquisa (CNPq, Nível 2, Processo: 312440/2019-7) (PSP).

Agradecimentos: Os autores agradecem ao: Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa de doutorado da primeira autora; Departamento de Oceanografia da UFPE por prover a viatura e motorista para as atividades de campo; Dr. Anderson P. Lino (IFRR) pelo auxílio com o tratamento dos dados de ondas; Laboratório de Petrologia Aplicada a Pesquisa Mineral (LAPA-PGAB-UFS) pela disponibilização da licença do programa ArcGis 10.2; Departamento de Controle do Espaço Aéreo (DECEA) pela autorização dos voos com o sistema de ARP durante os trabalhos de campo e; Ministério do Meio Ambiente por disponibilizar as imagens de satélite *RapidEye*.

Conflito de Interesse: Declaramos a inexistência de conflitos de interesse.

Referências

1. AAGAARD, T.; MASSELINK, G. The surf zone. In: A.D. Short (ed.), **Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics**. West Sussex, England, John Wiley and Sons Ltd., p.72-113. 1999.
2. AGISOFT. Agisoft Photoscan User Manual, Professional Edition, version 1.5. 2019. Disponível online: https://www.agisoft.com/pdf/photoscan-pro_1_5_en.pdf.
3. ARAÚJO, R. V., PEREIRA, P. S., LINO, A. P., ARAÚJO, T. M., GONÇALVES, R. M. Morphodynamic study of sandy beaches in a tropical tidal inlet using RPAS. **Marine Geology**, 438, 106540. 2021. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2021.106540>.
4. AZAD, S. T., MOGHADDASSI, N., & SAYEBANI, M. Digital Shoreline Analysis System improvement for uncertain data detection in measurements. **Environmental Monitoring and Assessment**, 194(9), 1-17. 2022. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10661-022-10299-y>
5. BARCILON, A.I.; LAU, J.P. A model for the formation of transverse bars. **Journal of Geophysics Research**, 78: 2656-2664. 1973. DOI: <https://doi.org/10.1029/JC078i015p02656>
6. BIRD, E. **Coastal Geomorphology: an introduction**: John Wiley & Sons, New York, 436 pp, 2008.
7. BOAK, E.H.; TURNER, I.L. Shoreline definition and detection: a review. **Journal of Coastal Research**, 21(21): 688-703.2005. DOI: <https://doi.org/10.2112/03-0071.1>.
8. BRUNER, K.R.; SMOSNA, R.A. The movement and satabilization of beach sando n transverse bars. **Journal of Coastal Research**, 5: 593-601. 1989. DOI: <https://www.jstor.org/stable/4297572>.
9. CARTER, R.W.G. 1978. Small-scale transverse bars in Lough Neagh, Nothern Ireland. **Journal of Earth Science**, 1: 205-209. DOI: <https://www.jstor.org/stable/30002129>.
10. CONDEPE/FIDEM, Bacia hidrográfica do Rio Goiana e sexto grupo de bacias hidrográficas de pequenos rios litorâneos – gl6. Série bacias hidrográficas de Pernambuco nº 2. Governo do Estado de Pernambuco. Secretaria de Planejamento – SEPLAN. 66p. 2010.
11. COSTA, M.B.S.F.; ARAÚJO, M.; ARAÚJO, T.C.M.; SIEGLE, E. Influence of reef geometry on wave attenuation on a Brazilian coral reef. **Geomorphology**, 253: 318-327. 2016. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.11.001>.

12. CROWELL, M.; LEATHERMAN, S.P.; BUCKLEY, M.E. Historical shoreline change: error analysis and mapping accuracy. **Journal of Coastal Research**, 7(3): 839-852. 1991. DOI: <https://www.jstor.org/stable/4297899>.
13. DAWSON, J.C.; DAVIDSON-ARNOTT, R.G.D.; OLLERHEAD, J. Low-energy morphodynamics of a ridge and runnel system. **Journal of Coastal Research**, SI36: 198-215. 2002. DOI: <https://doi.org/10.2112/1551-5036-36.sp1.198>
14. DEE, D.P., UPPALAA, S.M.; SIMMONS, A.J.; BERRISFORDA, P.; POLI, P. (...).The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. **Quartely Journal of the Royal Meteorological Society**, 137: 553-597. 2011. DOI: <https://doi.org/10.1002/qj.828>
15. DEFNE, Z.; HAAS, K. A.; FRITZ, H.M. Wave power potential along the Atlantic coast of the southeastern USA. **Renew Energy**, 34:2197-205. 2009. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.renene.2009.02.019>
16. DOLAN, R.; FENSTER, M.S.; HOLME, S.J. Temporal analysis of shoreline recession and accretion. **Journal of Coastal Research**, 7(3): 723-744. 1990. DOI: <https://www.jstor.org/stable/4297888>
17. ESTEVES, L.S.; DILLENBURG, S.R.; TOLDO Jr., E.E. Alongshore patterns of shoreline movements in southern Brasil. **Journal of Coastal Research**, 39: 215-219. 2006. DOI: WOS:000202961300040.
18. FALQUES, A.; RIBAS, F.; MUJAL-COLILLES, A.; PUIG-POLO, C. A new morphodynamic instability associated with cross-shore transport in the nearshore. **Gephysical Research Letters**, 48:1-9. 2021. DOI: <https://doi.org/10.1029/2020GL091722>
19. FRIHY, O.E.; EL GANAINI, M.A.; EL SAYED, W.R.; ISKANDER, M.M. The role of the fringing coral reef in beach protection of Hurghada, Gulf of Suez, **Red Sea of Egypt. Ecological Engineering**. 22 (1), 17-25. 2004. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2003.11.004>.
20. GELFENBAUM, G.; BROOKS, G.R. The morphology and migration of transverse bars off the west-central Florida coast. **Marine Geology**, 200: 273-289, 2003. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(03\)00187-7](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(03)00187-7)
21. GONÇALVES, J.A.; HENRIQUES, R. UAV photogrammetry for topographic monitoring of coastal areas. **Remote Sensing**. 104: 101-111. 2015. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2015.02.009>
22. GONÇALVES, R. M., HOLANDA, T. F., QUEIROZ, H. A. A., SOUSA, P. H. G. O., PEREIRA, P. S. Exploring RPAS potentiality using a RGB camera to understand short term variation on sandy beaches. **CATENA**, 210, 105949. 2022. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105949>.
23. GREENWOOD, B.; DAVIDSON-ARNOTT, R.G.D. Sedimentation and equilibrium in wave-formed bars: a review and case study. **Canadian Journal of Earth Sciences**, 16(2):312-332. 1979. DOI: <https://doi.org/10.1139/e79-030>
24. JESUS, L.V.; ANDRADE, A.C.S. Taxa de variação da linha de costa e faixas de proteção nas áreas contíguas à desembocadura do rio Sergipe, Aracaju, Sergipe. **Pesquisas em Geociências**, 45(3): 1-17. 2018. DOI: <https://doi.org/10.22456/1807-9806.91389>.
25. KENCH, P.S.; BRANDER, R.W. Wave processes on coral reef flats: implications for reef geomorphology using Australian case studies. **Jornal of Coastal Research**, 22: 209-223. 2006. DOI: <https://doi.org/10.2112/05A-0016.1>.
26. KONICKI, K.M.M.; HOLMAN, R.A. The statistics and kinematics of transverse and bars on a open coast. **Marine Geology**, 169: 69-101. 2000. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(00\)00057-8](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00057-8).
27. LAPORTE-FAURET, Q.; MARIEU, V.; CASTELLE, B.; MICHALET, R.; BUJAN, S.; ROSEBERY, D. Low-cost UAV for high-resolution and large-scale coastal dune change monitoring using photogrammetry. **Journal of Marine Science and Engineering**, 7(63):1-17. 2019. DOI: <https://doi.org/10.3390/jmse7030063>.
28. LEATHERMAN, S. Shoreline change mapping and management along the U.S. East Coast. **Journal of Coastal Research**, SI(38):5-13. 2003. DOI: <https://www.jstor.org/stable/25736596>.
29. LEVOY, F.; ANTHONY, E.; MONFORT, O.; ROBIN, N.; BRETTEL, P. Formation and migration of transverse bars along a tidal sandy coast deduced from multi-temporal Lidar datasets. **Marine Geology**, 342: 39-52. 2013. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.06.007>
30. LONG, N.; MILLESCAMPS, B.; GUILLOT, B.; POUGET, F.; BERTIN, X. Monitoring the topography of a dynamic tidal inlet using UAV imagery. **Remote Sensing**, 8:1-18. 2016. DOI: <https://doi.org/10.3390/rs8050387>
31. LUIJENDIJK, A; HAGENAAARS, G; RANASINGHE, R, BAART, F; GENNADII, D; ARNINKHOF, S. The state of the world's beaches. *Scientific Reports-Nature*, 8(6641):1-11. 2018. DOI: <https://doi.org/10.1038/s41598-018-24630-6>
32. LUNET, N.; SEVERO, M.; BARROS, H. Desvio Padrão ou Erro Padrão. *Arquivos de Medicina*, 20(1-2): 55-59.
33. MACEDO, R.J.A. 2015. Saliências, tômbolos e enseadas das praias arenosas de Pernambuco: limites de formação e estabilidade. Doutorado em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco. 163 pp. 2006.
34. MALLMAN, D.; PEREIRA, P.S.; SANTOS, F.; FAÇANHA, P. Classificação morfodinâmica das praias arenosas de Ipojuca (Pernambuco, Brasil) através da análise semântica de imagens de satélite pancromática. **Pesquisas em Geociências**, 41(2): 169-189. 2014. DOI: <https://doi.org/10.22456/1807-9806.78094>

35. MANCINI, F.; DUBBINI, M.; GATTELLI, M.; STECCHI, F.; FABBRI, S.; GABBIANELLI, G. Using Unmanned Aerial Vehicles (UAV) for High-Resolution Reconstruction of Topography: The Structure from Motion Approach on Coastal Environments. **Remote Sensing**, 5: 6880–6898. 2013. DOI: <https://doi.org/10.3390/rs5126880>.
36. MANSO, V.A.V.; COUTINHO, P.N.; GUERRA, N.C.; SOARES JUNIOR, C.F.A. Pernambuco. In: Muehe, D. (org.). *Erosão e Progradação do Litoral Brasileiro*, 2. Ed. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente – MMA. P. 179-196. 2006.
37. MARTINS, K.A.; PEREIRA, P.S.; ESTEVES, L.S.; WILLIAMS, J. The role of coral reefs in coastal protection: analysis of beach morphology. **Journal of Coastal Research**, SI92: 157-164. 2019. DOI: <https://doi.org/10.2112/SI92-018.1>
38. MARTINS, K.A.; PEREIRA, P.S.; LINO, A. P.; GONCALVES, R. M. Determinação da erosão costeira no estado de Pernambuco através de geoindicadores. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 17: 533-546. 2016. DOI: <https://doi.org/10.20502/rbg.v17i3.854>.
39. MASSELINK, G. Field investigation of wave propagation over a bar and the consequent generation of secondary waves. **Coastal Engineering**, 33: 1–9. 1998. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0378-3839\(97\)00032-X](https://doi.org/10.1016/S0378-3839(97)00032-X)
40. MUJAL-COLILLES, A.; GRIFOLL, M.; FALQUÉS, A. Rhythmic morphology in a microtidal low energy beach. **Geomorphology**, 334: 151-164. 2019. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.02.037>.
41. NIEDERODA, A.W. Sand bars along low energy beaches: Part 2, Transverse Bars. C.R. Coates [ed.], Binghamton, NY. *Coastal Geomorphology*, S.U.N.Y., 103-113. 1972.
42. NIEDERODA, A.W. Waves, currents, sediments, and sand bars associated with low energy coastal environments. **Gulf Coast Association of Geological Societies**, 22:229-239. 1973. DOI: <https://doi.org/10.1306/819A415A-16C5-11D7-8645000102C1865D>.
43. NIEDERODA, A.W.; TANNER, W.F. Preliminary study of transverse bars. **Marine Geology**, 1970, 9:41-62. DOI: [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(70\)90079-4](https://doi.org/10.1016/0025-3227(70)90079-4).
44. NIKOLAKOPOULOS, K.; KYRIOU, A.; KOUKOUVELAS, I.; ZYGOURI, V.; APOSTOLOPOULOS, D. Combination of aerial, satellite, and UAV photogrammetry for mapping the diachronic coastline evolution: the case of Lefkada Island. **International Journal of Geo-Information**, 8: 1-26. 2019. DOI: <https://doi.org/10.3390/ijgi8110489>.
45. OBIENE, E.A.; ROWLAND, E.D.; MICHAEL, I.T.I. Analysis of shoreline changes in Ikoli River in Niger Delta Region Yenaoa, Bayelsa state using Digital Shoreline Analysis System (DSAS). **Journal of Marine Science**, 4(1): 34-42. 2022. DOI: <https://doi.org/10.30564/jms.v4i1.4197>
46. OLIVEIRA, P.F.P. Simulação de dados hidrodinâmicos no litoral de Goiana-PE: aplicação do Sistema de Modelagem Costeira (SMC-BRASIL) para definição da dinâmica costeira. Doutorado em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco. 172pp. 2017.
47. PAJAK, M.J.; LEATHERMAN, S.P. The high water line as shoreline indicator. **Journal of Coastal Research**, 18(2): 329-337. 2002. DOI: <https://www.jstor.org/stable/4299078>.
48. PAPAKONSTANTINO, A.; TOPOUZELIS, K.; PAVLOGEORGATOS, G. Coastline zones identification and 3D coastal mapping using UAV spatial data. **International Journal of Geo-information**. 5(75):1-14. 2016. DOI: <https://doi.org/10.3390/ijgi5060075>.
49. PELLON, E.; GARNIER, R.; MEDINA, R. Intertidal finger bars at El Puntal, Bay of Santander, Spain: observation and forcing analysis. **Earth Surface Dynamics**, 2: 349-361. 2014. DOI: <https://doi.org/10.5194/esurf-2-349-2014>
50. PEREIRA, P.S.; ARAUJO, T.C.; MANSO, V.A.V. Tropical Sandy beaches of Pernambuco state. In: SHORT, A.D. & KLEIN, A.H.F. (Ed.), **Brazilian Beach Systems**, Florida, USA: Springer, pp 251 – 279. 2016.
51. PEREIRA, P.S.; NOGUEIRA-NETO, A.V. Tendência de aumento da altura das ondas na costa de Pernambuco: uma análise a partir dos dados do WW3. In: Anais do XI Simpósio sobre Ondas, Marés, Engenharia Oceânica e Oceanografia por Satélite, Arraial do Cabo. 2015.
52. PIANCA, C.; MAZZINI, P. L.F.; SIEGLE, E. Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. **Brazilian Journal of Oceanography**, 58 (1):53-70. 2010. DOI: <https://doi.org/10.1590/S1679-87592010000100006>.
53. RIBAS, F.; KROON, A. Characteristics and dynamics of surfzone transverse finger bars. **Journal of Geophysical Research**, 112:1-13. 2007. DOI: <https://doi.org/10.1029/2006JF000685>.
54. RIBAS, F.; FALQUÉS, A.; SWART, H.H.; DODD, N. GARBIER, R.; CALVETE, D. Understanding coastal morphodynamic patterns from depth-averaged sediment concentration. **Reviews of Geophysics**, 53: 362-410. 2015. DOI: <https://doi.org/10.1002/2014RG000457>.
55. RIBAS, F.; SWART, H.E.; CALVETE, D.; FALQUÉS, A. Modelling and analyzing observed transverse sand bars in the surf zone. **Journal of Geophysical Research**, 117(F2):1-16. 2012. DOI: <https://doi.org/10.1029/2011JF002158>.
56. RIBAS, F.; TENDOESCHATE, A.; SWART, H. E.; RUESSINK, G.; CALVETE, D. Observations and modelling of surf-zone transverse finger bars, **Ocean Dynamics**, 64:1193–1207. 2014. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10236-014-0719-4>.

57. SHEPARD, F.P. 1952. Revised nomenclature for depositional coastal features. **Bulletin of American Association of Petroleum Geologists**, 36(10): 1902-1912. DOI: <https://doi.org/10.1306/5CEADBA2-16BB-11D7-8645000102C1865D>,
58. SILVA, G.V.; STRAUSS, D.; SHAERI, S.; MURRAY, T.; TOMLINSON, R.; HAMILTON, D. Longshore sediment interruption and bypassing of multipurpose artificial reef-preliminary results. In: **International Conference on Coastal Sediments**, p. 1-14. 2019.
59. SIYAL, A. A., SOLANGI, G. S., SIYAL, P., BABAR, M. M., & ANSARI, K. Shoreline change assessment of Indus delta using GIS-DSAS and satellite data. **Regional Studies in Marine Science**, 53: 102405. 2022. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.rsma.2022.102405>
60. SMITH, G.; ZARILLO, G. Calculating long-term shoreline recession rates using aerial photographic and beach profiling techniques. **Journal of Coastal Research**, 18(3): 502-513 1990.. DOI: <https://www.jstor.org/stable/4297648>.
61. TADDIA, Y.; CORBAU, C.; ZAMBELLO, E.; PELLEGRINELLI, A. UAVs for structure-from-motion coastal monitoring: a case study to assess the evolution of embryo dunes over a two-year time frame in the Po river delta, Italy. **Sensors**, 19: 1-17. 2019. DOI: <https://doi.org/10.3390/s19071717>.
62. TANNER, W.F. Shallow water ripple mark varieties. **Journal of Sedimentary Petrology**, 30: 481-485. 1960. DOI: <https://doi.org/10.1306/74D70A6F-2B21-11D7-8648000102C1865D>.
63. THIELER, E. R.; HIMMELSTOSS, E.A; ZICHICHI, J.L; ERGUL, A. The Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0 – An ArcGIS extension for calculating shoreline change. US Geological Survey Report nº 2008-1278, 79p. 2009. DOI:
64. TURNER, I.L.; HARLEY, M.D.; DRUMMOND, C.D. UAVs for coastal surveying. **Coastal Coastal Engineering**, 114: 19-24. 2015. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2016.03.011>.
65. WRIGHT, L.D.; SHORT, A.D. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. **Marine Geology**, 55: 93-118. 1984. DOI: [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90008-2](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90008-2).



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 atribuam o devido crédito pela criação original.