

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

LUCIANA VIEIRA DE JESUS

**INTERAÇÃO MORFOLÓGICA E SEDIMENTOLÓGICA PRAIA-BARRAS
TRANSVERSAIS E SUA INFLUÊNCIA NO COMPORTAMENTO DA LINHA DE
COSTA EM UMA REGIÃO COSTEIRA TROPICAL DE BAIXA ENERGIA**

Recife

2023

LUCIANA VIEIRA DE JESUS

**INTERAÇÃO MORFOLÓGICA E SEDIMENTOLÓGICA PRAIA-BARRAS
TRANSVERSAIS E SUA INFLUÊNCIA NO COMPORTAMENTO DA LINHA DE
COSTA EM UMA REGIÃO COSTEIRA TROPICAL DE BAIXA ENERGIA**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de doutora em Geociências.

Área de Concentração: Geologia Sedimentar e Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Valdir do Amaral Vaz Manso.

Coorientadora: Profa. Dra. Ana Cláudia da Silva Andrade.

Coorientador: Prof. Dr. Pedro de Souza Pereira.

Recife

2023

Catálogo na fonte
Bibliotecária Carlos Moura, CRB-4/1502

J58i	Jesus, Luciana Vieira de. Interação morfológica e sedimentológica praia-barras transversais e sua influência no comportamento da linha de costa em uma região costeira tropical de baixa energia / Luciana Vieira de Jesus. – 2023. 126 f.: il., figs., tabs., abrev. e siglas. Orientador: Prof. Dr. Valdir do Amaral Vaz Manso. Coorientadora: Profa. Dra. Ana Cláudia da Silva Andrade. Coorientador: Prof. Dr. Pedro de Souza Pereira. Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Recife, 2023. Inclui Referências. 1. Geociências. 2. Antepraia. 3. Sedimentos. 4. Morfologia. 5. SARP. 6. DSAS. 7. Recifes de calcário. I. Manso, Valdir do Amaral Vaz (Orientador). II. Andrade, Ana Cláudia da Silva (Coorientadora). III. Pereira, Pedro de Souza (Coorientador). IV. Título.
	UFPE 551 CDD (22. ed.) BCTG/2023-187

LUCIANA VIEIRA DE JESUS

**INTERAÇÃO MORFOLÓGICA E SEDIMENTOLÓGICA PRAIA-BARRAS
TRANSVERSAIS E SUA INFLUÊNCIA NO COMPORTAMENTO DA LINHA DE
COSTA EM UMA REGIÃO COSTEIRA TROPICAL DE BAIXA ENERGIA**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, como requisito parcial para a obtenção do título de Doutora em Geociências. Área de concentração: Geologia Sedimentar e Ambiental.

Aprovada em: 13/02/2023.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Antônio Vicente Ferreira Júnior (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Paulo Henrique Gomes de Oliveira Sousa (Examinador Externo)
Universidade Federal do Ceará

Prof. Dr. Roberto Lima Barcellos (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Profa. Dra. Taís Kalil Rodrigues (Examinadora Externa)
Universidade Federal de Sergipe

Profa. Dra. Tereza Cristina Medeiros de Araújo (Examinadora Interna)
Universidade Federal de Pernambuco

Dedico este trabalho a Natália, minha filha amada e meu bem mais precioso.

AGRADECIMENTOS

Escrever uma tese não é um trabalho fácil, mas quando se tem apoio direto ou indireto de pessoas e/ou instituições essa tarefa se torna bem mais agradável. Sendo assim, expresso aqui os meus sinceros agradecimentos àqueles que de alguma forma me auxiliaram na execução deste trabalho.

Aos meus orientadores:

Ao professor Dr. Pedro Pereira que iniciou sendo meu orientador, mas que por motivos logísticos acabou se tornando coorientador, porém exerceu a função de me orientar da melhor maneira possível. Agradeço por sempre estar disponível quando eu precisei, por todo apoio logístico e intelectual, pelos conselhos e críticas. Muito obrigada.

A professora Dra. Ana Cláudia Andrade por me acompanhar desde a época da graduação, por ter me auxiliado em todo o processo de confecção do trabalho e sempre me instigou a ter um pensamento científico e questionador.

Ao professor Dr. Valdir Manso por aceitar me orientar e ter dado suporte para a finalização desta tese.

A minha família:

Meu marido, Flávio Ribeiro, pelo carinho, companheirismo, paciência e incentivo desde o projeto até a finalização do trabalho.

Meus pais por sempre me apoiarem, por sentirem orgulho em todos os momentos e pelo apoio emocional. Aos meus demais familiares por também me apoiarem quando precisei e tentarem entender um pouco o que eu pesquisava.

À minha filha Natália que chegou no meio do doutorado, mudou minha vida e me deu mais um incentivo para finalizar essa etapa.

Aos meus amigos:

Gabriela e Sanmy que estão comigo desde a graduação, que entendem as dificuldades da vida acadêmica e que me apoiaram e incentivaram durante todo esse processo. Teria sido bem mais difícil sem vocês.

Anderson Lino e Tiago Holanda, meus amigos do LABOGEO/UFPE, que me acolheram e me ajudaram em todas as etapas do doutorado, desde o trabalho de campo até o tratamento dos dados, sem vocês este trabalho não seria possível. Muito obrigada.

Ao CNPq pelos quatro anos de bolsa e taxa de bancada cruciais para a execução dessa tese de doutorado.

Ao Departamento de Oceanografia da UFPE por disponibilizar o transporte para realização do trabalho de campo. E, ao “seu Hermes” por sempre tornar a ida ao campo bem mais agradável com seu bom humor.

Aos professores do PPGEOC-UFPE pelos conhecimentos passados durante as disciplinas cursadas no decorrer do curso.

Ao Departamento de Cartografia e Agrimensura da UFPE por disponibilizar a licença do Agisoft Photoscan versão 1.3.1 para o processamento fotogramétrico.

Ao PGAB-UFS por disponibilizar o laboratório para realização das análises sedimentológicas.

Ao LAPA-PGAB-UFS por disponibilizar a licença do programa ArcGis 10.2.

A professora Dra. Edilma Andrade (UFS) pelo auxílio na identificação das espécies encontradas nos sedimentos bioclásticos.

RESUMO

Uma série de barras transversais foram identificadas, mapeadas e analisadas em uma costa arenosa tropical de baixa energia, bordejada por obstáculos naturais na antepraia sob regime de meso marés semidiurnas. O objetivo do trabalho foi compreender a interação morfológica e sedimentológica entre a praia e as barras transversais e a influência no comportamento da linha de costa no litoral do município de Goiana, norte de Pernambuco. A metodologia consistiu em: (i) mapeamento multitemporal de médio (2007-2017) e curto prazo (2017-2018) das barras e da linha de costa utilizando imagens de satélite e ortomosaicos derivados de sobrevoos com sistema de Aeronave Remotamente Pilotada (SARP); (ii) cálculo da taxa de variação da linha de costa utilizando a extensão *Digital Shoreline Analysis System* (DSAS); (iii) levantamento topográfico da área (2017- 2018) com um par de receptores *Global Navigation Satellite System* (GNSS) no modo cinemático; (iv) confecção de Modelos Digitais de Terreno (MDT) e perfis transversais e longitudinais e, (v) análises texturais e composicionais dos sedimentos da face de praia e das barras transversais. 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 nos setores central e norte. O processo de erosão predominou no setor sul e central e a deposição predominou no setor norte. Quanto à morfologia, a praia é caracterizada por pós-praia estreito ou inexistente, uma face de praia de até 45 m e um terraço de baixa-mar extenso (até 400 m). Sobre o terraço as barras transversais se movimentam no sentido longitudinal e transversal levando sedimentos para a praia ao se conectarem. Os sedimentos da praia são de granulometria areia média, moderadamente selecionadas, de composição, essencialmente, siliciclástica com curvas de distribuição unimodais a polimodais. Por outro lado, as barras transversais são compostas por sedimentos do tamanho areia grossa a muito grossa, pobremente selecionadas, de composição, majoritariamente carbonática e com curvas polimodais. Ao chegarem à face de praia os sedimentos carbonáticos mais grossos são dissolvidos pela ação das ondas e, somente, os sedimentos siliciclásticos mais finos permanecem. A troca sedimentar entre praia e barras transversais é atestada tanto pelos aspectos morfológicos quanto aspectos sedimentológicos. 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: antepraia; sedimentos; morfologia; SARP; DSAS; recifes de calcário.

ABSTRACT

A series of transverse bars have been identified, mapped and analyzed on a low-energy tropical sandy coast, bordered by natural obstacles on the foreshore under semidiurnal mesotides. The work aims to understand the morphological and sedimentological interaction between the beach and the transverse bars and the influence of them on the behavior of the shoreline on the coast of the municipality of Goiana, north coast of the state of Pernambuco. The methodology consisted of: (i) medium (2007-2017) and short-term (2017-2018) multitemporal mapping of the bars and shoreline using satellite images and orthomosaics derived from a Remotely Piloted Aircraft (RPAS); (ii) shoreline change rate was calculating using the Digital Shoreline Analysis System (DSAS) extension; (iii) topographic survey (2017-2018) with a pair of Global Navigation Satellite System (GNSS) receivers in kinematic mode; (iv) Digital Terrain Models (MDT) and transversal and longitudinal profiles and, (v) textural and compositional analyzes of beach face and transversal bars sediments. 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. About morphology, the beach is characterized by a narrow or non-existent backshore, a beach face of up to 45 m and an extensive low-water terrace (up to 400 m). Over the terrace, the transverse bars move in the longitudinal and transverse directions, taking sediments to the beach when they connect with each other. The beach sediments are of medium sand, moderately sorted, essentially siliciclastic in composition with unimodal to polymodal distribution curves. On the other hand, the transverse bars are composed of coarse to very coarse sand, poorly sorted, mostly carbonate in composition and with polymodal curves. Upon reaching the beach face, the coarser carbonate sediments are dissolved by wave action and only the finer siliciclastic sediments remain. The beach-transverse bars interaction was attested both by morphological and sedimentological aspects. The analysis of the interaction between the beach and the transverse bars is fundamental for the understanding of coastal environments and management of coastal zones.

Keywords: foreshore; sediments; morphology; RPAS; DSAS; limestone reef.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Padrões de erosão/deposição produzindo (a) crescimento puro, (b) crescimento e migração a jusante, (c) migração pura a jusante, (d) decaimento e migração a jusante, e (e) decaimento puro da feição morfológica consistindo em um sistema rítmico de barras e cavas. As barras estão plotadas em amarelo e as cores marrom e cinza representam as áreas com acreção ou erosão, respectivamente.....	26
Figura 2 –	Exemplos de barras transversais observadas com diferentes orientações: (a) barras transversais de grande escala normais à costa em Anna Maria Island, EUA, (b) barras do tipo TBR orientadas no sentido da corrente (<i>downcurrent</i>) na costa atlântica da França,; (c) barras transversais de baixa energia orientadas no sentido da corrente em El Puntal, Santander, Espanha, e (d) barras transversais de média energia orientadas no sentido contra-corrente em Noordwijk, Holanda (imagem de vídeo com exposição temporal).....	28
Figura 3 –	O mecanismo de instabilidade morfodinâmica formador das barras transversais: (a) foco de onda por um banco de areia transversal à costa devido a refração topográfica na praia em El Trabucador, Espanha, (b) transporte líquido de sedimentos no sentido da costa (q), e (c) rotação do fluxo de sedimentos pelos contornos batimétricos e convergência de sedimentos sobre os bancos (dentro do retângulo pontilhado). Nos painéis (b) e (c), amarelo e azul as cores significam águas rasas e profundas, respectivamente.	32
Figura 4 –	Esboço do mecanismo de formação de barras transversais: (a) perpendiculares à costa, (b) orientadas no sentido da corrente (<i>downcurrent</i>) e (c) orientadas no sentido contra-corrente (<i>upcurrent</i>).....	33
Figura 5 –	(A) Mapa de localização do estado de Pernambuco; (B) Cidades litorâneas do estado de Pernambuco subdivididas em setores.....	41
Figura 6 –	Área de estudo e localização. (A) Município de Goiana, PE; (B) Área de estudo (quadrícula em vermelho) – litoral de Goiana; (C)	

	Imagem de satélite <i>Planet</i> 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.....	43
Figura 7 –	Bacias Hidrográficas Costeiras do Estado de Pernambuco.....	44
Figura 8 –	(A) Mapa de localização da área de estudo; (B) Mapa Geológico da porção leste do município de Goiana/PE. As rochas do embasamento cristalino afloram somente na porção mais oeste do município.....	52
Figura 9 –	Plano de voo utilizado durante as 12 (doze) campanhas de campo. O plano de voo foi inserido no programa <i>DroneDeploy</i> como base para o sobrevoo com sistema de ARP a uma altura média de 120 metros.....	56
Figura 10 –	Levantamento topográfico com GNSS. (A) Localização dos perfis topográficos; (B) Trajetórias de caminhada obtidas a partir do método relativo cinemático GNSS realizadas no período de agosto de 2017 a junho de 2018.....	58
Figura 11 –	Localização dos pontos de coleta de amostras de sedimentos na praia de Ponta de Pedras, Goiana, PE. As amostras foram coletadas nos pontos P-01 a P-04 da face de praia e nos pontos B-01 a B-12 nas cristas das barras transversais. Fonte da imagem: ortofotomosaico derivado de sobrevoo com SARP em dezembro de 2017.....	60
Figura 12 –	Etapas metodológicas para determinação da dinâmica sedimentar Praia-Barras Transversais.....	61
Figura 13 –	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.....	68
Figura 14 –	Série temporal de dados de maré, altura significativa (H_s), período de pico (T_p), direção (Dir) e poder das ondas no litoral de Goiana, Pernambuco para o período de 2017 a 2018.....	69

Figura 15 –	Distribuição da intensidade e direção do Poder de onda (Wp) no litoral de Goiana, Pernambuco para o período de (A) 2007 a 2017 e (B) 2017 a 2018. A direção do Norte é 0°.....	70
Figura 16 –	Distribuição da velocidade (Ws) e direção dos ventos no litoral de Goiana, Pernambuco para o período de (A) 2007 a 2017 e (B) 2017 a 2018. Fonte de dados: reanálise de dados ERA-Interim. A direção do Norte é 0°.....	70
Figura 17 –	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.....	71
Figura 18 –	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.....	73
Figura 19 –	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 VANT.....	75

Figura 20 –	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.....	76
Figura 21 –	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.....	78
Figura 22 –	Comportamento da linha de costa do município de Goiana de acordo com classificação de Luijendijk et al. (2018).....	78
Figura 23 –	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.....	80
Figura 24 –	Perfis planialtimétricos obtidos através de levantamento topográfico da praia e das barras transversais de Ponta de Pedras (PE) em diferentes datas: (A) 06/09/2017; (B) 06/10/2018; (C) 07/11/2018; (D) 06/12/2018; (E) 04/01/2018; (F) 03/03/2018; (G) 18/04/2018; (H) 18/05/2018; (I) 15/06/2018; (J) 13/07/2018; (K) 13/08/2018.....	83
Figura 25 –	Fotografia de campo mostrando a junção entre a barra 1 e a praia no campo de abril de 2018.....	84
Figura 26 –	Fotografia de campo do dia 18/04/2018 mostrando marcas de onda (<i>ripples</i>) sobre uma barra transversal. As <i>ripples</i> são assimétricas no sentido <i>onshore</i> (seta em amarelo).....	85
Figura 27 –	Fotografia de campo do dia 18/04/2018 mostrando canais de escoamento de água na conexão entre a face de praia e o terraço de baixamar.....	85
Figura 28 –	Representação da variação temporal do pacote sedimentar da praia e das barras transversais de Ponta de Pedras (PE) entre setembro de 2017 a agosto de 2018.....	87

Figura 29 –	(A) Localização dos perfis transversais à praia; (B) Variação nos perfis de praia sobre o terraço interpolados a partir do MDT na praia de Ponta de Pedras (PE) no período de setembro de 2017 a agosto de 2018.....	89
Figura 30 –	(A) Localização dos perfis transversais à face de praia; (B) Variações morfológicas dos perfis da face de praia interpolados a partir do MDT da praia de Ponta de Pedras-PE de setembro de 2017 a agosto de 2018.....	90
Figura 31 –	Fotografia de campo de novembro de 2017 mostrando o canal de escoamento de água defronte aos perfis 8 e 9.....	91
Figura 32 –	Fotografia de campo do dia 03/03/2018 mostrando o pós-praia inexistente e escarpa na vegetação indicativa de processo erosivo.	91
Figura 33 –	(A) Localização dos perfis longitudinais à costa alocados sobre a praia e o terraço de baixamar. Os perfis foram interpolados a partir dos MDTs da praia de Ponta de Pedras-PE.; (B) Variação temporais e espaciais na praia e no terraço de baixamar no período de setembro de 2017 a agosto de 2018. Nota-se a presença de pelo menos quatro barras transversais à praia no terraço. Na praia existem duas regiões elevadas associadas as barras transversais 1 e 3, bem como uma grande cava situada entre essas duas barras. As barras 1 e 3 apresentam maiores altitudes e extensões por isso aparecem em todos os 4 perfis longitudinais sobre o terraço. A barra 2 por apresentar menor extensão só foi mapeada no perfil longitudinal 2. Devido à inclinação para sul do mapeamento sobre o terraço, a barra 4 aparece apenas em parte nos perfis 2, 4 e 5. Calcário MF = calcário Formação Maria Farinha.....	92
Figura 34 –	Feições cuspidadas localizadas defronte as barras 1 e 3 e reentrância entre as barras 1 e 3.....	93
Figura 35 –	Parâmetros granulométricos dos sedimentos da praia de Ponta de Pedras (PE): (A) Tamanho do grão; (B) Selecionamento, (C) Assimetria e (D) Curtose.....	95
Figura 36 –	Variações sazonais (períodos seco e chuvoso) nos parâmetros granulométricos dos sedimentos da praia de Ponta de Pedras (PE).	96

Figura 37 –	Parâmetros granulométricos dos sedimentos das barras transversais em Ponta de Pedras (PE) em todas as campanhas de campo: (A) Tamanho do grão; (B) Selecionamento, (C) Assimetria e (D) Curtose.....	97
Figura 38 –	Variações sazonais (períodos seco e chuvoso) nos parâmetros granulométricos dos sedimentos das barras transversais de Ponta de Pedras (PE).....	98
Figura 39 –	Curvas de probabilidade de frequência acumulada (%) dos sedimentos da praia e das barras de Ponta de Pedras (PE). Em vermelho, a curva correspondente aos sedimentos das barras transversais e em azul, a curva correspondente aos sedimentos da praia.....	100
Figura 40 –	Grau de arredondamento dos grãos da praia e das barras transversais de Ponta de Pedras (PE) no período seco: (A) 06/10/2017, (B) 06/12/2017, (C) 02/02/2018; e no período chuvoso: (D) 18/04/2018, (E) 15/06/2018 e (F) 13/08/2018.....	102
Figura 41 –	Grau de esfericidade dos grãos da praia e das barras transversais de Ponta de Pedras (PE) no período seco: (A) 06/10/2017, (B) 06/12/2017, (C) 02/02/2018; e no período chuvoso: (D) 18/04/2018, (E) 15/06/2018 e (F) 13/08/2018.....	103
Figura 42 –	Fotografia em lupa dos sedimentos da (A) Praia, essencialmente de composição quartzosa – siliciclástica e das (B) Barras transversais, majoritariamente de composição carbonática – bioclástica. Fonte da foto: fotografia obtida em lupa binocular, marca Olympus SZX7, modelo SZ2-ILST.....	104
Figura 43 –	Composição dos sedimentos da praia e das barras transversais de Ponta de Pedras (PE) no período seco: (A) 06/10/2017, (B) 06/12/2017, (C) 02/02/2018; e no período chuvoso: (D) 18/04/2018, (E) 15/06/2018 e (F) 13/08/2018. Notar a predominância de grãos siliciclásticos na praia e de grãos carbonáticos nas barras transversais.....	106
Figura 44 –	Componentes carbonáticos encontrados nos sedimentos das barras transversais: (A) espícula de Echinoidea (equinóides regulares);	

(B) carapaça de foraminífero da espécie *Archaea angulatus*; (C) fragmentos de crustáceos (quelípodo); (D) fragmentos de concha de molusco bivalve; (E) concha de molusco gastropóde da espécie *Neritina virginea*; (F) fragmento de alga coralina *Halimeda sp.* (componente mais abundante nos sedimentos); (G) concha de molusco gastropóde; (H) fragmento de alga coralina *Halimeda sp.*
Fonte: fotografia obtida em lupa binocular, marca Olympus SZX7, modelo SZ2-ILST.....

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 –	Classificação de barras transversais de acordo com: (i) energia de onda do ambiente, (ii) comprimento da barra (comprimento de onda e extensão) e (iii) razão entre comprimentos por Péllon et al. (2014).	27
Tabela 2 –	Classificação de barras transversais de acordo com: (i) orientação, (ii) declividade da praia e (iii) principais processos costeiros atuantes (modificado de Ribas et al., 2015).....	29
Tabela 3 –	Resumo dos materiais utilizados neste trabalho de pesquisa.....	54
Tabela 4 –	Informações gerais das imagens de satélite utilizadas no trabalho.....	55
Tabela 5 –	Características dos grupos de barras transversais analisadas.....	73
Tabela 6 –	Características das barras transversais a curto prazo: extensão, movimentação e ângulo.....	77
Tabela 7	Média, desvio padrão, erro padrão dos dados de variação da linha de costa do litoral de Goiana/Pernambuco a médio prazo.	81

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

BPB	Bacia Paraíba
BPE	Bacia Pernambuco
BSEAL	Bacia Sergipe-Alagoas
CNPq	Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico
CPRH	Agência Estadual de Meio Ambiente
CPRM	Serviço Geológico do Brasil
DECEA	Departamento de Controle do Espaço Aéreo
Dir	Direção
D _p	Desvio Padrão
DSAS	Digital Shoreline Analysis System
DHN	Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil
E	Leste
ENE	Lés-Nordeste
ESE	Lés-Sudeste
E _p	Erro Padrão
EPR	End Point Rate
FINEP	Financiadora de Estudos e Projetos
GL	Grupo de pequenos rios litorâneos
GNSS	Global Navigation Satellite System
GPS	Global Positionin System
H _s	Altura de onda significativa
IDW	Inverse Distance Weighted
L	Comprimento de onda
LABOGEO	Laboratório de Oceanografia Geológica
LACMA	Laboratório de Geologia Costeira e Ambiental
LAPA	Laboratório de Petrologia Aplicada à Pesquisa Mineral
LRR	Linear Regression Rate
MMA	Ministério do Meio Ambiente
MDT	Modelo Digital de Terreno
N	Norte
N-S	Norte-Sul
NE	Nordeste

NE-SW	Nordeste-Sudoeste
PGAB	Programa de Pós-graduação em Geociências e Análise de Bacias
PPP	Posicionamento por Ponto Preciso
R+LTT	Reflective plus Low Tide Terrace
SARP	Sistema de Aeronave Remotamente Pilotada
SCE	Shoreline Change Envelope
SSE	Sul-Sudeste
SSW	Sul-Sudoeste
SE	Sudeste
SfM	Structure from Motion
SIRGAS 2000	Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas
SYSGRAN	Sistema de Análise Granulométrica
UFS	Universidade Federal de Sergipe
UP	Unidades de Planejamento
UTM	Universa Transversa de Mercator
TBC	Trimble Business Center
TBM	Terraço de Baixamar
TRC	Terreno Rio Capibaribe
T_p	Período de pico
TBR	Transverse Bars and Rips
W_p	Poder de onda (wave power)
W_s	Velocidade dos ventos (wind velocity)
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	21
1.1	HIPÓTESE.....	22
1.2	OBJETIVOS	23
1.2.1	Geral.....	23
1.2.2	Específicos.....	23
2	REFERENCIAL TEÓRICO	24
2.1	ESTADO DA ARTE ACERCA DAS BARRAS TRANSVERSAIS	24
2.2	TEORIAS SOBRE OS MECANISMOS DE FORMAÇÃO DAS BARRAS TRANSVERSAIS.....	29
2.3	MOVIMENTAÇÃO BIDIMENSIONAL DAS BARRAS TRANSVERSAIS	32
2.4	CARACTERÍSTICAS TEXTURAIS E COMPOSICIONAIS DOS SEDIMENTOS	35
2.4.1	Parâmetros estatísticos.....	35
2.4.2	Parâmetros morfoscópicos (arredondamento e esfericidade)	37
2.4.3	Composição dos sedimentos.....	38
3	CARACTERIZAÇÃO REGIONAL E ÁREA DE ESTUDO	40
3.1	CARACTERIZAÇÃO REGIONAL.....	40
3.1.1	Hidrografia.....	43
3.1.2	Clima.....	44
3.1.3	Aspectos Oceanográficos.....	45
3.1.3.1	Ondas	45
3.1.3.2	Marés	46
3.1.3.3	Correntes.....	46
3.2	ASPECTOS GEOLÓGICOS.....	47
3.2.1	Geologia Regional	47
3.2.2	Geologia da Área de Estudo	48
4	MATERIAIS E MÉTODOS	53
4.1	MATERIAIS.....	53
4.1.1	Imagens de satélite multitemporais.....	55
4.1.2	Levantamento aerofotogramétrico espaço-temporal com Sistema de Aeronave Remotamente Pilotada (SARP)	55
4.1.3	Levantamentos temporais GNSS (topografia e pontos de controle).....	57
4.1.4	Dados de ondas e ventos.....	58

4.1.5	Dados Sedimentológicos.....	59
4.2	PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS	60
4.2.1	Georreferenciamento das imagens de satélite.....	61
4.2.2	Processamento Structure from Motion (SfM)	61
4.2.3	Mapeamento multitemporal da linha de costa e das barras a médio e curto prazos	62
4.2.4	Taxa de variação da linha de costa	63
4.2.5	Condições de ondas e ventos	64
4.2.6	Análises morfológicas.....	64
4.2.6.1	Modelos digitais de terreno (MDT)	64
4.2.6.2	Perfis de praia	65
4.2.6.3	Volume de sedimentos e balanço sedimentar	655
4.2.7	Análises sedimentológicas.....	655
4.2.7.1	Análise granulométrica e estatística	65
4.2.7.2	Análise morfoscópica	67
4.2.7.3	Análise composicional.....	67
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	68
5.1	CONDIÇÕES DE ONDAS E VENTO	68
5.2	VARIAÇÕES DA LINHA DE COSTA E DAS BARRAS TRANSVERSAIS.....	70
5.2.1	Comportamento da linha de costa e das barras transversais a médio prazo	70
5.2.2	Comportamento da linha de costa e das barras transversais a curto prazo	75
5.2.3	Comportamento e interação da linha de costa e das barras transversais	77
5.3	ASPECTOS MORFOLÓGICOS	82
5.3.1	Modelos digitais de terreno (MDT) e balanço sedimentar	82
5.3.2	Perfis de praia e das barras transversais.....	88
5.3.3	Discussões.....	93
5.4	ASPECTOS SEDIMENTOLÓGICOS	94
5.4.1	Características granulométricas	94
5.4.2	Características morfoscópicas.....	100
5.4.3	Características composicionais	103
5.4.4	Discussões.....	108
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS	113
	REFERÊNCIAS.....	115

1 INTRODUÇÃO

As barras transversais são feições geomorfológicas orientadas perpendiculares ou quase perpendiculares à costa que aparecem com notável ritmicidade geradas a partir de acumulações de sedimentos (SHEPARD, 1952; PÉLLON et al., 2014). Esse tipo de barras foi identificado em diversos ambientes costeiros e com uma grande diversidade de características (TANNER, 1960; NIEDORODA & TANNER, 1970; NIEDORODA, 1972; GREENWOOD & DAVIDSON-ARNOTT, 1978; GELFENBAUM & BROOKS, 2003; RIBAS & KROON, 2007; LEVOY et al., 2013; RIBAS et al., 2014; PÉLLON et al., 2014; FALQUÉS et al., 2021).

O tipo de barra transversal mais documentado e conhecido 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 acentuados canais de correntes de retorno entre elas.

Greenwood & Davidson-Arnott (1978) classificaram as barras transversais, primordialmente descritas por Niedoroda & Tanner (1970), como sendo barras que possuem alturas entre 0,2 a 0,75 m e comprimentos de até 100m, retilíneas, simétricas ou assimétricas orientadas perpendicularmente à linha de costa, sendo localizadas na antepraia, essencialmente na zona entre-marés. A origem das barras estaria relacionada ao regime de onda de baixa energia e os processos de formação estão associados ao espriamento das ondas na região da face praial, principalmente ondas do tipo deslizante, comum em praias com baixa declividade. Uma vez formadas, as barras transversais modificam as ondas, correntes e o modo de transporte dos sedimentos na costa e vice-versa (NIEDORODA, 1972). Isso ocorre, pois 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 (NIEDORODA, 1972; GELFENBAUM & BROOKS, 2003).

A ocorrência das barras transversais está limitada a áreas com baixa média anual de altura de onda e, geralmente, caracterizadas por abundante suprimento de sedimentos. 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).

O litoral de Pernambuco, localizado na região Nordeste do Brasil, é caracterizado pela presença de recifes na antepraia em toda sua extensão (PEREIRA et al., 2016), bem como,

barras transversais na antepraia no litoral norte do estado (MACÊDO, 2015). No litoral do município de Goiana, norte do estado, a presença das barras transversais é intensificada, tendo sido previamente observadas e documentadas por Macêdo (2015) e Oliveira (2017). Segundo Macêdo (2015), as 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 dos autores supracitados 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 e interpretar as interações das barras com a praia e com a linha de costa ao longo do tempo e do espaço.

O estudo da interação praia-antepraia é essencial para o entendimento da dinâmica dos ambientes costeiros modernos e antigos. Do ponto de vista geológico, as características morfodinâmicas são de elevado interesse pois levam a compreensão de padrões rítmicos deposicionais que, por sua vez, podem ser preservados e detectados na estratigrafia dos depósitos e, assim, fornece informações sobre a evolução de longo prazo da costa.

Compreender a dinâmica de feições rítmicas ao longo da costa, tais como barras transversais, aumenta o conhecimento geral sobre os processos costeiros e, assim, a capacidade de prever a evolução a curto e longo prazo (erosão/acreção) da zona costeira. Ademais, o mapeamento da migração de barras transversais é pouco documentado na literatura nacional e internacional. Sendo assim, os dados e a análise apresentados neste trabalho são fundamentais para suprir lacunas do conhecimento, aumentando a compreensão não só sobre a interação praia e antepraia mas também sobre processos morfosedimentares associados às barras transversais.

1.1 HIPÓTESE

A hipótese desta tese de doutoramento é de que as barras transversais influenciam de forma direta a dinâmica, sedimentologia e morfologia da praia e da linha de costa no litoral de Goiana, norte de Pernambuco.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Geral

Compreender a interação morfológica e sedimentológica entre a praia e as barras transversais e sua influência no comportamento da linha de costa em uma região costeira tropical de baixa energia (litoral do município de Goiana, norte de Pernambuco).

1.2.2 Específicos

- Investigar a migração das barras transversais a médio e curto prazos;
- Identificar a influência ou não das barras transversais na dinâmica da praia e da linha de costa;
- Investigar a variação da linha de costa a médio e curto prazos;
- Analisar a dinâmica morfossedimentar da praia e das barras transversais a curto prazo;
- Analisar as características texturais e composicionais dos sedimentos associando-as aos processos de migração das barras transversais.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 ESTADO DA ARTE ACERCA DAS BARRAS TRANSVERSAIS

Barras transversais são feições geomorfológicas formadas a partir da acumulação de sedimentos e se encontram orientadas perpendicular (SHEPARD, 1952) até com alto ângulo de inclinação com relação à costa (NIEDORODA, 1972) que aparecem com notável ritmicidade ao longo das praias (PÉLLON et al., 2014). Shepard (1952) definiu barras transversais como “...as barras que se estendem em ângulos retos com relação à linha de costa”. Além disso, ele afirmou que, “...elas foram descritas anteriormente em outro lugar como ‘*sand waves*’...e como ‘ondas gigantes’..., mas esses termos falham ao indicar sua relação importante com a linha de costa”. Elas foram identificadas em muitos tipos de ambientes e têm sido observadas com uma grande gama de características (PÉLLON et al., 2014). De uma forma geral, as barras transversais são comuns ao longo de praia arenosas com regime de baixa a moderada energia de onda onde o suprimento de sedimento é abundante, de granulometria mais grossa (NIEDORODA, 1972) e a antepraia levemente inclinada (NIEDORODA & TANNER, 1970). Entretanto, a antepraia não deve ser tão suave quanto aquelas encontradas em regiões onde se formam múltiplas barras arenosas paralelas (NIEDORODA, 1972). Adicionalmente, as barras transversais se desenvolvem melhor em regiões com regime de micro- a mesomaré pois, podem ser modificadas ou retrabalhadas em regime de macromaré (NIEDORODA, 1972).

Como as barras transversais são mais comumente encontradas em regiões de baixa energia a sua ocorrência está limitada a áreas de baixa média anual de quebras de ondas, sendo mais restritas a regiões como: (1) detrás de ilhas barreiras, (2) em estuários, baías e lagunas e, (3) e ao longo de costas abertas protegidas e de baixa energia (TANNER, 1960; NIEDORODA, 1972). Feições similares, tais como barras rítmicas e dunas subaquosas (*sand waves*) se desenvolvem em costas de alta energia. Entretanto, essas feições não devem ser consideradas como barras transversais (NIEDORODA, 1972) devido às diferenças no mecanismo e processos de formação.

As barras transversais podem ser classificadas utilizando muitos critérios tais como: geometria (escala de comprimento, orientação com relação à linha de costa, etc.), sua dinâmica (tempo de formação, migração) ou seu ambiente hidro-morfológico (PÉLLON et al., 2014). Em cada ponto onde a barra se conecta à praia uma longa feição cuspidada é desenvolvida na face de praia, porém, não é considerado uma cúspide (NIEDERODA & TANNER, 1970; MUJAL-COLLILES et al., 2019). Evans (1938) afirma que a existência de uma feição cuspidada no

ponto de conexão praia-barra indica que o sedimento é transportado ao longo da barra até a praia. Ademais, a presença de cúspides e barras transversais implica em erosão da linha de costa em suas reentrâncias (RIBAS et al., 2015).

O tipo de barra transversal mais documentado e observado é provavelmente o tipo “TBR” (*Transverse Bars and Rips* - Barras Transversais e Correntes de Retorno) descrito por Wright & Short (1984), que impõe uma forma cuspidada na linha de costa, às vezes chamados de mega-cúspides (THORNTON et al., 2007). As barras transversais do tipo *finger bars* diferem do tipo TBR por não estarem associadas às correntes de retorno, não emergem *offshore* como uma feição batimétrica e se assume que se formam “sozinhas”. Elas possuem longas cristas, ou seja, seu comprimento transversal ao longo da costa é geralmente maior do que seu comprimento de onda (FALQUÉS, 1989; PÉLLON et al., 2014). Segundo Péllon et al. (2014) existem quatro tipos de *fingers bars* (Tabela 1):

Tipo 1 – Barras transversais e correntes de retorno (*Transverse Bar and Rip* – TBR) descrito por Wright & Short (1984). São barras tipicamente extensas e com cristas curtas comumente encontradas em praias abertas sob condições de onda de média energia. As barras do tipo TBR têm origem associada aos pontos de nó de barras crescentes nas praias, ou seja, seus espaçamentos estão relacionados às barras crescentes pré-existent.

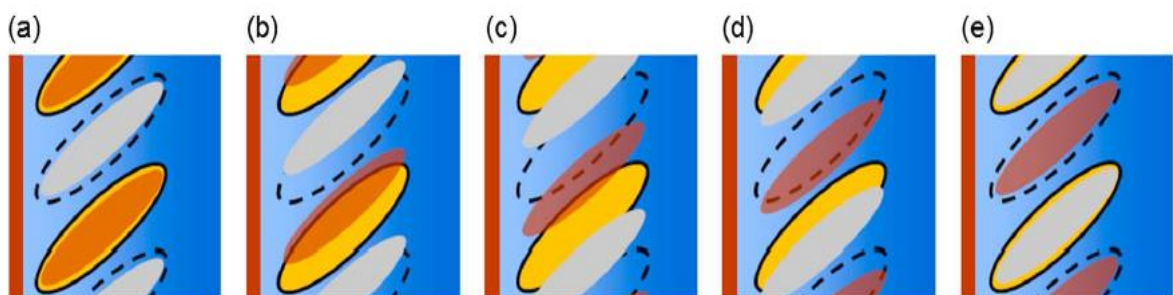
Tipo 2 – Barras transversais de média energia (*Medium Energy Finger Bars*). São barras transversais que por vezes são encontradas em praias abertas de micromaré sob condições de energia de onda média e sempre coexistem com barras paralelas à costa (ou barras crescentes). Adicionalmente, as MEFB são feições efêmeras, ou seja, apresentam tempo de residência da ordem de 1 dia a 1 mês e possuem comprimentos de onda (L) ~15 a 200 m. Essas barras foram descritas por Konicki & Holman (2000), Ribas & Kroon (2007) e Ribas et al. (2014). Ribas & Kroon (2007) e Ribas et al. (2014) mostraram que as barras estão ligadas à presença de ondas incidentes obliquamente que criam uma corrente ao longo da costa significativa e que são orientadas no sentido da contra-corrente.

Tipo 3 – Barras transversais de baixa energia (*Low Energy Finger Bars*): aparecem em ambientes de energia de onda muito baixa com uma pista limitada (< 10 km) com comprimentos de onda de cerca de 10 m e comprimento ao longo da costa de 10 a 100 m (BRUNNER & SMOSNA, 1989). Essas barras são estritamente normais à costa, mas parecem ser orientadas, com relação ao transporte de sedimentos, no sentido da corrente, o que é o oposto das barras transversais em praias de média energia (segundo tipo supracitado). As barras transversais de baixa energia foram descritas por Falqués (1989); Brunner & Smosna (1989) e Péllon et al. (2014).

Tipo 4 – Barras transversais de grande escala (*Large-Escale Finger Bars*). Esse tipo de barra transversal foi identificado primeiramente por Niedoroda & Tanner (1970). São consideradas barras de longa escala por conta de suas longas cristas (~ 1 km) com comprimentos de onda da ordem de ~ 100 m. As barras transversais aparecem em ambientes de baixa energia de onda (altura média $< 0,5$ m) em praias muito amplas (~ 1 km) com declividade suave (1 m a menos de 0,5 m). Adicionalmente, são feições orientadas perpendiculares à costa ou pouco oblíquas, em ambientes de micro- a macro-marés (GELFENBAUM & BROOKS, 2003; LEVOY et al., 2013). Tendem a ter um espaçamento quase regular que é geralmente menor que o seu comprimento e são usualmente orientadas com seus eixos longos direcionados aproximadamente na direção das ondas médias anuais (NIEDORODA, 1972).

Dada uma característica morfológica consistindo em barras e calhas alternadas ao longo da costa, a Figura 1 mostra quais padrões de erosão/deposição produziria (a) crescimento puro, (b) crescimento e migração a jusante, (c) migração a jusante (*downdrift*) pura, (d) decaimento e migração a jusante, e (e) decaimento puro da feição. Dessa forma, existe também uma classificação alternativa de barras transversais com base em sua orientação, uma propriedade importante que depende dos principais processos atuantes e da inclinação da praia defronte as barras (RIBAS et al., 2015; Tabela 2). Sendo assim, as barras são classificadas em três tipos: (i) barras transversais perpendiculares à costa: aparecem em praias de baixa declividade; (ii) barras transversais oblíquas no sentido da corrente: são comuns em praias com inclinações suaves (eg. terraços de baixa-mar) e; (iii) barras transversais orientadas no sentido contra-corrente: aparecem em praias com declives maiores (0,02–0,04) (Ribas et al., 2014). A figura 2 exemplifica os diferentes tipos de barras transversais de acordo com sua inclinação.

Figura 1 - Padrões de erosão/deposição produzindo (a) crescimento puro, (b) crescimento e migração a jusante, (c) migração pura a jusante, (d) decaimento e migração a jusante, e (e) decaimento puro da feição morfológica consistindo em um sistema rítmico de barras e cavas. As barras estão plotadas em amarelo e as cores marrom e cinza representam as áreas com acreção ou erosão, respectivamente. As linhas pontilhadas correspondem a posições passadas e futuras das barras transversais



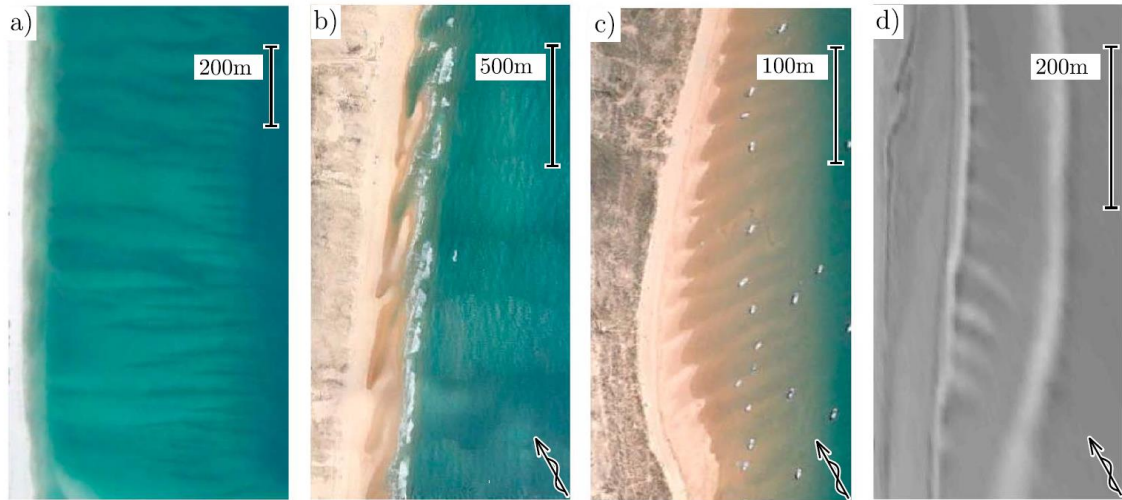
Fonte: Ribas et al. (2015).

Tabela 1 – Classificação de barras transversais de acordo com: (i) energia de onda do ambiente, (ii) comprimento da barra (comprimento de onda e extensão) e (iii) razão entre comprimentos por Péllon et al. (2014)

TIPO	ENERGIA DE ONDA	COMPRIMENTO DE ONDA	EXTENSÃO TRANSVERSAL	RAZÃO (COMPRIMENTO DE ONDA – EXTENSÃO)	REFERÊNCIAS
(1) TBR	Média a alta	75–750 m	< 150 m	< 0,5	Wright & Short (1984) MacMahan et al. (2005) Holman et al. (2006)
(2) Barras transversais de média energia	Média	15–200 m	< 100 m	~ 1	Konicki & Holman (2000) Ribas & Kroon (2007) Ribas et al. (2014)
(3) Barras transversais de baixa energia	Baixa	15–80 m	40–250 m	2–3	Falqués (1989) Brunner & Smosna (1989) Péllon et al. (2014).
(4) Barras transversais de larga escala	Baixa a média	50–500	Até 1000 m	2–4	Niedoroda & Tanner (1970) Gelfenbaum & Brooks (2003) Levoy et al. (2013)

Fonte: A Autora (2023).

Figura 2 - Exemplos de barras transversais observadas com diferentes orientações: (a) barras transversais de grande escala normais à costa em Anna Maria Island, EUA, (b) barras do tipo TBR orientadas no sentido da corrente na costa atlântica da França,; (c) barras transversais de baixa energia orientadas no sentido da corrente em El Puntal, Santander, Espanha, e (d) barras transversais de média energia orientadas no sentido contra-corrente em Noordwijk, Holanda (imagem de vídeo com exposição temporal)



Fonte: Ribas et al. (2015).

Tabela 2 – Classificação de barras transversais de acordo com: (i) orientação, (ii) declividade da praia e (iii) principais processos costeiros atuantes

ORIENTAÇÃO	TIPO	DECLIVIDADE DA PRAIA	PRINCIPAIS PROCESSOS ATUANTES	REFERÊNCIAS
Perpendicular à costa	(1)	0,01	Quebra de onda	MacMahan et al. (2005)
	(4)	0,003	Refração de onda	Niedoroda & Tanner (1970)
No sentido da corrente (downcurrent)	(1)	0,01	Quebra de onda	Castelle et al. (2006)
	(3)	0,015	Corrente longitudinal	Brunner & Smosna (1989)
			Quebra de onda Ventos oblíquos	Péllon et al. (2014).
No sentido contra-corrente (upcurrent)	(2)	0,02–0,04	Quebra de onda	Ribas & Kroon (2007)
			Corrente longitudinal	Ribas et al. (2014)

Fonte: Modificado de Ribas et al. (2015).

2.2 TEORIAS SOBRE OS MECANISMOS DE FORMAÇÃO DAS BARRAS TRANSVERSAIS

A origem e os mecanismos de formação de feições rítmicas costeiras ao longo da costa, tais como as barras transversais, têm intrigado os cientistas há muito tempo. Sua morfologia evidente e relativamente regular, juntamente com seu espaçamento ao longo da costa sugere que algum processo físico ocorre nessa escala de comprimento específica (MUJAL-COLILLES et al., 2019). Na zona de surfe, as barras arenosas são uma proteção natural da praia: as ondas

dissipam parte de sua energia nas barras, podendo também as barras fornecerem sedimentos para a praia ao migrarem no sentido do continente (RIBAS et al., 2015).

Durante as décadas de 1980 e 1990 a formação de feições rítmicas, tais como as barras transversais, eram comumente concebidas como sendo causadas por modelos padrões de hidrodinâmica, nos quais os padrões morfológicos rítmicos são forçados apenas por ondas de borda (*edge waves*) (HOLMAN & BOWEN, 1982). No entanto, tal teoria dificilmente se mostra consistente com as observações em campo pois a teoria desse modelo negligencia as interações entre a hidrodinâmica e o nível de fundo (COCO & MURRAY, 2007). Além disso, no caso da incidência de ondas oblíquas, as ondas de borda são progressivas e causariam um padrão de fluxo não estacionário que se move muito mais rápido do que as barras transversais migram no sentido do fluxo (RIBAS et al., 2015).

Nas últimas duas décadas, outras hipóteses foram preferencialmente adotadas. Uma primeira distinção deve ser feita entre as barras do tipo TBR, que se formam a partir da soldagem até a costa de uma barra crescente anterior (GARNIER et al., 2008), e as *finger bars*, que crescem a partir de condições uniformes ao longo da costa. Sabe-se que existe retroalimentação entre a morfologia em desenvolvimento e a hidrodinâmica (NIEDORODA & TANNER, 1970; NIEDORODA, 1972; COCO & MURRAY, 2007). Isso foi demonstrado para barras crescentes (FALQUÉS et al., 2000; GARNIER et al., 2008), barras transversais (RIBAS et al., 2003, 2012) e cúspides praias (COCO & MURRAY, 2007) sendo conhecida como teoria da auto-organização (SONU, 1968).

Feições rítmicas são o resultado de ondas e correntes que erodem e transportam sedimentos exercendo tensões de cisalhamento no fundo oceânico. A convergência/divergência do transporte de sedimentos produz mudanças no nível do leito, que realimentam os campos de ondas e correntes (COCO & MURRAY, 2007). Verificar a explicação da auto-organização para feições rítmicas ao longo da costa precisa de levantamentos batimétricos frequentes e detalhados, juntamente com medições de correntes e ondas durante o tempo em que as características são incipientes. Como esse tipo de informação é muito escasso, fornecer dados detalhados e de alta qualidade sobre o desenvolvimento e dinâmica de morfologias rítmicas é fortemente valioso (MUJAL-COLILLES et al., 2019).

O estudo feito por Falqués et al. (1996) foi pioneiro e distinguiu a instabilidade leito-fluxo para se referir ao *feedback* positivo entre o fundo oceânico e a corrente longitudinal. Os estudos subsequentes (e.g. RIBAS et al., 2003; GARNIER et al., 2006; RIBAS et al., 2012) mostraram os mecanismos de auto-organização responsáveis pela formação de barras transversais perpendiculares ou oblíquas à costa com espaçamentos realistas.

Existem várias maneiras possíveis pelas quais esse sistema poderia se desenvolver inicialmente. Qualquer irregularidade aleatória na forma da inclinação da antepraia pode produzir uma pequena quantidade de convergência refrativa das ondas próximas à costa. Isso, por sua vez, pode iniciar um padrão de corrente fraco em torno da irregularidade inicial que transporta sedimentos para iniciar o crescimento da barra. Outra possibilidade é que alguma característica costa afora, como topografia de cristas e valas na plataforma continental ou um baixo costa afora, possa fazer com que as ondas sejam refratadas em um padrão de cruzamento longe da costa. À medida que esse padrão de cruzamento das cristas das ondas se move em direção à costa, manteria uma distribuição desigual da densidade de energia das ondas e, portanto, um derrame de ondas desigual na região próxima à costa. As ondas em derrame dariam então origem a “giros” de correntes horizontais sobre a antepraia que poderiam causar o desenvolvimento de barras transversais (NIEDORODA, 1972).

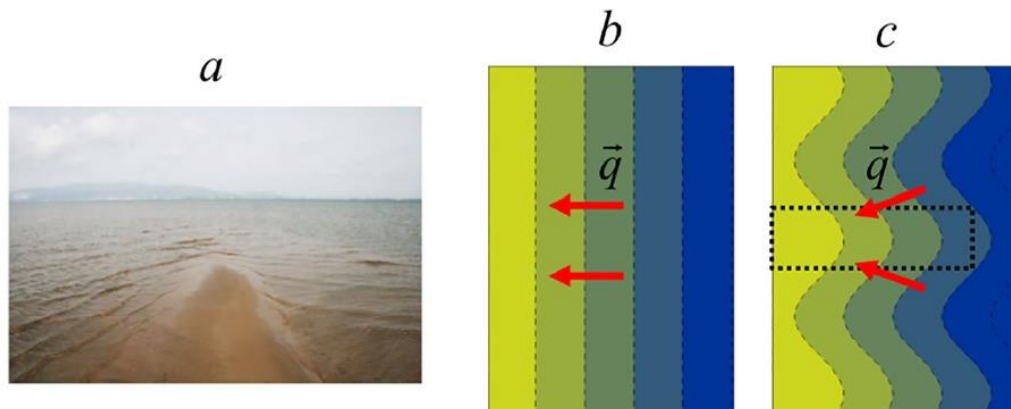
Dessa forma, as barras transversais causam e, por sua vez, são causadas por uma componente distinta de corrente próxima à costa que resulta de uma transferência de momento das ondas em derrame sobre a barra gerando um nível de superfície médio elevado sobre as barras. As correntes associadas a estes bancos de areia resultam de gradientes do nível médio da superfície que não são opostos por gradientes iguais e opostos da tensão de radiação devido às ondas. O sistema de equilíbrio das barras transversais de transporte de sedimentos por correntes de ondas pode ser iniciado em áreas com antepraias levemente inclinadas, iniciando-se em qualquer parte do sistema (NIEDORODA, 1972).

Barras perpendiculares e oblíquas à costa normalmente surgem em perfis de terraços com declives suaves sob condições de ondas normais e oblíquas. As ondas dissipam sua energia lentamente através de uma ampla zona de surfe com a amplitude da velocidade orbital da onda diminuindo no sentido da costa ao longo da zona de arrebentação. No caso de incidência de ondas oblíquas, também é gerada uma corrente ao longo da costa, que normalmente tem um máximo (C_0) em algum lugar no meio da zona de arrebentação (RIBAS et al., 2015). Por outro lado, as barras orientadas no sentido contra-corrente ocorrem nas partes mais íngremes dos perfis, seja na zona interna de arrebentação ou no lado oceânico das barras. Em tal situação, as ondas incidentes quebram sobre a barra, em seguida, se reformulam sobre a cava e, finalmente, quebram novamente na zona de arrebentação interna (RIBAS et al., 2015).

Normalmente, as ondas refratam na proximidade das barras e as cristas das ondas se cruzam sobre as barras concentrando sua energia lá (Figura 3). Esse processo, muito perceptível, já foi descrito por Niedoroda & Tanner (1970) como um processo importante para a formação e manutenção de barras transversais. As barras transversais fazem com que as ondas

próximas à costa sejam refratadas em um padrão de convergência e cruzamento das cristas de onda sobre os eixos das barras e, uma divergência das cristas de ondas entre as barras (NIEDORODA & TANNER, 1970; NIEDORODA, 1972). Isso resulta na produção de uma zona de ondas em derrame (*spilling*) ao longo de um comprimento de cada barra e pouco ou nenhum derrame das cristas de onda entre as barras até que as cristas de onda estejam muito próximas da praia (NIEDORODA & TANNER, 1970; NIEDORODA, 1972).

Figura 3 - O mecanismo de instabilidade morfodinâmica formador das barras transversais: (a) foco de onda por um banco de areia transversal à costa devido a refração topográfica na praia em El Trabucador, Espanha, (b) transporte líquido de sedimentos no sentido da costa ($\bar{q}$), e (c) rotação do fluxo de sedimentos pelos contornos batimétricos e convergência de sedimentos sobre os bancos (dentro do retângulo pontilhado). Nos painéis (b) e (c), amarelo e azul as cores significam águas rasas e profundas, respectivamente



Fonte: Falqués et al. (2021).

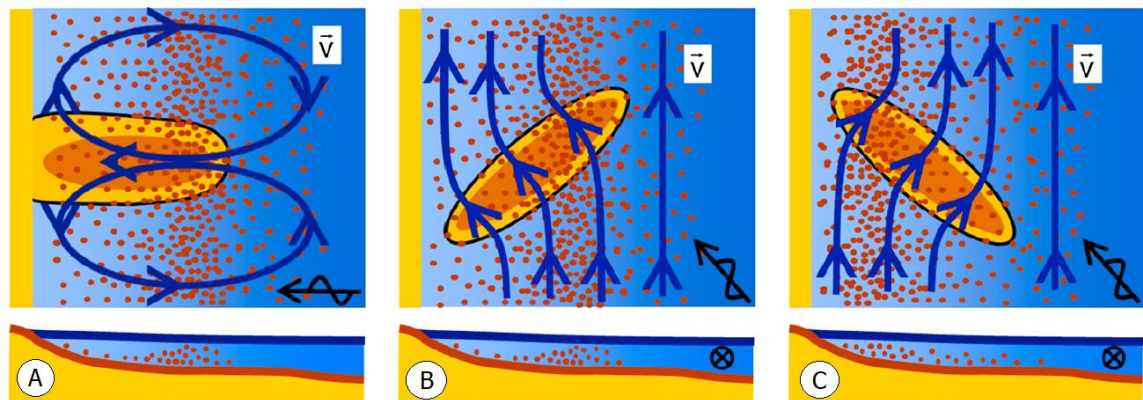
2.3 MOVIMENTAÇÃO BIDIMENSIONAL DAS BARRAS TRANSVERSAIS

A circulação horizontal que ocorre sobre barras transversais incipientes depende da orientação das barras. Tal circulação é bem estabelecida para as barras do tipo TBR, e é o mesmo tipo de circulação de corrente de retorno que ocorre sobre barras crescentes. A corrente de retorno flui em direção ao oceano nas cristas entre as barras (seja perpendicular à costa ou orientada no sentido da corrente) e as correntes no sentido da costa são observadas sobre as barras (WRIGHT & SHORT, 1984; MACMAHAN et al., 2006).

Para o caso de barras transversais de grande escala e barras transversais de baixa energia, observações das correntes induzidas são escassas (e.g. NIEDORODA & TANNER, 1970), mas indicam o mesmo tipo de circulação das barras TBR. Em barras transversais perpendiculares à costa existe uma corrente *onshore* sobre a crista da barra, que diverge próximo da praia e flui em direção ao oceano através das calhas, similar a uma corrente de retorno (NIEDORODA & TANNER, 1970; NIEDORODA, 1972; FALQUÉS, 1989). No caso de barras transversais

oblíquas à costa, que sempre coexistem com uma corrente ao longo da costa significativa, outros processos hidrodinâmicos ao longo da costa podem existir. Devido às forças de atrito e conservação de massa, as correntes experimentam uma deflexão no sentido do oceano sobre as barras orientadas no sentido da corrente e uma deflexão para a costa sobre as barras orientadas no sentido contra-corrente (RIBAS et al., 2015) (Figura 4).

Figura 4 - Esboço do mecanismo de formação de barras transversais: (a) perpendiculares à costa, (b) orientadas no sentido da corrente e (c) orientadas no sentido contra-corrente



Fonte: modificado de Ribas et al. (2015).

A zona de convergência e cruzamento das ondas sobre o eixo da barra se alonga e a intensidade da refração aumenta à medida que a profundidade da água diminui. A concentração de energia sobre a barra, devido à refração, é equilibrada por uma divergência de fluxo correspondente da energia da onda sobre os flancos da barra (NIEDORODA & TANNER, 1970). A forma sinuosa de muitas das ondas ortogonais indica que, uma vez que um segmento de onda é refratado em direção ao eixo da barra, a energia associada ao segmento de onda adjacente não sai do topo da barra. À medida que a onda passa sobre o eixo da barra, ela se move em direção a águas progressivamente mais profundas e, portanto, é refratada de volta ao eixo da barra (NIEDORODA & TANNER, 1970).

Experimentos de campo pioneiros realizados por Niedoroda (1972) mostraram que existe uma corrente discreta próximo à costa nas vizinhanças das barras transversais. Esse sistema de corrente é sutil e quase imperceptível durante a maré alta, mas é possível percebê-lo à medida que a maré baixa. O sistema de corrente consiste em uma corrente relativamente forte direcionada para a praia sobre a porção mais distal do eixo da barra. A corrente retorna em direção ao mar como um fluxo lento sobre as áreas mais amplas entre as barras. A existência desta componente de corrente costeira é obviamente um fator importante na origem e funcionamento destas barras. (NIEDORODA, 1972).

Acredita-se que há uma transferência de momento das ondas em derrame sobre a barra transversal gerando um aumento do nível médio da superfície sobre a porção distal (*offshore*) da barra, o que resulta em uma inclinação para baixo, em direção à praia, do nível médio da superfície sobre a porção proximal da barra transversal. É esta variação do nível médio de superfície que impulsiona as correntes ao longo da barra em direção à praia e, eventualmente impulsiona as “correntes de retorno” entre as barras. Todo o sistema de correntes se desenvolve a partir do momento transferido das ondas em derrame sobre as barras (NIEDORODA, 1972). Cada barra transversal atua como uma “lente de foco” para o avanço das ondas, controlando a refração de ondas de tal forma que: (1) a barras transversal é mantida; (2) o sedimento é transportado ao longo do eixo da barra e; (3) um padrão de circulação sutil é estabelecido, através do qual a água é transportada no sentido do oceano para a zona de surfe, sem correntes de retorno (NIEDORODA & TANNER, 1970; FALQUÉS, 1989; FALQUÉS et al., 2021). Tanner (1960) notaram zonas de convergência e divergência de ondas devido à refração sobre as barras, sendo que a zona de convergência está localizada sobre a crista.

Em áreas onde as barras transversais são numerosas e bem desenvolvidas, o transporte no sentido da costa e no sentido costa afora de sedimentos ao longo do eixo da barra pode ser mais importante do que o transporte por corrente de deriva litorânea (NIEDORODA & TANNER, 1970; NIEDORODA, 1972). Trabalhos de campo indicam que as barras causam refração de ondas rasas sendo que a energia das ondas aumenta sobre as barras e diminui entre as barras. A fricção de fundo reduz a energia das ondas mais rapidamente sobre a crista do que na cava adjacente. No entanto, se a barra for relativamente pequena essa perda de energia por fricção de fundo tem efeito mínimo (NIEDORODA & TANNER, 1970).

A forma das barras transversais faz com que as ondas sejam refratadas e quebrem na forma deslizante. A mudança do fluxo de momento devido ao escorregamento das ondas causa um componente distinto de corrente próxima à costa. Mas então esse componente de corrente transporta o sedimento na taxa média no momento para manter a forma da barra transversal. A questão da origem deste sistema é realmente uma questão de como qualquer parte do sistema pode ser iniciada. Uma vez que parte do sistema tenha se desenvolvido, mesmo que em menor grau, o resto do sistema deve se desenvolver e se intensificar através de um sistema de retroalimentação positivo até que todo o sistema esteja em equilíbrio (NIEDORODA, 1972).

A corrente costeira é derivada das ondas que se espalham sobre as barras transversais sendo capaz de transportar sedimento pelas ondas. Isso indica que essas barras estão em um estado de equilíbrio médio no tempo. O sedimento é movido para e ao longo das barras pelas correntes em um padrão e uma taxa que é ajustada corretamente para manter as barras. Portanto,

as barras transversais atuam como “avenidas” de transporte de sedimentos para longe da praia ao longo de sua extensão (NIEDORODA, 1972). Segundo Mujal-Colliles *et al.* (2019), as ondas pequenas que se aproximam das barras sofrem forte refração, as cristas das ondas se voltam para a crista da barra e cruzam as cristas das ondas vindas do outro flanco da barra. Isso cria uma zona com pequenas quebras deslizantes sobre a crista da barra e uma corrente no sentido da costa bastante forte sobre a barra. Correntes de cerca de 0,35 m/s e mobilidade de sedimentos (principalmente carga de fundo) a ela associada foram observadas por Falqués (1989). Este processo foi claramente descrito por Niedoroda & Tanner (1970) e foi sugerido como um dos mecanismos de movimentação de algumas barras transversais.

Barras mais curtas causam uma corrente mais forte no sentido do oceano que se desenvolve sobre os eixos das barras. Barras mais longas causam um padrão mais complexo de corrente pois mantém uma corrente no sentido do continente sobre suas porções mais distais e uma corrente costa afora sobre suas porções mais proximais (NIEDORODA, 1972). Sobre as barras é comum a presença de *ripples* assimétricas, ausência de vegetação e/ou marcas horizontais do nível d’água indicando a descida descontínua da maré (BRUNER & SMOSNA, 1989). A presença das barras também pode criar uma linha de costa cuspidada (BRUNER & SMOSNA, 1989).

2.4 CARACTERÍSTICAS TEXTURAIS E COMPOSICIONAIS DOS SEDIMENTOS

2.4.1 Parâmetros estatísticos

De uma forma geral, as características texturais dos sedimentos podem ser referidas como sendo um conjunto de estatísticas descritivas de uma distribuição granulométricas associadas a medidas de tendência central (mediana, média e desvio padrão) ou caudais (assimetria e curtose) (PONÇANO, 1986). Os parâmetros granulométricos estatísticos incluem a média (tamanho do grão), desvio padrão (selecionamento), assimetria e curtose (FOLK & WARD, 1957; SUGUIO, 1973; BRIGGS, 1977)

O diâmetro médio ou tamanho do grão consiste no tamanho médio das partículas (FOLK & WARD, 1957). Segundo Martins (2003), a granulometria dos sedimentos de praia, em geral, varia de areia muito fina a média, enquanto a granulometria dos sedimentos fluviais varia de areia média a grossa. Porém, quando a oferta de sedimentos é muito grande, a praia pode ser composta tanto por areia e cascalho (seixo, grânulo), como por silte (FRIEDMAN, 1967). Davis Jr & FitzGerald (2004) afirmam que os sedimentos finos (lama) tendem a se acumular em

ambientes de baixa energia de ondas, enquanto os sedimentos tamanho areia tendem a se acumular em ambientes de alta energia de ondas. A atuação de eventos de tempestade, no entanto, pode alterar temporariamente a energia do ambiente, favorecendo a deposição momentânea de sedimentos mais grossos (KOMAR, 1998).

O selecionamento ou grau de seleção é uma medida de dispersão da amostra, ou seja, o desvio padrão da distribuição de tamanho (BRIGGS, 1997). Sedimentos bem selecionados implicam em grãos com pequena dispersão dos seus valores granulométricos e sedimentos pobremente selecionados indicam o inverso (NICHOLS, 2009). Em uma praia, o grau de seleção reflete as características dos sedimentos que são transportados para a zona costeira e seu posterior retrabalhamento pela ação dos agentes costeiros (ondas, marés, ventos, etc.) (NEAL et al., 2007). Martins (2003) afirma que os sedimentos de praia, em geral, são moderadamente a bem selecionados, enquanto os sedimentos fluviais são pobremente a moderadamente selecionados e os sedimentos eólicos são bem a muito bem selecionados.

O selecionamento dos grãos se processa pela ação de três processos (SUGUIO, 1973; BRIGGS, 1977): (i) a seleção local, que ocorre durante a deposição dos sedimentos, (ii) seleção progressiva, que ocorre durante o transporte, e ainda, (iii) junção de seleção local e progressiva, processo que seria o mais comum. Já durante o transporte ocorrem dois principais processos de seleção dos grãos: (i) deposição seletiva em função do seu tamanho, forma e densidade, e (ii) destruição de certos materiais, que tem relação com a sua resistência a agentes intempéries (BRIGGS, 1977). Ademais, o selecionamento depende de três fatores principais: (i) tamanho dos grãos que são fornecidos para o ambiente deposicional; (ii) retrabalhamento durante a deposição (FOLK, 1978), que no ambiente praial é resultado da ação de ondas, marés e espraçamento (DAVIS JR & FITZGERALD, 2004) e; (iii) frequência e energia das correntes (FOLK, 1978).

A assimetria representa o grau de deformação da curva de frequência simples para a direita (positiva) ou para a esquerda (negativa), analisando-se a relação entre a moda, a média e a mediana (DIAS, 2004). A assimetria é um parâmetro intrínseco ao ambiente de deposição e areias de praia têm assimetria negativa, enquanto areias de rios e dunas, assimetria positiva (DUANE, 1964; MARTINS, 1965; FRIEDMAN 1961). A assimetria positiva ocorre devido à capacidade do agente de transporte ter um fluxo unidirecional, característico de ambiente eólico e fluvial. Já a assimetria negativa é causada pela remoção da cauda de grãos finos da curva de distribuição através do joeiramento ou adição de material grosso (FRIEDMAN, 1961; MARTINS, 2003). Adicionalmente, a assimetria negativa indicaria a prevalência do processo de erosão característico de ambientes de mais alta energia, como praias, entradas de marés e

regiões litorâneas (DUANE, 1964). Entretanto, Cronan (1972) diz que essa interpretação não deve ser feita para sedimentos fortemente polimodais. Por outro lado, acredita-se que a assimetria negativa em sedimentos praias ocorre onde somente a ação de ondas e correntes costeiras (DUANE, 1964).

A curtose consiste no grau de achatamento de uma curva em relação à curva de distribuição normal e pode ser classificada como: platicúrtica (achatada), mesocúrtica (normal) ou leptocúrtica (alongada) (ANDRIOTTI, 2003). As variações na curtose das curvas de distribuição podem ser, em geral, associadas ao grau de polimodalidade dos sedimentos. Os valores de curtose muito altos ou muito baixos sugerem que um tipo de material foi transportado de uma determinada área-fonte e depositado sem perder suas características originais (FOLK & WARD, 1957; SUGUIO, 1973; PONÇANO, 1986). Quando existe apenas uma fonte de sedimentos, a curva tende a ser unimodal, ou seja, com valores de curtose próximos de 1 (um), ou seja, leptocúrtica (CRONAN, 1972). Por outro lado, quando existem diferentes fontes, cada fonte de sedimentos possuirá uma população que representará uma moda na curva de distribuição tornando a curva mesocúrtica a platicúrtica (CRONAN, 1972), ou seja, mistura de sub-populações (EMERY, 1978; MARTINS, 2003). As misturas de sedimentos praias e sedimentos fluviais ou, ainda, de sedimentos terrígenos e bioclásticos exemplificam essa situação (JESUS et al., 2014). Devido ao alto retrabalhamento pelas ondas e correntes, os sedimentos praias, em geral, possuem curvas leptocúrticas, enquanto sedimentos eólicos, curvas mesocúrticas (MARTINS, 2003). Adicionalmente, as curvas leptocúrticas são indicativas de ambientes de maior energia de ondas e correntes, com maior movimentação dos sedimentos. Por outro lado, as curvas platicúrticas indicam ambientes de baixa energia, com menor movimentação de sedimentos (BARROS et al., 2008).

Dessa forma, os parâmetros estatísticos refletem os processos de transporte e deposição dos sedimentos, como: deposição seletiva, abrasão, remoção seletiva e mistura de sedimentos bem como o modo e a intensidade do agente de transporte (FRIEDMAN, 1961; GAO & COLLINS, 1994).

2.4.2 Parâmetros morfooscópicos (arredondamento e esfericidade)

O arredondamento de uma partícula refere-se à suavidade de suas bordas e cantos (BEAL & SHEPARD, 1956; REINECK & SINGH, 1973). O arredondamento pode indicar a proximidade ou não da rocha-fonte e, ainda, fornecer informações relativas aos processos de transporte (meio e modo de transporte) (REINECK & SINGH, 1973). O processo de

arredondamento dos grãos é ativo no transporte por tração, porém em sedimentos transportados por suspensão esse processo é ineficiente (BRIGGS, 1977). Sedimentos tamanho seixo, grânulo e areia grossa tendem a possuir melhor arredondamento do que as areias mais finas e siltes (REINECK & SINGH, 1973).

Durante o transporte, os processos de atrito e moagem são mais ativos no ambiente praias, pois a energia total é, geralmente, mais elevada do que no ambiente fluvial. Portanto, os sedimentos praias tendem a ser muito mais arredondados do que os sedimentos fluviais. Na zona de arrebentação e de surfe, os sedimentos de praia são submetidos a uma considerável abrasão tornando-se mais arredondados (HARDISTY, 1990). Os sedimentos praias são constituídos por uma grande quantidade de grãos de quartzo que ocorrem como grãos equidimensionais, o que resulta em um maior arredondamento (BRIGGS, 1977).

A esfericidade refere-se ao grau em que uma partícula se aproxima de uma esfera perfeita de mesmo volume (REINECK & SINGH, 1973). É uma propriedade influenciada pela origem dos grãos, ou seja, é uma característica hereditária ou intrínseca do mineral na rocha-fonte (NICHOLS, 2009). Algumas rochas são constituídas por grãos minerais que são naturalmente alongados, como rochas metamórficas. Por outro lado, outros tipos de rochas apresentam grãos equidimensionais (SUGUIO, 1973; BRIGGS, 1977). No entanto, com a distância da área-fonte os grãos mais alongados podem se tornar mais esféricos durante o transporte (BRIGGS, 1977). Os sedimentos praias são essencialmente esféricos, pois são constituídos, predominantemente, por grãos de quartzo (HARDISTY, 1990).

2.4.3 Composição dos sedimentos

As praias podem ser compostas por uma ampla variedade de materiais (siliciclásticos ou carbonáticos) (KOMAR, 1998), porém, de uma forma geral, são constituídas pelos minerais mais resistentes (DEAN & DALRYMPLE, 2004). O mineral mais abundante nos sedimentos praias é o quartzo, por ser um mineral abundante na composição das rochas, resistente e quimicamente estável em condições superficiais (BRIGGS, 1977). Porém, outros componentes também podem estar presentes, como: feldspatos, micas, minerais máficos, minerais pesados, fragmentos líticos, além de bioclastos, minerais de argila e matéria orgânica detrítica (DIAS, 2004).

A composição dos sedimentos costeiros é dependente do material de origem e dos processos (principalmente ondas, marés e correntes) que modificam os sedimentos durante o

tempo (BIRD, 2008). A morfologia da praia é resultado da hidrodinâmica e do tipo de sedimento disponível (CALLIARI et al., 2003).

O elevado percentual de micas e feldspatos nos sedimentos praias pode indicar proximidade da rocha-fonte. Os minerais máficos e pesados podem fornecer informações sobre a proveniência dos sedimentos e o sentido do transporte longitudinal, uma vez que são depositados mais próximos da área-fonte (KOMAR, 1998). Os rios são os maiores agentes transportadores de sedimentos terrígenos para a zona costeira (DIAS, 2004). Os sedimentos que chegam à zona costeira são redistribuídos pela ação das ondas e correntes. Já os sedimentos bioclásticos se concentram em regiões costeiras com reduzido aporte de terrígenos e com maior atividade biológica (NICHOLS, 2009).

O comportamento hidráulico do material bioclástico carbonático difere do material siliciclástico devido à grande variedade de formas e densidades de grãos calcários (PILKEY et al., 1967). Uma interpretação adequada dos processos hidrodinâmicos em praias com sedimentos siliciclásticos e carbonáticos é geralmente problemática (PILKEY et al., 1967).

A plataforma continental do nordeste brasileiro é estreita e exibe uma profundidade rasa (PEREIRA et al., 2016). Com taxas baixas de sedimentação terrígena, na plataforma norte de Pernambuco predominam sedimentos carbonáticos como fragmentos de algas calcárias do gênero *Halimeda* (MELO et al., 2019).

3 CARACTERIZAÇÃO REGIONAL E ÁREA DE ESTUDO

Neste capítulo será apresentada uma breve revisão das características hidrológicas, geológicas, geomorfológicas e oceanográficas (ventos, ondas, marés e correntes) do litoral de Pernambuco com ênfase na zona costeira do município de Goiana, norte do estado.

3.1. CARACTERIZAÇÃO REGIONAL

O litoral do estado de Pernambuco possui extensão de 187 km, sendo 156 km constituídos por praias arenosas e abrange 21 municípios. É limitado, ao norte, com o estado da Paraíba no município de Goiana e, ao sul com o estado de Alagoas no município de São José da Coroa Grande (Figura 5). Sob o aspecto fisiográfico pode-se distinguir três setores (COUTINHO et al., 1994):

- (i) Setor Norte (situado entre Paulista e Goiana): caracterizado por uma planície costeira estreita, linha de costa de direção N-S, presença de estuários e manguezais, com grande quantidade de recifes costa afora e as praias são arenosas e retilíneas;
- (ii) Setor Metropolitano (situado entre Olinda e Jaboatão dos Guararapes): região de intensa sedimentação quaternária proporcionando maior extensão da planície costeira. A linha de costa têm direção predominante NE-SW e recortadas pelos estuários dos rios Beberibe e Capibaribe;
- (iii) Setor Sul (situado entre Cabo de Santo Agostinho e São José da Coroa Grande): caracterizado pelo predomínio de sedimentos cretáceos das Formações Cabo, Algodoads e Estiva, rochas vulcânicas da Formação Ipojuca e o embasamento cristalino que aflora próximo às praias. A linha de costa é irregular por conta da presença de diversas enseadas, delimitadas por recifes orgânicos, bem como a presença de estuários e restingas. Os estuários e manguezais foram formados pelo aporte fluvial sob influência do regime de marés (BORBA, 1999).

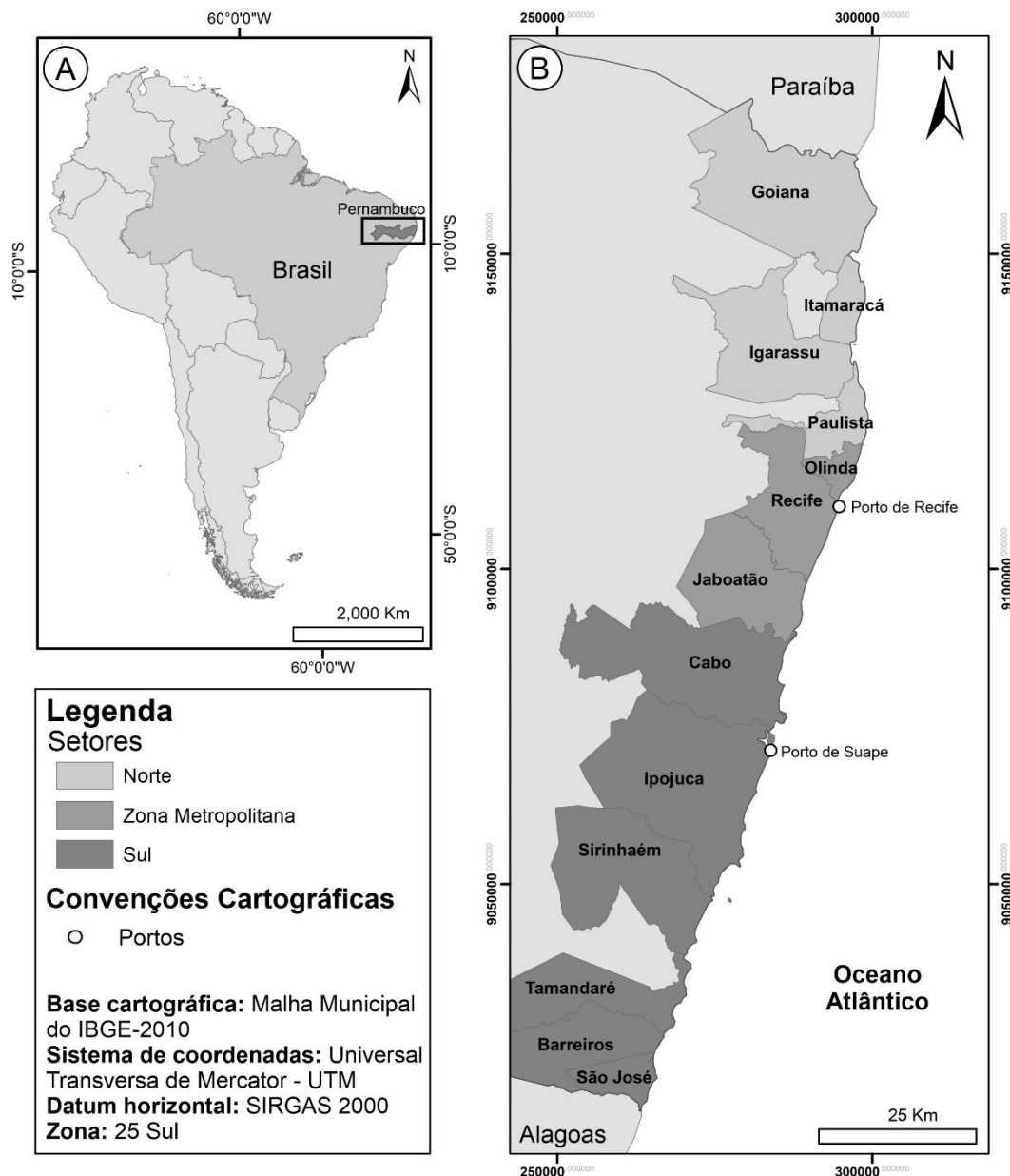
Por outro lado, a zona costeira de Pernambuco também pode ser subdivida em termos de energia de ondas em:

- (i) Setor Norte (Goiana a Paulista) – praias protegidas por recifes modificadas pela maré. Nessa zona tem-se uma alta convergência de ondas a costa afora com altas taxas de dissipação através da plataforma interna devido ao fato de a plataforma continental ser rasa e com recifes largos resultando em ondas baixas na costa;

(ii) Setor Central (Paulista a Cabo de Santo Agostinho) – praias controladas pelos arenitos de praia e recifes. Trata-se de uma zona de convergência intermediária marcada por pequenas zonas de divergências na maré baixa e;

(iii) Setor Sul (Ipojuca a São José da Coroa Grande) – praias dominadas por ondas onde existem pequenas zonas de convergência de ondas, porém a plataforma interna tem numerosos recifes descontínuos induzindo padrões de refração e difração que controlam a morfologia da linha de costa e morfodinâmica praial (PEREIRA et al., 2016).

Figura 5 – (A) Mapa de localização do estado de Pernambuco; (B) Cidades litorâneas do estado de Pernambuco subdivididas em setores



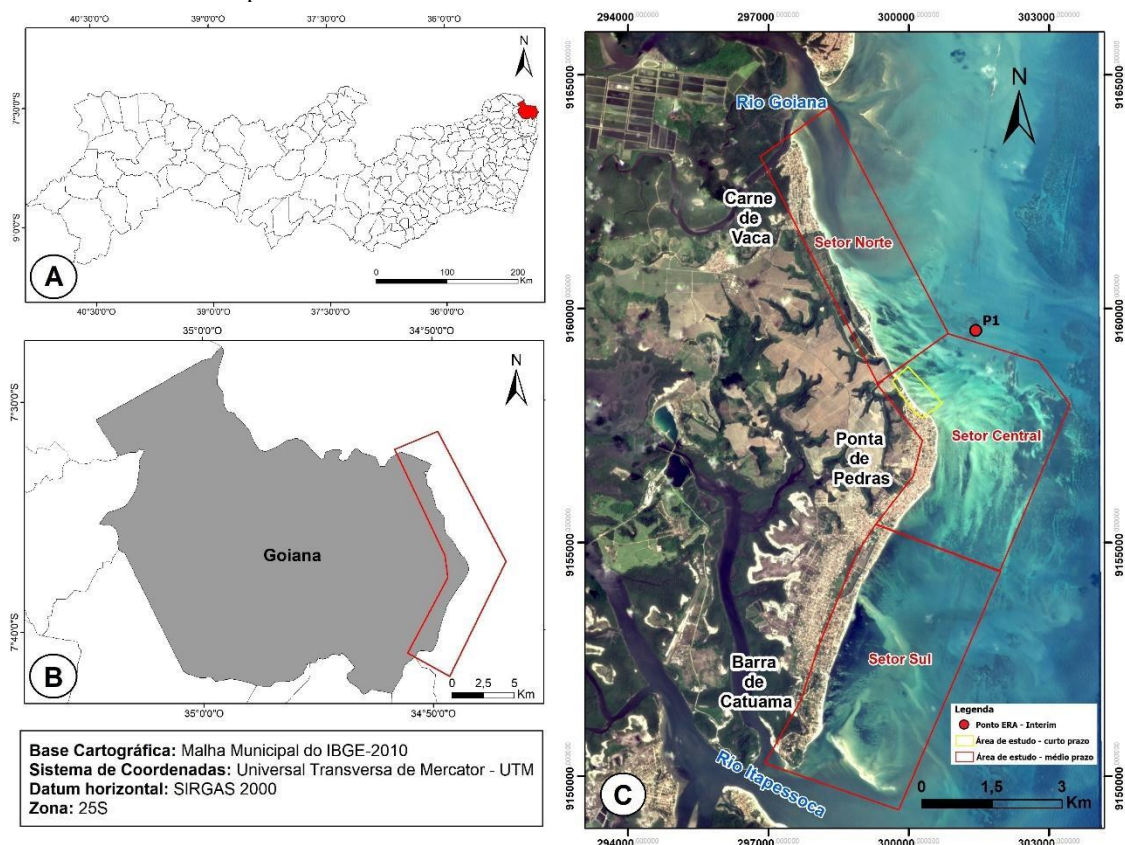
Fonte: A Autora (2023).

Algumas feições geológicas como arenitos de praia, corais e recifes de algas coralinas são comuns na plataforma rasa do litoral do estado (PEREIRA et al., 2016). No entanto, dunas frontais bem desenvolvidas estão ausentes, devido à falta de condições favoráveis para acumulação de sedimentos, tais como intensidade e distribuição dos ventos e praias arenosas amplas (BORBA, 1999; PEREIRA et al., 2016; MANSO et al., 2018).

Arenitos de praia paralelos à linha de costa foram formados a cerca de 6.000 anos A.P., no período Holoceno. A formação dessas rochas no litoral do nordeste é favorecida pela temperatura de cerca de 27° C e supersaturação em carbonato de cálcio (CaCO_3) da água do mar (FERREIRA Jr. et al., 2011). Adicionalmente, as águas do litoral nordestino possuem pouco sedimento em suspensão devido aos poucos rios desaguando no oceano facilitando a passagem da luz solar (DOMINGUEZ et al., 1990). Os arenitos permitem o desenvolvimento de recifes de corais sobre a rocha (DOMINGUEZ et al., 1990). Os recifes são importantes para a proteção da zona costeira pois modificam a intensidade da energia das ondas que chegam à costa, o padrão de distribuição dos sedimentos e, conseqüentemente, a morfologia costeira (MANSO et al., 2018).

A área de estudo do trabalho corresponde ao litoral do município de Goiana, localizado na região norte do estado de Pernambuco, nordeste do Brasil (Figura 6). A sua linha de costa, com extensão de 18 km, é cortada 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, a região é caracterizada pela presença de terraço de baixa-mar nas praias e proteção de calcários da Formação Maria Farinha da Bacia de Paraíba submersos a costa afora (OLIVEIRA, 2017). No terraço de baixa-mar é comum a presença de barras transversais que, por vezes, se conectam à praia (MACÊDO, 2015). Neste trabalho, o litoral de Goiana foi subdividido em três setores: Sul (A), Central (B) e Norte (C) (Figura 6).

Figura 6 – 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



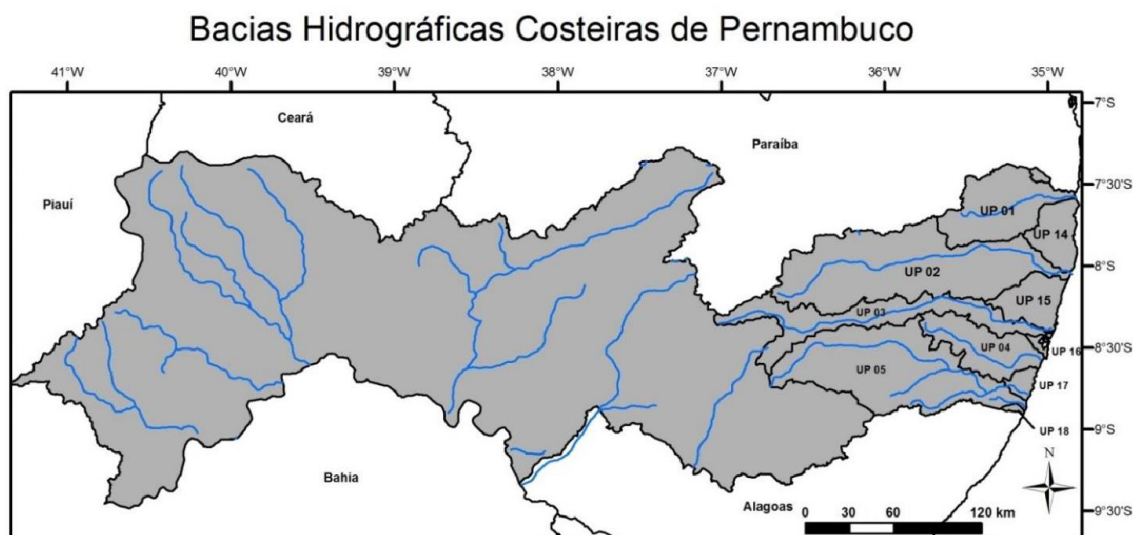
Fonte: A Autora (2023).

3.1.1 Hidrografia

O litoral de Pernambuco é limitado ao norte pelo rio Goiana e ao sul com o rio Persinunga e compreende 13 municípios: Goiana, Itamaracá, Igarassu, Paulista, Olinda, Recife, Jaboatão, Cabo de Santo Agostinho, Ipojuca, Sirinhaém, Tamandaré, Barreiros e São José da Coroa Grande (ARAÚJO et al., 2007; PEREIRA et al., 2016).

A linha de costa é interrompida a norte pelos estuários das bacias hidrográficas dos rios Goiana (UP 01) e grupo litorâneo GL1 (Timbó, Itapessoca, Jaguaribe e Paratibe), na região central pelos rios Capibaribe (UP 02) e grupo litorâneo GL2 (Jequiá, Jaboatão, Pirapam, Gurjaú, Massangana e Tatuoca), e pelos rios Ipojuca (UP 03), Sirinhaém (UP 04), Una (UP 05) e grupo litorâneo GL3 e GL4, a sul. Os pequenos rios costeiros correspondem aos Grupo Litorâneos 3, 4 e 5 (GL3, GL4 e GL5). O GL3 (UP 16) é formado pelos rios Juquillo e Merepe que deságuam no estuário do rio Maracaípe, o GL4 (UP 17) compõem o estuário do rio Formoso e o GL5 (UP 18) correspondem ao rio Persinunga e seus afluentes (SECTMA, 2016) (Figura 7).

Figura 7 - Bacias Hidrográficas Costeiras do Estado de Pernambuco



Fondeste: Modificado de SECTMA (2006).

A área de estudo está inserida nas bacias hidrográficas dos rios Itapessoca (GL1) e Goiana (UP 01). O rio Itapessoca e seus afluentes pertencem ao Grupo Litorâneo 1 (GL 1). Apresenta uma área de 1.188,11 km², limitando-se a leste com o Oceano Atlântico, a oeste com as bacias do rio Goiana e Capibaribe e ao sul com a bacia do rio Capibaribe. O rio Itapessoca é considerado de alta importância biológica e, segundo a Lei Estadual nº 9.931/86 está inserido em uma Unidade de Conservação e de Proteção Ambiental (APA) estuarina do rio Itapessoca. Essa região é considerada como prioritária para conservação da biodiversidade de acordo com o art. 29 da Lei Estadual nº 13.787/09 (CPRH, 2003).

O rio Goiana possui uma bacia hidrográfica de 2.863km² de área e é formado a partir da junção dos rios Capibaribe Mirim e Tracunhaém. O rio possui extensão de 19 km e limita os estados de Pernambuco e Paraíba. A força erosiva do rio é considerada baixa devido ao seu canal meandrante. A planície costeira é cortada pelo rio no sentido W-E (MOURA et al., 2009).

A Zona da Mata é caracterizada pelo resquício do bioma Mata Atlântica, vegetação característica da Bacia do Rio Goiana. Nessa área, a Mata Atlântica apresenta elevado grau de devastação em decorrência da ação antrópica devido aos interesses econômicos, substituindo a mata pela monocultura da cana-de-açúcar (CPRH, 2003).

3.1.2 Clima

O clima da região equatorial do Brasil é determinado pela Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) que origina os ventos alísios de NE e SE, que convergem sobre a região.

A ZCIT exerce um controle significativo sobre os regimes de chuva e vento da região pois migra meridionalmente durante o ano, localizando-se mais ao norte nos meses de agosto a setembro e mais próximo ao Equador nos meses de março a abril (NIMER, 1979; MCGREGOR & NIEUWOLT, 1998).

O litoral de Pernambuco apresenta clima quente e úmido do tipo Tropical Atlântico (A_w na classificação de Koppen) com uma temperatura média anual variando entre 24 e 27° C (ANDRADE & LINS, 2005). A precipitação média anual é de cerca de 2000 mm, predominando nos meses de março a setembro, considerada a estação chuvosa (inverno). A estação seca (verão) ocorre nos meses de outubro a março. No litoral norte, onde está situada a área de estudo, a média anual histórica para um período de 30 anos registrou 2.126,60 mm de chuva (MOURA, 2000). O período de menor precipitação (80,31 mm) foi registrado de setembro a fevereiro com o mês de dezembro apresentando a menor precipitação (52,10 mm). O período de maior precipitação foi de março a agosto com média de 270, 11 mm, sendo que agosto correspondeu ao mês de maior precipitação (média de 319,50 mm) (MOURA, 2000).

O regime de ventos é governado pelo padrão geral de distribuição da pressão atmosférica do Atlântico Sul (NIMER, 1979). Na estação seca predominam os ventos de NE-ESSE-E-SE enquanto na estação chuvosa predominam os ventos de SE e S-SE. As velocidades médias dos ventos variam de 3,1 a 4,7 m/s com maiores velocidades na estação seca (abril a setembro) (MANSO et al., 2018). No litoral norte predominam os ventos alísios de SE com velocidade média de 3,2 m/s. Os ventos mais intensos predominam no período chuvoso, atingindo 4,0 m/s, enquanto no período seco atingem 2,20 m/s (MEDEIROS, 1991).

3.1.3 Aspectos Oceanográficos

3.1.3.1 Ondas

As direções de onda predominantes no litoral de Pernambuco 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 ESE 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., 2004; MARTINS et al., 2017) em pelo menos 50%, conforme calculado por Martins et al. (2019).

3.1.3.2 Marés

As marés são controladas basicamente pelas fontes astronômicas com pequena influência de fontes não-periódicas que podem gerar pequenas tempestades (FINEP/UFPE, 2009). O regime de maré na costa de Pernambuco é do tipo mesomaré pela classificação de Hayes (1979). No porto de Recife (localizado a aproximadamente 50 km da área de estudo), as marés são semidiurnas com período de 12,42h, ou seja, duas marés altas e duas marés baixas por dia lunar. De acordo com a DHN (Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil), as marés na cidade de Recife têm alturas médias de 1,67m, com marés de sizígia alcançando 2,7 m.

3.1.3.3 Correntes

Os sistemas de correntes que afetam a sedimentação e morfologia do litoral são, em geral: (i) correntes de deriva litorânea; (ii) correntes de maré e; (iii) correntes geradas pelo vento (MANSO et al., 2018) e; (iv) correntes de retorno.

De acordo com Bittencourt et al. (2005) a corrente de deriva litorânea predominante na costa do nordeste do Brasil tem sentido S-N. As características das correntes obtidas *in situ* no litoral de Pernambuco indicam uma direção preferencial de Sul-Norte e velocidades de até 0,3 m/s (BORBA, 1999; MANSO et al., 2006). Madruga (2016) realizou a medição da velocidade de correntes de deriva litorânea no litoral de Goiana nos meses de novembro/2014 e janeiro e julho/2015 e obteve uma média de 0,16 m/s.

As correntes de retorno são comuns no litoral central e sul do estado (Pereira et al., 2017). Maia et al. (2014) mostraram que algumas praias da região metropolitana do Recife apresentam canais permanentes de corrente de retorno nas linhas dos arenitos de praia. Entretanto, as correntes de retorno também são comuns em praias expostas não protegidas por arenitos de praia e/ou recifes de corais, como as praias do Cupe (GALVÃO, 2018), Paiva (PEREIRA et al., 2016) e Itapuama (LINO, 2015). No litoral norte, as correntes de retorno não são feições oceanográficas comuns nas praias devido ao estágio morfodinâmico das praias da região, com influência forte ou moderada da maré.

3.2 ASPECTOS GEOLÓGICOS

3.2.1 Geologia Regional

O litoral de Pernambuco encontra-se inserido na borda leste da Província Borborema, mais precisamente no Domínio Transversal definido por Brito Neves et al. (1999). A Província Borborema foi descrita por Almeida et al. (1977) como uma faixa móvel brasileira limitando-se a norte pelo cráton São Luís, ao sul pelo cráton São Francisco, à oeste pela Bacia Parnaíba e a leste pelas bacias costeiras de Pernambuco e Paraíba.

Na zona costeira pernambucana são observadas as seguintes unidades litológicas: (i) embasamento cristalino de idade pré-cambriana: granitos e migmatitos; (ii) rochas vulcânicas: riolitos e basaltos de idade cretácea; (iii) rochas sedimentares das bacias PE e PB: formações Cabo, Itamaracá, Beberibe, Gramame, Estiva, Ipojuca e Algodóis de idades cretáceas e Maria Farinha do período Paleógeno; (iv) arenitos e conglomerados do Grupo Barreiras datados do período Neógeno e; (v) sedimentos inconsolidados recentes do Quaternário (DOMINGUEZ et al., 1990; CÓRDOBA et al., 2007).

O Embasamento Cristalino é constituído por rochas gnáissicas de composição granodiorítica a granítica e por migmatitos anfibolíticos, xistos, gnaisses, metarcóseos e, ocasionalmente, calcários cristalinos e quartzitos em uma faixa de direção predominante SW-NE (MABESOONE & ALHEIROS, 1991). No litoral sul de Pernambuco, as rochas do embasamento cristalino constituem o conjunto de rochas predominantes, ladeando os sedimentos dos manguezais e terraços marinhos da borda continental (DOMINGUEZ et al., 1990). Por outro lado, o litoral norte é constituído predominantemente por depósitos recentes (Neógeno-Quaternário), enquanto o Embasamento Cristalino ocupa uma faixa estreita da porção oeste da área (DOMINGUEZ et al., 1990; CPRH, 2003).

As bacias costeiras compreendem as bacias de Pernambuco (BPE) a sul e Paraíba (BPB) a norte. O limite das bacias encontra-se ao longo do extremo leste do Lineamento Pernambuco. As BPE e BPB são limitadas com a Bacia Potiguar pela plataforma de Touros e a sul, o Alto de Maragogi limita as bacias PE e PB com a Bacia Sergipe-Alagoas (BSEASL) (CÓRDOBA et al., 2007). A separação entre as bacias PE e PB foi evidenciada a partir dos trabalhos de Mabesoone & Alheiros (1988, 1991, 1993). Entretanto, somente a partir de Lima Filho (1998), que tratou significativamente as diferenças entre as bacias, separou-se as bacias em duas bacias distintas e definindo a antiga Sub-bacia do Cabo como a Bacia Pernambuco e individualizando a Bacia Paraíba.

A bacia Paraíba (BPB) é uma bacia costeira mesozóica localizada em todo o litoral do estado da Paraíba e litoral norte de Pernambuco e é limitada a norte pela Zona de Cisalhamento Pernambuco e ao sul pelo Alto de Mamanguape. A bacia é sobreposta a rochas supracrustais, graníticas e ortognaisses, do Paleoproterozóico- ao Neoproterozóico e tem sua evolução associada ao rifteamento entre os continentes da América do Sul e África (MATOS, 1992). A bacia comporta-se como uma rampa estrutural que mergulha suavemente para leste com blocos falhados e rejeitos com gradientes baixos (MABESOONE & ALHEIROS, 1993; BARBOSA, 2004). A BPB está dividida em três sub-bacias, separadas por falhamentos no sentido E-W: Miriri (entre as falhas de Itabaiana e Mamanguape), Alhandra (entre as falhas de Goiana e Itabaiana) e Olinda (entre o lineamento de Pernambuco e a falha de Goiana (LIMA FILHO et al., 1998), onde está localizado o município de Goiana, área de estudo deste trabalho de doutorado.

A estratigrafia dos depósitos da bacia Paraíba apresenta três grandes sequências: (i) Sequência Clástica Inferior de sedimentação continental e transicional – Formações Beberibe e Itamaracá; (ii) Sequência Carbonática de sedimentação marinha – Formações Gramame e Maria Farinha; (iii) Sequência Superior de sedimentação costeira recente – Grupo Barreiras e depósitos quaternários (SOUZA, 2006).

3.2.2 Geologia da Área de Estudo

O município de Goiana, localizado na região norte de Pernambuco, está inserido nas bordas da província Borborema, sobretudo sobre o Terreno Rio Capibaribe (TRC) no Domínio Transversal, a Bacia Paraíba e os depósitos quaternários recentes (Figura 8).

As rochas do embasamento cristalino compreendem as unidades pré-cambrianas: (i) Complexo Salgadinho (Paleoproterozóico) – ortognaisses de composição granítica a tonalítica e, em menor proporção, monzonítica e diorítica; (ii) Complexo Sertânia (Paleoproterozóico) – biotita paragnaisses pelíticos com granada e silimanita com intercalações de mármore com moderada migmatização e; (iii) Plutón São José (Neoproterozóico) – quartzo sienito de granulação fina a média (VALENÇA & SOUZA, 2017).

A sequência sedimentar da Bacia Paraíba inicia-se pela deposição continental em sistema fluvial meandrante e fluvio-lacustres da Formação Beberibe depositados sobre o embasamento cristalino. A Formação Beberibe é caracterizada por arenitos conglomeráticos a conglomerados finos de matriz siltico-argilosa, de sistemas fluviais meandrantess. As rochas da Formação Beberibe se interdigitam vertical e lateralmente com arenitos finos a médios,

calcíferos e com alto conteúdo fossilífero, calcários com siliciclásticos e margas da Formação Itamaracá (Eo-Campaniano – Eo-Maastrichtiano) depositados em sistema litorâneo durante um evento transgressivo. No topo desta formação encontra-se uma superfície de inundação máxima (SIM) caracterizada por uma zona rica em fosfato (CÓRDOBA et al., 2007).

A Formação Gramame (Campaniano – Maastrichtiano) é a primeira unidade carbonática marinha da bacia PB e depositou-se sobre as rochas da Formação Itamaracá em uma plataforma carbonática rasa de energia baixa a moderada sujeita a ação de tempestades e tsunamis (BARBOSA, 2004; CÓRDOBA et al., 2007). Esta formação é composta por *grainstones* e *packstones* maciços, por vezes, dolomitizados e/ou contendo grãos terrígenos e, por *mudstones* e margas com intensa bioturbação (CÓRDOBA et al., 2007).

A Formação Maria Farinha juntamente com a Formação Gramame, representa a deposição de carbonatos bioclásticos em águas moderadamente agitadas em plataforma rasa (BARBOSA, 2004). É encontrada somente na sub-bacia Olinda, sul da bacia Paraíba, como resultado do tectonismo que influenciou a regressão forçada na bacia, impedindo a deposição durante o Paleoceno nas sub-bacias ao norte (Alhandra e Miriri). As rochas dessa formação distribuem-se em ocorrências esparsas na porção mais leste da cidade de Goiana com melhores exposições ao longo da praia de Ponta de Pedras. Essa formação é composta por calcários margosos e margas, com porção basal litologicamente similar à Formação Gramame, na região central da Sub-bacia Olinda. Os depósitos apresentam variações litológicas calcário/marga com expressiva continuidade lateral. Entretanto, na região norte da Sub-bacia Olinda, os depósitos apresentam estratificações originadas por ondas de tempo bom, maior conteúdo de terrígenos e bioclastos indicando um raseamento gradual ascendente, devido ao incremento da regressão, caracterizando variações laterais de sua faciologia (BARBOSA, 2007). A base da Formação Maria Farinha é representada por uma brecha carbonática de aproximadamente 50 cm de espessura com bioclastos carbonáticos retrabalhados.

Em termos faciológicos e microfácies esta unidade apresenta semelhanças com a Formação Gramame. Observa-se, contudo que, gradativamente, da base para o topo, o efeito da ação regressiva pelo incremento em argila e posteriormente em material siliciclástico detrítico (quartzo). Nos locais onde ocorreu maior intemperismo verifica-se dolomitização mais intensa, em alguns casos chegando a substituir totalmente a matriz de calcita. Nos depósitos da porção superior é notável o aumento de porosidade devido a processos de dissolução e substituição decorrente dos efeitos diagenéticos (VALENÇA & SOUZA, 2017). Sobre as rochas da bacia Paraíba foram depositados os arenitos grossos a conglomeráticos, intercalados por níveis conglomeráticos e camadas siltico-argilosas do Grupo Barreiras (Valença & Souza, 2017).

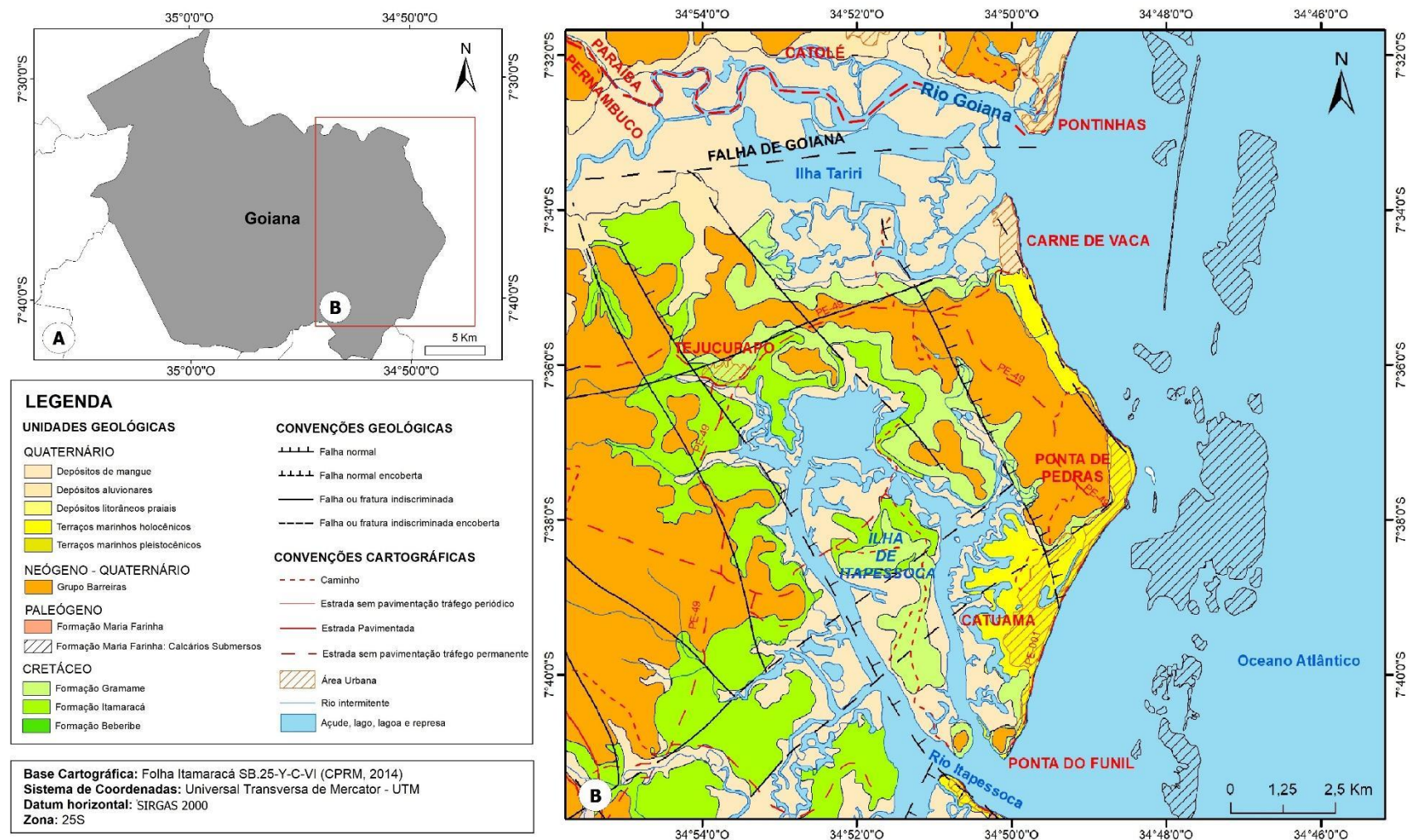
A planície costeira do litoral de Pernambuco é constituída por depósitos sedimentares do Quaternário resultantes do retrabalhamento dos sedimentos do Grupo Barreiras devido às variações do nível do mar (DOMINGUEZ et al., 1990). Estes sedimentos recentes são caracterizados pelos depósitos de terraços marinhos pleistocênicos e holocênicos, fluvio-marinhos (aluvionares e de mangue), praias e recifes de corais e arenitos de praia (DOMINGUEZ et al., 1990). Como dito anteriormente, somente no litoral sul ocorrem afloramentos rochosos como: granito do Cabo, riolitos de Ipojuca e traquitos de Itapoama (MACÊDO, 2015). A seguir serão descritos, de forma sucinta, os depósitos quaternários do litoral de Pernambuco, com ênfase no litoral norte:

- a) **Terraços Marinhos Pleistocênicos:** apresentam-se morfologicamente como áreas planas, com cotas variando de 7 a 11 metros (DOMINGUEZ et al., 1990) sendo constituídos predominantemente por areias médias a grossas quartzosas, subarredondados a arredondados, selecionamento moderado e coloração branca a cinza (VALENÇA & SOUZA, 2017). Os terraços são feições descontínuas e paralelas à linha de costa e sua deposição está associada à penúltima transgressão marinha ocorrida há 120.000 anos (DOMINGUEZ et al., 1990). A porção mais interna da planície costeira é onde os terraços marinhos pleistocênicos estão mais bem representados, como na Ilha de Itapessoca (SÁ, 1998).
- b) **Terraços Marinhos Holocênicos:** possuem cotas variando de 1 a 5 metros e são observados como corpos alongados, contínuos, paralelos à costa e largura média de 100 metros (DOMINGUEZ et al., 1990; VALENÇA & SOUZA, 2017). Geralmente, os terraços apresentam cristas de cordões litorâneos na superfície (DOMINGUEZ et al., 1990). Zonas úmidas e riachos separam os terraços marinhos holocênicos e os pleistocênicos. Os depósitos são constituídos por areias médias quartzosas, selecionamento moderado e de tonalidade cinza.
- c) **Arenitos de praia:** localizados próximos à linha de costa formam extensas faixas paralelas à praia com larguras e espessuras variáveis (DOMINGUEZ et al., 1990; VALENÇA & SOUZA, 2017). Os sedimentos são compostos, essencialmente, por grãos do tamanho areia, moderadamente a bem selecionados, subangulosos a subarredondados e de composição quartzosa e feldspática (CHAVES, 2000). Os bioclastos encontrados nessas rochas são pouco numerosos e são essencialmente fragmentos de bivalves, gastrópodes, alga coralínea do gênero *Halimeda*, foraminíferos, corais, espinhos de equinóides, entre outros (CHAVES, 2000). Essa

feição pode ser encontrada na praia de Carne de Vaca, litoral norte de Goiana (VALENÇA & SOUZA, 2017).

- d) **Depósitos flúvio-marinhos (depósitos de mangue e aluvionares):** estão associados aos estuários com influência direta das marés, onde são formados depósitos de mangues. Esses depósitos são formados por sedimentos mistos (tamanho argila a areia), de origem terrígena, com alto teor de matéria orgânica e sedimentos bioclásticos marinhos. Na fração areia predominam grãos de quartzo e na fração argila predominam a caulinita, esmectita e illita (VALENÇA & SOUZA, 2017). Os depósitos aluvionares são constituídos por areias finas a grossas siltico-argilosas e ocorrem nas regiões baixas das porções proximais dos rios e riachos (DOMINGUEZ et al., 1990).
- e) **Depósitos litorâneos de praia:** são encontrados entre a linha de maré baixa e os terraços marinhos holocênicos. Os sedimentos apresentam granulação, predominantemente, areia fina a média, moderadamente selecionados, subangulosos a subarredondados e de composição quartzosa (VALENÇA & SOUZA, 2017).

Figura 8 – (A) Mapa de localização da área de estudo; (B) Mapa Geológico da porção leste do município de Goiana/PE. As rochas do embasamento cristalino afloram somente na porção mais oeste do município



Fonte: A Autora (2023).

4 MATERIAIS E MÉTODOS

Neste capítulo serão descritos os materiais e os procedimentos metodológicos utilizados para realização desta tese de doutorado a fim de atingir os objetivos.

A metodologia seguiu as seguintes etapas: (1) levantamento bibliográfico; (2) trabalhos de campo; (3) mapeamento da movimentação das barras transversais a médio e curto prazo; (4) mapeamento da linha de costa a médio e curto prazo; (5) análise dos parâmetros granulométricos, morfoscópicos e composicionais dos sedimentos da praia e das barras; (6) integração e interpretação dos dados.

4.1 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 (SARP); (iii) pontos de controle e dados topográficos obtidos com auxílio de um par de GNSS (*Global Navigation Satellite System*) (agosto de 2017 a junho de 2018); (iv) dados de reanálise de ondas e ventos obtidos a partir do modelo de ondas ERA-Interim; (v) dados sedimentológicos (granulometria, morfoscopia e composição) da praia e das barras transversais. As informações temporais das diferentes fontes de dados estão resumidas na Tabela 3.

Tabela 3 – Resumo dos materiais utilizados neste trabalho de pesquisa

Descrição		Imagens de Satélite	SARP	GNSS	Dados de Onda e vento	Dados Sedimentológicos
Fonte		MMA <i>Google Earth Pro</i>	Pesquisa	Pesquisa	ERA-Interim	Pesquisa
Período de Estudo		2007-2017	Agosto/2017 a agosto/2018	Agosto/2017 a agosto/2018	2007-2018	Outubro/2017 a agosto/2018
Resolução do Dado	Espacial	1,24 a 5,00 metros*	Centimétrica	Centimétrica	Centimétrica	Milimétrica
	Temporal	Anual	Mensal	Mensal	Diária	Bimensal
Utilização		Mapeamento da linha de costa e barras transversais a médio prazo	Ortofotos: Mapeamento da linha de Costa e Barras transversais a curto prazo	Topografia da praia e das barras transversais/ Pontos de controle	Influência na dinâmica costeira	Interação praia-barra

Fonte: A Autora (2023)

Nota: *Maxar Technologies (2019); Piroli (2012).

4.1.1 Imagens de satélite multitemporais

As imagens de satélite utilizadas no trabalho foram extraídas do programa computacional *Google Earth Pro* ou disponibilizadas pelo Ministério do Meio Ambiente (MMA) (Tabela 4).

Tabela 4 – Informações gerais das imagens de satélite utilizadas no trabalho.

Ano	Tipo De Satélite	Resolução Espacial Máxima	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>

Fonte: A Autora (2023)

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

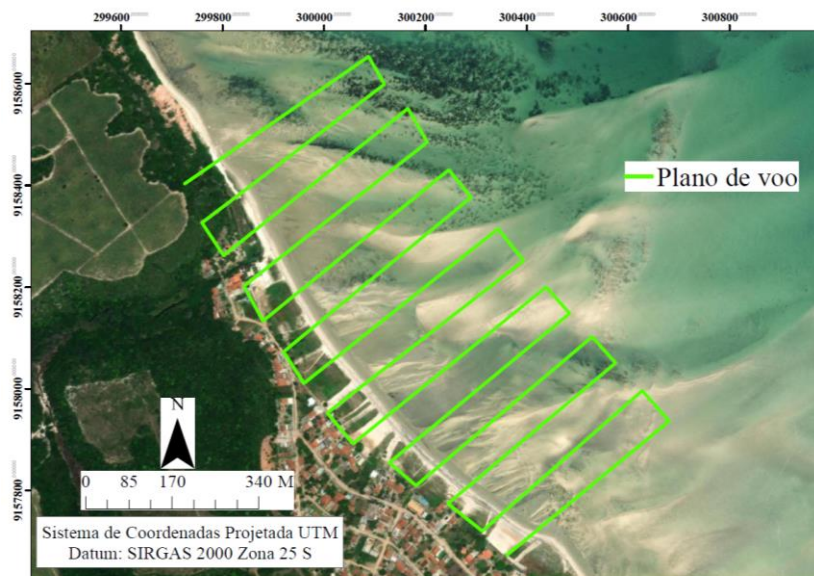
4.1.2 Levantamento aerofotogramétrico espaço-temporal com Sistema de Aeronave Remotamente Pilotada (SARP)

Levantamentos aerofotogramétricos mensais foram realizados utilizando o SARP *Mavic Pro* desenvolvido pela SZ DJI Technology Co. O *Mavic Pro* é um SARP 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 27min. Os parâmetros intrínsecos da câmera foram: modelo FC220, resolução 4.000x3.000 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 (vide Figura 6).

No total, foram obtidos 12 ortofotomosaicos relativos a 12 campanhas de campo realizadas entre agosto de 2017 e agosto de 2018 sempre durante a maré baixa de sizígia (Figura 9). O voo foi operado através do programa *Drone Deploy* instalado em um *smartphone* que permitiu o planejamento das linhas de voo antes da missão e interação com o SARP durante o voo. Parâmetros como altura de voo, taxa de sobreposição lateral e frontal das imagens bem como a resolução espacial foram especificadas antes de cada voo quando do seu planejamento. Tendo em vista as nuances do trabalho, optou-se por ter sobreposição frontal das imagens de 75% e lateral de 65% com os voos sendo realizados a uma altura de até 120 m de acordo com a lei brasileira para esse tipo de voo. Todas as especificações de voo foram informadas ao Departamento de Controle do Espaço Aéreo (DECEA) do Ministério da Defesa, onde se obteve a autorização prévia para realização das atividades. Cada sobrevoo obteve aproximadamente 500 imagens por campanha.

Para o processamento fotogramétrico foi utilizado o programa *Agisoft Photoscan* versão 1.3.1 utilizando-se a licença do Departamento de Cartografia e Agrimensura da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE). Por fim, para a elaboração dos mapas temáticos, foi utilizado o programa *ArcGis* 10.2 com licença do grupo de pesquisa LAPA/PGAB da Universidade Federal de Sergipe (UFS).

Figura 9 - Plano de voo utilizado durante as 12 (doze) campanhas de campo. O plano de voo foi inserido no programa *DroneDeploy* como base para o sobrevoo com sistema de ARP a uma altura média de 120 metros



Fonte: A Autora (2023).

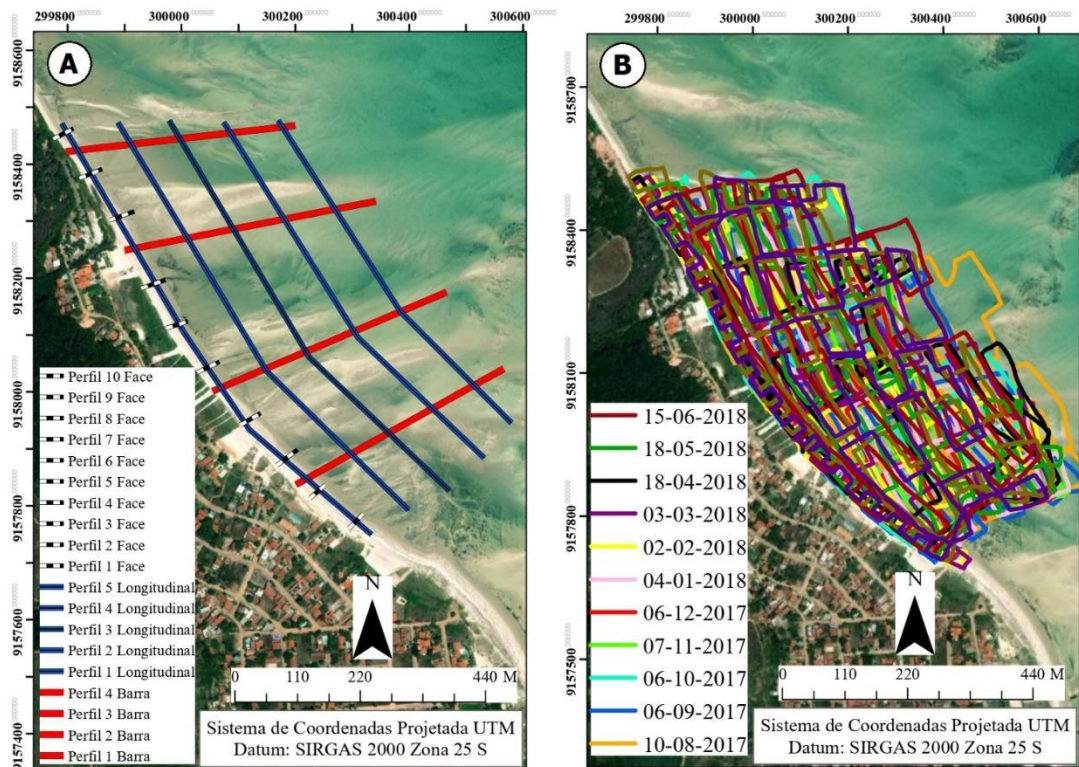
4.1.3 Levantamentos temporais GNSS (topografia e pontos de controle)

Os levantamentos topográficos temporais foram realizados simultaneamente ao levantamento com SARP utilizando um par de receptores GNSS, um estacionário (base) e móvel (*rover*), modelo R3 e R4 da *Trimble* no *datum* SIRGAS 2.000. O receptor base foi instalado no marco geodésico nº18 da Condepe/Fidem, com coordenadas precisas previamente determinadas ($7^{\circ} 37'' 45,84106''\text{S}$, $34^{\circ} 48' 34,71329''\text{W}$ e altitude ortométrica $H = 5,61\text{m}$), instalado em 15/05/2012 na Igreja de Ponta de Pedras. O receptor móvel foi configurado no modo cinemático, com taxa de gravação de 1s para a base e 5s para o rover. A figura 10 representa a trajetória dos levantamentos realizados no período de agosto de 2017 a junho de 2018.

Os pontos de controle também foram coletados utilizando um par GNSS cinemático, modelos R3 e R4, da marca *Trimble* utilizando como *datum* SIRGAS 2.000 pelo método Relativo Estático. O tempo de coleta para cada ponto foi de cerca de 1 minuto.

O pós-processamento dos dados foi realizado no programa TBC (*Trimble Business Center*) obtendo uma precisão planimétrica média de 3 cm e altimétrica de 10 cm. Os mapas planialtimétricos, Modelos Digitais de Terreno (MDT), perfis de praia e volumetria do pacote de sedimentos foram realizados no programa *ArcGis* versão 10.2.

Figura 10 – Levantamento topográfico com GNSS. (A) Localização dos perfis topográficos; (B) Trajetórias de caminhada obtidas a partir do método relativo cinemático GNSS realizadas no período de agosto de 2017 a junho de 2018.



Fonte: A Autora (2023).

4.1.4 Dados de ondas e ventos

As condições de onda, altura significativa (H_s), período de pico (T_p) e direção (Dir), e dados dos ventos (componentes u e v e direção (Dir)) foram adquiridas 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>) para o período de 2007 a 2018.

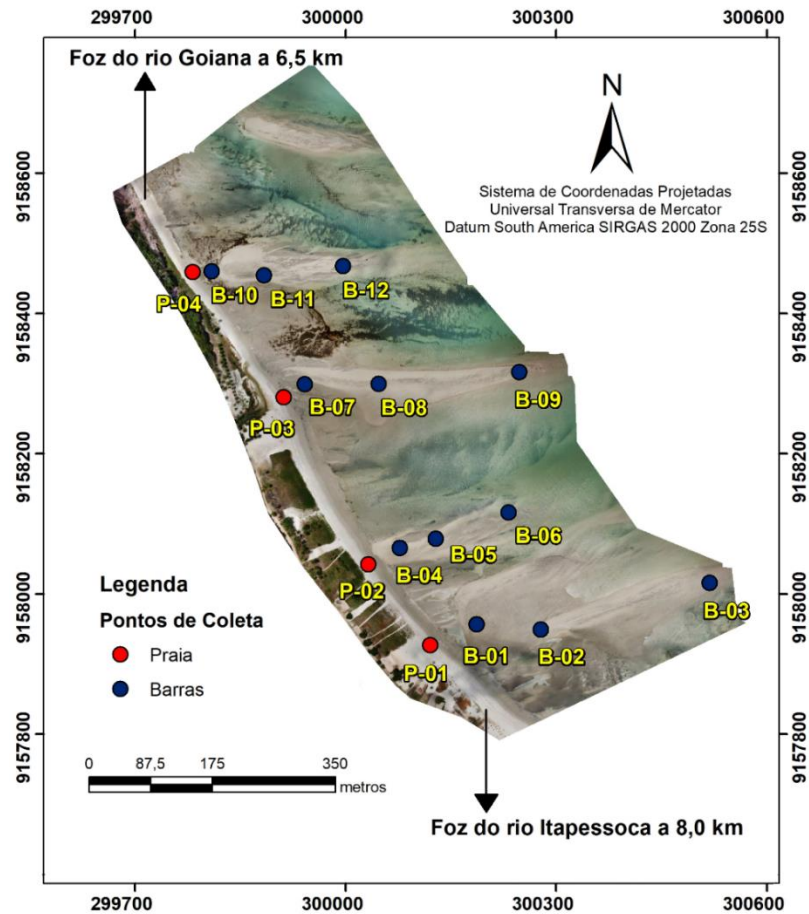
ERA-Interim é a mais recente reanálise atmosférica global produzida pelo ECMWF e está disponível para o período de janeiro de 1979 a agosto de 2019. Os produtos dessa reanálise são dados que incluem uma larga variedade de parâmetros de superfície com intervalo temporal de 3 a 6h, com resolução espacial de $0,1 \times 0,1^\circ$, que descrevem tanto o clima como as ondas oceânicas e condições da superfície terrestre (DEE et al., 2011). O modelo ERA-Interim é baseado em uma descrição estatística das ondas oceânicas que descreve o estado do oceano baseado no espectro de onda bidimensional, e dá a distribuição de variância de onda em diferentes frequências e direções de propagação sendo a energia da onda resultado da densidade

da água, aceleração da gravidade e altura de onda (JANSSEN, 2008; DEE et al., 2011). Para essa pesquisa foi escolhido o ponto, a costa afora, mais próximo à localidade estudada (7° 36'S, 34° 48'W, vide Figura 6).

4.1.5 Dados Sedimentológicos

Amostras superficiais de sedimentos foram coletadas na face da praia e nas barras transversais a fim de correlacionar as características dos sedimentos aos processos de erosão e deposição. A coleta foi realizada em seis campanhas de campo (outubro e dezembro de 2017, fevereiro, abril, junho e agosto de 2018). Para a amostragem, foram selecionadas quatro barras transversais (três amostras ao longo da crista de cada barra, B-01 a B-12) e quatro pontos na face de praia (P-01 a P-04) defronte as barras (Figura 11), totalizando 96 amostras.

Figura 11 – Localização dos pontos de coleta de amostras de sedimentos na praia de Ponta de Pedras, Goiana, PE. As amostras foram coletadas nos pontos P-01 a P-04 da face de praia e nos pontos B-01 a B-12 nas cristas das barras transversais.



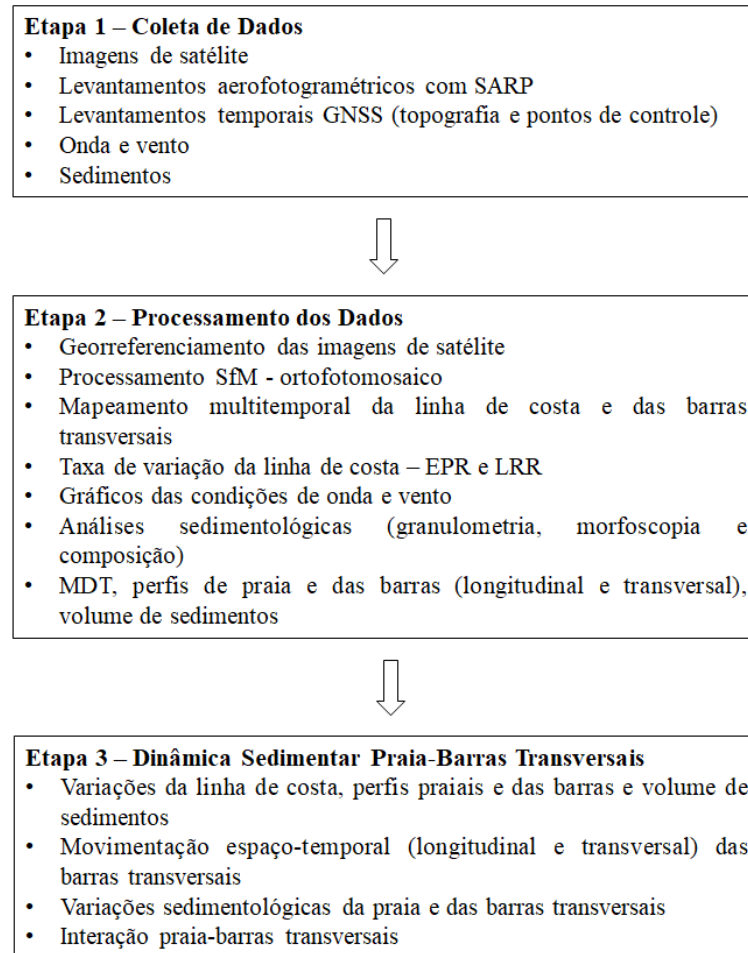
Fonte: A Autora (2023).

Nota: imagem: ortofotomosaico derivado de sobrevôo com SARP em dezembro de 2017.

4.2 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

A figura 12 apresenta os procedimentos metodológicos utilizados nesta pesquisa, o primeiro passo consistiu na aquisição dos dados descritos nos itens 4.1.1, 4.1.2, 4.1.3, 4.1.4 e 4.1.5. O segundo passo consistiu na organização dos dados obtidos em cada uma das etapas supracitadas e serão descritos nos itens a seguir.

Figura 12 – Etapas metodológicas para determinação da dinâmica sedimentar Praia-Barras Transversais



Fonte: A autora (2023)

4.2.1 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.

4.2.2 Processamento Structure from Motion (SfM)

Os dados obtidos pelo sobrevoo com o SARP 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, sobretudo em ambientes costeiros (MANCINI et al., 2013; GONÇALVES & HENRIQUES, 2015; TURNER et al., 2015; LONG et al., 2016; PPAKONSTANTINO 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 imagens sobrepostas para produzir uma nuvem de pontos densa. A partir de um ponto em comum compartilhado por mais de uma cena é capturado imagem por imagem permitindo a estimativa da posição do sensor óptico e as coordenadas do ponto no momento exato em que cada imagem foi feita (GONÇALVES & HENRIQUES, 2015). Por essa razão, o algoritmo SfM assume que as feições do solo permanecem estacionárias enquanto o SARP está em movimento captando dados (DRUMMOND et al., 2015). Feições não estáticas (árvores, água do mar, automóveis em movimento, etc.) induzem anomalias que podem ser observadas nos produtos finais gerados pelo processamento SfM (GONÇALVES & HENRIQUES, 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 ortofotomosaicos com precisão de 4 cm/pixel e RMSE dos pontos de controle de 0,02 a 0,4 m.

4.2.3 Mapeamento multitemporal da linha de costa e das barras a médio e curto prazos

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 (BIRD, 2008) considerada um bom indicador de linha de costa, pois representa a posição de maior alcance das ondas no dia da coleta do dado. Além disso, a linha de preamar máxima apresenta 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 curto prazos permitiu a análise quantitativa da evolução da linha de costa no período investigado.

Para o mapeamento das barras transversais foram utilizados os seus contornos emersos. 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, entre outros.) foram descritas e catalogadas. Posteriormente, as barras foram separadas em grupos de acordo com o ângulo formado entre a crista e a linha de costa pois, segundo Falqués (1989), as barras transversais que são paralelas entre si pertencem à mesma família e, portanto, as barras da mesma família formaram-se nas mesmas condições geológicas e oceanográficas.

O mapeamento da linha de costa entre 2007 e 2017 e das barras transversais entre 2010 e 2017, de médio prazo, foi obtido a partir de suas respectivas digitalizações nas imagens de satélite dos anos de 2007, 2010, 2011, 2012, 2014, 2016 e 2017 (vide Tabela 4). Para a análise das barras transversais não foi utilizada a imagem de satélite de 2007 pois a imagem foi obtida no horário da maré alta impossibilitando a visualização das feições submersas.

4.2.4 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). A linha de base foi alocada no continente o mais próximo possível do conjunto de linhas de costa que foram mapeadas, conforme recomendado por Thieler et al. (2009). Foram confeccionados 101 (cento e um) transectos perpendiculares à linha de base.

O DSAS permitiu o cálculo da taxa através do método estatístico de pontos finais (*End Point Rate* – EPR), regressão linear (*Linear Regression Rate* – LRR), entre outros. 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 progradiu. A análise estatística da linha de costa pelo método EPR considera apenas as linhas de costa mais antiga e mais recente, não levando em consideração os dados intermediários. A taxa de variação é obtida pela diferença, em metros, entre essas linhas dividido pelo tempo (DOLAN et al., 1990; SMITH & ZARILLO, 1990). Por outro lado, a análise da linha de costa pelo método LRR engloba todas as posições de linha de costa mapeadas 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). Adicionalmente, um maior número de linhas de costa mapeadas diminui os “ruídos” das variações induzidas por processos sazonais, as quais, muitas vezes, podem não ser computadas pelo método EPR (CROWELL et al., 1993; GALGANO & DOUGLAS, 2000; FLETCHER et al., 2003). Sendo assim, neste trabalho optou-se por utilizar a análise estatística LRR.

As taxas de variação da linha de costa são expressas em metros/ano (m/ano) podendo ser negativas, positivas ou nulas, indicando, respectivamente, erosão, avanço ou recuo da linha de costa (GALGANO & DOUGLAS, 2000). 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 o desvio e o erro padrão, D_p e E_p respectivamente. O desvio padrão 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: $E_p = (D_p/\sqrt{n})$. Sendo que o desvio padrão (D_p) é calculado pela fórmula: $D_p = \sqrt{\sum (x_i - M_A)^2/n}$. Onde M_A é a média amostral e x_i é um valor qualquer no conjunto de dados na posição.

4.2.5 Condições de ondas e ventos

O poder da onda foi calculado a cada hora a partir da equação: $W_p = 1/32\pi \rho g^2 H^2 T$, onde ρ =densidade da água, g =aceleração da gravidade, H =altura de onda e T = período de onda. Substituindo a densidade da água (1.025 kg/m^3) e a aceleração da gravidade ($9,81 \text{ m/s}^2$) na equação, ela pôde ser reduzida para: $W_p = 0,98 H^2 T$. As unidades da equação de poder são kW/m e significam que os resultados quantificam o poder de saída da onda por unidade de comprimento (DEFNE et al., 2009). Por fim, foram confeccionados gráficos e diagramas de Roseta com os parâmetros de onda (H_s , T_p , Dir e W_p) e vento (Dir).

4.2.6 Análises morfológicas

4.2.6.1 Modelos digitais de terreno (MDT)

A partir das informações temporais e espaciais obtidas pelo caminhamento com GNSS foi possível extrair os Modelos Digitais de Terreno (MDT) para cada data. Para tal, a partir das coordenadas tridimensionais obtidas nas campanhas de campo foi necessário escolher o método

de interpolação e assim gerar os MDTs. Para esse trabalho foi escolhido o interpolador IDW (*Inverse Distance Weighted*), utilizado por diversos autores (e.g. BAPTISTA et al., 2008; HOLANDA et al., 2020) em estudos de praias. A interpolação foi feita com o IDW anexado ao programa ArcGis 10.2.

4.2.6.2 Perfis de praia

Os perfis de praia foram obtidos a partir de transectos alocados sobre o MDT gerado anteriormente. O pacote de perfis indica as variações na topografia das praias em metros a partir do eixo das ordenadas em função das distâncias horizontais no eixo das abcissas. Para abranger toda a área de estudo foram selecionados 10 perfis de praia que apresentam extensões médias de 40 m e espaçamento médio de 50m (Figura 10A).

4.2.6.3 Volume de sedimentos e balanço sedimentar

Para obtenção do volume de sedimentos foi realizada a álgebra de mapas, tendo como produto a subtração dos MDT mais recente pelo mais antigo em m^3 . A partir da subtração entre as diferentes campanhas de campo foi possível distinguir processos de remobilização de sedimentos (erosão, acreção ou transição/estabilidade). Por fim, o balanço sedimentar final foi calculado através do somatório dos volumes extraídos entre cada campanha.

4.2.7 Análises sedimentológicas

4.2.7.1 Análise granulométrica e estatística

Os sedimentos foram submetidos ao método de peneiramento a seco em agitador mecânico de peneiras do tipo *rotap* no laboratório de Sedimentologia do PGAB/UFS. O processo utilizado segue o procedimento padrão descrito por Suguio (1973), Briggs (1977) e Muehe, (2002):

(i) Lavagem das amostras para eliminação dos sais solúveis. As amostras coletadas em praias, por seu alto teor de sal, serão lavadas e mantidas imersas na água durante 24 h. Após este tempo, as amostras serão lavadas novamente. Cuidado deve ser tomado quando estas contiverem sedimentos muito finos, para que estes não sejam removidos durante as lavagens.

(ii) Secagem em estufa a uma temperatura de 70°C, por um período de aproximadamente 24 horas.

(iii) Quarteamento manual, que consiste na divisão da amostra em quatro partes iguais. As duas partes opostas serão arquivadas, enquanto as outras duas serão unidas e novamente separadas em 4 partes. Este procedimento deve ser repetido, até que se obtenha cerca de 50 a 100g de sedimentos. Este valor é suficiente para peneiras com diâmetro de 8 polegadas (20,32 cm). O excesso de sedimentos pode impedir o contato destes com a malha da peneira, comprometendo assim o resultado da análise.

(iv) Pesagem do material quarteado em balança de precisão (0,001g).

(v) Peneiramento úmido na peneira com abertura de 0,063 mm para separar a fração areia da fração lama (silte + argila).

(vi) Secagem em estufa a uma temperatura de 70°C do material tamanho areia (> 0,063 mm) em um recipiente do tipo becker.

(vii) Peneiramento a seco com jogo de peneiras a intervalos de 1,0 phi (Φ), utilizando o agitador de peneiras do tipo *rotap* por um período de 15 minutos.

(viii) Pesagem do material retido em cada uma das peneiras, utilizando balança de precisão para determinação do peso retido (g), peso retido acumulado (g) e do peso retido acumulado em porcentagem (%).

(ix) Armazenamento das diferentes frações granulométricas de cada amostra em sacos plásticos individuais e identificados com etiquetas.

(x) Não foi feita a queima de carbonato com ácido clorídrico (HCl a 10%) pois os sedimentos foram analisados em lupa binocular para análise composicional.

A distribuição das amostras de sedimento em classes granulométricas foi efetuada estatisticamente através da utilização do programa SYSGRAN – Sistemas de Análises Granulométricas desenvolvido por Maurício Garcia de Camargo do Centro de Estudos do Mar da Universidade Federal do Paraná e disponibilizado gratuitamente com a licença GNU (CAMARGO, 2006). Para realizar a análise estatística dos sedimentos foi utilizado o método padrão de Folk & Ward (1957). O SYSGRAN forneceu a média (tamanho do grão ou diâmetro médio, Φ), desvio padrão (grau de seleção ou seccionamento, σ), assimetria (S_k) e curtose (K_Φ) (CAMARGO, 2006).

O diâmetro médio, que consiste na média geral de tamanho dos sedimentos, é obtido a partir da seguinte fórmula: $\Phi = (\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84})/3$. O desvio-padrão ou seccionamento de cada amostra, que auxilia na identificação do agente de transporte, é obtido através da fórmula:

$\sigma = (\phi_{84} - \phi_{16}/4) + (\phi_{95} - \phi_5/6,6)$. A assimetria (S_k) que representa o grau de deformação da curva de frequência simples para direita ou esquerda é dada pela seguinte fórmula: $S_k = ((\phi_{16} + \phi_{84} - 2 * \phi_{50})/2 * (\phi_{84} - \phi_{16})) + ((\phi_5 + \phi_{95} - 2 * \phi_{50})/2 * (\phi_{95} - \phi_5))$. A curtose, que consiste no grau de achatamento de uma curva em relação à curva representativa de uma distribuição normal, foi obtida a partir da fórmula: $K_\phi = \phi_{95} - \phi_5/2,44 * (\phi_{75} - \phi_{25})$. Por fim, os dados foram espacializados em mapas no programa ArcGis 10.2.

4.2.7.2 Análise morfoscópica

A análise morfoscópica (arredondamento e esfericidade) foi realizada em microscópio estereoscópico binocular, marca Digilab, modelo DI-724, objetiva de 2x e 4x, ocular WF10x, no Laboratório de Geologia Costeira e Ambiental (LACMA/PGAB-UFS).

Para a análise, foram separados cerca de 300 grãos das frações acima do tamanho areia muito fina (125 a 63 μ m) com grãos suficientes para contagem. Os sedimentos foram classificados de acordo com a “Escala visual de arredondamento e esfericidade” de Powers (1953). Desse modo, cada grão foi comparado com a imagem da escala e associado à classe de arredondamento. Multiplica-se a porcentagem de grãos de cada classe pela respectiva média do valor de arredondamento. Os valores finais serão somados e será obtida a porcentagem final de arredondamento. Assim, os sedimentos foram classificados como: muito angulosos (0,12–0,17), angulosos (0,17–0,25), subangulosos (0,25–0,35), subarredondados (0,35–0,49), arredondados (0,49–0,70) ou bem arredondados (0,70–1,00). Adicionalmente, os grãos foram classificados quanto à esfericidade (alta ou baixa). Por fim, foi feita a média ponderada das malhas para a classificação da amostra total.

4.2.7.3 Análise composicional

Os separados na etapa anterior foram analisados também quanto à composição e classificados em: siliciclásticos (félsicos, máficos ou fragmentos líticos), bioclastos, matéria orgânica detrítica, entre outros. As micas foram classificadas individualmente em função de seu comportamento hidrodinâmico distinto (BRIGGS, 1977). Por fim, foi feita a média ponderada das malhas para classificação da amostra total.

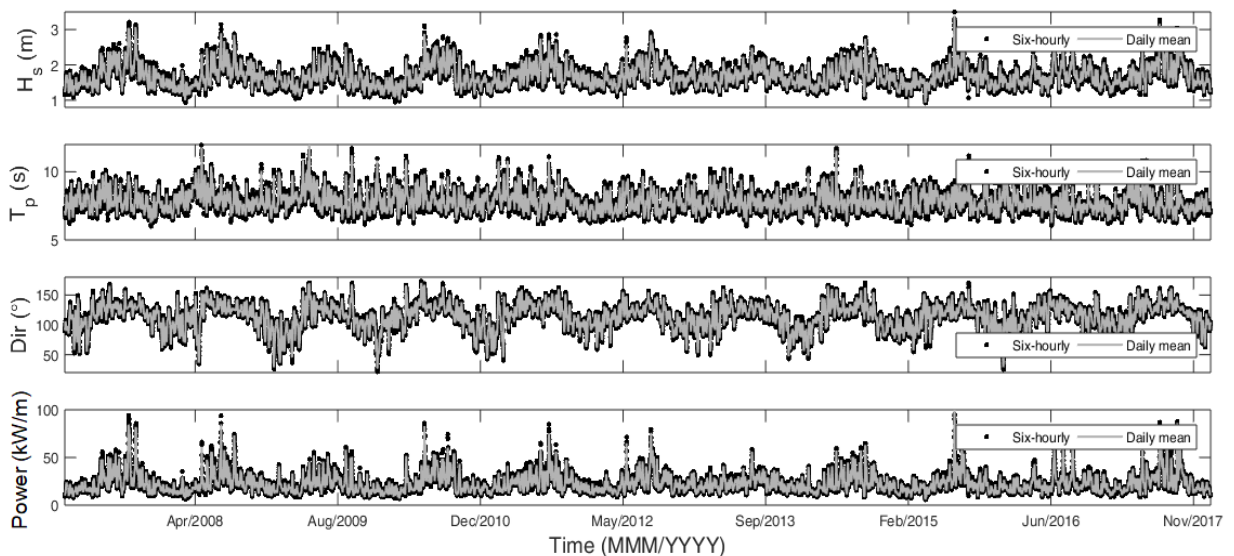
5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo serão descritos os resultados obtidos: (1) condições de onda e vento; (2) variação da linha de costa e movimentação das barras transversais a médio e curto prazo; (3) características sedimentológicas da praia e das barras a curto prazo e; (4) variações morfológicas da praia e das barras transversais em curto prazo. Também serão discutidos os resultados a fim de analisar a interação praia-barras transversais ao longo do tempo.

5.1 CONDIÇÕES DE ONDAS E VENTO

Os dados de ondas para o período de 2007 a 2017 (Figura 13) 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, com média de 1,69 m e 7,8 s respectivamente. Entretanto, as ondas predominantes apresentaram $H_s=1,5$ a 2 m e $T_p=8$ s. O poder de onda médio foi de 23,01 KW/m com picos de até 90 Kw/m em meses chuvosos (entre julho e setembro) (Figura 15A). A direção de onda predominante foi de 114° correspondendo às ondas advindas dos quadrantes ESE. As ondas de SSE e SE também são predominantes e apresentaram maiores alturas e períodos ocorrendo 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. Os ventos de 123° são predominantes e apresentam velocidade média de 5,0 m/s (Figura 16A).

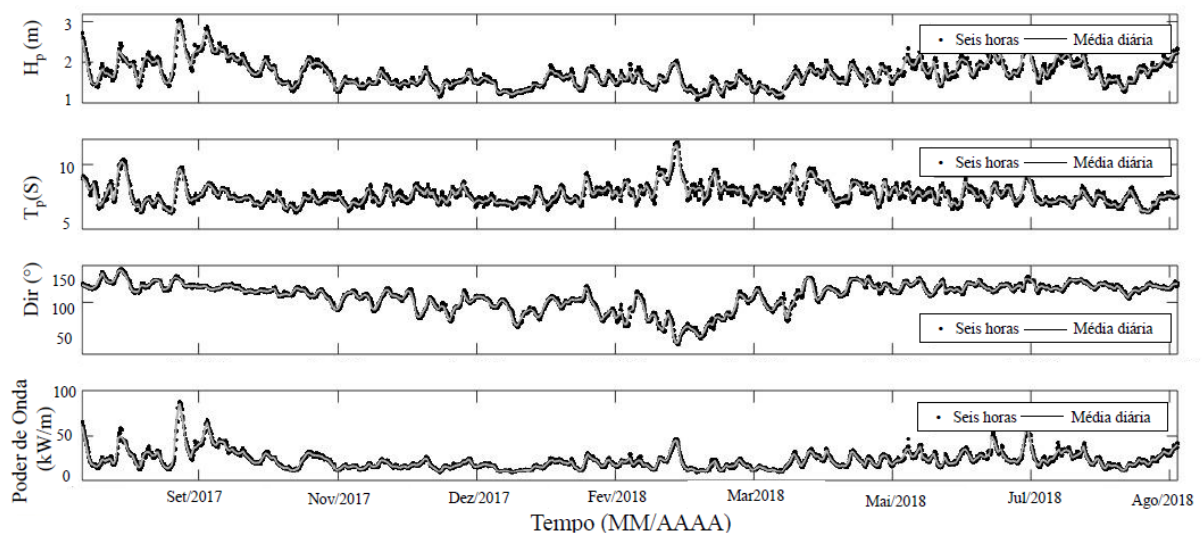
Figura 13 – Série temporal de dados de: altura significativa (H_s), período de pico (T_p), direção (Dir) e poder das ondas no litoral de Goiana, Pernambuco para o período de 2007 a 2017. Fonte de dados: reanálise de dados ERA-Interim



Fonte: A Autora (2023).

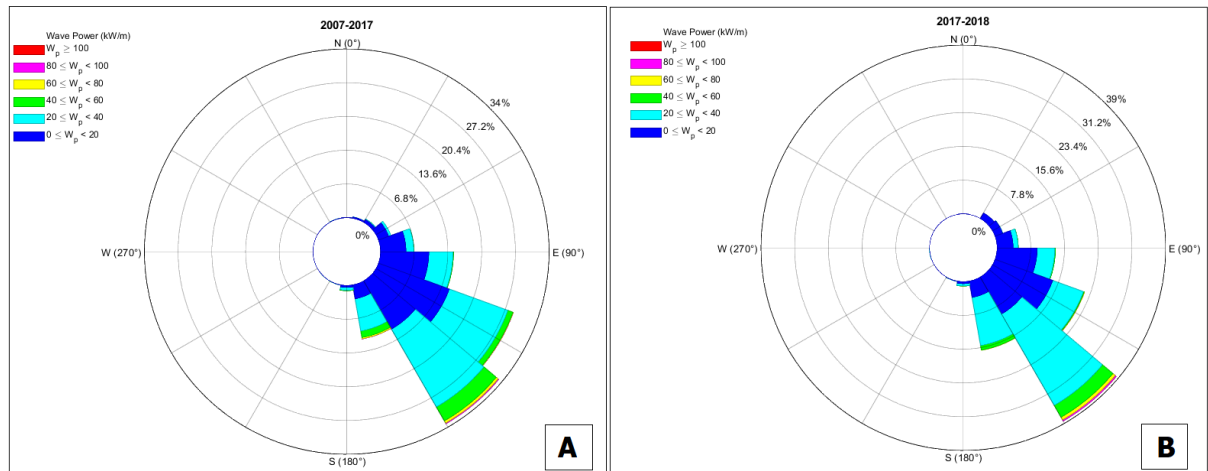
A altura significativa (H_s) e o período de pico (T_p) oscilaram de 1 a 3 m e 6 a 12 s, respectivamente, no período de análise a curto prazo. Entretanto, similar ao período de médio prazo, as ondas predominantes apresentaram $H_s=1,5$ a 2 m e $T_p=8$ s (Figura 14). Nos meses de agosto a outubro de 2017 as ondas apresentaram os maiores valores de H_s e T_p , alcançando 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, no período de curto prazo, o poder das ondas foi mais baixo dos valores observados no decorrer dos anos analisados a médio prazo (Figura 15B). Os ventos de 129° (ESE) são predominantes e apresentam velocidade média de 5,4 m/s (Figura 16B).

Figura 14 – Série temporal de dados de maré, altura significativa (H_s), período de pico (T_p), direção (Dir) e poder das ondas no litoral de Goiana, Pernambuco para o período de 2017 a 2018. Fonte de dados: reanálise de dados ERA-Interim



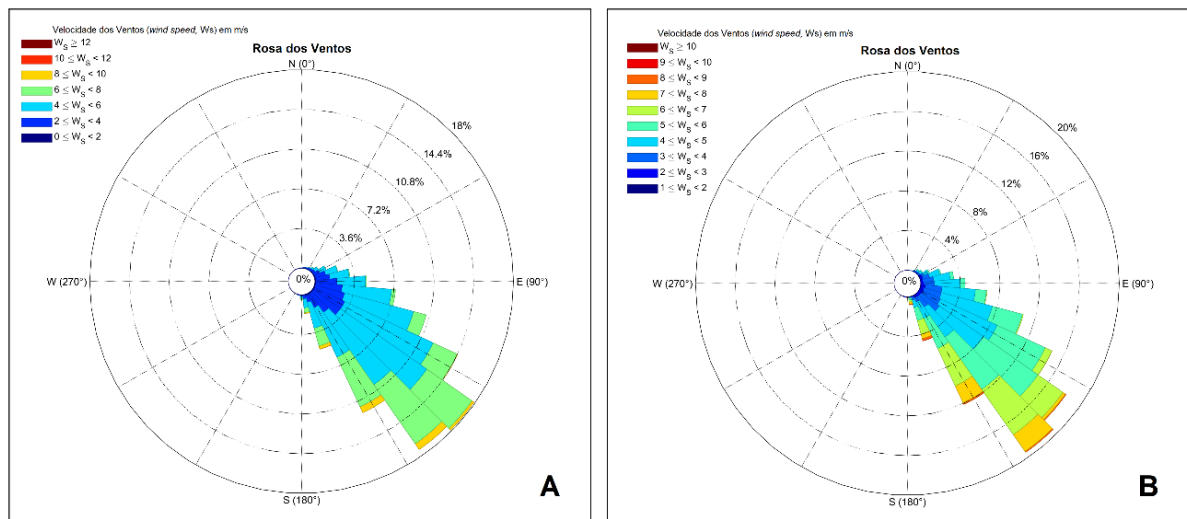
Fonte: A Autora (2023).

Figura 15 – Distribuição da intensidade e direção do Poder de onda (W_p) no litoral de Goiana, Pernambuco para o período de (A) 2007 a 2017 e (B) 2017 a 2018. Fonte de dados: reanálise de dados ERA-Interim. A direção do Norte é 0° . Fonte de dados: reanálise de dados ERA-Interim



Fonte: A Autora (2023).

Figura 16 – Distribuição da velocidade (W_s) e direção dos ventos no litoral de Goiana, Pernambuco para o período de (A) 2007 a 2017 e (B) 2017 a 2018. Fonte de dados: reanálise de dados ERA-Interim. A direção do Norte é 0° . Fonte de dados: reanálise de dados ERA-Interim



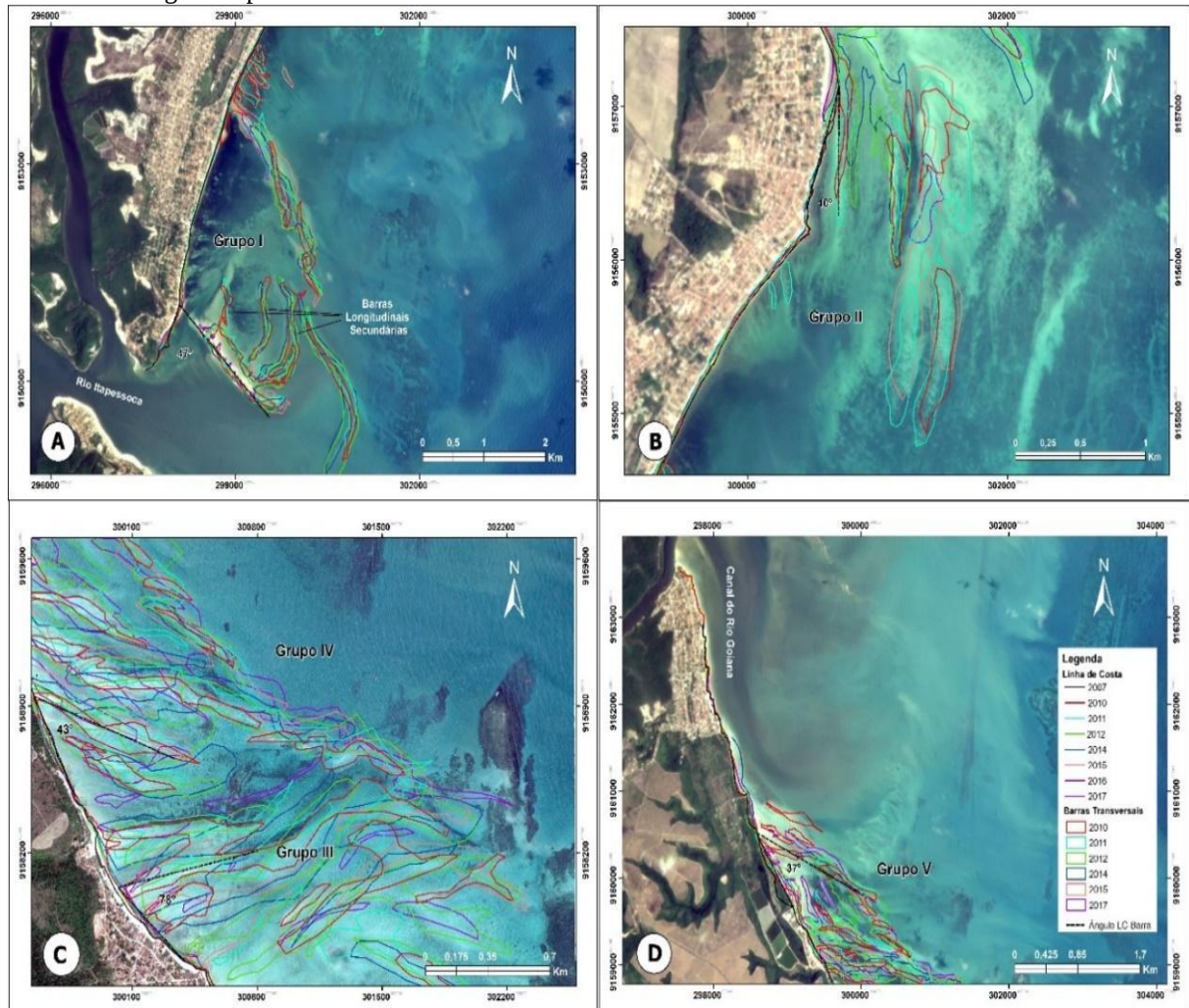
Fonte: A Autora (2023).

5.2 VARIAÇÕES DA LINHA DE COSTA E DAS BARRAS TRANSVERSAIS

5.2.1 Comportamento da linha de costa e das barras transversais a médio prazo

Através do mapeamento das barras transversais a médio prazo (Figura 17) 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 17 e 18; Tabela 5).

Figura 17 – 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



Fonte: A Autora (2023).

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 (vide Figura 10). A linha de costa defronte aos grupos III, IV e V apresentam direção preferencial NNW-SSE (Figura 18).

Figura 18 – 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



Fonte: A Autora (2023).

Tabela 5 – 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

Fonte: A Autora (2023).

A análise do conjunto de imagens de satélite mostrou que houve um movimento significativo da posição das barras no decorrer do tempo (vide Figura 17). A observação das

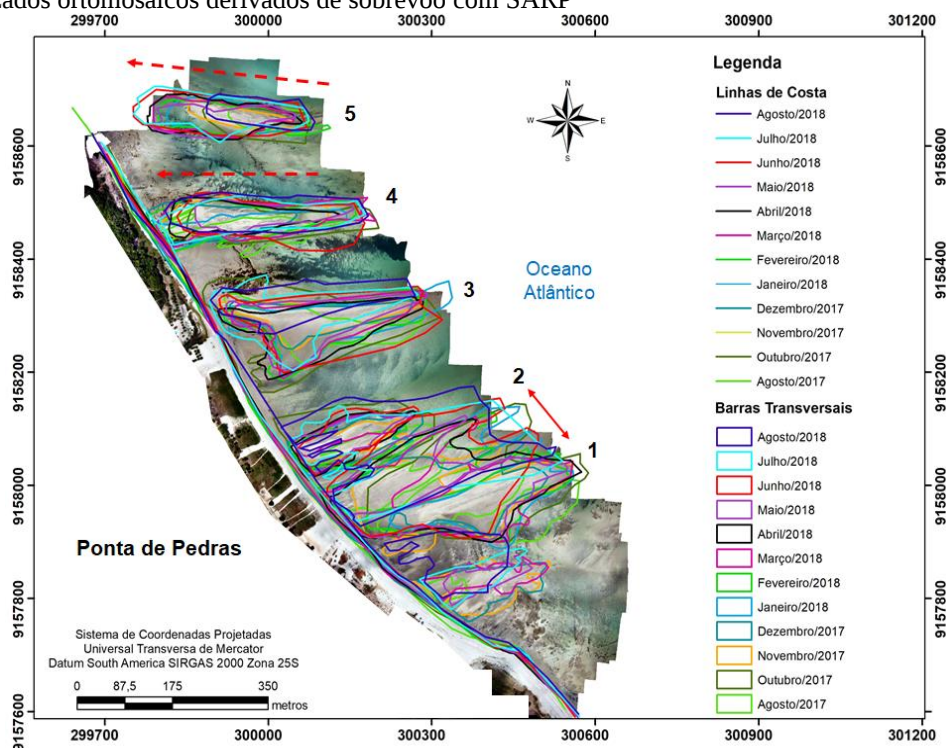
cristas de algumas barras em imagens sucessivas revelou que o campo de barras do Grupo III (região de maior concentração) se movimentou entre 200-300 metros para norte de 2010 a 2017. Alguns trabalhos mostram que as barras transversais quase perpendiculares à praia apresentam pouca ou nenhuma movimentação (NIEDORODA & 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; MUJAL-COLILLES et al., 2021).

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 ($< 50 \text{ kW/m}$), entre os anos de 2012 e 2014 (Figura 13). Nesse período, as ondas são advindas preferencialmente dos quadrantes E e ENE. As condições do 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.

5.2.2 Comportamento da linha de costa e das barras transversais a curto prazo

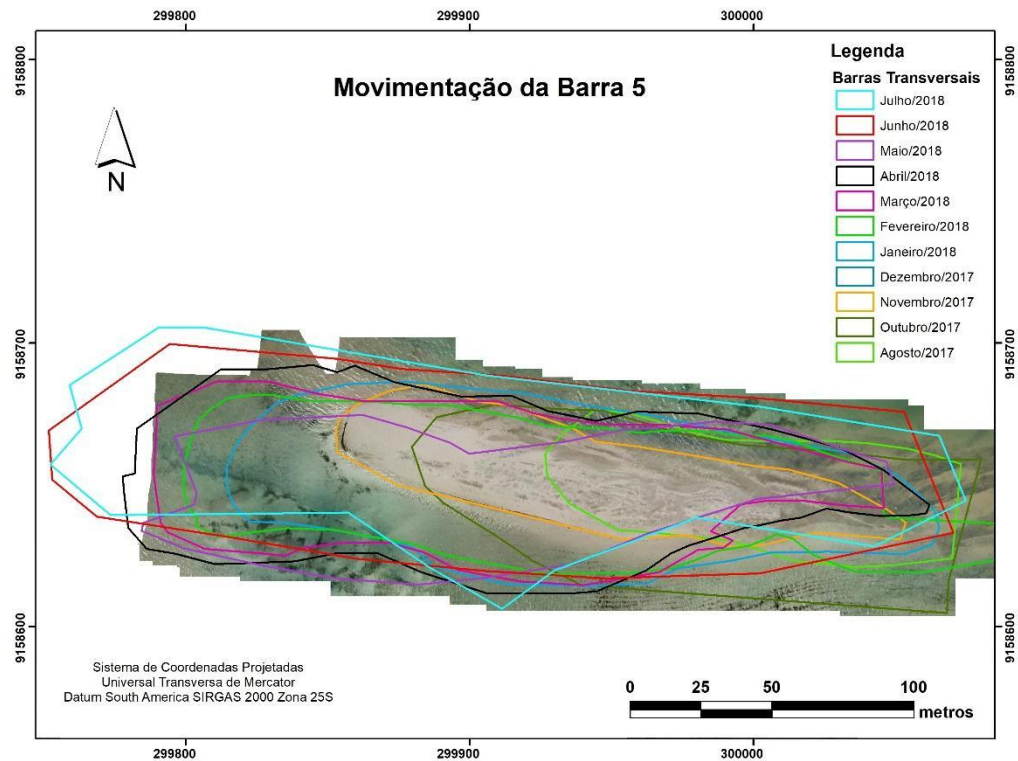
O mapeamento das barras e da linha de costa a curto prazo (2017-2018) é mostrado na figura 19. As barras 1 a 3 se movimentaram poucos metros em direção à linha de costa (< 10 metros). Entretanto, aumentaram a sua largura chegando a se soldarem (e.g. barras 1 e 2) no período analisado. As barras 4 e 5, 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 (Figura 20). O comprimento de onda (L) médio das barras é de cerca de 200 metros e a extensão média é de 315 metros (Tabela 6; Figura 19).

Figura 19 – 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 derivados de sobrevôo com SARP



Fonte: A Autora (2023).

Figura 20 – 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. Fonte: ortofotomosaico de novembro de 2017



Fonte: A Autora (2023).

Os valores de comprimento de onda descritos na área foram similares aos valores acima de 100 metros apresentados por Niedoroda & 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) como as barras desse estudo. As barras analisadas 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 mesomarés, com amplitudes de até 2,5 m que, entretanto, parece não afetar os fenômenos associados à 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) (Tabela 6). Sendo assim, quanto menor a distância da zona de sombra menores são as barras.

Tabela 6 – Características das barras transversais a curto prazo: extensão, movimentação e ângulo

Barra	Extensão (2017)	Extensão (2018)	Movimentação	Taxa de movimentação longitudinal	Distância linha de costa e barra**	Comprimento de onda (L)	Ângulo médio
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

Fonte: A Autora (2023).

Notas: *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.

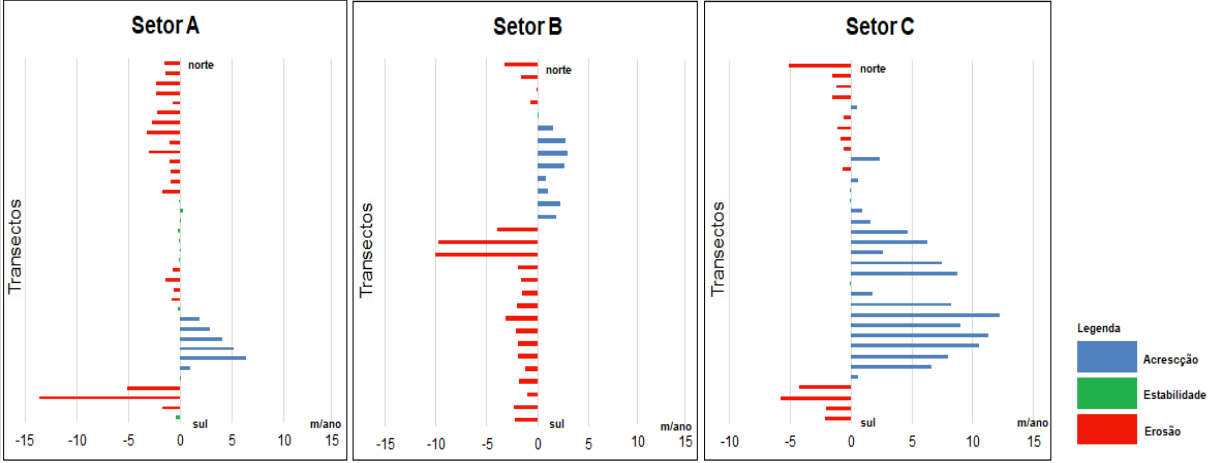
Notou-se que, nesse período mais seco, as barras transversais aumentaram a extensão e se movimentaram no sentido da praia e do transporte longitudinal. Entre os meses de outubro de 2017 e junho de 2018, o poder das ondas não passou de 50 kW/m (vide Figura 13), o que favoreceu a movimentação das barras no sentido da praia, conforme pode ser visto na Figura 12. Quando o poder da onda aumenta a partir do mês de julho/2018, passando de 50 kW/m, percebe-se que a barra diminuiu a movimentação no sentido da praia.

5.2.3 Comportamento e interação da linha de costa e das barras transversais

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:

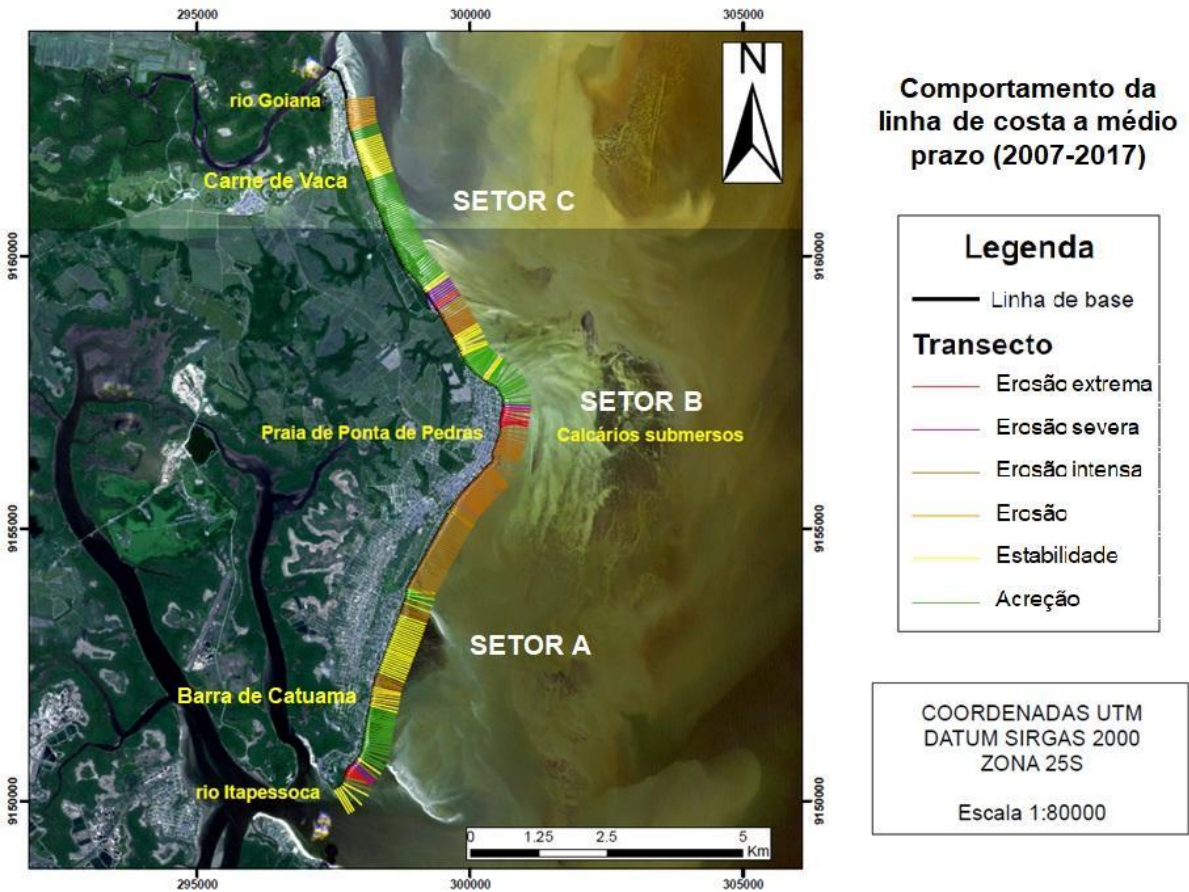
erosão extrema (5,7%), erosão severa (2,9%), erosão intensa (20,0%) e erosão (8,6%) (Figuras 21 e 22). O desvio e o erro padrão das análises é dado na Tabela 7.

Figura 21 - 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



Fonte: A Autora (2023).

Figura 22 – 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



Fonte: A Autora (2023).

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 o 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.

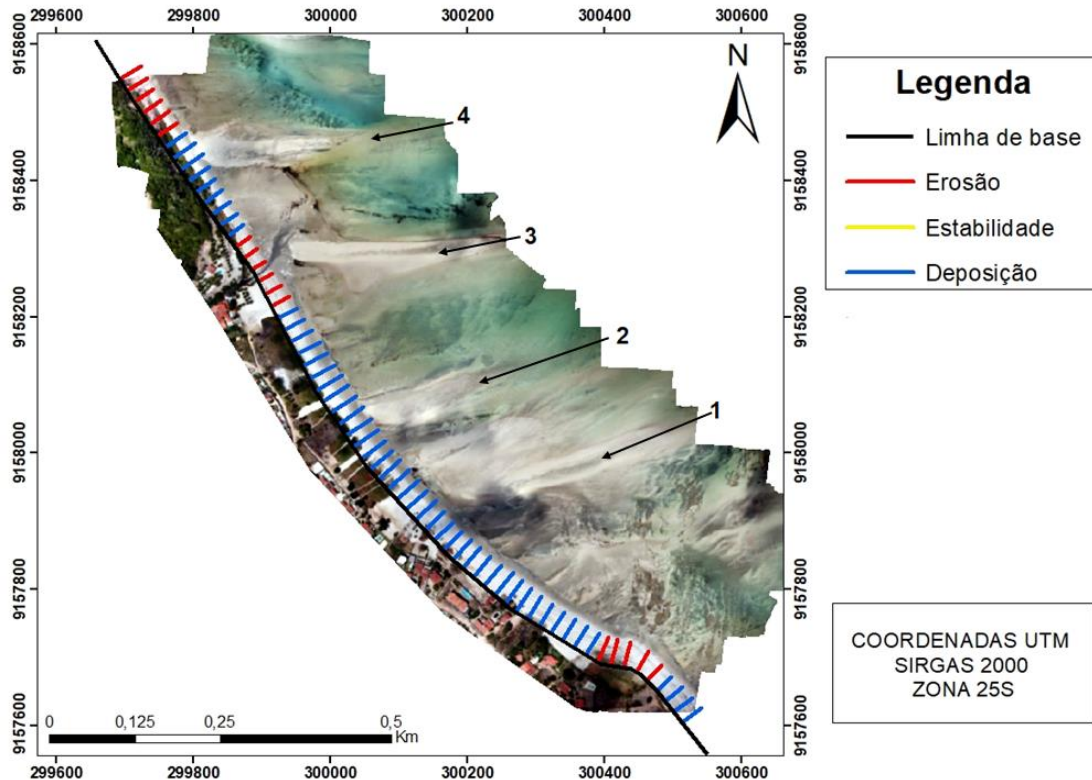
Tabela 7 – Média, desvio padrão, erro padrão dos dados de variação da linha de costa do litoral de Goiana/Pernambuco a médio prazo

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

Fonte: A Autora (2023).

A curto prazo o processo de deposição prevaleceu em 74% e erosão predominou em 26% da linha de costa da área investigada (Figura 23). O comportamento deposicional 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 23 – 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 a deposição na linha de costa defronte as barras 1, 2 e 4 e erosão defronte a barra 3



Fonte: A Autora (2023).

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 justamente 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 Figura 22). Possivelmente, as ondas retiraram os sedimentos dos setores A e o transporte longitudinal carregou esses sedimentos para Norte em direção ao setor C (vide Figura 22). Quando alcançaram os recifes do setor B, o transporte longitudinal desacelera, 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 a 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 a 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 a costa conforme comprovado por Costa et al. (2006) e Martins et al. (2019).

5.3 ASPECTOS MORFOLÓGICOS

Neste capítulo serão descritas as características morfológicas da praia e de quatro barras transversais, localizadas em Ponta de Pedras, litoral central do município de Goiana/PE. As barras analisadas são pertencentes ao Grupo III mapeado no item 5.1. Conforme descrito no item supracitado, as barras desse grupo possuem ângulo médio de 78°ENE com a linha de costa e cerca de 300 metros de comprimento. Foram analisados: (i) modelos digitais de terreno (MDT) – perfis planialtimétricos, (ii) volume de sedimentos e balanço sedimentar; (iii) perfis transversais da praia e (iv) perfis longitudinais do terraço (barras transversais).

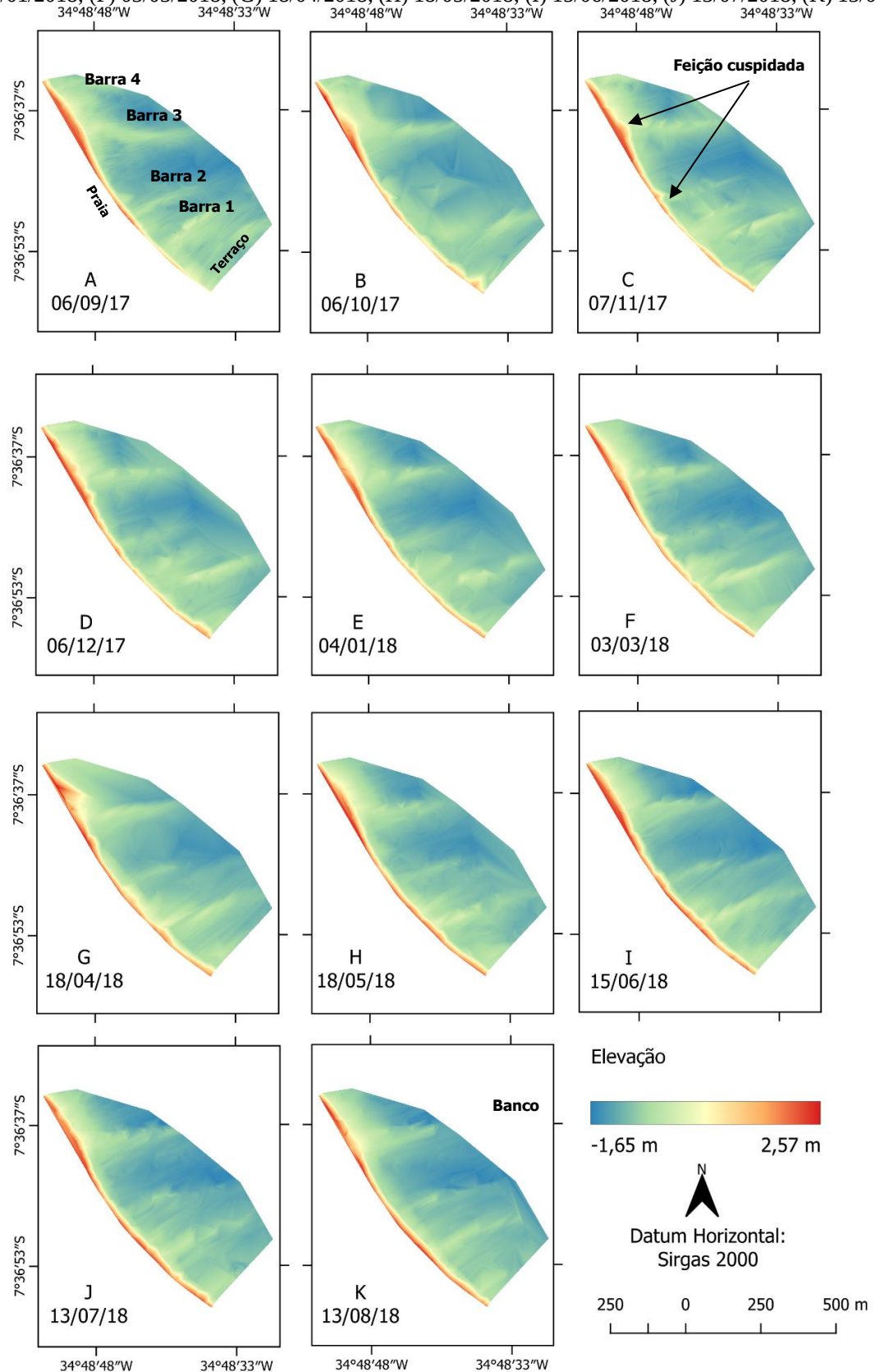
5.3.1 Modelos digitais de terreno (MDT) e balanço sedimentar

A figura 24 apresenta as variações ocorridas nos modelos digitais de terreno (MDT) da área investigada em diferentes datas. A praia é estreita, com aproximadamente 40 m de extensão com alturas de pacote sedimentar que não ultrapassam 3 m em relação ao nível do mar. Há um terraço de baixamar (TBM) bem identificado defronte toda a extensão da praia que se prolonga por mais de 400 metros. Nota-se a presença de, pelo menos, quatro barras transversais (barras 1, 2, 3 e 4) sobre o terraço que possuem extensões médias de 300m (Figura 24A). As barras transversais apresentam espessura de pacote sedimentar em torno de 0,8 m. Entre as barras transversais ocorrem cavas de maior profundidade ($\sim -1,70$ m).

É comum a presença de pequenas cúspides praias em algumas datas que, muitas vezes, não aparentam estar associadas às barras transversais (Figura 24J). Na porção sul, existe uma feição semelhante a um banco de areia que não está associado a nenhuma barra transversal (Figura 24H). Nessa área, afloram rochas da Formação Maria Farinha que atuam como obstáculo permitindo a deposição de sedimentos associado à feição cuspidada de Ponta de Pedras. É possível perceber uma movimentação sutil das barras para norte no sentido da corrente longitudinal, sobretudo a barra 3.

As características morfológicas observadas nos perfis planialtimétricos estão condizentes com os aspectos observados a partir do mapeamento multitemporal de curto prazo citado no item 5.2 e observações de campo.

Figura 24 – Perfis planialtimétricos obtidos através de levantamento topográfico da praia e das barras transversais de Ponta de Pedras (PE) em diferentes datas: (A) 06/09/2017; (B) 06/10/2017; (C) 07/11/2017; (D) 06/12/2017; (E) 04/01/2018; (F) 03/03/2018; (G) 18/04/2018; (H) 18/05/2018; (I) 15/06/2018; (J) 13/07/2018; (K) 13/08/2018



Fonte: A Autora (2023).

A barra 3 apresenta-se acoplada à praia em todas as campanhas de campo (vide Figura 24) e a barra 1 se junta à praia no campo realizado em abril de 2018 (Figura 25). Outra feição comum na área é a presença de marcas de onda (*ripples*) assimétricas no sentido da costa sobre as barras transversais, indicando o sentido de movimentação dos sedimentos (Figura 26). Na conexão face de praia-terraço ocorrem canais de escoamento de água possivelmente locais de afloramento do lençol freático dado a profundidade abaixo do nível do mar (Figura 27).

Figura 25 – Fotografia de campo mostrando a junção entre a barra 1 e a praia no campo de abril de 2018.



Fonte: A Autora (2018).

Figura 26 – Fotografia de campo do dia 18/04/2018 mostrando marcas de onda (*ripples*) sobre uma barra transversal. As *ripples* são assimétricas no sentido *onshore* (seta em amarelo)



Fonte: A Autora (2018).

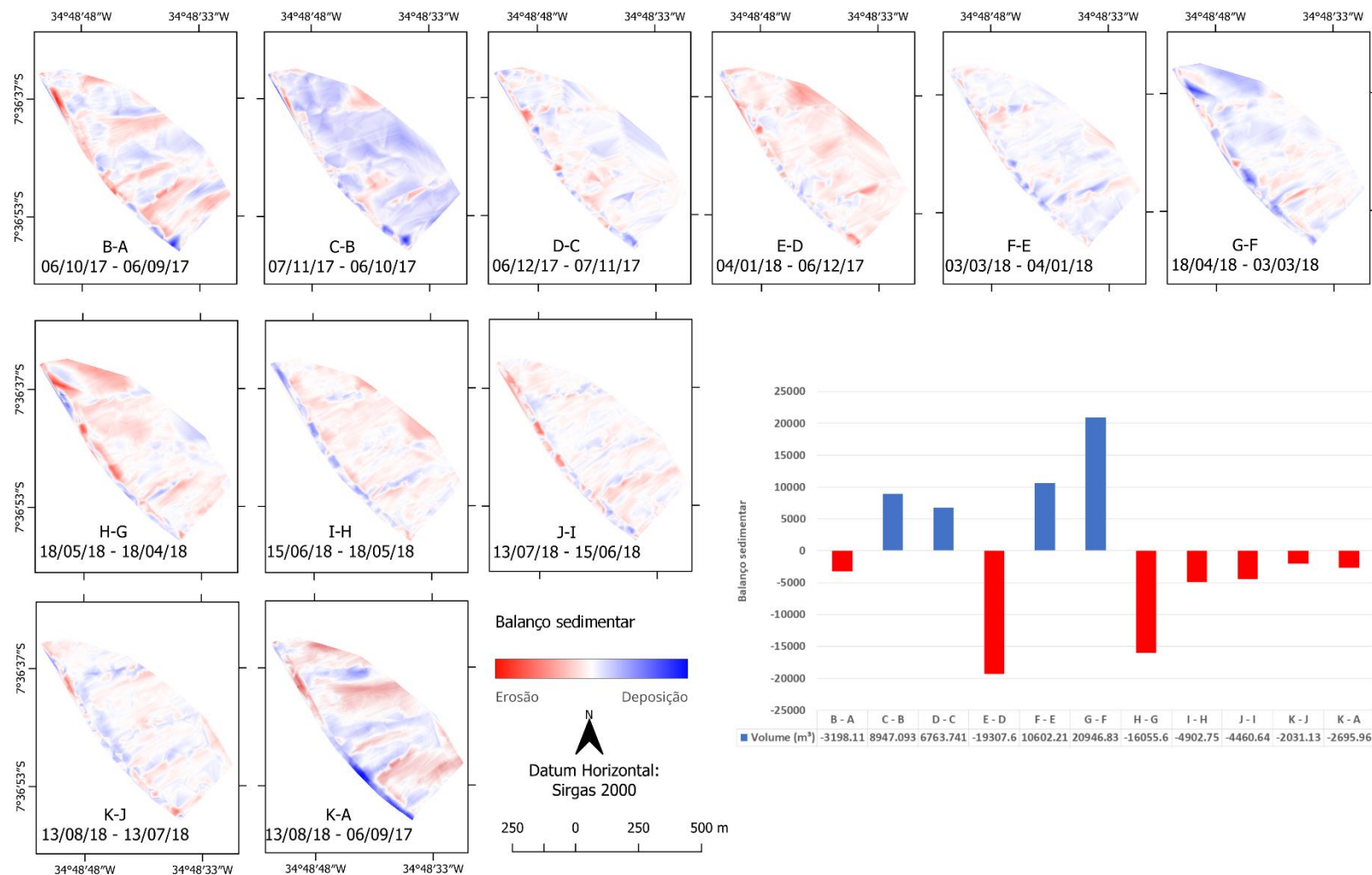
Figura 27 – Fotografia de campo do dia 18/04/2018 mostrando canais de escoamento de água na conexão entre a face da praia e o terraço de baixamar



Fonte: A Autora (2018).

O balanço sedimentar obtido através dos perfis planialtimétricos mostrou que o ambiente analisado apresentou variações significativas tanto na praia quanto sobre o terraço (Figura 28). O processo erosivo prevaleceu durante os meses de setembro a outubro/2017 (-3198,11 m³), de dezembro/2017 a janeiro/2018 e de maio a agosto/2018 sobretudo no terraço de baixamar. Já o processo de deposição prevaleceu entre os meses de novembro/2017 a dezembro/2017 e abril a junho/2018. Entretanto, durante o período total (setembro de 2017 a agosto de 2018) prevaleceu o processo de deposição na parte sul da praia e erosão na parte norte. Já no terraço, prevaleceu a deposição nas regiões de cava e erosão sobre as barras transversais gerando um balanço sedimentar negativo (-2696,96 m³) em toda a área.

Figura 28 – Representação da variação temporal do pacote sedimentar da praia e das barras transversais de Ponta de Pedras (PE) entre setembro de 2017 a agosto de 2018.



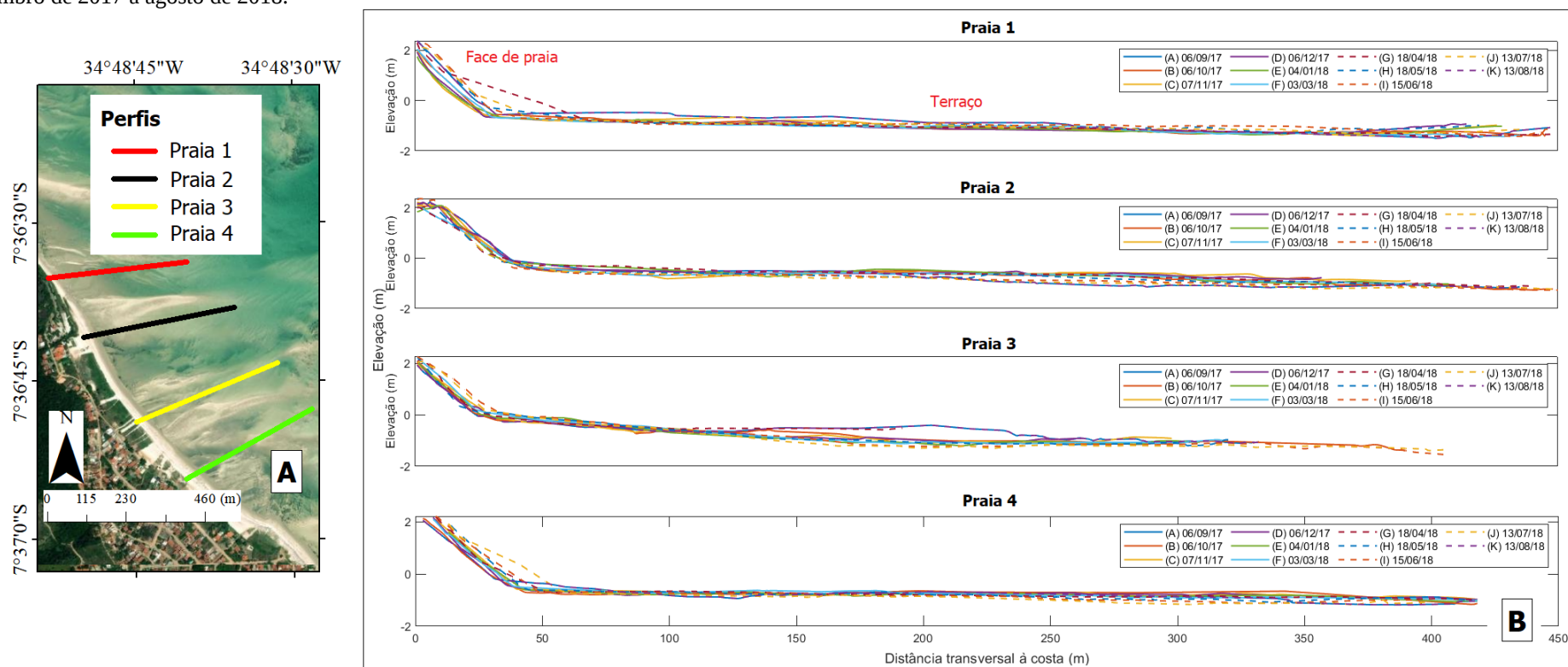
Fonte: A Autora (2023).

5.3.2 Perfis de praia e das barras transversais

Os perfis da praia levantados na área de estudo de setembro de 2017 a agosto de 2018 são mostrados nas figuras 29 e 30. A face da praia é íngreme e possui extensão variando de 35 a 45 metros e um terraço de baixamar com cerca de 300 metros de extensão no qual estão localizadas as barras transversais (Figura 29). Em todos os perfis, a face da praia apresentou variação significativa de -0,3 a 2,0 metros de altitude no decorrer do tempo. (Figura 30). Os perfis mais curtos (35 metros) e com maiores variações são observados nos pontos 1 e 2 localizados mais próximos ao recife de calcário da Formação Maria Farinha. Os perfis 1 a 4 apresentaram característica de concavidade, indicando que prevaleceu processo deposicional no decorrer do tempo. Os perfis 5 a 7 apresentaram as menores variações e estão localizados na região entre as barras 2 e 3. Diferente dos demais perfis, a face de praia superior nos perfis 8 e 9 mostrou variações na espessura do pacote sedimentar. Nesses pontos existe um canal de escoamento advindo de uma região de brejo na retaguarda da praia (Figura 31). O pós-praia é estreito ou inexistente na maioria dos perfis, conforme ilustrado na Figura 32.

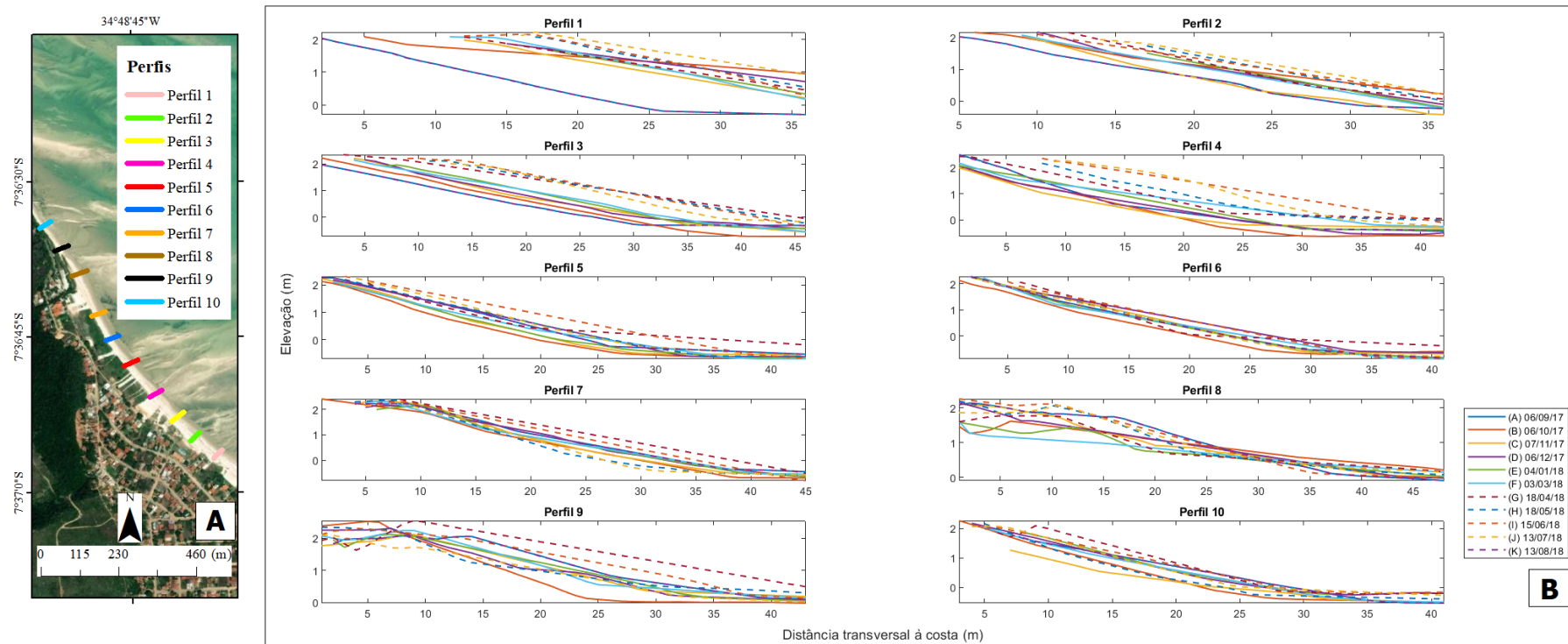
A figura 33 mostra as variações ocorridas nos perfis longitudinais à costa no período analisado. Toda a extensão do terraço bem como as barras transversais encontram-se abaixo do nível do mar, sendo assim permanece submerso mesmo na maré mais alta. Na praia existem duas feições cuspidadas e de maior elevação localizadas defronte as barras 1-2 e barra 3. Adicionalmente, entre as duas feições existe uma reentrância no perfil com cerca de 2 metros de altitude (Figura 34). As barras 1 e 3 apresentaram as maiores extensões, altitudes (próximas ao nível do mar) e amplitudes ($\sim 0,8$ m), sendo as demais barras localizadas abaixo de $-0,5$ m de profundidade. O ponto de maior altura em todas as barras encontra-se na região inicial de cada uma delas, conforme pode ser visto nos perfis longitudinais 3 e 4. À medida que a barra se distancia da costa a calda vai se tornando menos espessa, mais estreita e profunda ($-0,8$ metros).

Figura 29 – (A) Localização dos perfis transversais à praia; (B) Variação nos perfis de praia sobre o terraço interpolados a partir do MDT na praia de Ponta de Pedras (PE) no período de setembro de 2017 a agosto de 2018.



Fonte: A Autora (2023).

Figura 30 – (A) Localização dos perfis transversais à face de praia; (B) Variações morfológicas dos perfis da face de praia interpolados a partir do MDT da praia de Ponta de Pedras-PE de setembro de 2017 a agosto de 2018.



Fonte: A Autora (2023).

Figura 31 – Fotografia de campo de novembro de 2017 mostrando o canal de escoamento de água defronte aos perfis 8 e 9



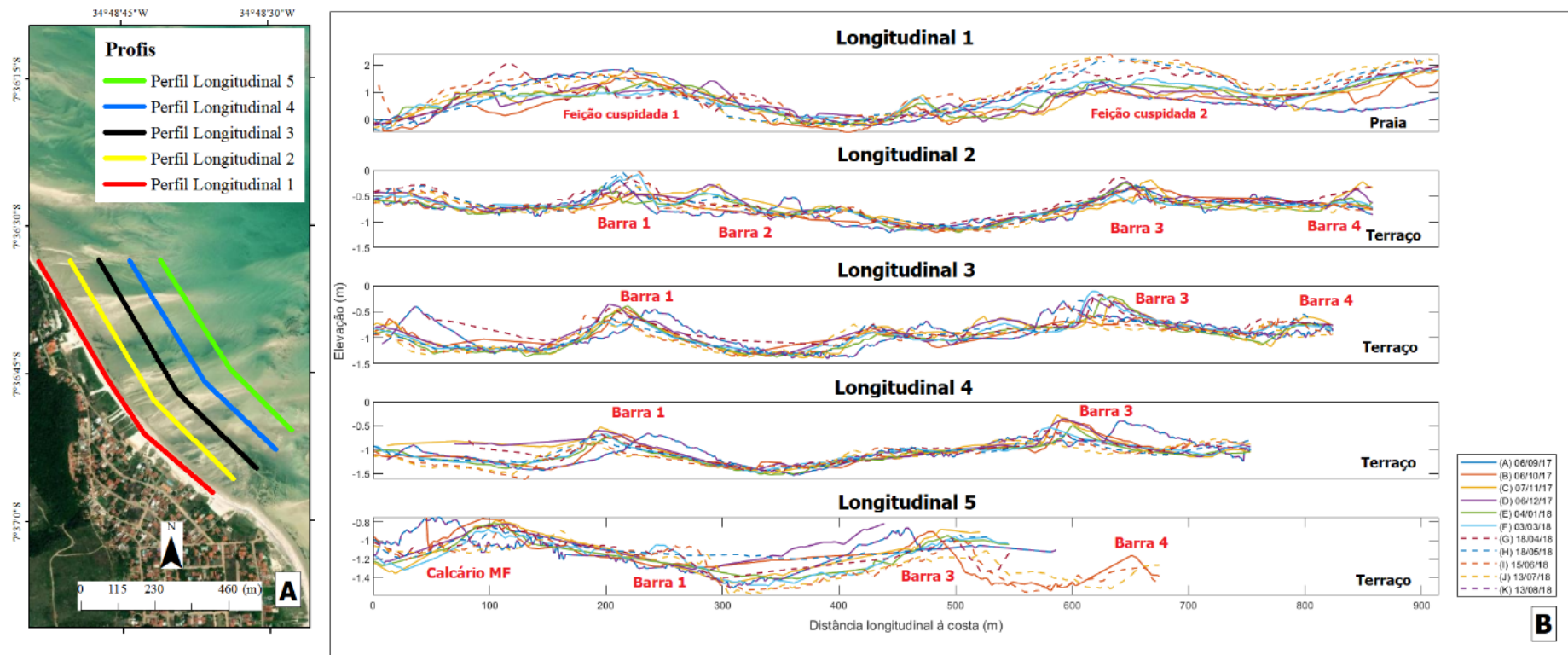
Fonte: A autora (2018).

Figura 32 – Fotografia de campo do dia 03/03/2018 mostrando o pós-praia inexistente e escarpa na vegetação indicativa de processo erosivo



. Fonte: A Autora (2018).

Figura 33 – (A) Localização dos perfis longitudinais à costa alocados sobre a praia e o terraço de baixamar. Os perfis foram interpolados a partir dos MDTs da praia de Ponta de Pedras-PE.; (B) Variações temporais e espaciais na praia e no terraço de baixamar no período de setembro de 2017 a agosto de 2018. Nota-se a presença de pelo menos quatro barras transversais à praia no terraço. Na praia existem duas regiões elevadas associadas às barras transversais 1 e 3, bem como uma grande cava situada entre essas duas barras. As barras 1 e 3 apresentam maiores altitudes e extensões, por isso aparecem em todos os 4 perfis longitudinais sobre o terraço. A barra 2 por apresentar menor extensão só foi mapeada no perfil longitudinal 2. Devido à inclinação para sul do mapeamento sobre o terraço, a barra 4 aparece apenas em parte nos perfis 2, 4 e 5. Calcário MF = calcário Formação Maria Farinha.



Fonte: A Autora (2023).

Figura 34 – Feições cuspidadas localizadas defronte as barras 1 e 3 e reentrância entre as barras 1 e 3



Fonte: A autora (2018).

5.3.3 Discussões

A praia de Ponta de Pedras pode ser classificada, de acordo com suas feições morfológicas e estágio de marés do tipo mesomaré, como uma praia do tipo Refletiva com Terraço de Baixamar (*R+LTT - Reflective plus Low Tide Terrace*; MASSELINK & SHORT, 1993), onde a face de praia apresenta uma inclinação elevada e um terraço plano e extenso. Entretanto, as cúspides praias na face da praia e as correntes de retorno não foram comuns na área investigada devido a energia baixa do ambiente. A face da praia apresenta sedimentos de granulometria areia média e o terraço, de baixa energia, é composto por sedimentos do tamanho lama, conforme será explicitado no próximo capítulo.

Apesar de constituir um ambiente de baixa energia de onda ($W_p < 40 \text{ kW/m}$) tanto a face de praia quanto o terraço apresentaram variações no pacote sedimentar no decorrer do tempo. Essas variações estão associadas à troca sedimentar que ocorre entre as barras transversais e praia, que por vezes, se acoplam. A troca sedimentar é evidente e atestada pela forma cuspidada do perfil praias longitudinal defronte as barras conforme explicitado por Niedoroda & Tanner (1970). Adicionalmente, a forma da barra, com maiores espessuras na região próxima a praia (cabeça) e menor espessura na região mais distante (cauda), bem como as *ripples* assimétricas no sentido *onshore*, indicam que o sedimento está sendo transportado da cauda até a cabeça da barra em direção à praia.

Nos perfis de face de praia localizados defronte às barras transversais prevaleceu o processo de deposição, com exceção dos perfis 8 e 9, onde houve erosão na face da praia superior devido ao canal de escoamento. Esse fato pode ser comprovado também pela análise da linha de costa de curto prazo (vide Figura 16).

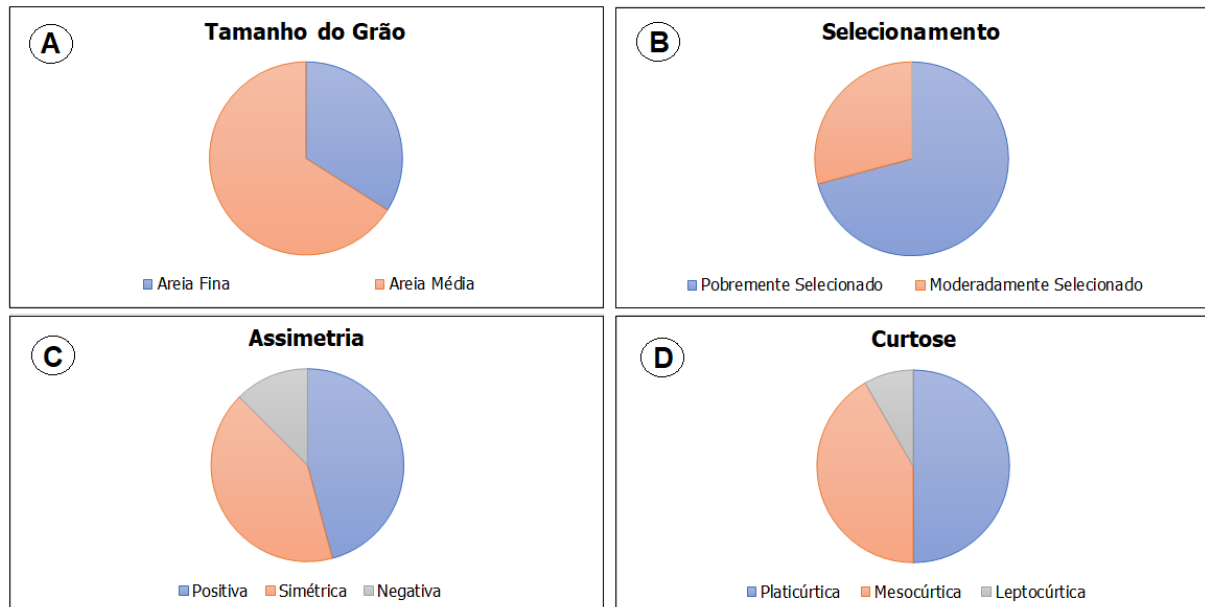
O processo de deposição prevaleceu entre os meses de janeiro a abril/2018, período seco e de baixa precipitação, quando a H_s não ultrapassou os 2 m, o T_p foi de aproximadamente 6s e o poder de onda ficou abaixo dos 30 kW/m. Já o processo de erosão predominou entre os meses de abril e agosto de 2018 quando a H_s teve um leve aumento, passando dos 2 m, o T_p foi de aproximadamente 7s e o poder de onda calculado foi de pouco mais de 40 kW/m (vide Figura 15). Entre os meses de março e abril ocorreu a maior quantidade de sedimento depositado na área de estudo, porém, nesse período o poder da onda não ultrapassou os 25 kW/m. No período total, apesar das condições de onda permanecerem baixas, o leve aumento parece ter sido suficiente para movimentar os sedimentos entre a praia e as barras e consequentemente ocasionar erosão. Não há aumento significativo nem mudança na direção dos ventos durante o período investigado.

5.4 ASPECTOS SEDIMENTOLÓGICOS

5.4.1 Características granulométricas

De uma forma geral, os sedimentos praias foram caracterizados como areia média (66%) e areia fina (34%) e, pobremente (70,8 %) a moderadamente selecionados (29,2 %). As curvas de distribuição dos sedimentos foram classificadas como assimétricas positivas (45,8%), simétricas (41,7%) e assimétricas negativas (12,5%) e, platicúrticas (50%), mesocúrticas (41,7%) e leptocúrtica (8,3%) (Figura 35).

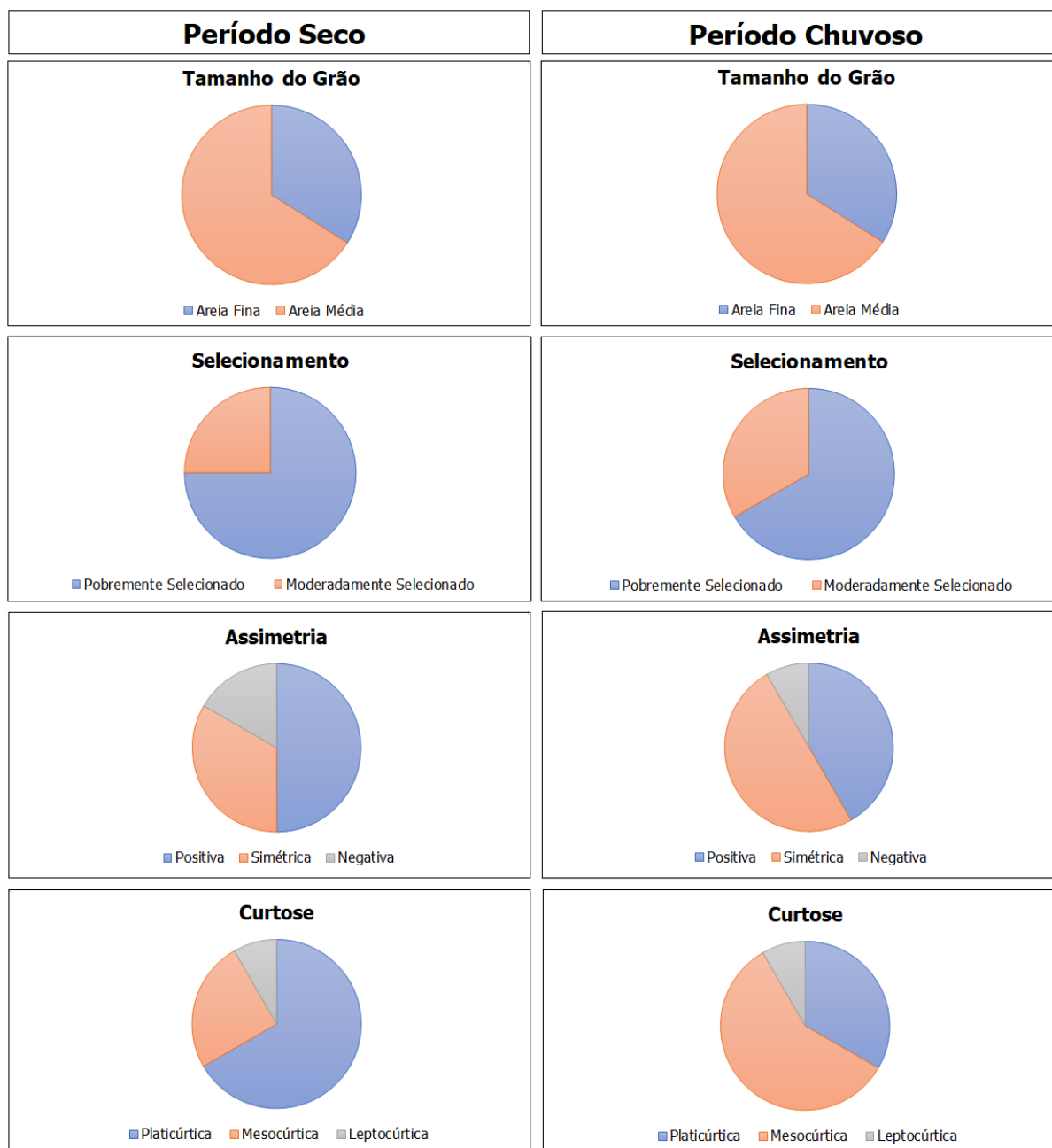
Figura 35 – Parâmetros granulométricos dos sedimentos da praia de Ponta de Pedras (PE): (A) Tamanho do grão; (B) Selecionamento, (C) Assimetria e (D) Curtose



Fonte: A Autora (2023).

Sazonalmente (períodos seco e chuvoso) não houve variação no tamanho do grão, entretanto, os grãos pobremente selecionados foram mais frequentes no período seco (75%). Já as curvas de distribuição assimétricas positivas foram mais abundantes no período seco (50%) e as curvas simétricas prevaleceram no período chuvoso (50%). Com relação à curtose, as curvas platicúrticas foram mais abundantes no período seco (67%) e as curvas mesocúrticas prevaleceram no período chuvoso (58%) (Figura 36).

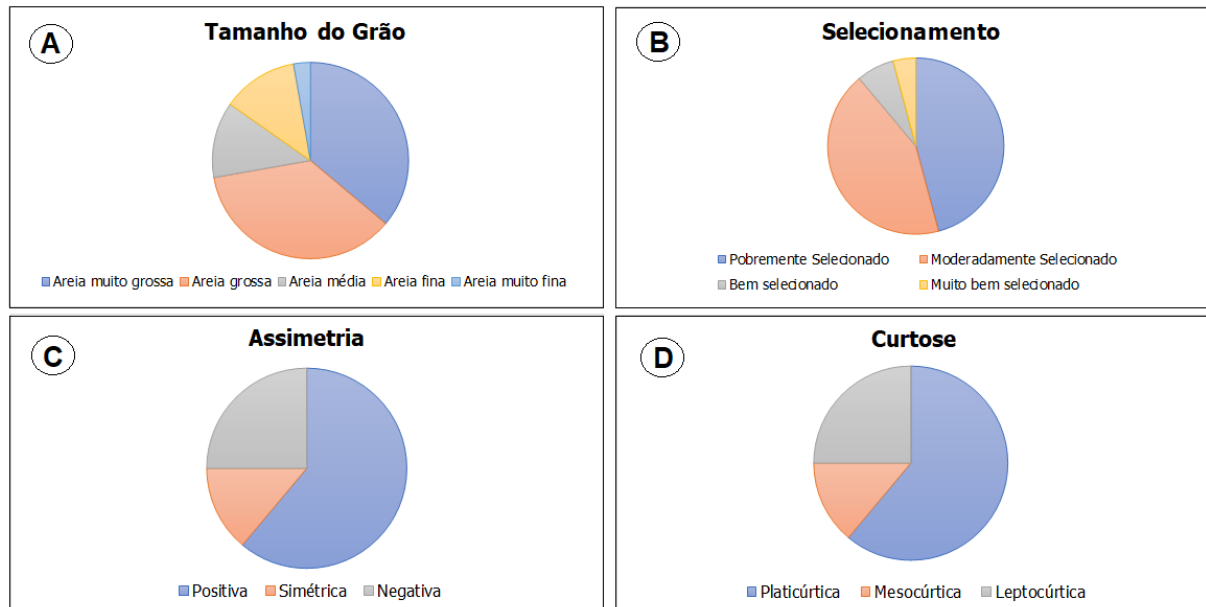
Figura 36 – Variações sazonais (períodos seco e chuvoso) nos parâmetros granulométricos dos sedimentos da praia de Ponta de Pedras (PE)



Fonte: A Autora (2023).

Os sedimentos das barras transversais foram caracterizados, predominantemente, como areia muito grossa (36%) a areia grossa (36%), pobremente (46%) a moderadamente selecionados (43%). As curvas de distribuição dos sedimentos foram classificadas majoritariamente como assimétricas positivas (61%) e platicúrticas (61%) (Figura 37).

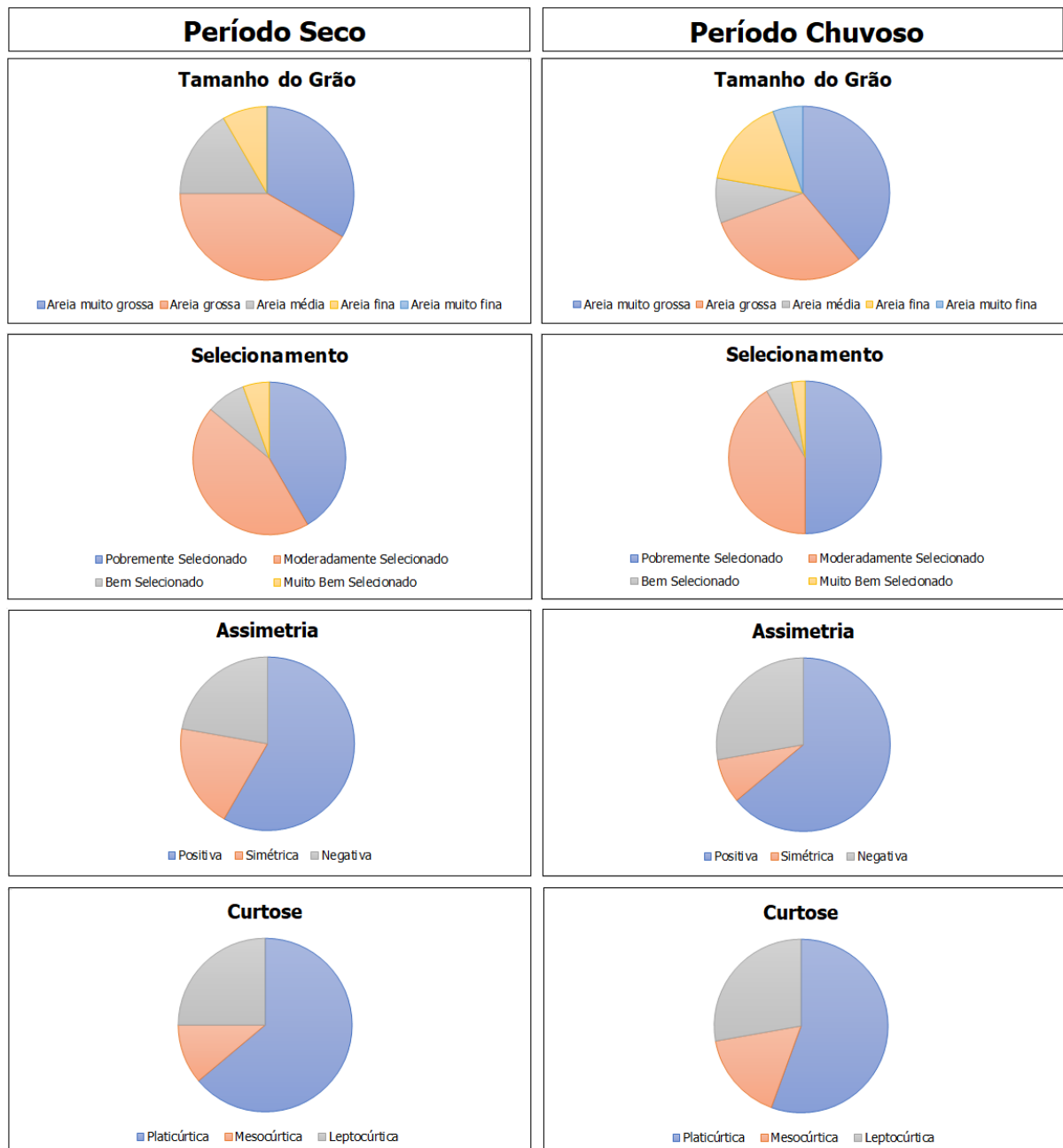
Figura 37 – Parâmetros granulométricos dos sedimentos das barras transversais em Ponta de Pedras (PE) em todas as campanhas de campo: (A) Tamanho do grão; (B) Selecionamento, (C) Assimetria e (D) Curtose



Fonte: A Autora (2023).

Os sedimentos das barras apresentaram mudanças nas características granulométricas entre os períodos seco e chuvoso (Figura 38). O tamanho do grão dos sedimentos passou de areia muito grossa ou grossa para areia média a muito fina em alguns pontos (B-04 a B-07). Já no ponto B-09, os sedimentos passaram de areia média para areia fina. O percentual de amostras de sedimentos com pobre selecionamento aumentou de 42% no período seco para 50% no período chuvoso. Com relação à assimetria, as curvas assimétricas positivas prevaleceram nos períodos seco (58%) e chuvoso (64%). Porém, as amostras com curvas assimétricas negativas aumentaram sutilmente do período seco (22%) para o chuvoso (28%). As curvas platicúrticas prevaleceram nas amostras dos períodos seco (64%) e chuvoso (55%). Entretanto, houve um o percentual de curvas mesocúrticas aumentou, passando de 11% no período seco para 17% no período chuvoso.

Figura 38 – Variações sazonais (períodos seco e chuvoso) nos parâmetros granulométricos dos sedimentos das barras transversais de Ponta de Pedras (PE)



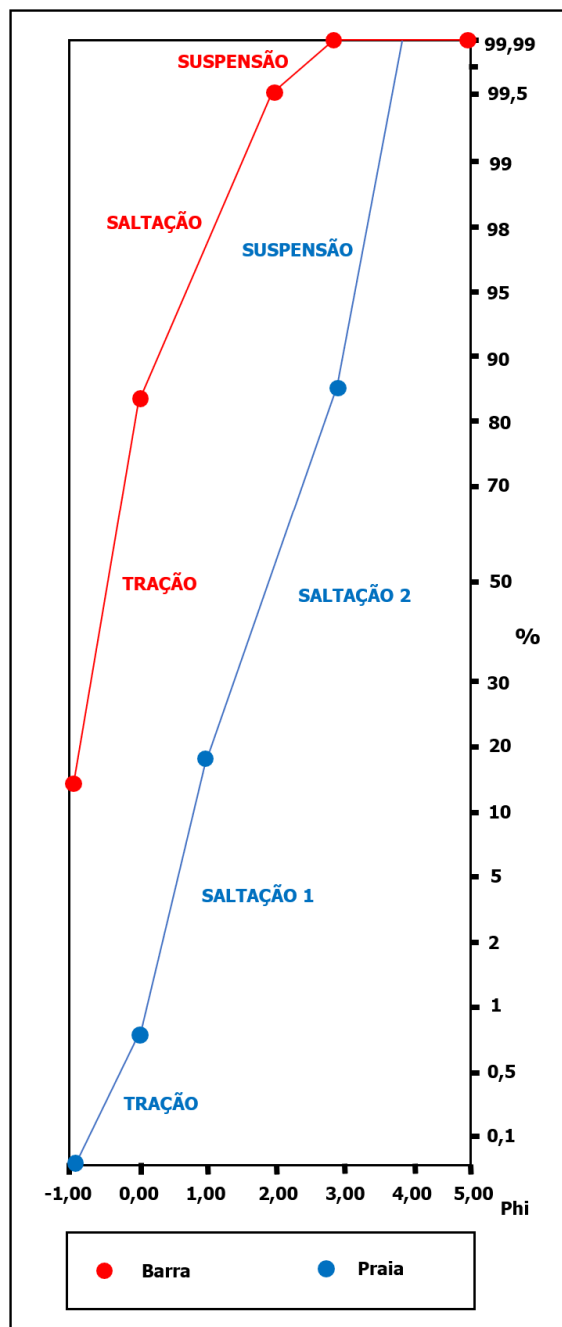
Fonte: A Autora (2023).

As curvas de probabilidade das frequências acumuladas das amostras da praia e das barras apresentam diferenças quanto a quantidade e amplitude das subpopulações de sedimentos (Figura 39). A curva dos sedimentos praias apresenta, no geral, quatro subpopulações com quebras em 0 phi, 1 phi, 2 phi e 3 phi. Cada quebra corresponde a um processo de transporte: tração, saltação ou suspensão, sendo que, existem duas subpopulações de saltação (salação 1 e salação 2). A subpopulação de tração representa o sedimento tamanho areia grossa a grânulo, sendo a fração menos abundante das amostras praias pois corresponde

a, aproximadamente, 1% da amostra total. A subpopulação de saltação 1 corresponde ao sedimento tamanho areia grossa (entre 0 e 1 phi) e totaliza cerca de 20% da amostra total. A subpopulação de saltação 2 corresponde ao sedimento tamanho areia média a fina (entre 1 e 3 phi) e contabiliza cerca de 65% da amostra total, sendo a população mais abundante. E, por fim, a subpopulação de suspensão (areia muito fina a lama) perfaz 14% da amostra total.

Por outro lado, a curva de probabilidade de frequência acumulada dos sedimentos das barras transversais apresenta três subpopulações distintas: tração, saltação e suspensão, com quebras em 0 phi, 1 phi e 3 phi. Adicionalmente, cerca de 85% da amostra corresponde a sub-população de tração, 14,5% e 0,5% correspondem a população de saltação e suspensão, respectivamente.

Figura 39 – Curvas de probabilidade de frequência acumulada (%) dos sedimentos da praia e das barras de Ponta de Pedras (PE). Em vermelho, a curva correspondente aos sedimentos das barras transversais e em azul, a curva correspondente aos sedimentos da praia



Fonte: A Autora (2023).

5.4.2 Características morfoscópicas

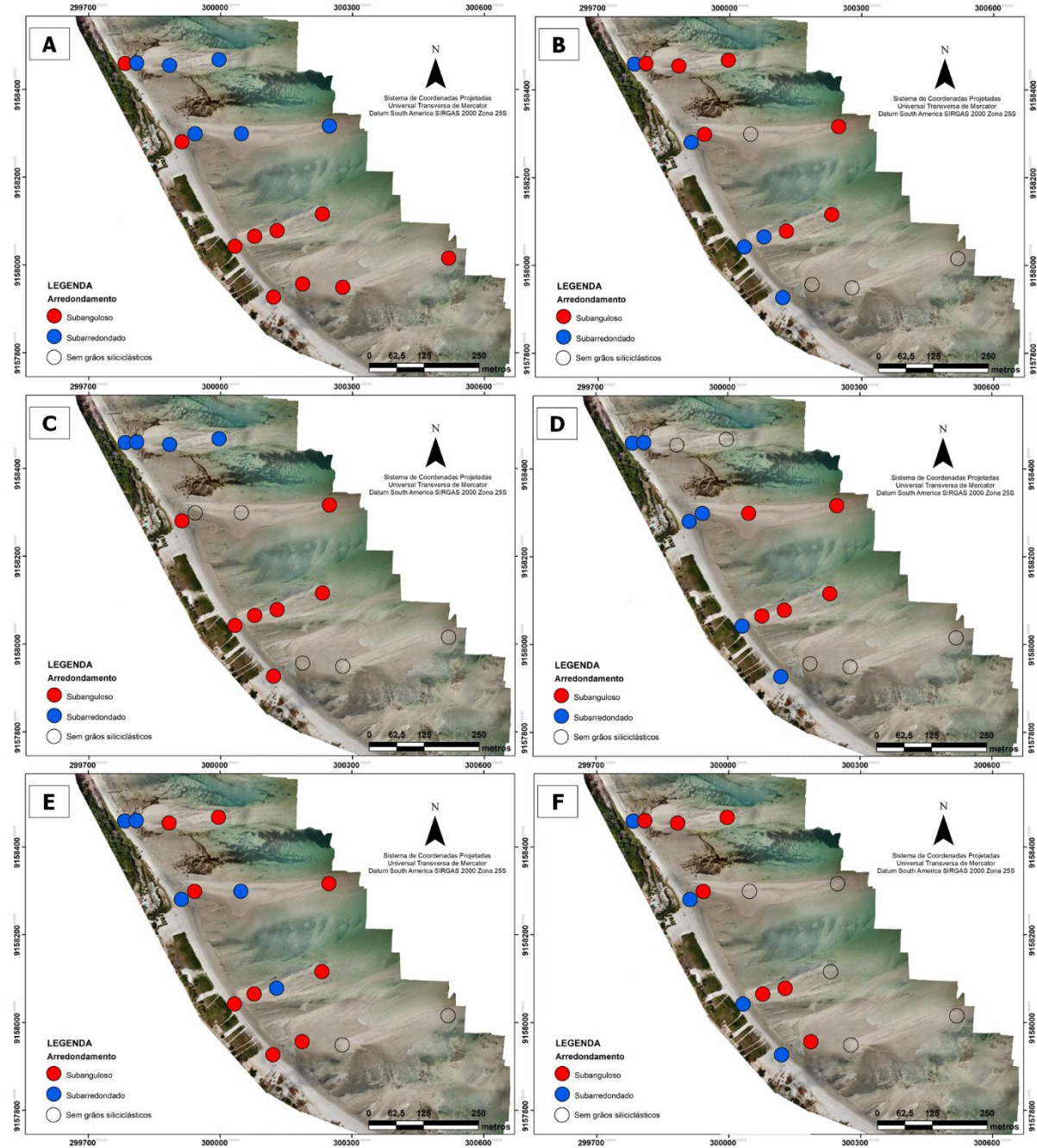
Os sedimentos praias foram caracterizados majoritariamente como subarredondados (62,5%, figura 40) com os valores de grau de arredondamento variando de 0,25 a 0,42 (subanguloso a subarredondado) em todos os pontos amostrais. Os menores valores de grau de

arredondamento foram encontrados nas amostras coletadas em outubro de 2017 (início do período seco) e os grãos mais arredondados foram encontrados na amostra de dezembro/2017. Os grãos classificados como subarredondados prevaleceram nos pontos P-03 e P-04, localizados mais distantes do recife de Ponta de Pedras e, também, predominaram durante o período chuvoso (abril a agosto/2018) em todos os pontos amostrais (Figura 40).

Com relação à esfericidade, os grãos praias foram classificados com alta e baixa esfericidade (55% e 45%, respectivamente), ou seja, há uma predominância sutil de grãos mais esféricos. Adicionalmente, nota-se um leve aumento do percentual de grãos mais esféricos (52 a 60%) nos sedimentos coletados mais distantes do recife de Ponta de Pedras (pontos P-03 e P-04) (Figura 41).

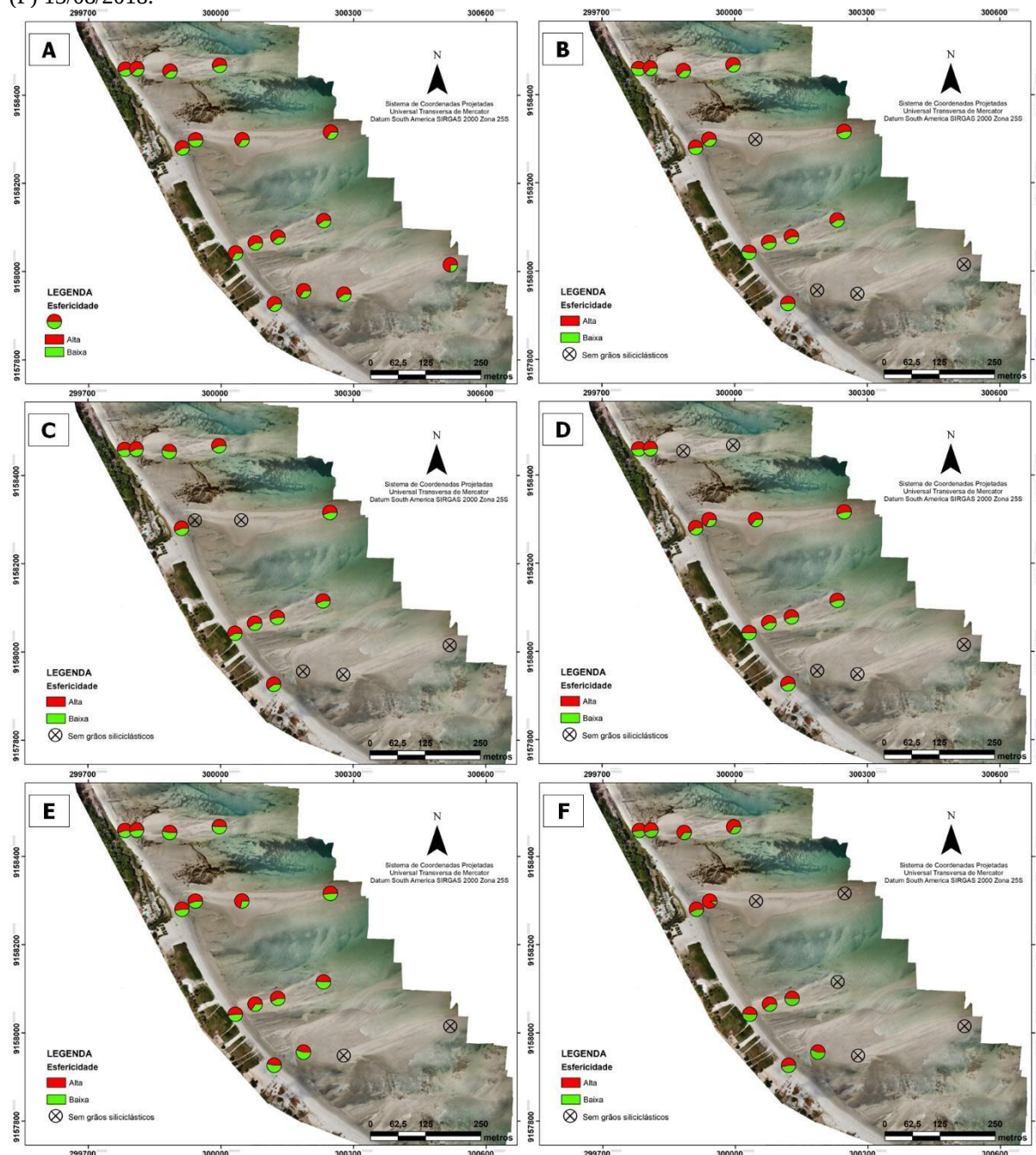
Os sedimentos das barras transversais foram caracterizados predominantemente como subangulosos (50%). Apenas 21% das amostras foram caracterizadas como subarredondadas e em 29% das amostras de sedimentos não foi possível realizar a análise morfoscópica devido ao baixo percentual ou ausência total de grãos siliciclásticos. Com relação ao grau de esfericidade, os grãos de sedimentos das barras foram caracterizados predominantemente com alta esfericidade (58%) (Figura 41).

Figura 40 – Grau de arredondamento dos grãos da praia e das barras transversais de Ponta de Pedras (PE) no período seco: (A) 06/10/2017, (B) 06/12/2017, (C) 02/02/2018; e no período chuvoso: (D) 18/04/2018, (E) 15/06/2018 e (F) 13/08/2018



Fonte: A Autora (2023).

Figura 41 – Grau de esfericidade dos grãos da praia e das barras transversais de Ponta de Pedras (PE) no período seco: (A) 06/10/2017, (B) 06/12/2017, (C) 02/02/2018; e no período chuvoso: (D) 18/04/2018, (E) 15/06/2018 e (F) 13/08/2018.

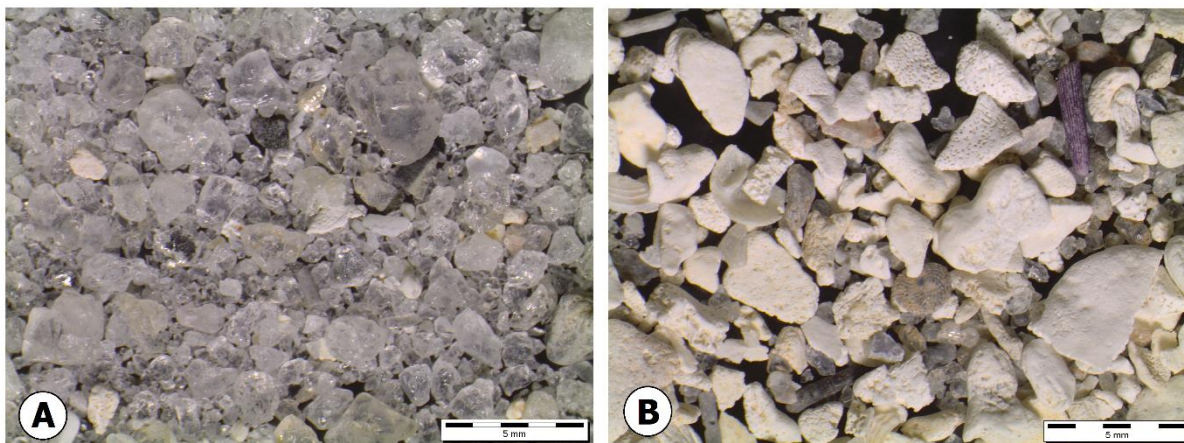


Fonte: A Autora (2023).

5.4.3 Características Composicionais

Os sedimentos da praia são majoritariamente de composição siliciclástica (94%) com predominância de grãos de quartzo e raros minerais máficos. Por outro lado, os sedimentos das barras transversais são compostos por material essencialmente carbonático bioclástico (88%) (Figuras 42 e 43).

Figura 42 – Fotografia em lupa dos sedimentos da (A) Praia, essencialmente de composição quartzosa – siliciclástica e das (B) Barras transversais, majoritariamente de composição carbonática – bioclástica.



Fonte: fotografia obtida em lupa binocular, marca Olympus SZX7, modelo SZ2-ILST.

A composição dos sedimentos praias variou de 78,5% a 99,7% de grãos siliciclásticos em todos os pontos (Figura 43). Entretanto, o ponto P-04 apresentou o percentual mais baixo (78,5%) de grãos siliciclásticos no mês de agosto de 2018. Sazonalmente, não houve variação na composição dos sedimentos da praia. De uma forma geral, não ocorreu variação entre os pontos P-02 e P-03 (aproximadamente 96% de grãos quartzosos) no sentido do transporte longitudinal. Entretanto, em P-01 houve um aumento de 6% nos grãos siliciclásticos do período seco para o chuvoso. Já no ponto P-04 ocorre incremento no percentual de grãos carbonáticos, de 9% na estação seca para 15% na estação chuvosa.

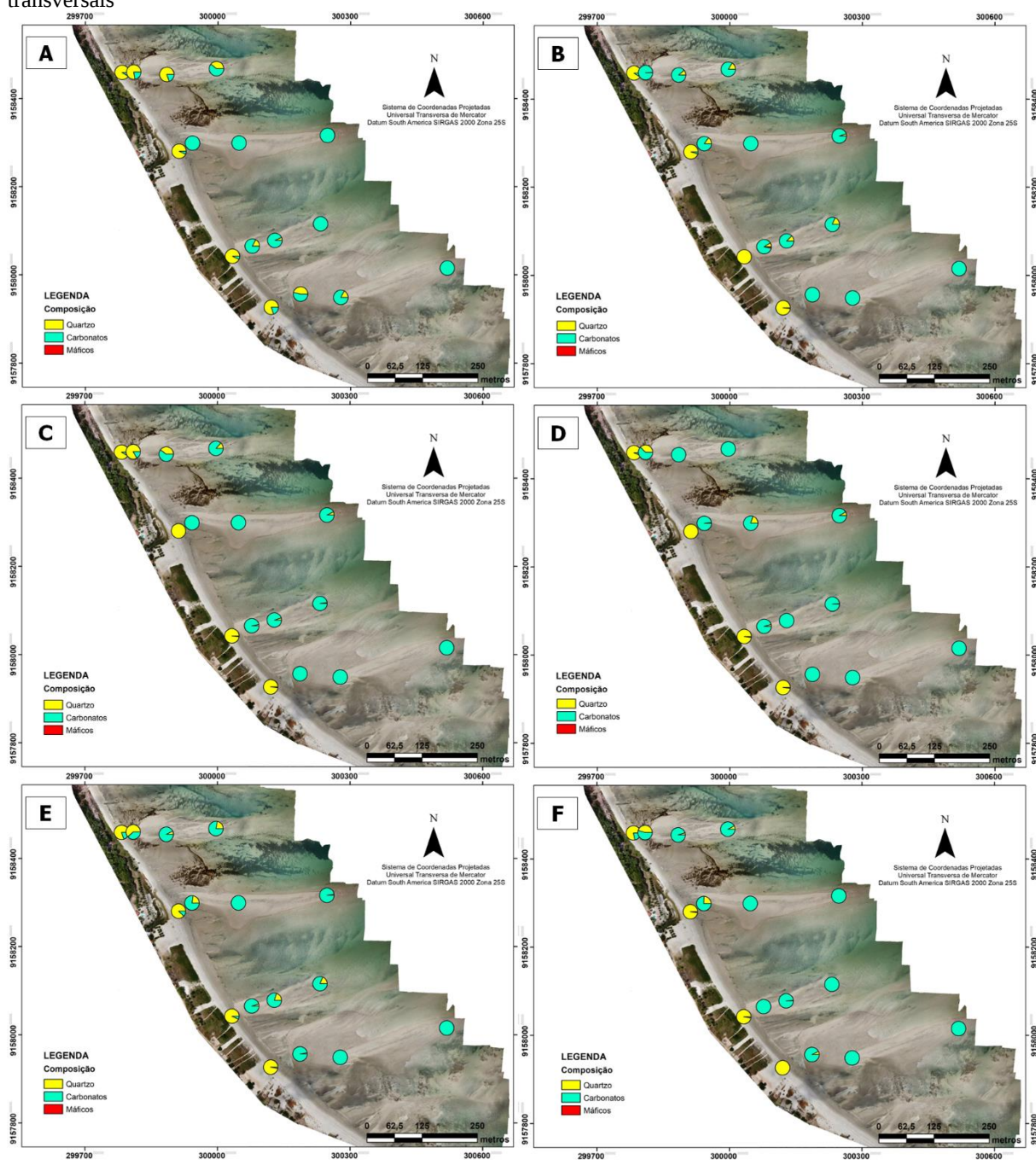
O percentual de grãos carbonáticos nas barras transversais variou de 17% a 100% (Figura 43). O percentual mais alto de grãos siliciclásticos foi encontrado na amostra B-10 no mês de fevereiro de 2018 (83%). Adicionalmente, o ponto B-10 apresentou os menores percentuais de grãos carbonáticos (aproximadamente 50%) em todas as amostras coletadas.

Sazonalmente, ocorreu um aumento de 5% nos sedimentos carbonáticos nos meses chuvosos. No mês de outubro de 2017 ocorreu o menor percentual de grãos carbonáticos nos sedimentos (cerca de 75%, no geral). Transversalmente, nota-se um menor percentual de bioclastos nos pontos mais próximos à praia (pontos B-01, B-04, B-07, B-10) e um maior percentual de bioclastos nos pontos mais distais de cada uma das quatro barras (pontos B-03, B-06, B-09 e B-12) (Figura 43).

Quanto à diversidade, os bioclastos carbonáticos encontrados nas barras estão bem preservados e são de origem diversa (Figura 44) sendo os mais comuns: fragmentos de algas coralinas Chlorophyta (*Halimeda* sp.), espículas de Echinoidea (equinóides regulares), carapaças de foraminíferos da espécie *Archaias angulatus*, fragmentos de conchas de moluscos

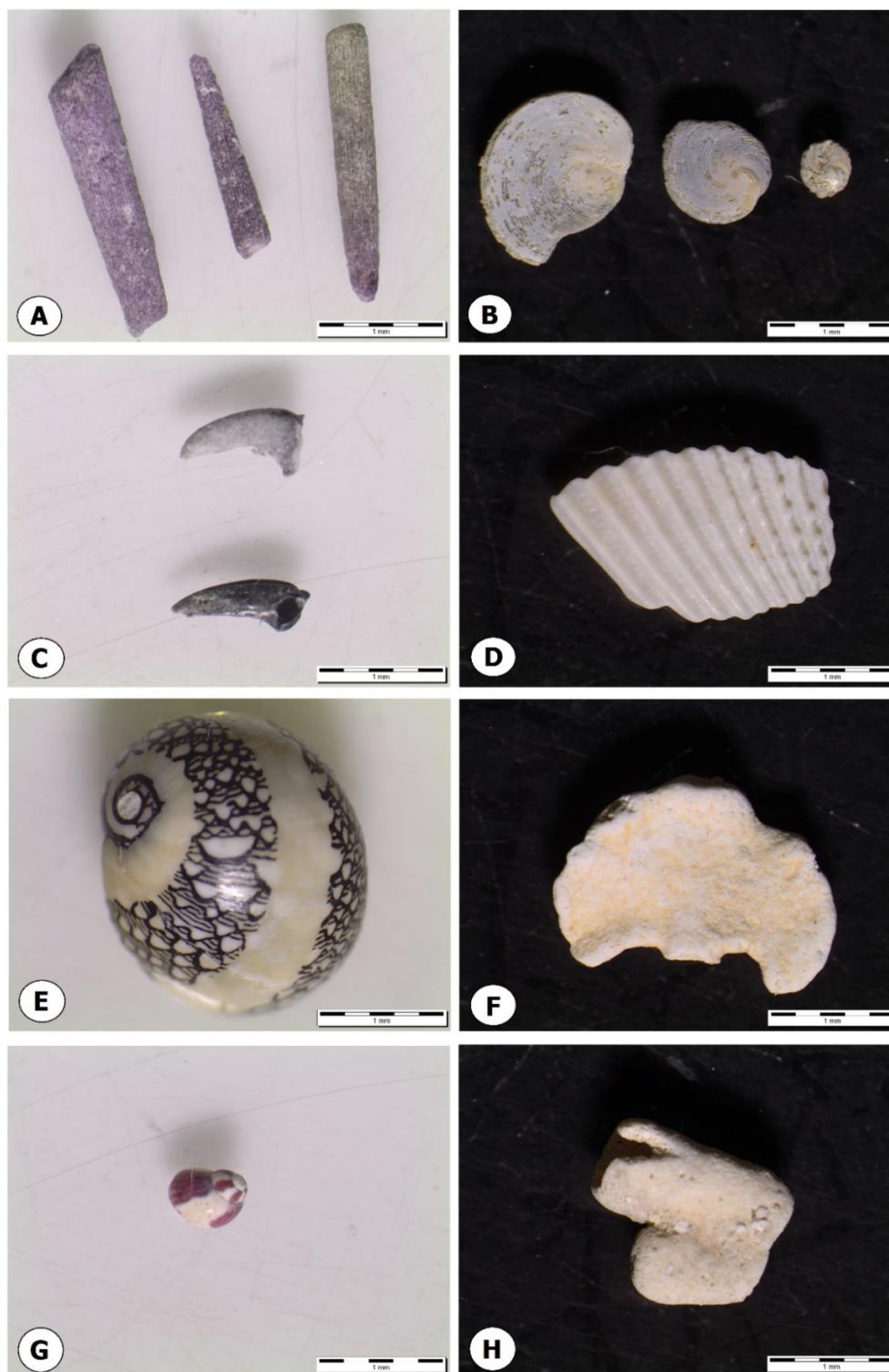
bivalves e gastrópodes (Família Neritidae – possivelmente *Neritina virginea*), fragmentos de crustáceos (quelípodo), entre outros. Apesar de não ter sido quantificado, foi possível perceber que os fragmentos de algas do gênero *Halimeda* são os bioclastos mais comuns e prevalecem nas frações mais grossas dos sedimentos (areia grossa a grânulo). Em contrapartida, as espículas de Echinoidea e fragmentos de conchas de bivalves e gastrópodes foram abundantemente encontrados na fração areia fina.

Figura 43 – Composição dos sedimentos da praia e das barras transversais de Ponta de Pedras (PE) no período seco: (A) 06/10/2017, (B) 06/12/2017, (C) 02/02/2018; e no período chuvoso: (D) 18/04/2018, (E) 15/06/2018 e (F) 13/08/2018. Notar a predominância de grãos siliciclásticos na praia e de grãos carbonáticos nas barras transversais



Fonte: A Autora (2023).

Figura 44 – Componentes carbonáticos encontrados nos sedimentos das barras transversais: (A) espícula de Echinoidea (equinóides regulares); (B) carapaça de foraminífero da espécie *Archaia angulatus*; (C) fragmentos de crustáceos (quelípodo); (D) fragmentos de concha de molusco bivalve; (E) concha de molusco gastropóde da espécie *Neritina virginea*; (F) fragmento de alga coralina *Halimeda sp.* (componente mais abundante nos sedimentos); (G) concha de molusco gastropóde; (H) fragmento de alga coralina *Halimeda sp.*



Fonte: fotografia obtida em lupa binocular, marca Olympus SZX7, modelo SZ2-ILST.

5.4.4 Discussões

Há uma distinção entre as características granulométricas dos sedimentos das praias e das barras transversais. Enquanto os sedimentos praias são de granulometria mais fina (areia média) e moderadamente selecionados, os sedimentos das barras são mais grossos (areia grossa a muito grossa) e mais pobremente selecionados. Aparentemente, os sedimentos que chegam e permanecem na face de praia correspondem às frações mais finas advindas das barras transversais. Sazonalmente, não há variação significativa no tamanho e selecionamento dos sedimentos praias. Entretanto, os sedimentos das barras tornaram-se mais finos (areias muito finas) no período chuvoso devido ao aumento da descarga fluvial nesse período, sobretudo nas barras mais próximas ao rio Goiana.

As características granulométricas dos sedimentos praias indicam mistura de subpopulações de tamanho o que tornam as curvas de distribuição assimétricas e achatadas e os sedimentos mal selecionados conforme explicitado por Duane (1964) e Martins (1965). As distribuições de tamanho de grão seguem uma lei de probabilidade aritmética e são: (1) misturas de duas ou mais componentes de distribuições ou populações, e (2) essas distribuições foram produzidas pelas variações nas condições de transporte. Na praia analisada, a mistura de subpopulações é a hipótese mais plausível tendo em vista que as barras transversais localizadas defronte à praia trazem sedimentos a serem mais grossos a serem adicionados à praia, conforme será explicitado posteriormente. Adicionalmente, Suguio (1973) salienta que o diâmetro médio é afetado pela fonte de suprimento do material, pelo processo de deposição e pela velocidade da corrente. Sendo assim, uma das fontes de suprimento para a praia investigada é a barra transversal que traz sedimentos mais grossos a serem adicionados, o processo de deposição está associado a essa junção entre as duas feições e a velocidade da corrente aparenta reduzir consideravelmente ao chegar na praia, sobretudo na maré baixa.

A predominância de curvas assimétricas negativas nos sedimentos praias explicitada por Duane (1964) não foi observada nos sedimentos da praia investigada. Pelo contrário, a assimetria positiva ou simétrica prevaleceu nos sedimentos analisados indicando que existe interferência de outros processos costeiros além das ondas e correntes costeiras habituais que causariam o “joeiramento (*winnowing*)” dos sedimentos e a assimetria negativa. Entretanto, Duane (1964) sugere que as areia depositadas em ambientes protegidos são predominantemente mais positivamente assimétricas, o que de fato corrobora com as características da praia de Ponta de Pedras que é protegida pelo recife de calcário. Adicionalmente, os valores de assimetria dos sedimentos praias pouco variaram no decorrer do tempo, mantendo valores

positivos a simétricos indicando entrada de subpopulações mais grossas. Os grãos mais grossos são resultados da entrada dos sedimentos das barras transversais ao se acoplarem à praia causando um leve aumento do percentual de fração mais grossa, tornando as curvas simétricas e assimétricas positivas. As amostras B-09 (06/10/2017) e B-03 (13/08/2018) apresentaram valores discrepantes do valor médio de assimetria (+0,47), +5,89 e +6,49, respectivamente devido à predominância de material carbonático na fração cascalho e areia grossa (B-09 = 92% e B-03 = 93% do peso total da amostra) tornando a curva de distribuição muito positiva.

A curtose das curvas de sedimentos manteve-se constante como meso- a platicúrtica contradizendo o que, normalmente, é encontrado em sedimentos praias (Folk & Ward, 1957; Martins, 1965; Emery, 1978). Os valores de curtose mais baixos ($K < 0,90$) na maioria das amostras sugerem que o material foi selecionado em uma região de energia mais alta, associada a formação das barras transversais nos recifes, e depositadas na praia, onde a energia é mais baixa. As curvas mais achatadas indicam que os grãos de sedimentos encontram-se “espalhados” nas diferentes frações granulométricas, sobretudo nas frações areia média a muito fina com pequenas contribuições de sedimentos mais grossos trazidos pelas barras. Sendo assim, há uma mistura de subpopulações de sedimentos tornando a curva polimodal, conforme postulado por Martins (1965) e Suguio (1973) e, na área de estudo, a mistura ocorre pela conexão entre os sedimentos praias e das barras transversais. Os valores altos de assimetria positiva indicam que existe uma maior proporção da população de sedimentos mais grossos misturados aos grãos mais finos (em menor proporção) tornando a curva bi- a polimodal conforme observado por Martins & Barboza (2005).

De uma forma geral, prevaleceram as amostras com curvas platicúrticas (60% do total), caracterizando uma mistura de pelo menos duas subpopulações de sedimentos (areia muito grossa ou grossa e areia fina ou muito fina). Conforme dito por Suguio (1973), os valores muito baixos e muito altos de curtose sugerem que o sedimento foi retirado de uma região de alta energia e transportado para um outro ambiente sem perder suas características onde ele se misturou com outro sedimento, em equilíbrio com diferentes condições, possivelmente de baixa energia. Sendo assim, o sedimento mais grosso foi trazido da região recifal e se juntou aos sedimentos mais finos da região protegida e de baixa energia sem perder suas características. Tal fato é comprovado pelo alto grau de preservação dos grãos carbonáticos sendo um indicativo de baixo grau de retrabalhamento.

As amostras das barras que apresentaram maior tamanho de grão (areia grossa e muito grossa) e menor grau de seleção (moderadamente a pobremente selecionado) estão localizadas mais próximas ao recife de Ponta de Pedras. Isso ocorre devido ao aumento da altura das ondas

ao se dissiparem nos recifes (MARTINS et al., 2019) removendo material carbonático mais grosso. Os sedimentos mais grossos (fração cascalho e areia muito grossa) são carregados e incorporados às barras adicionando novas classes na curva de distribuição dos sedimentos e, assim, aumentando o tamanho médio do grão e diminuindo o grau de seleção similar ao encontrado por Gelfenbaum & Brooks (2003). A classe mais grossa de sedimentos trazidas dos recifes costa afora é composta por fragmentos de algas do gênero *Halimeda* e conchas.

As curvas de probabilidade de frequências acumuladas dos sedimentos da praia e das barras apresentam diferenças significativas. Os truncamentos nas curvas de frequência cumulativas fornecem demarcações entre os modos de transporte: tração, saltação e suspensão (VISHER, 1969). Sendo assim, os sedimentos mais grossos são submetidos ao transporte por tração, os sedimentos mais finos por suspensão, e os grãos de tamanhos intermediários são transportados por saltação. Durante o período de estudo, as curvas dos sedimentos praias apresentaram cerca de quatro subpopulações com destaque para as duas subpopulações de saltação (areia fina a grossa) que juntas perfazem mais de 80% das amostras. Com pequenos percentuais sendo transportado por tração ou suspensão. Existe um ponto de truncamento na curva entre as populações de saltação 1 e 2. Segundo Visher (1969) o ponto de truncamento é indicativo dos processos de *swash* e *backwash* das ondas ou mistura de duas populações de sedimentos derivadas de diferentes fontes. Na área de estudo, a mistura de diferentes fontes de sedimentos aparenta ser a explicação mais plausível dada a proximidade da praia com as barras transversais. Bem como, o ambiente de baixa energia de onda seria incapaz de provocar um movimento de ascensão e descensão das ondas efetivo a ponto de gerar separação de populações.

Já nas barras transversais, existem três subpopulações sendo que a subpopulação de tração é a mais abundante. Essa população carregada por tração é caracterizada pelos sedimentos carbonáticos mais grossos. Apesar de serem mais leves que os grãos siliciclásticos, os bioclastos encontrados nas amostras são de granulometria mais grossa (grânulo a areia muito grossa) e, por isso, são carregados por tração. E, por outro lado, a fração areia grossa e média são transportadas por saltação sem truncamento, pois não há mistura de subpopulações tendo em vista que os sedimentos são essencialmente carbonáticos. Visher (1969) salienta que a quantidade de população carregada por tração é altamente controlada pela proveniência dos grãos e/ou competência do agente de transporte. Na área de estudo, o alto percentual de subpopulação de tração nos sedimentos das barras se dá pela grande quantidade de sedimento carbonático fornecido pelo recife e plataforma continental e baixo grau de retrabalhamento devido à baixa energia de onda.

O baixo grau de arredondamento e esfericidade também está relacionado à proximidade rocha-fonte e/ou grãos pouco retrabalhados. Tendo em vista que, os grãos mais alongados tendem a se partir no processo de transporte, tornando-se mais esféricos conforme explicitado por Hardisty (1990). Na área investigada o ataque das ondas é pouco efetivo dado o baixo poder de onda do ambiente ($< 50\text{KW/m}$, de uma forma geral). Sendo assim, com pouco atrito os grãos mais alongados ainda não se partiram. Entretanto, nota-se um leve aumento do percentual de grãos mais esféricos nos sedimentos coletados mais distantes do recife de Ponta de Pedras (P-03 e P-04) devido ao maior retrabalhamento dos grãos, mesmo que em menor proporção, no sentido do transporte longitudinal.

Por outro lado, conforme dito anteriormente, os grãos mais alongados também estão relacionados à proximidade com as rochas-fontes dos sedimentos. Segundo França et al. (2013), a assembleia mineralógica encontrada nos sedimentos das praias do município de Goiana atesta origens diversas (ígnea, metamórfica e sedimentar) para esses grãos. Entretanto, as rochas do Grupo Barreiras, o qual aflora próximo à praia de Ponta de Pedras, configuram uma importante área-fonte de sedimentos para as praias atestado pelo nível de radiação elevado nos sedimentos dessa área. Adicionalmente, os autores concluíram que as rochas-fontes dos sedimentos estão relativamente próximas às praias, fato confirmado pela presença constante do mineral epidoto que é pouco resistente ao transporte (moderadamente estáveis segundo PETTIJOHN et al., 1973). Sendo assim, o baixo grau de esfericidade e arredondamento estaria relacionado tanto à proximidade da área fonte quanto a baixa energia de onda encontrada na região.

Ao contrastar as características morfoscópicas dos sedimentos praias e das barras transversais nota-se que os sedimentos praias são mais arredondados do que os grãos das barras devido ao maior grau de retrabalhamento. Isso ocorre, pois ao chegar na face da praia, o sedimento trazido das barras é retrabalhado pelas ondas mesmo que com uma energia mais baixa. A praia apresenta um perfil topográfico típico de praia Refletiva com Terraço de Baixamar (*R+LTT - Reflective plus Low Tide Terrace*; MASSELINK & SHORT, 1993), onde a face de praia apresenta uma inclinação elevada com sedimentos tamanho areia média com características refletivas na maré alta (vide Figura 29). Na face de praia, o transporte de sedimentos pelos processos de *swash-backwash* das ondas gera atrito entre os grãos tornando-os mais arredondados, conforme dito na literatura (BRIGGS, 1977; HARDISTY, 1990; KOMAR, 1998; DEAN & DALRYMPLE, 2004). O percentual um pouco mais elevado no grau de esfericidade dos sedimentos das barras ocorre pois os grãos siliciclásticos são encontrados somente nas frações mais finas ($< 0,125\text{ mm}$) onde os sedimentos já foram mais bem retrabalhados até chegarem no menor tamanho.

A predominância de grãos siliciclásticos na praia ocorre pois, como a face de praia é mais íngreme que o terraço, poucos grãos carbonáticos mais grossos permanecem na praia sendo a grande maioria dissolvidos e/ou quebrados pelo atrito causado pelo processo de espraçamento. No geral, durante a maré alta, as ondas atravessam o terraço e quebram na face da praia, conforme dito por Masselink & Short (1993). Sendo assim, alguns grãos carbonáticos mais grossos, porém mais leves, são retirados das barras e carreados pelas ondas em direção à face da praia. Entretanto, os sedimentos carbonáticos não lá permanecem, pois o refluxo das ondas remove e/ou dissolve esse material. Dessa forma, ocorrendo concentração de sedimentos siliciclásticos mais finos na face de praia.

Por se tratar de uma região de transição, o terraço se comporta como um ambiente de baixa energia, concentrando sedimentos de granulometria muito fina. Apesar de a coleta de sedimentos não ter sido feita na região das cavas, em campo, notou-se que esse sedimento era de granulometria muito mais fina do que as barras (~lama) atestando a baixa energia presente no terraço.

Exceção ocorre no ponto P-04 e na barra defronte a esse ponto (pontos B-10, 11 e 12) onde o percentual de grãos carbonáticos é levemente maior, sobretudo na amostra do mês de agosto de 2018. Isso ocorreu pois entre os meses de junho e julho a barra transversal (Barra 4) localizada defronte a P-04 alcançou a face da praia (vide Figura 19), fornecendo uma maior quantidade de grãos carbonáticos ainda pouco retrabalhados. Ademais, esse fato é atestado pela menor proporção de grãos carbonáticos no ponto B-10 onde ocorreu a troca sedimentar entre a praia e a barra transversal. Na localidade, a porção mais proximal da crista da barra (ponto B-10) forneceu sedimentos carbonáticos para a praia diminuindo a proporção dessa subpopulação na população total de sedimento.

Quanto à proveniência dos grãos bioclásticos, as espécies encontradas nos sedimentos carbonáticos são de origem marinha plataforma, sendo os fragmentos de alga do gênero *Halimeda* o principal componente mais abundante das amostras e são comumente encontrados na plataforma continental norte do estado de Pernambuco, conforme explicitado por Melo et al. (2019). Dado o alto grau de preservação dos bioclastos sugere-se que os sedimentos foram pouco retrabalhados pelas ondas e correntes, sendo assim considerados autóctones recentes.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Apesar de na região analisada o poder das ondas ser relativamente baixo, a médio prazo, a variação da linha de costa foi alta, alcançado uma variação de -15 a +15 m/ano em alguns transectos. As barras transversais tiveram um efeito significativo na variação morfológica e sedimentológica da praia, bem como da linha de costa a médio e curto prazo. A linha de costa do município de Goiana anexa a região de maior concentração das barras progradiu a médio prazo. Por outro lado, a linha de costa onde a concentração de barras é menor apresentou uma tendência geral de recuo. O mapeamento das barras transversais a curto prazo mostrou que houve movimentação das feições no sentido do transporte longitudinal a taxas de até 6 m/mês.

O perfil da praia e do terraço variou no período de curto prazo (2017 a 2018) e o balanço sedimentar foi negativo. Na face de praia, defronte as barras transversais, ocorreu deposição e na região entre as barras prevaleceu o processo erosivo. A forma da barra, com sua crista mais próxima da praia e a cauda mais distante, evidencia que há uma troca sedimentar entre a barra e a praia, onde, por vezes, a barra se anexa ao perfil praial.

As características texturais e composicionais dos sedimentos mostram que há uma diferenciação evidente entre os dois ambientes. A praia apresenta sedimentos mais finos, mais bem selecionados, arredondados com curvas unimodais a polimodais e de composição siliciclástica. Por outro lado, as barras transversais são formadas por sedimentos de granulometria mais grossa, mais pobremente selecionados com curvas polimodais e de composição, essencialmente, carbonática. Essas diferenças indicam que o sedimento trazido pela barra transversal ao chegar à face da praia é retrabalhado pela ação das ondas. O sedimento carbonático mais grosso é dissolvido, ficando apenas os grãos mais finos siliciclásticos. Sendo assim, as barras transversais trocam sedimentos com a praia de tempos em tempos.

O recife formado pelas rochas calcárias da Formação Maria Farinha defronte à praia de Ponta de Pedras, provavelmente, resulta na redução da energia das ondas formando uma zona de sombra. Essa região 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 a proteção natural, as praias investigadas apresentaram movimentação significativa das barras 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 e a movimentar-se com maior velocidade no sentido do transporte longitudinal.

As características morfológicas e sedimentológicas da praia e das barras transversais atestam que há uma troca sedimentar entre os dois ambientes resultando em avanço e recuo da linha de costa.

Acredita-se que estudos adicionais sobre os processos de formação e movimentação das barras através de modelos matemáticos podem vir a fornecer um melhor entendimento da interação entre a praia e as feições subaquosas da antepraia e, conseqüentemente, da morfologia costeira.

REFERÊNCIAS

- AAGAARD, T.; MASSELINK, G. 1999. 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.
- AGISOFT. Agisoft Photoscan User Manual, Professional Edition, version 1.5. 2019. Disponível online: https://www.agisoft.com/pdf/photoscan-pro_1_5_en.pdf.
- ALMEIDA, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7(4):349-364.
- ANDRADE, G. O.; LINS, R. C. 2005. Os climas do nordeste. In: VASCONCELOS SOBRINHO, J. (Ed.) *As regiões naturais do Nordeste, o meio e a civilização*. Recife: Condepe, p. 95-18.
- ARAÚJO, M. C. B.; SOUZA, S. T.; CHAGAS, A. C. O.; BARBOSA, S. C. T.; COSTA, M. F. 2007. Análise da Ocupação Urbana das Praias de Pernambuco, Brasil. *Revista de Gestão Costeira Integrada*, 7(2): 97-104.
- ARAÚJO, R. V., PEREIRA, P. S., LINO, A. P., ARAÚJO, T. M., GONÇALVES, R. M. (2021). Morphodynamic study of sandy beaches in a tropical tidal inlet using RPAS. *Marine Geology*, 438, 106540.
- BARBOSA, J. A. 2004. Evolução da Bacia Paraíba durante o Maastrichtiano - Paleoceno – Formação Gramame e Maria Farinha, NE do Brasil. Dissertação Mestrado, Pós- Grad. Geociências - UFPE, 217p.
- BARBOSA, J. A. 2007. Estratigrafia da faixa costeira Recife-Natal (Bacia da Paraíba e Plataforma de Natal), NE Brasil. Tese Doutorado, Pós-Graduação em Geociências - UFPE, 270p.
- BARROS, L. C.; VALENCA, L. M. M.; MANSO, V. A. V.; MADRUGA FILHO, J. D.; OLIVEIRA, J. A. R. 2008. Estudos Sedimentológicos na Plataforma Continental Interna Adjacente às Desembocaduras Sul do Canal de Santa Cruz e do Rio Timbó, Norte do Estado de Pernambuco. *Revista de Geologia (Fortaleza)*, 21(1): 123-134.
- BEAL, M.A.; SHEPARD, F. P. 1956. A use of roundness to determine depositional environments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1956, 26(1): 49-60.
- BIRD, E. 2008. Coastal Geomorphology: an introduction: John Wiley & Sons, New York, 436 pp.
- BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; MARTIN, L.; SILVA, I. R. 2005. Longshore transport on the northeastern Brazilian coast and implications to the location of large-scale accumulative and erosive zones: An overview. *Marine Geology*, 219: 219-234.
- BOAK, E.H.; TURNER, I.L. 2005. Shoreline definition and detection: a review. *Journal of Coastal Research*, 21(21): 688-703.

- BORBA, A. L. S. 1999. Estudos sedimentológicos, morfodinâmicos e da vulnerabilidade das praias da Piedade, Candeias e Barra das Jangadas – município do Jaboatão dos Guararapes-PE. Dissertação de mestrado, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 130p.
- BRIGGS, D. 1977. Sediments. – Fakenham, Norkfolk: Fakenham Press limited, 192pp.
- BRITO NEVES, B.B.; CAMPOS NETO, M.C.; FUCK, R.A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasilliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, 22(3): 155-166.
- BRUNER, K.R.; SMOSNA, R.A. 1989. The movement and stabilization of beach sand on transverse bars. *Journal of Coastal Research*, 5: 593-601.
- CALLIARI, L.J.; MUEHE, D.; HOEFEL, F.G.; TOLDO, J.E. 2003. Morfodinâmica praias: uma breve revisão. *Revista Brasileira de Oceanografia*, 51: 63-78.
- CAMARGO M.G. 2006. Sysgran: um sistema de código aberto para análises granulométricas de sedimentos. *Revista Brasileira de Geociências*, 36(2): 371-378.
- CAVALCANT, I L.B.; KEMPF, M. 1970. Estudo da Plataforma Continental na área do Recife (Brasil). *Trabalhos Oceanográficos*, 9(11):149–158.
- CHAVES, N.S. 2000. Mecanismo de sedimentação em rochas carbonáticas recentes, exemplo beachrocks do litoral pernambucano. Tese de Doutorado em Geociências e Meio Ambiente, UNESP, Rio Claro, SP, 215p.
- CPRH. 2003. Diagnóstico Socioambiental do Litoral Norte de Pernambuco. Recife, 2003. 214p.
- COCO, G.; MURRAY, A.B.; 2007. Patterns in the sand: from forcing templates to selforganization. *Geomorphology*, 91: 271-290.
- CONDEPE/FIDEM, 2010. 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.
- COSTA, M.B.S.F.; ARAÚJO, M.; ARAÚJO, T.C.M.; SIEGLE, E. 2016. Influence of reef geometry on wave attenuation on a Brazilian coral reef. *Geomorphology*, 253: 318-327.
- CÓRDOBA, V.C.; JARDIM DE SÁ, E.F; SOUSA, D.C.; ANTUNES, A.F. 2007. Bacia de Pernambuco-Paraíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2): 391-403.
- CRONAN, D. S. 1972. Skewness and kurtosis in polymodal sediments from the Irish Sea. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42: 102-106.
- CROWELL, M.; LEATHERMAN, S.P.; BUCKLEY, M.E. 1991. Historical shoreline change: error analysis and mapping accuracy. *Journal of Coastal Research*, 7(3): 839-852.

- DAWSON, J.C.; DAVIDSON-ARNOTT, R.G.D.; OLLERHEAD, J. 2002. Low-energy morphodynamics of a ridge and runnel system. *Journal of Coastal Research*, SI36: 198-215.
- DEAN, R. G.; DALRYMPLE, R. A. 2004. Coastal Processes: with Engineering Applications. Cambridge, Cambridge University Press. 475p.
- DEE, D.P., UPPALAA, S.M.; SIMMONS, A.J.; BERRISFORD, P.; POLI, P. (...). 2011. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137: 553-597.
- DEFNE, Z.; HAAS, K. A.; FRITZ, H.M. 2009. Wave power potential along the Atlantic coast of the southeastern USA. *Renew Energy*, 34:2197–205.
- DIAS, J. A. A análise sedimentar e o conhecimento dos sistemas marinhos (Uma Introdução à Oceanografia Geológica). 2004. Universidade do Algarve, UALg, 84p.
- DOLAN, R.; FENSTER, M.S.; HOLME, S.J. 1990. Temporal analysis of shoreline recession and accretion. *Journal of Coastal Research*, 7(3): 723-744.
- DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; LEÃO, Z.M.A.N.; AZEVEDO, A.E.G. 1990. Geologia Do Quaternário Costeiro Do Estado De Pernambuco. *Revista Brasileira de Geociências*, 20(1-4):208–215.
- DUANE, D.B. 1964. Significance of skewness in recent sediments, Western Pamlico Sound, North Carolina. *Journal of Sedimentary Petrology*, 34: 864-874.
- EMERY, K.O. 1978. Grain size in laminae of beach sand. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48: 1203-1212.
- ESTEVES, L.S.; DILLENBURG, S.R.; TOLDO Jr., E.E. 2006. Alongshore patterns of shoreline movements in southern Brasil. *Journal of Coastal Research*, 39: 215-219.
- EVANS, O.F. 1938. The classification and origin of beach cusps. *Journal of Geology*, 46(4): 615–627.
- FALQUÉS, A. 1989. Formación de topografía rítmica en el delta del Ebro. *Revista de Geofísica*, 45: 143-156.F
- FALQUÉS, A.; COCO, G.; HUNTLEY, D.A.; 2000. A mechanism for the generation of wave-driven rhythmic patterns in the surf zone. *Journal of Geophysics Research* 105: 24071–24088.
- FALQUÉS, A.; RIBAS, F.; MUJAL-COLILLES; PUIG-POLO, C. 2021. A new morphodynamic instability associated with cross-shore transport in the nearshore. *Geophysical Research Letters*, 48(13):1-9.
- FERREIRA JÚNIOR, A. V.; ARAÚJO, T.C.M.; VIEIRA, M.M.; NEUMAN, V.H.; GREGÓRIO, M.N. 2011. Petrologia dos arenitos de praia (*beachrocks*) na costa central de Pernambuco. *Geociências (São Paulo)*, 30: 545–559.

FINEP/UFPE. Monitoramento Ambiental Integrado – MAI. Recife, BR. Financiadora de Estudos e Projetos – FINEP e Universidade Federal de Pernambuco –UFPE, 457p. 2009.

FOLK, R.L. 1978. Petrology of sedimentary rocks. Hemphills Publishing. Austin. USA. 185p

FOLK R.L., WARD W.C. 1957. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, **27**: 3-26.

FRANÇA, P.P. 2013. Caracterização de minerais pesados e avaliação da radioatividade natural “*in situ*” em sedimentos praias de Acaú, Carne de Vaca e Ponta de Pedras do estuário do rio Goiana. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geociências, UFPE, 84p.

FRIEDMAN, G. M. 1961. Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics. *Journal of Sedimentary Petrology*, **31**: 514-529.

FRIHY, O.E.; EL GANAINI, M.A.; EL SAYED, W.R.; ISKANDER, M.M. 2004. 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.

GALVÃO, D.B. 2018. Dinâmica das correntes de retorno da praia do Cupe, litoral Sul do estado de Pernambuco. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, UFPE, 54p.

GAO, S.; COLLINS, M.B. 1994. Analysis of grain size trends, for defining sediment transport pathways in marine environments. *Journal of Coastal Research*, **10**(1): 70-78.

GARNIER, R.; CALVETE, D.; FALQUÉS, A.; DODD, N., 2008. Modelling the formation and the longterm behavior of rip channel systems from the deformation of a longshore bar. *Journal of Geophysics Research*, **113**: 1-18.

GELFENBAUM, G.; BROOKS, G.R. 2003. The morphology and migration of transverse bars off the west-central Florida coast. *Marine Geology*, **200**: 273-289.

GONÇALVES, J.A.; HENRIQUES, R. 2015. UAV photogrammetry for topographic monitoring of coastal areas. *Remote Sensing*. **104**: 101–111.

GONÇALVES, R. M., HOLANDA, T. F., QUEIROZ, H. A. A., SOUSA, P. H. G. O., PEREIRA, P. S. 2022. Exploring RPAS potentiality using a RGB camera to understand short term variation on sandy beaches. *CATENA*, **210**, 105949.

GREENWOOD, B.; DAVIDSON-ARNOTT, R.G.D. 1979. Sedimentation and equilibrium in wave-formed bars: a review and case study. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **16**(2):312-332.

HAYES, M. O. 1979. Barriers island morphology as a function of tidal and wave regime. Leatherman, S.P. (Ed), Barrier Island from the Gulf of Mexico. Academia Press, New York; p.1-28.

HARDISTY, J. 1990. Beaches: Forms & Process. Unwin Hyman, London. 324p.

- JAKOB, A.A.E.; YOUNG, A.F.O. 2006. Ouso do método de interpolação espacial das análises sociodemográficas. *In: Anais do XV Encontro Nacional de Estudos Populacionais, Caxambu – MG; ABEP.* p.1-22.
- JESUS, L.V.; ANDRADE, A.C.S.; SILVA, M.G.; RODRIGUES, T.K. 2014. Distribuição espacial das características granulométricas, morfológicas e composicionais dos sedimentos das praias de Aracaju – Sergipe. *Scientia Plena*, **10**(4): 1-15.
- KENCH, P.S.; BRANDER, R.W. 2006. Wave processes on coral reef flats: implications for reef geomorphology using Australian case studies. *Journal of Coastal Research*, **22**: 209–223.
- KONICKI, K.M.M.; HOLMAN, R.A. 2000. The statistics and kinematics of transverse and bars on a open coast. *Marine Geology*, **169**: 69-101.
- LANDIM, P.M.B. 2000. Introdução aos métodos de estimação espacial para confecção de mapas. DGA, IGCE, UNESP/Rio Claro, Lab Geomatemática, Texto Didático 02. 20p.
- LAPORTE-FAURET, Q.; MARIEU, V.; CASTELLE, B.; MICHALET, R.; BUJAN, S.; ROSEBERY, D. 2019. 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.
- LEATHERMAN, S. 2003. Shoreline change mapping and management along the U.S. East Coast. *Journal of Coastal Research*, **SI(38)**:5-13.
- LEVOY, F.; ANTHONY, E.; MONFORT, O.; ROBIN, N.; BRETEL, P. 2013. Formation and migration of transverse bars along a tidal sandy coast deduced from multi-temporal Lidar datasets. *Marine Geology*, **342**: 39-52.
- LIMA FILHO, M.F. 1998. Análise Estrutural e Estratigráfica da Bacia Pernambuco. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geologia. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 139 p.
- LINO, A.P. 2015. Variabilidade morfodinâmica d curto-termo de uma praia de mesomaré. Dissertação de mestrado. Programa de Pós-graduação em Geociências, UFPE, 94p.
- LONG, N.; MILLESCAMPS, B.; GUILLOT, B.; POUGET, F.; BERTIN, X. 2016. Monitoring the topography of a dynamic tidal inlet using UAV imagery. *Remote Sensing*, **8**:1-18.
- LUIJENDIJK, A; HAGENAARS, G; RANASINGHE, R, BAART, F; GENNADII, D; ARNINKHOF, S. 2018. The state of the world's beaches. *Scientific Reports-Nature*, **8**(6641):1-11.
- LUNET, N.; SEVERO, M.; BARROS, H. 2006. Desvio Padrão ou Erro Padrão. *Arquivos de Medicina*, **20**(1-2): 55-59.
- MACEDO, R.J.A. 2015. Saliências, tombolos e enseadas das praias arenosas de Pernambuco: limites de formação e estabilidade. Doutorado em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco. 163 pp.

MABESOONE, J.M.; ALHEIROS, M.M. 1988. Origem da bacia Sedimentar Costeira Pernambuco - Paraíba. *Revista Brasileira de Geociências*, **18** (4): 476-482.

MABESOONE, J. M.; ALHEIROS, M. M. 1991. Base Estrutural – Revisão geológica da faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e parte do Rio Grande do Norte. *Estudos Geológicos*: **10(B)**: 33-43.

MABESOONE, J.M.; ALHEIROS, M.M. 1993. Evolution of the Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte Basin and the problem of the South Atlantic connection. *Geologie en Mijnbouw*, Kluwer Academic Publishers. **71**:351-362.

MADRUGA, M.M.D. 2016. Definição dos pontos de contorno da linha de preamar máxima atual do litoral do município de Goiana-PE e suas implicações ambientais. Dissertação. Universidade Federal de Pernambuco. Recife. 109p.

MAIA, J. C. B. G.; PEREIRA, P.S.; LESSA, R. P. T. 2014. Variação espaço-temporal das correntes de retorno em municípios da região metropolitana do Recife. *Quaternary and Environmental Geosciences*, **5**: 166-176.

MANCINI, F.; DUBBINI, M.; GATTELLI, M.; STECCHI, F.; FABBRI, S.; GABBIANELLI, G. 2013. Using Unmanned Aerial Vehicles (UAV) for High-Resolution Reconstruction of Topography: The Structure from Motion Approach on Coastal Environments. *Remote Sensing*. **5**: 6880–6898.

MANSO, V.A.V.; COUTINHO, P.N.; GUERRA, N.C.; SOARES JUNIOR, C.F.A. 2006. Pernambuco. In: Muehe, D. (org.). *Erosão e Progradação do Litoral Brasileiro*, 2. Ed. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente – MMA. P. 179-196.

MANSO, V.A.V.; COUTINHO, P.N.; PEDROSA, F.J.; MACEDO, R.J.; SILVA, A.C., GOIS, L.A.; BARCELLOS, R.B.; ARRUDA, S.D.A.; SOARES JR.; C.F.A.S.; MADRUGA FILHO; J.D.; ARRAES. 2018. Pernambuco. In: Dieter Muehe (Org.). *Panorama de erosão costeira no Brasil*; Brasil. Ministério do Meio Ambiente, Secretaria de Recurso Hídricos e Qualidade Ambiental. Departamento de Gestão Ambiental. _Brasília, DF: MMA. 759p.

MARTINS, K.A.; PEREIRA, P.S.; ESTEVES, L.S.; WILLIAMS, J. 2019. The role of coral reefs in coastal protection: analysis of beach morphology. *Journal of Coastal Research*, **S192**: 157-164.

MARTINS, K.A.; PEREIRA, P.S.; LINO, A. P.; GONCALVES, R. M. 2016. Determinação da erosão costeira no estado de Pernambuco através de geoindicadores. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, **17**: 533-546.

MARTINS, L.R. 1965. Significance of skewness and kurtosis in environmental interpretation. *Journal of Sedimentary Petrology*, **35**(3): 768-770.

MARTINS, L.R. 2003. Recent sediments and grain size analysis. *Revista Gravel*, Porto Alegre, **1**: 90-105.

MARTINS, L.R.; BARBOZA, E. G. 2005. Sand-Gravel Marine Deposits and Grain-Size Properties. *Gravel*, **3**: 63-72.

- MASSELINK, G. 1998. Field investigation of wave propagation over a bar and the consequent generation of secondary waves. *Coastal Engineering*, 33: 1–9.
- 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, p. 755–800.
- MATOS, R.M.D., 1992. The Northeastern Brazilian rift systems. *Tectonics* 11: 766–791.
- MCGREGOR, G.R., NIEUWOLT, S. 1998. Tropical climatology, 2nd edn. Wiley, New York.
- MEDEIROS, C. 1991. Circulation and mixing processes in the Itamaracá estuarine system, Brazil. These (Doctor in Philosophy) – University of South Carolina, Columbia. 131 p.
- MELO, M.C.S.S.; BARCELLOS, R.L.; OLIVEIRA, L.E.E.; MANSO, V.A.V. 2019. Aspectos sedimentológicos e batimétricos da plataforma continental norte de Pernambuco – Brasil. *Estudos Geológicos*, 29(2):17-30.
- MOURA, R. T. 2000. Produção, biomassa e densidade demográfica da fanerógama marinha *Halodule wrightii* iAscherson, em prados do médio litoral da costa leste da Ilha de Itamaracá – Pernambuco – Brasil. Tese (Doutorado) – Departamento de Biologia, Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife. 214p.
- MOURA, R.T. (ORG.) 2009. Aspectos gerais da hidrobiologia do litoral norte de Pernambuco – Brasil. Brasília: IBAMA. 138p.
- MUEHE, D. 2002. Geomorfologia Costeira. Geomorfologia: Exercícios, Técnicas e Aplicações. In: A.J.T. GUERRA, & S.B CUNHA (Orgs.). 2ª ed. _Rio de Janeiro: Editora Bertrand Brasil, p.191-238.
- NEAL, W.J.; PILKEY, O.H.; KELLEY, J.T. 2007. Atlantic coast beaches: a guide to ripples, dunes and other natural features of the seashore._Missoula, Mountain: Mountain Press Publishind Company, 250pp.
- NICHOLS, G. 2009. Sedimentology and Stratigraphy. 2ª ed. _UK: Jonh Wiley & Sons Ltd. 419p.
- NIEDORODA, A.W. 1973. Waves, currents, sediments, and sand bars associated with low energy coastal environments. *Gulf Coast Association of Geological Societies*, 22:229-239.
- NIEDORODA, A.W.; TANNER, W.F. 1970. Preliminary study of transverse bars. *Marine Geology*, 9:41-62.
- NIKOLAKOPOULOS, K.; KYRIOU, A.; KOUKOUVELAS, I.; ZYGOURI, V.; APOSTOLOPOULOS, D. 2019. Combination of aerial, satellite, and UAV photogrammetry for mapping the diachronic coastline evoluin: the case of Lefkada Island. *International Journal of Geo-Information*, 8: 1-26.
- NIMER, E. 1979. Climatologia do Brasil. In: Série Recursos Naturais e Meio Ambiente, vol. 4. IBGE, Rio de Janeiro. 422p.

NEWTON, I. 1687.

OLIVEIRA, P.F.P. 2017. 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.

PAJAK, M.J.; LEATHERMAN, S.P. 2002. The high water line as shoreline indicator. *Journal of Coastal Research*, **18**(2): 329-337.

PAPAKONSTANTINO, A.; TOPOUZELIS, K.; PAVLOGEORGATOS, G. 2016. Coastline zones identification and 3D coastal mapping using UAV spatial data. *International Journal of Geo-information*, **5**(75):1-14.

PELLON, E.; GARNIER, R.; MEDINA, R. 2014. Intertidal finger bars at El Puntal, Bay of Santander, Spain: observation and forcing analysis. *Earth Surface Dynamics*, **2**: 349-361.

PEREIRA, P.S.; ARAUJO, T.C.; MANSO, V.A.V. 2016. Tropical Sandy beaches of Pernambuco state. In: SHORT, A.D. & KLEIN, A.H.F. (Ed.), *Brazilian Beach Systems*, Florida, USA: Springer, pp 251 – 279.

PEREIRA, P.S.; NOGUEIRA-NETO, A.V. 2015. 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.

PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P. E & SIECER, R. 1973. Sand and Sandstone. New York, Heidelberg, Berlin, Springer – Verlag. 618p.

PIANCA, C.; MAZZINI, P. L.F.; SIEGLE, E. 2010. Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. *Brazilian Journal of Oceanography*, **58** (1):53-70.

PILKEY, O.H.; MORTON, R.W.; LUTERNAUER, J. 1967. The carbonate fraction of beach and dune sands. *Sedimentology*, **8**:311–327.

PONÇANO, W.L. 1986. Sobre a interpretação ambiental de parâmetros estatísticos granulométricos: exemplos de sedimentos quaternários da costa brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**(2): 157-170.

POWERS, M.C. 1953. A New Roundness Scale for Sedimentary Particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, **23**: 117-119.

REINECK, H. E.; SINGH, I. B. 1973. Depositional Sedimentary Environments with reference to terrigenous clastics. _2º Edition, Springer-Verlag, Berlin. 551p.

RIBAS, F.; FALQUÉS, A.; MONTOTO, A. 2003. Nearshore oblique sand bars. *Journal of Geophysics Research*. **108**(C4):1-17.

RIBAS, F.; KROON, A. 2007. Characteristics and dynamics of surfzone transverse finger bars. *Journal of Geophysical Research*, **112**:1-13.

RIBAS, F.; TENDUESCHATE, A.; SWART, H. E.; RUESSINK, G.; CALVETE, D. 2014. Observations and modelling of surf-zone transverse finger bars, *Ocean Dynamics*, **64**:1193–1207.

RIBAS, F.; FALQUÉS, A.; SWART, H.E.; DODD, N.; GARNIER, R.; CALVETE, D. 2015. Understanding coastal morphodynamic patterns from depth-averaged sediment concentration. *Reviews of Geophysics*, **53**: 362-410.

SÁ, L. T. L., 1998. Levantamento geológico-geomorfológico da Bacia Pernambuco-Paraíba, trecho compreendido entre Recife-PE e João Pessoa-PB. Dissertação de Mestrado, Pós-Graduação em Geociências, UFPE, 127 p.

SECTMA. 2006. Secretaria de Ciências, Tecnologia e Meio Ambiente de Pernambuco. Atlas de Bacias Hidrográficas. Disponível em: http://www.srhe.pe.gov.br/index.php?option=com_content&view=article&id=323:mapas-das-bacias-hidrograficas&catid=42:documentos&Itemid=75.

SHEPARD, F.P. 1952. Revised nomenclature for depositional coastal features. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, **36**(10): 1902-1912.

SILVA, G.V.; STRAUSS, D.; SHAERI, S.; MURRAY, T.; TOMLINSON, R.; HAMILTON, D. 2019. Longshore sediment interruption and bypassing of multipurpose artificial reef- preliminary results. In: *International Conference on Coastal Sediments*, p. 1-14.

SMITH, G.; ZARILLO, G. 1990. Calculating long-term shoreline recession rates using aerial photographic and beach profiling techniques. *Journal of Coastal Research*, **18**(3): 502-513.
SOUZA, E. M. 2006. Estratigrafia da Sequência clástica inferior (Andares coniaciano-maastrichtiano inferior) da bacia Paraíba e suas implicações paleogeográficas. Tese de doutorado, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 375p.

SUGUIO, K. 1973. Introdução à sedimentologia. _São Paulo. Editora Edgard Blücher/EDUSP. 317p.

TADDIA, Y.; CORBAU, C.; ZAMBELLO, E.; PELLEGRINELLI, A. 2019. 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.

TANNER, W.F. 1960. Shallow water ripple mark varieties. *Journal of Sedimentary Petrology*, **30**: 481-485.

THIELER, E. R.; HIMMELSTOSS, E.A; ZICHICHI, J.L; ERGUL, A. 2009. The Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0 – An ArcGIS extension for calculating shoreline change. US Geological Survey Report nº 2008-1278, 79p.

TURNER, I.L.; HARLEY, M.D.; DRUMMOND, C.D. 2015. UAVs for coastal surveying. *Coastal Engineering*, **114**: 19-24.

VALENÇA, L. M.M.; SOUZA, N.G.A. 2017. Geologia e recursos minerais da Folha Itamaracá, SB.25-Y-C-VI – Estados de Pernambuco e Paraíba: texto explicativo. Valença & Souza (Orgs.) – Recife: CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 50p.

WRIGHT, L.D.; SHORT, A.D. 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology*, 55: 93-118.