

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

ANDERSON PEREIRA LINO

**VARIABILIDADE MORFODINÂMICA DE CURTO-TERMO DE UMA PRAIA DE
MESOMARÉ**

RECIFE/2015

ANDERSON PEREIRA LINO

VARIABILIDADE MORFODINÂMICA DE CURTO-TERMO DE UMA PRAIA DE
MESOMARÉ

Dissertação que apresentou ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, orientada pelo Professor Dr. Pedro de Souza Pereira e Co-orientada por PhD Michalis Ioannis Vousdoukas, em preenchimento parcial dos requisitos para obtenção do grau de Mestre em Geociências, com área de concentração em Geologia Sedimentar e Ambiental, defendida e aprovada em 27 de fevereiro de 2015.

RECIFE/2015

Catálogo na fonte
Bibliotecária Valdicêa Alves, CRB-4 / 1260

L735v Lino, Anderson Pereira.
Variabilidade morfodinâmica de curto-termo de uma praia de Mesomaré / Anderson Pereira Lino. - Recife: O Autor, 2015.
94folhas, Il.; Gua. e Sigl.

Orientador: Prof. Dr. Pedro de Souza Pereira.
Coorientador: Prof. PhD. Michalis Ioannis Vousdoukas.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação Geociências, 2015.
Inclui Referências, e Apêndices.

1. Geociências. 2. Sistema de vídeo Orasis. 3. Mobilidade praial. 4. Feições morfológicas. 5. Topografia intermareal. I. Pereira, Pedro de Souza. (Orientador). II. Vousdoukas, Michalis Ioannis.(Coorientador). III.Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG/2015-99

**VARIABILIDADE MORFODINÂMICA DE CURTO-TERMO DE UMA PRAIA DE
MESOMARÉ**

Anderson Pereira Lino

APROVADO

Pedro de Souza Pereira

27 de Fevereiro de 2015

Roberto Lima Barcellos

27 de Fevereiro de 2015

Eduardo Siegle

27 de Fevereiro de 2015

AGRADECIMENTOS

Muito obrigado Prof. Dr. Pedro de Souza Pereira, meu orientador, pelos conselhos, sugestões, críticas construtivas, apoio e confiança, onde mesmo diante de todos os contratempos possíveis acreditou no meu trabalho e incentivou para realização do mesmo, mostrando-se sempre disposto a compartilhar seu conhecimento.

Ao meu Co-orientador Phd Michalis Vousdoukas por toda ajuda na instalação dos equipamentos, no tratamento das imagens, sugestões, críticas e compartilhamento de conhecimento que foram essenciais para a conclusão de mais essa etapa.

Aos membros da banca Roberto Barcellos e Eduardo Siegle, por terem aceitado participar da fase final dessa etapa e contribuírem para a melhoria do trabalho.

A minha Família por toda base familiar, compreensão e apoio para a realização de mais esse sonho e aos amigos, que mesmo estando cada vez mais difícil nos reunirmos como antes, sei que com vocês compartilho o real significado de amizade verdadeira.

Aos amigos que ajudaram durante o período de coletas: Yumi, Felipe e Bárbara.

A equipe do LABOGEO e do LAHICO pelas colaborações e amizades, especialmente a Karol Martins, Athos Farias, Cícero Vicente, Antônio (Rasta), Bárbara Paiva, Felipe Facó e Zé Filho, por todo apoio, momentos vividos e divisão das angústias nos períodos de “desespero”.

A Yumi Asakura, a qual tenho não só como amiga, mas também como irmã, muito obrigado por tudo. E aos demais amigos do “Bicho Pedrado” Karol Barros, Ludmila Prado, Mayana Castro, Domingas Maria e Érica Omena, pelos momentos e companheirismo.

A Adriana Cunha e Natan Pereira por todo o apoio e incentivo.

Ao programa de Pós-graduação em Geociências (PPGEOC) pela oportunidade e apoio.

Ao CNPq pelo financiamento do projeto, no qual foi possível a realização dos campos e aquisição dos equipamentos.

A FACEPE pela concessão da bolsa de estudo.

A equipe do Broou, especialmente a Adriano Wiermann e Pedro Guimarães por fornecerem os dados do modelo SWAN.

Ao projeto MCONdas por disponibilizar os dados de ondas de forma gratuita na WEB.

*“We are only what we know, and I wished to
be so much more than I was, sorely.”*

David Mitchell (Cloud Atlas)

RESUMO

As praias são ambientes altamente dinâmicos modelados espaço-temporalmente por processos hidrodinâmicos de diversas intensidades. Diante do exposto, o presente trabalho objetivou analisar a variação morfodinâmica da Praia de Itapuama, localizada no município do Cabo de Santo Agostinho – PE, por um período de dois meses, entre junho e agosto de 2014. Para tal foi utilizado um sistema de sensoriamento remoto baseado em vídeo (sistema ORASIS), concomitante a levantamentos morfológicos através de GPS cinemático, sendo ambos correlacionados com dados hidrodinâmicos provenientes do modelo SWAN. O regime de onda incidente apresentou altura significativa variando entre 0,5 e 2,2 m, com período de 5,4 a 14,8 s e direção predominante ESE. Este pode ser dividido em quatro eventos: ondulações de S ($T_p = 14$ s), ondulações de SSE ($T_p = 13$ s), vagas de ESE ($T_p = 9,5$ s) e vagas de SE ($T_p = 6$ s). A praia de Itapuama se caracteriza como um arco praial, classifica-se como intermediária e apresenta uma extensão máxima de 1,9 km, podendo ser dividida em três setores que se comportam de forma distinta entre si: Setor Sul (SS), Setor Central (SC) e Setor Norte (SN), sendo o SS equivalente ao campo de visão das câmeras (600 m). Foi possível a detecção de feições como: afloramentos rochosos soldados à praia (SS e SC), berma e cúspides (SS, SC e SN), e terraço de baixa mar (TBM). O TBM mostrou-se presente por toda a praia, sendo mais evidente no SS e SN. O SN apresentou-se como o setor mais dissipativo e assim como o SC, apresenta escarpas por toda extensão. O SC se caracteriza como o setor de maior exposição ao regime hidrodinâmico e o SS como uma zona de sombra. A presença de cúspides e berma mostrou-se variante espaço-temporalmente por toda a praia, sendo principalmente formadas durante eventos de menor energia associado à maré de quadratura. A elevação máxima vertical do envelope em relação ao nível do mar variou entre 2,5 a 3,8 m. A diferença do volume sedimentar levantado a partir de perfis construídos com a variação da linha d'água nas imagens mostrou pontos de erosão máximos de -0,4 m deposição de 0,6 m, caracterizando uma tendência erosional para o período de estudo. A presença de correntes de retorno deu-se através de uma fixa e três móveis, todas no SS, sendo sua maior definição durante os eventos de energia baixa a moderada. A presença das correntes móveis deu-se logo após a elevação do clima de onda incidente, onde permaneceram ativas até o final do período de estudo, estando dispostas sobre o TBM, caracterizando uma característica anômala de formação.

Palavras-chave: Sistema de vídeo Orasis. Mobilidade praial. Feições morfológicas. Topografia intermareal.

ABSTRACT

Beaches are highly dynamic environments which are space-time modeled by hydrodynamic processes of various intensities. Thus, the present study aimed to analyze the morphodynamics variability of Itapuama Beach, located at Cabo de Santo Agostinho city- PE for a period of time of two months between June and August of 2014. For this purpose we used a remote sensing system based on video (the Orasis system). Simultaneously to the images acquisition morphological surveys were conducted using kinematic GPS. Both were correlated with SWAN wave model data. The incident wave system showed significant wave height ranging between 0.5 and 2.2 m, period of 5.4 to 14.8s and a predominant direction of ESE. This can be divided into four events: Swell of S (TP = 14 s), Swell of SSE (TP = 13 s), Sea of ESE (TP = 9.5 s) and Sea of SE (TP = 6s). The Itapuama beach is characterized as an arc beach and is classified as intermediate beach. Has a maximum length of 1.9 km and can be divided into three sectors that behave differently from each other: South Sector (SS), Central Sector (SC) and North Sector (SN). The SS is equivalent to the cameras field of view (600 m). The detection of features as outcrops rocky beach soldiers (SS and SC), berm and cusps (SS, SC and SN), and low tide terrace (TBM) was possible. The TBM was present along the entire beach, being more evident in the SS and SN. The SN was presented as the most dissipative sector and as the SC, has cliffs along the full extent. The SC is characterized as the largest exposure sector to hydrodynamic regime and the SS as a shaded area. The presence of cusps and berm showed to be variant space-time along the beach, being mainly formed during events lowest energy associated with the neap tide. The maximum vertical lifting envelope compared to sea level ranged from 2.5 to 3.8m. The difference in sediment volume from profiles built with the variation in the water line images showed maximum erosion points of - 0.4m and deposition of 0.6m, featuring an erosional tendency for the study period. The presence of rip currents occurred through a one fixed and three mobile, all in the SS, with its greater definition in the low to moderate energy events. The presence of mobile rip current occurred soon after the rise of the climate of the incident wave where they remained active until the end of the study period, being arranged on the TBM characterizing an anomalous feature of forming.

Keywords: Orasis video system. Beach mobility. Morphological features. Intertidal topography.

LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1 - Mapa de localização da área de estudo, Praia de Itapuama, Cabo de Santo Agostinho – PE. Datum WGS 84.	19
Figura 4.1 - Esquema representativo de qualidade de Adaptado de <i>Position Dilution of Precision</i> (PDOP).	22
Figura 4.2 - Tipos de Imagens do sistema Orasis capturadas pela estação instalada na praia de Itapuama: <i>Snap</i> (A), <i>Variance</i> (B) e <i>Timex</i> (C).	23
Figura 4.3 - Imagens <i>timex</i> oblíquas das duas câmeras instaladas na praia de Itapuama (direita) e mosaico das imagens retificadas (esquerda).	25
Figura 4.4 - Interface gráfica do sistema Orasis para detecção automática da linha de costa..	27
Figura 4.5 - Esquema da variação da linha d'água ao longo do dia (em metade do ciclo das marés).....	28
Figura 5.1 - (A) Altura da maré prevista para Porto de Suape; Dados de ondas provenientes do modelo SWAN para a costa de Pernambuco (em azul) e dados de ondas medidos pelo ondógrafo (em vermelho); (B) altura significativa (H_s), (C) período de pico (T_p) e (D) direção de incidência (DIR).....	29
Figura 6.1 - Representação dos caminhamentos realizados na praia de Itapuama: (A) Junho de 2014 e (B) Julho de 2014.	32
Figura 6.2 - Perfis planialtimétricos obtidos através de levantamento topográfico realizado nos dias 23 de Junho (A) e 01 de Julho (B).....	33
Figura 6.3 - Perfil planialtimétrico representando a divisão setorial da praia de Itapuama – PE adotada para o presente estudo.	35
Figura 6.4 - Representação dos perfis planialtimétricos obtidos através de levantamento realizados em junho de 2014 na praia de Itapuama: (A) 23/06, (B) 24/06, (C) 25/06, (D) 27/06, (E) 28/06 e (F) 29/06.....	36
Figura 6.5 - Representação dos perfis planialtimétricos obtidos através de levantamento realizados em junho e julho de 2014 na praia de Itapuama: (A) 30/06, (B) 01/07, (C) 05/07, (D) 06/07, (E) 07/07 e (F) 12/07.	37
Figura 6.6 - Canal de despejo do aporte continental fluvial presente na praia de Itapuama.	39
Figura 6.7 - Escarpas encontradas nas porções central e norte do SC da na praia de Itapuama – PE.....	40
Figura 6.8 - Terraço de baixa-mar (TBM) com o sistema crista e cava (<i>ridge and runnel</i>) encontrado na porção norte do SN da praia de Itapuama – PE.....	42

- Figura 6.9 - Curvas de nível da praia de Itapuama extraídas a partir dos perfis planialtimétricos: (A) 23/06, (B) 27/06, (C) 05/07 e (D) 12/07. Setas amarelas indicam corrente de retorno, setas pretas indicam sistema *ridge and runnel* sobre o TBM, setas vermelhas indicam escarpas e seta azul indicam cúspides e bermas.43
- Figura 6.10 - Perfis transversais da praia de Itapuama extraídos a partir de levantamento topográfico com GPS cinemático, para SS em Y=300m (A), SC em Y=800m (B) e Y=1400m (C) e SN em Y=1800m (D).45
- Figura 6.11 - Representações das diferenças dos perfis planialtimétricos da praia de Itapuama, obtidas através de levantamento topográfico com GPS cinemático. (A) primeira metade do ciclo sinodical (27/06 a 05/07), (B) segunda metade do ciclo sinodical (05/07 a 12/07), (C) pré e pós-elevação de H_s (25/06 e 27/06) e (D) inicial e final (23/06 e 12/07).48
- Figura 7.1 – Batimetria intermareal: posição da linha d’água digitalizada a partir da variação da maré em cada imagem em intervalos de uma hora, juntamente a seus respectivos perfis topográficos tridimensionais. (A) e (B) – 27/06, (C) e (D) – 05/07, (E) e (F) – 12/07.56
- Figura 7.2 - Representação dos perfis planialtimétricos obtidos através de levantamento topográfico intermareal realizados em junho de 2014 na praia de Itapuama: (A) 23/06, (B) 24/06, (C) 25/06, (D) 26/06, (E) 27/06 e (F) 28/06.58
- Figura 7.3 - Representação dos perfis planialtimétricos obtidos através de levantamento topográfico intermareal realizados em junho e julho de 2014 na praia de Itapuama: (A) 29/06, (B) 30/06, (C) 01/07, (D) 02/07, (E) 03/07 e (F) 04/07.59
- Figura 7.4 - Representação dos perfis planialtimétricos obtidos através de levantamento topográfico intermareal realizados em julho de 2014 na praia de Itapuama: (A) 05/07, (B) 06/07, (C) 07/07, (D) 10/07, (E) 11/07 e (F) 12/07.60
- Figura 7.5 - Imagens representando a mobilidade do TBM junto à variação das forças hidrodinâmicas. (A) 26/06, (B) 27/06, (C) 03/07, (D) 12/07.61
- Figura 7.6 - Perfil transversal da praia de Itapuama extraídos a partir de topografia intermareal para SS em Y=300m.63
- Figura 7.7 - Perfil transversal da praia de Itapuama extraídos a partir de topografia intermareal para SS em Y=550m.63
- Figura 7.8 - Representações das diferenças dos perfis planialtimétricos da praia de Itapuama, obtidas através de obtidas através de perfil intermareal. (A) primeira metade do

ciclo sinodical (27/06 a 05/07), (B) segunda metade do ciclo sinodical (05/07 a 12/07), (C) pré e pós-elevação de H_S (25/06 e 27/06) e (D) inicial e final (23/06 e 12/07).	66
Figura 7.9 - Corrente de retorno detectada durante o período de estudo na praia de Itapuama. Dia 29 de junho de 2014 às 11 horas (horário local).	68
Figura 7.10 - Sequencia evolutiva das correntes de retorno na praia de Itapuama em um período de dois meses.	70
Figura 7.11- Correntes de retorno da praia de Itapuama - Grupo I, junto às características de onda incidente.	71
Figura 7.12 - Correntes de retorno da praia de Itapuama - Grupo II, junto às características de onda incidente.	72
Figura 7.13 - Correntes de retorno da praia de Itapuama - Grupo III, junto às características de onda incidente.	73
Figura A1.1 - Relação colinear entre as coordenadas da câmera (X_C , Y_C e Z_C); imagem (U , V); do mundo real; e ângulos de rotação (τ , ϕ e σ), utilizados na definição de orientação e georreferenciamento das imagens oblíquas.	88
Figura A1.2 – Gráficos de distorção gerados a partir da calibração: (A) Impacto do modelo de distorção completo (Tangencial + Radial) em cada pixel da imagem; (B) impacto da componente radial de distorção; (C) impacto do componente tangencial de distorção. Cada seta representa o deslocamento eficaz de um pixel induzida pela distorção da lente. A cruz indica o centro da imagem e o círculo a localização do ponto principal de direção.	93

LISTA DE QUADROS

Quadro 4.1 - Valores qualitativos de <i>Position Dilution of Precision</i> (PDOP).....	21
Quadro 5.1 - Amplitude de maré utilizada na separação dos grupos de dados para o período de estudo.	30
Quadro 5.2 - Resultados da correlação linear (r^2) para os dados de onda provenientes do modelo SWAN e medidos pelo ondógrafo: HS – altura significativa, TP – período de pico e DIR – direção.....	31

LISTA DE SIGLAS

CNPQ	Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico
Dir	Direção
ESE	Es-Sudeste
GPS	Global Positioning System
H_s	Altura Significativa
MCONDAS	Monitoramento Climático de Ondas
NE	Nordeste
PDOP	Position Dilution of Precision
SC	Setor Central
SN	Setor Norte
SS	Setor Sul
SSE	Sul-Sudeste
SWAN	Simulating Waves Nearshore
TBC	Trimble Business Center
TBM	Terraço de Baixa-mar
T_p	Período de pico

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	14
2	OBJETIVOS.....	17
2.1	Específicos.....	17
3	ASPECTOS GERAIS DA ÁREA.....	18
4	METODOLOGIA	20
4.1	Levantamento de dados hidrodinâmicos	20
4.2	Levantamento de dados morfológicos.....	21
4.2.1	Variação do pacote sedimentar.....	22
4.3	VIDEO IMAGEAMENTO	22
4.3.1	Sistema Orasis	22
4.3.2	Retificação das imagens	24
4.3.3	Conjunto e análise dos dados	26
4.4	CLASSIFICAÇÃO MORFODINÂMICA.....	28
5	CARACTERÍSTICA HIDRODINÂMICA DA PRAIA DE ITAPUAMA (PE)	29
6	VARIABILIDADE MORFODINÂMICA DA PRAIA DE ITAPUAMA (PE) OBTIDA ATRAVÉS DE LEVANTAMENTO TOPOGRÁFICO	32
6.1	Resultados	32
6.2	Discussão.....	50
7	VARIABILIDADE MORFODINÂMICA E DISTRIBUIÇÃO ESPAÇO TEMPORAL DAS CORRENTES DE RETORNO NA PRAIA DE ITAPUAMA (PE) OBTIDA ATRAVÉS DE VIDEO IMAGEM.....	55
7.1	Resultados	55
7.1.1	Variação morfodinâmica de curto termo (20 dias).....	55
7.1.2	Variabilidade morfodinâmica e correntes de retorno.....	68
7.2	Discussão.....	74
8	CONCLUSÕES.....	78
	REFERÊNCIAS	81
	APÊNDICE A	87
A.1	PROCESSAMENTO DAS IMAGENS	87
A.2	CALIBRAÇÃO	90
A.3	RESOLUÇÃO	93

1 INTRODUÇÃO

A zona costeira é denominada como a região compreendida entre o ambiente marinho e continental, onde forças hidrodinâmicas (correntes, ondas e marés) atuam, influenciando diretamente na morfologia do ambiente praias através de variações espaço-temporais, caracterizando um equilíbrio dinâmico (WESCHENFELDER; AYUP-ZOUAIN, 2002; WRIGHT; SHORT, 1984).

Dentre todos os ambientes conhecidos no planeta, as praias são um dos mais dinâmicos, sendo tal fato comprovado pela constante variação na linha de costa em diversas escalas temporais e espaciais (SEDRATI; ANTHONY, 2007; YOSHIKAWA; NEMOTO, 2010). Este ambiente tende ao equilíbrio através de forças naturais atuantes podendo estas serem construtivas ou destrutivas, onde a intensidade irá depender da característica da área.

Uma dessas forças é a onda de maré, que é um fenômeno conhecido pela oscilação periódica dos níveis marinhos e demais corpos d'água ligados aos oceanos, dado principalmente através da atração do sol e da lua em suas posições relativas (BIRD, 1969; SUGUIO, 1992).

Segundo a classificação de Davies (1964), estes ambientes podem ser classificados como sendo de micro (amplitude > 2), meso (amplitude variante de 2 a 4 m) ou macromaré (amplitude superior a 4m), podendo esta interferir diretamente na configuração morfológica do ambiente praias, garantindo assim uma diversidade morfodinâmica entre os mesmos. (MASSELINK; SHORT, 1993; WRIGHT; SHORT, 1984).

Devido a alta dinamicidade do ambiente costeiro, pesquisadores em todo o mundo começaram a observar as variações ocorrentes e desenvolveram estudos acerca do tema, tentando descrever a variação morfodinâmica levando em consideração a classificação das feições presentes. Trabalhos acerca do tema datam da década de 50, tendo como pioneiro Shepard (1950). A partir de então vários modelos morfodinâmicos foram propostos, sendo estes distinguidos pela Escola Americana (DAVIS; FOX, 1972; SASAKI, 1980) e Escola Australiana de Geomorfologia Costeira (SHORT, 1991; WRIGHT; SHORT, 1984).

Dentre esses, um modelo consagrado é de Wright e Short (1984), que definiu seis estágios morfodinâmicos, caracterizados de dissipativo a refletivo (estágios extremos) e quatro estágios intermediários: banco e cava longitudinal (*longshore bar-trough*); banco e praia rítmicos (*rhythmic bar and beach*); banco transversal e correntes de retorno (*transverse bar and rip*) e crista-canal ou terraço de baixa-mar (*ridge and runnel/low tide terrace*).

Este modelo tem aplicação apenas para praia de micromaré, no entanto, hoje se sabe que flutuações da maré e seus efeitos sobre processos praias é um forte fator determinante na condição morfodinâmica de um ambiente praias e foi a partir do trabalho de Masselink e Short (1993) que este fator começou a ser levado em consideração, onde os autores associaram os modelos já existentes ao modelo de Davis e Hayes (1984), criando o parâmetro relativo à maré, o RTR (sigla em inglês para *Relative Tide Range*), passando a considerar também os efeitos relativos entre as ondas e as marés na morfologia das praias, permitindo assim a utilização desse modelo em praias de meso e macromaré.

Esse novo modelo ampliou a forma de classificação morfodinâmica das praias, no entanto o entendimento real desse sistema é mais complexo, necessitando de mais esforços para a realização deste trabalho.

A costa do nordeste do Brasil pode ser classificada através desse modelo, uma vez que apresenta moderada amplitude de maré, caracterizando-se como um ambiente de mesomaré. No entanto, é notória a diversidade dos ambientes praias por todo esse trecho, onde as mais diversas feições são encontradas nessas praias, que atuam ou são resultado dos processos morfodinâmicos destas.

A costa de Pernambuco ainda é diferenciada, devido à presença de recifes por quase toda sua extensão, o que ainda propicia uma característica mais distinta (MALLMANN et al., 2014). Fatos assim é que movem os pesquisadores a procurarem novas estratégias para conhecer o ambiente praias.

Portanto, independente da classificação desse ambiente como micro, meso ou macromaré, atualmente vem ocorrendo um grande avanço em programas e pesquisas no que tange à problemática da compreensão da dinâmica desses sistemas, principalmente quando se tenta prever o comportamento destes às diversas respostas impostas pela ação das forças hidrodinâmicas atuantes.

Um dessas metodologias é um sistema de sensoriamento remoto baseado em vídeo, no qual câmeras são instaladas em locais altos que propiciem uma visão panorâmica da praia a fim de capturar e armazenar imagens e diversos tipos de produtos (HOLMAN; STANLEY, 2007). Esta permite o monitoramento diário de uma praia, uma vez que os produtos gerados são equivalentes a cada hora de luz do dia, sendo armazenados em computador, permitindo o trabalho posterior em laboratório.

O Brasil atualmente possui 5 sistemas de monitoramento de praias através de vídeo imageamento. O Estado de Pernambuco é um dos estados brasileiros que apresenta sistema de vídeos em suas praias, onde o pioneiro foi instalado na Praia de Boa Viagem em 2012, tendo

em 2013 adquirido mais dois sistemas de vídeo, instalados na Praia do Cupe, município de Ipojuca e na Praia de Itapuama, município de Cabo de Santo Agostinho.

Dois são os tipos sistemas de sistemas instalados em Pernambuco, sendo ambos amplamente difundidos em pesquisas do ramo nos EUA (Argus) e Europa (Orasis), sendo utilizado muitas vezes para estudos do comportamento morfodinâmico, dentre os quais se podem citar a identificação dos estágios morfodinâmicos atuais desses ambientes.

Nesse contexto, levando em consideração a atual conjuntura da vulnerabilidade costeira no estado de Pernambuco frente à erosão costeira e variabilidade morfodinâmica, e tendo em vista a boa funcionalidade desse tipo de ferramenta, tal sistema torna-se um instrumento útil e viável para um melhor aprofundamento sobre tema, garantindo assim a possibilidade de inferências que possam vir a contribuir com base de dados para melhores planos de gerenciamento costeiro, além de um melhor entendimento acerca do tema.

Portanto, o presente trabalho visou estudar a variabilidade morfodinâmica da praia de Itapuama, a fim de conhecer suas características entender os processos ocorrentes nesta área.

2 OBJETIVOS

Realizar um estudo analítico acerca da morfodinâmica da praia de Itapuama através levantamento topográfico e videoimagem, a fim de compreender suas características junto às forçantes hidrodinâmicas.

2.1 ESPECÍFICOS

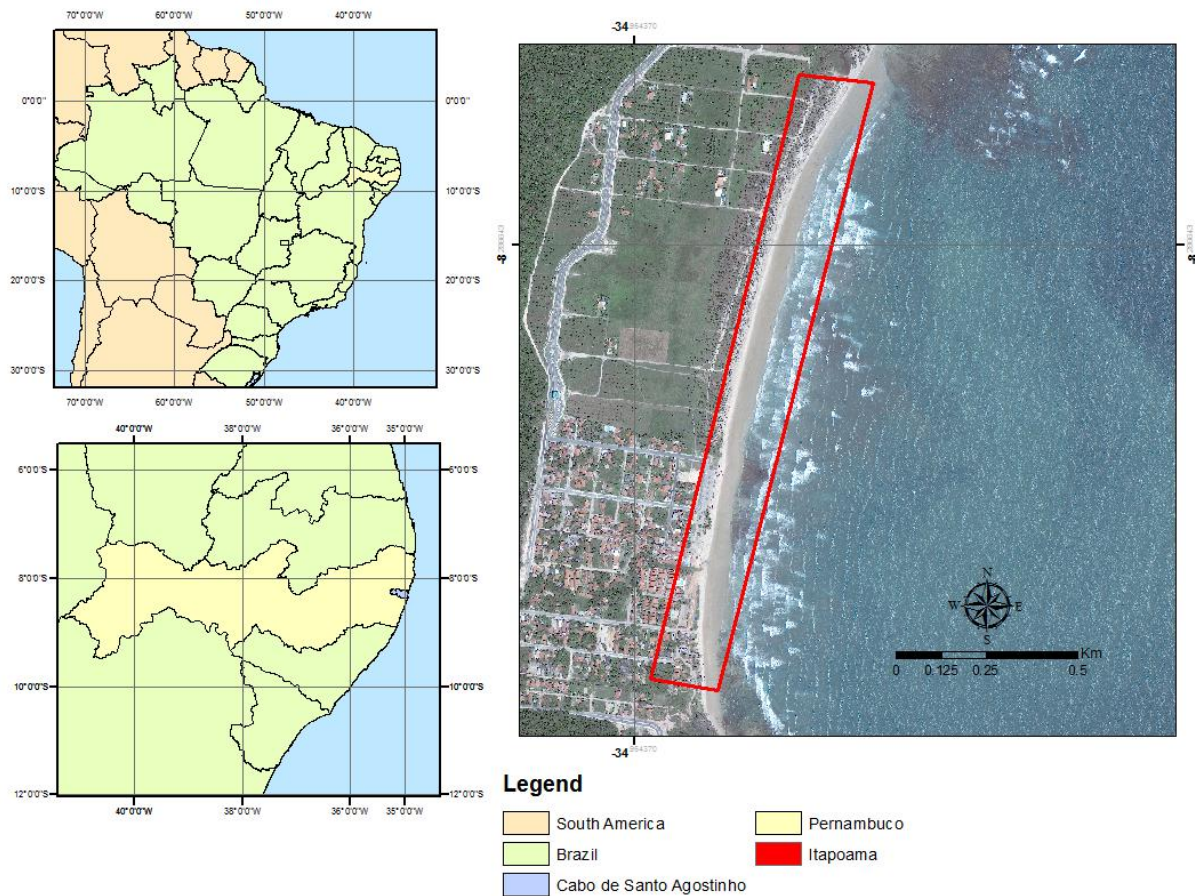
- Correlacionar os resultados dos dados topográficos *in situ* aos de videoimagem, a fim de estabelecer um padrão de verossimilhança para inferência da atual conjuntura morfodinâmica da Praia de Itapuama;
- Caracterizar o comportamento das séries temporais do regime hidrodinâmico e determinar sua influência junto aos processos de variação morfodinâmica da praia;
- Avaliar e discutir a presença das correntes de retorno a fim de inferir sobre sua formação e relação junto ao regime hidrodinâmico incidente;
- Identificar e analisar a presença e formação de feições morfológicas em toda a praia e relaciona-las junto ao regime hidrodinâmico e configuração praial.
- Caracterizar o comportamento morfodinâmico e classificar o estágio morfodinâmico da praia de Itapuama.

3 ASPECTOS GERAIS DA ÁREA

O município de Cabo de Santo Agostinho fica localizado no Estado de Pernambuco, tendo como divisa os municípios de Moreno e Jaboatão dos Guararapes a norte e Ipojuca ao sul, distando 33,6 km da capital do estado, Recife. Faz parte da Mesorregião Metropolitana do Recife (16,28% da área) e Microrregião de Suape e compreende o principal polo industrial do Estado, onde se encontra instalado o porto de Suape, um dos mais importantes complexos industriais e portuários do Brasil. Apresenta um clima, de acordo com a classificação de “Koppen”, do tipo ‘Ams’ tropical úmido, com períodos de chuvas intensas (outono/inverno), predominância de ventos alísios de ESE (abril a setembro) e NNE (outubro a março), além de precipitação média anual de 2.148 mm, sendo a maior representatividade entre maio a julho, e temperatura de $24 \pm 6^{\circ}\text{C}$. Sua orla tem uma extensão de 24,1 km e é composta pelas praias de Itapuama, Gaibu, Suape, Calhetas, Paraíso, Pedra do Xaréu, Enseada dos Corais, Paiva e Praia de Santo Agostinho (ALMEIDA; SCHULER, 2009; GETEC-PMCSA, 2013; SUDENE, 1973)

A praia de Itapuama (Figura 3.1) se caracteriza por arco praial com regime de mesomaré de ciclo semidiurno apresentando variação de -0,2 a 2,7 m, localizada entre as praias de Pedra do Xaréu e do Paiva e possui um sedimento caracterizado por areia quartzosa média bem selecionada com alguns trechos de areia fina, além de piscinas naturais de formação vulcânica. Esta é influenciada pela ação direta de ondas, com característica predominante de altura significativa (H_s) e período (T_p) variante de 0,81 a 1,27 m e 6,8 e 13,7 s, respectivamente, e direção ESE. Tal variação ocorrente é uma característica sazonal, onde são encontrados valores de H_s mais elevados associados à T_p menores durante o período chuvoso e característica inversa no período de estiagem (ALMEIDA; SCHULER, 2009; ASSIS, 2007; BASTO et al., 2003; MADRUGA FILHO, 2004).

Figura 3.1 - Mapa de localização da área de estudo, Praia de Itapuama, Cabo de Santo Agostinho – PE. Datum WGS 84.



Fonte: o autor.

A área em questão está situada na Sub-bacia norte da Bacia Pernambuco (LIMA FILHO, 1998) e caracteriza-se pela sedimentação clástica terciária (Formação Barreiras); intensa sedimentação quaternária de origem fluvial e marinha e presença de afloramentos de recifes e de bancos de arenitos (*beachrocks*) na antepraia, por toda extensão litorânea (ASSIS, 1999; LIMA FILHO, 1998). Estes últimos são originados de antigas praias consolidadas (areia, cascalho e restos de conchas consolidados com carbonato de cálcio), possuem formas e contornos irregulares, contínuos ou não e encontram-se emersos, no entanto por vezes podem estar recobertos por sedimentos inconsolidados a depender do regime hidrodinâmico presente no local (ASSIS, 1999; CHAVES, 2000).

Em Itapuama ainda são encontrados afloramentos rochosos próximos ou soldados à face praial inferior, onde estes atuam diretamente no regime hidrodinâmico incidente modulando a intensidade de energia de onda e que por vezes também se encontram cobertos por sedimentos inconsolidados.

4 METODOLOGIA

Para o desenvolvimento desse estudo, foi realizada uma adaptação da metodologia descrita por Poate et al. (2014), onde foi utilizada uma combinação de técnicas *in situ* junto a métodos remotos de coleta durante um período de dois meses, realizados entre 20 de junho a 20 de agosto 2014.

A metodologia foi dividida em três etapas de coleta: levantamento de dados hidrodinâmicos, levantamentos de dados morfológicos e obtenção de dados através de um sistema de sensoriamento remoto baseado em vídeo imageamento (sistema Orasis).

4.1 LEVANTAMENTO DE DADOS HIDRODINÂMICOS

Concomitante ao levantamento de dados morfológicos e à obtenção de dados pelo sistema Orasis, foi realizada a coleta de dados hidrodinâmicos. Para tal, utilizaram-se dados de onda provenientes do ondógrafo *Waverider MKIII* fundeado em frente ao porto de Suape nas coordenadas 08°23'42"S 34°56'12"W, em águas intermediárias (17 m), que disponibiliza os dados de forma gratuita em tempo real através da página do projeto MCONDAS/NE¹ (Monitoramento do clima de ondas na costa nordeste brasileira) financiado pelo CNPq (Processo: 558139/2009-4) e do modelo *SWAN (Simulating Waves Nearshore)* (BOOIJ; RIS; HOLTHUIJSEN, 1999), que foi desenvolvido pela Universidade Técnica de Delft (*TU Delft*), tendo seus dados transpostos para o ponto de localização da boia. Os dados oriundos do modelo foram disponibilizados pelo sistema de previsão do Broou.cast².

Os dados disponíveis pela boia foram utilizados para uma correlação linear entre ambos, onde foram extraídos séries temporais de altura significativa (H_S), período médio (T_P) e direção de onda para a área de interesse, uma vez que a aquisição de dados foi interrompida durante o período de estudo devido a problemas técnicos.

Como a região estudada está sob o regime de mesomaré, esta variável torna-se indispensável para a realização do estudo. Para tal, os dados de maré referentes à tábua de maré do Porto do Suape, foram coletados a partir do site do Departamento de Hidrografia e Navegação (DHN)³ da Marinha do Brasil, que os disponibiliza de forma eletrônica gratuita.

¹ Disponível em: <http://www.ondasne.com.br>

² Disponível em: <http://broou.com/>

³ Disponível em: <https://www.mar.mil.br>

4.2 LEVANTAMENTO DE DADOS MORFOLÓGICOS

Foram realizados levantamentos durante a baixa-mar em toda a extensão da praia de Itapuama nos dias de maré de sizígia e de quadratura entre 23 de junho a 12 de julho de 2014, visando medir a variação morfodinâmica praial. Para tal, caminhamentos foram conduzidos com o auxílio de um par de GPS Trimble R3 em modo Base/Rover (L1) cinemático, obedecendo-se o espaçamento de aproximadamente 100 m em todos os perfis a fim de garantir uma análise real da variação morfodinâmica dessa praia. No total foram realizados 12 perfis, buscando-se fazer a varredura de todas as feições, como afloramentos rochosos soldados à praia, escarpas e cúspides e terraço de baixa-mar.

A taxa de aquisição, tanto da base quanto do rover, foi estabelecida para coleta de 5 s entre pontos, com precisão de tolerância vertical de 2 cm e horizontal de 1,5 cm. Para ambos foi utilizada uma máscara de elevação de 10°, com o intuito de reduzir os efeitos da troposfera sobre o GPS. O topo da antena foi orientado para norte, a fim de permitir a correção de erros do centro de fase da antena, no processamento das linhas de base. Durante todo o levantamento o PDOP (*Position Dilution of Precision* – medida de precisão 3D, também conhecida como DOP esférica) manteve-se como ideal, adotando-se como referência a escala de Langley (1999) (Quadro 1).

Quadro 4.1 - Valores qualitativos de *Position Dilution of Precision* (PDOP).

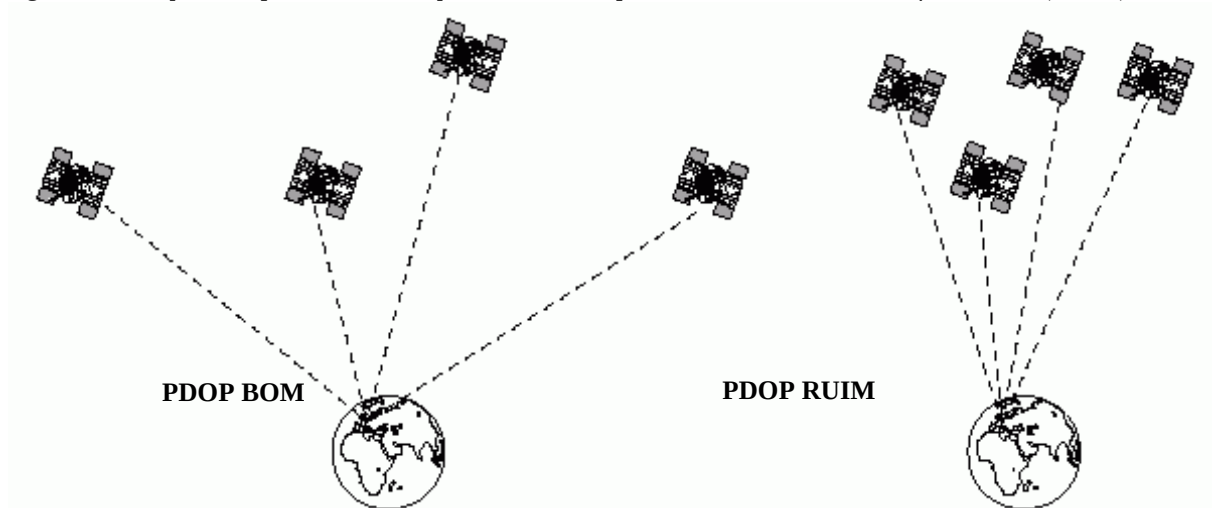
Valores de PDOP	Classificação	Qualidade
1	Ideal	Fornece o mais alto nível possível de confiança na precisão dos dados, e é usado para aplicações que exigem o mais alto nível de precisão.
2-3	Excelente	As medições posicionais são precisas, porém as aplicações são mais restritas.
4-6	Bom	Menor nível aceitável para aplicações de mapeamento.
7-8	Moderado	As medições posicionais podem ser utilizadas para os cálculos, mas necessita de uma melhor qualidade de correção.
8-20	Razoável	Nível de confiança baixa. Medições posicionais devem ser descartadas ou utilizadas apenas para indicar uma estimativa muito aproximada do local atual.
21-50	Ruim	As medidas podem ser imprecisas em até 300 m.

Fonte: Langley (1999).

De acordo com Marino (2012), o DOP nada mais é do que a reflexão do ruído da medição dos satélites (métodos de entrada) no ruído da solução (métodos de saída), agindo como fator multiplicativo e que por isso o quanto menor o PDOP melhor será sua precisão,

uma vez que sua interpretação pode ser tida como o inverso do volume do tetraedro formado pelos quatro satélites e da antena do receptor do usuário (Figura 4.1).

Figura 4.1 - Esquema representativo de qualidade de Adaptado de *Position Dilution of Precision* (PDOP).



Fonte: GPSFIELD (<http://www.gpsfield.com>).

O processamento desses dados foi realizado através do software TBC (*Trimble Business Center*), onde os dados de correção para o processamento dos levantamentos são oriundos do marco geodésico utilizado para fixação da base, localizado no Condomínio Itapuama II.

4.2.1 Variação do pacote sedimentar

Com o intuito de fornecer uma melhor visão sobre o comportamento dinamicidade desta praia, foram conduzidos cálculos de diferença altimétrica do pacote sedimentar entre os perfis provenientes do levantamento topográfico *in situ*.

4.3 VIDEO IMAGEAMENTO

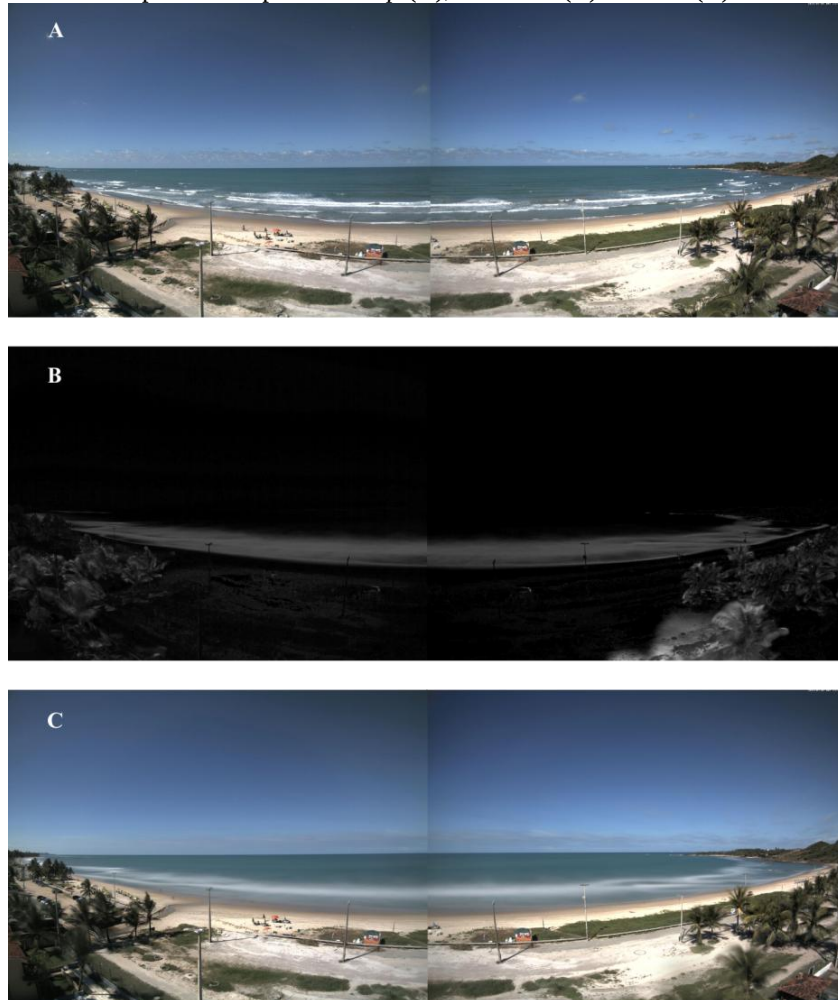
4.3.1 Sistema Orasis

O sistema Orasis é um sistema de monitoramento costeiro não comercial baseado em videoimagem, ou seja, é um software desenvolvido para adquirir e processar imagens da zona costeira a partir de uma ou mais câmeras instaladas em locais fixos e ligadas a um

computador. As câmeras capturam imagens nos 10 primeiros minutos de cada hora de luz do dia a uma frequência de dois Hz, gerando os seguintes produtos básicos primários:

- *Snap* – é a imagem instantânea de um único frame capturado no início de cada hora (Figura 4.2A);
- *Variance* – é a imagem que representa o desvio padrão obtido através criação das imagens tipo *timex* (Figura 4.2B);
- *Timex*– é a imagem de longa exposição obtida através da média dos 10 minutos de frames capturados a cada hora (Figura 4.2C).

Figura 4.2 - Tipos de Imagens do sistema Orasis capturadas pela estação instalada na praia de Itapuama: *Snap* (A), *Variance* (B) e *Timex* (C).



Fonte: o autor.

Esses produtos, classificados como imagens oblíquas, são posteriormente processados e georreferenciados em laboratório, através de equações colineares que levam em consideração dados como distorção das lentes, distância focal, coordenadas da câmera e do

mundo real, permitindo sua transformação em mosaicos de imagens planas (HOLLAND et al., 1997).

A partir destas torna-se possível sua utilização para o monitoramento costeiro em uma frequência diária, a partir de ferramentas de pós-processamento que garantem alguns estudos como: a delimitação da linha de costa (HUISMAN et al., 2011; OSORIO; MEDINA; GONZALEZ, 2012), morfologia e disposição espaço temporal de bancos arenosos (ARMAROLI; CIAVOLA, 2011; GUEDES et al., 2011; PEREIRA et al., 2012; VAN ENCKEVORT; RUESSINK, 2003), dinamicidade de corrente de retorno e de feições morfológicas (ALEXANDER; HOLMAN, 2004; MACMAHAN et al., 2008; PRICE; RUESSINK, 2008; VOUSDOKAS et al., 2011), topografia intermareal (PLANT; HOLMAN, 1997; VOUSDOKAS et al., 2011), etc.

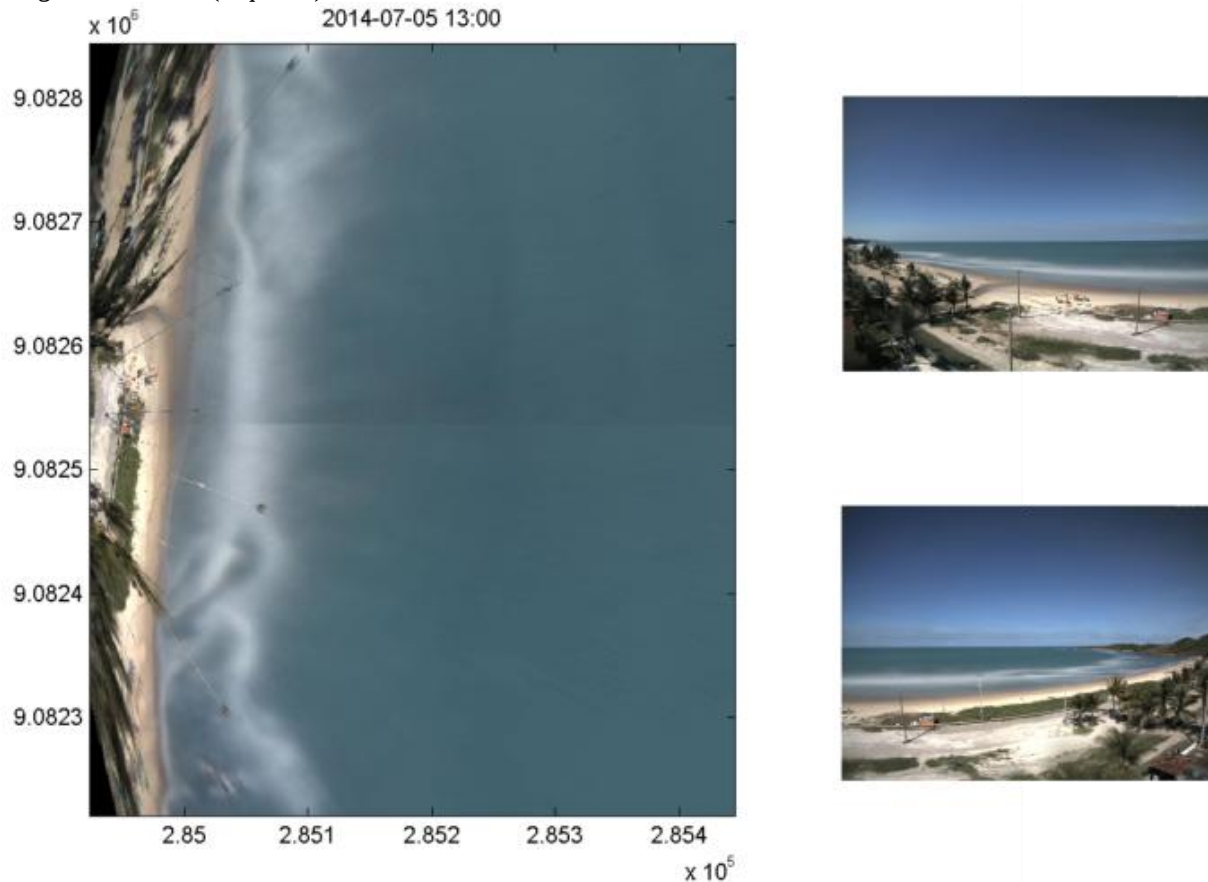
Para o presente trabalho foram utilizadas duas câmeras IP Mobotix© 3,1 megapixels, instaladas em uma estrutura de alvenaria do Condomínio Itapuama II na Praia de Itapuama, com seu centro de visão locado em torno de 19 m acima do nível médio do mar, programadas para captura de imagens a uma frequência de dois Hz por 10 minutos iniciais de cada hora de luz do dia seguindo o horário local.

As câmeras foram conectadas a um PC no mesmo local para armazenamento dos produtos, sendo estes posteriormente transferidos e pós-processados em laboratório.

4.3.2 Retificação das imagens

A Figura 4.3 mostra o exemplo das imagens *timex* para as duas câmeras. Segundo Holland et al. (1997) é possível realizar a conversão das imagens em mosaicos planificados retificados e georreferenciados, permitindo assim a transformação das coordenadas U e V em coordenadas X, Y e Z do mundo real a partir do conhecimento dos parâmetros de entrada e saída destas câmeras, associadas a coleta de pontos de controle obtido com o auxílio de um GPS e equações colineares.

Figura 4.3 - Imagens *timex* oblíquas das duas câmeras instaladas na praia de Itapuama (direita) e mosaico das imagens retificadas (esquerda).



Fonte: o autor.

A correção de distorção da lente foi realizada a partir da captura de frames (18 a 22 imagens) com o auxílio de uma placa quadriculada de intervalo 3x3 cm, a fim de garantir uma margem de erro por pixel tendente à zero, através da caixa de ferramentas de Bouguet (BOUGUET, 2007). Foram utilizados 18 pontos de controle dispostos por toda a área de cobertura das câmeras, com sua linha de base processada junto ao marco geodésico instalado no mesmo local das câmeras. Para maiores detalhes sobre a metodologia de retificação ver o APÊNDICE A.

A taxa de erro geodésica foi primeiramente corrigida para o sistema de coordenadas global e posteriormente para o sistema local e os pontos com precisão inferior a 99% foram descartados.

No geral, o sistema instalado na praia de Itapuama apresenta uma cobertura máxima de aproximadamente 600 m, com um *grid* de resolução de 0,5 m por pixel ao longo da costa, sendo o eixo paralelo à costa chamado de Y e o transversal de X, tomando como base o sistema de coordenadas local.

4.3.3 Conjunto e análise dos dados

Para o cumprimento dos objetivos, foi utilizada uma série temporal diária de imagens *timex* e *variance*, de um período de dois meses. A análise de dados deu-se através da divisão da série temporal em duas etapas, onde a primeira consistiu apenas na interpretação da variação morfodinâmica através das imagens *timex* e a segunda na interpretação de sua correlação com os dados morfológicos coletados *in situ* durante o período de 20 dias.

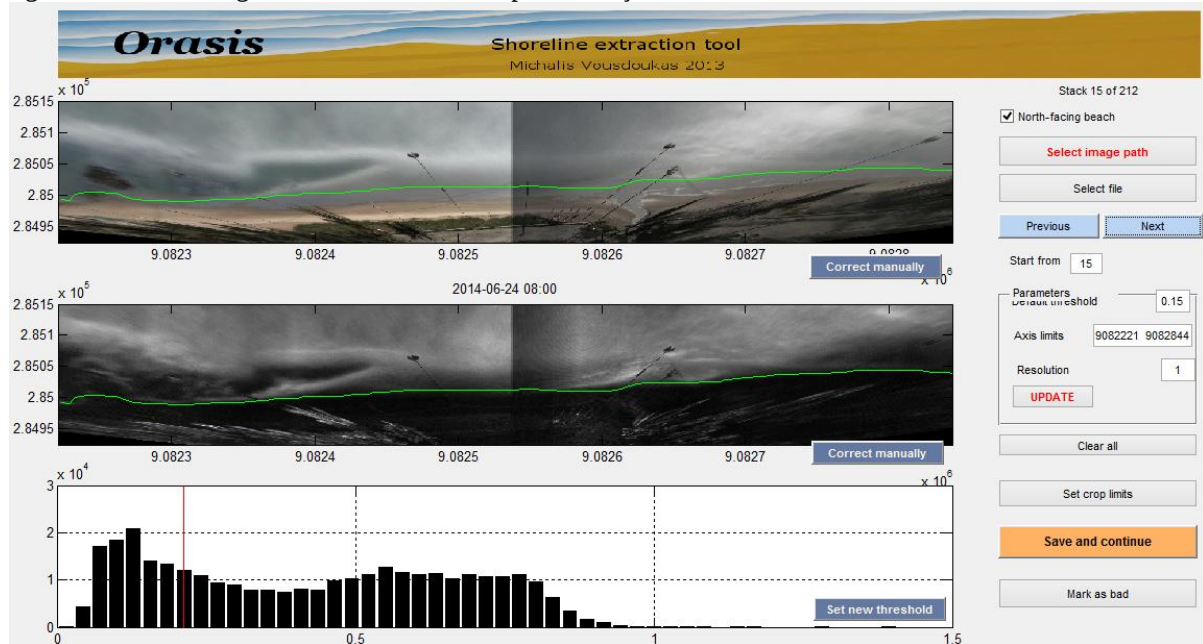
4.3.3.1 Identificação das feições

Buscou-se fazer um levantamento da dinâmica de feições como a presença de cúspides e correntes de retorno através de sua variação espaço-temporal detectadas através das imagens tipo *timex*, sendo estas correlacionadas ao regime hidrodinâmico atuante.

4.3.3.2 Linha de costa

Foi realizada a detecção automática da linha de costa para um período de 20 dias, com o auxílio de uma interface gráfica de usuário disponibilizada pelo sistema Orasis (Figura 4.4). Esta detecção baseia-se em algoritmos que utilizam a combinação da segmentação de cores nas imagens *timex*, junto à variação dos parâmetros de intensidade dos pixels nas imagens *variance*, descrito por Vousedoukas et al. (2011), permitindo assim uma análise espaço-temporal desta.

Figura 4.4 - Interface gráfica do sistema Orasis para detecção automática da linha de costa.



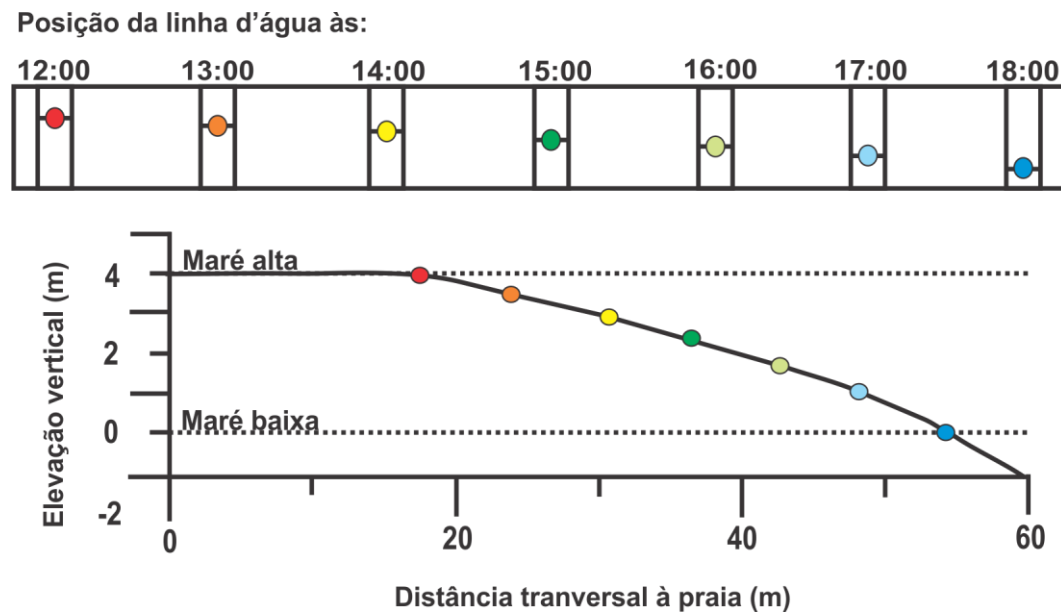
Fonte: GUI (VOUSDOUKAS et al., 2011).

Este procedimento foi realizado em 212 imagens, sendo estas processadas individualmente, sempre avaliando os critérios de qualidade de saída, onde as imagens não aceitas com definição automática foram corrigidas através do ajuste do limite de intensidade do pixel dado através do histograma e/ou manualmente, quando necessário.

4.3.4 Perfil topográfico intermareal

O perfil intermareal consiste na definição topográfica obtida remotamente. No presente caso, os perfis foram obtidos através do resultado do item 4.3.3.2, tomando o estágio da maré como a elevação em Z, dada em função da variação da linha d'água detectada nas imagens (AARNINKHOF, 2003; MEDINA et al., 2007; UUNK; WIJNBERG; MORELISSSEN, 2010; VOUSDOUKAS et al., 2011). Como resultado, tem-se então a variação de um conjunto de curvas de nível a partir do qual a topografia intermareal é formada (Figura 4.5).

Figura 4.5 - Esquema da variação da linha d'água ao longo do dia (em metade do ciclo das marés).



Fonte: Adaptado de Medina et al. (2007).

A partir dessa topografia torna-se possível quali-quantificar a variação do pacote sedimentar a partir de sucessivos ciclos de maré, permitindo inferir sobre o atual estágio em que a praia se encontra.

Tomando essas considerações como base, foram realizadas análises da variação de sedimento remanejado dado através da diferença de cotas altimétricas entre os perfis intermareais de sizígia e quadratura, entre os dias anterior e posterior a um evento de elevação de H_s e variação entre os perfis inicial e final.

4.4 CLASSIFICAÇÃO MORFODINÂMICA

Pra melhor compreender a configuração morfodinâmica da praia de Itapuama, utilizou-se o modelo proposto por Masselink e Short (1993), que leva em consideração a variação da maré para classificação morfodinâmica praial, através do parâmetro RTR (*Relative Tide Range*):

$$RTR = \frac{TR}{H_b} \quad (1)$$

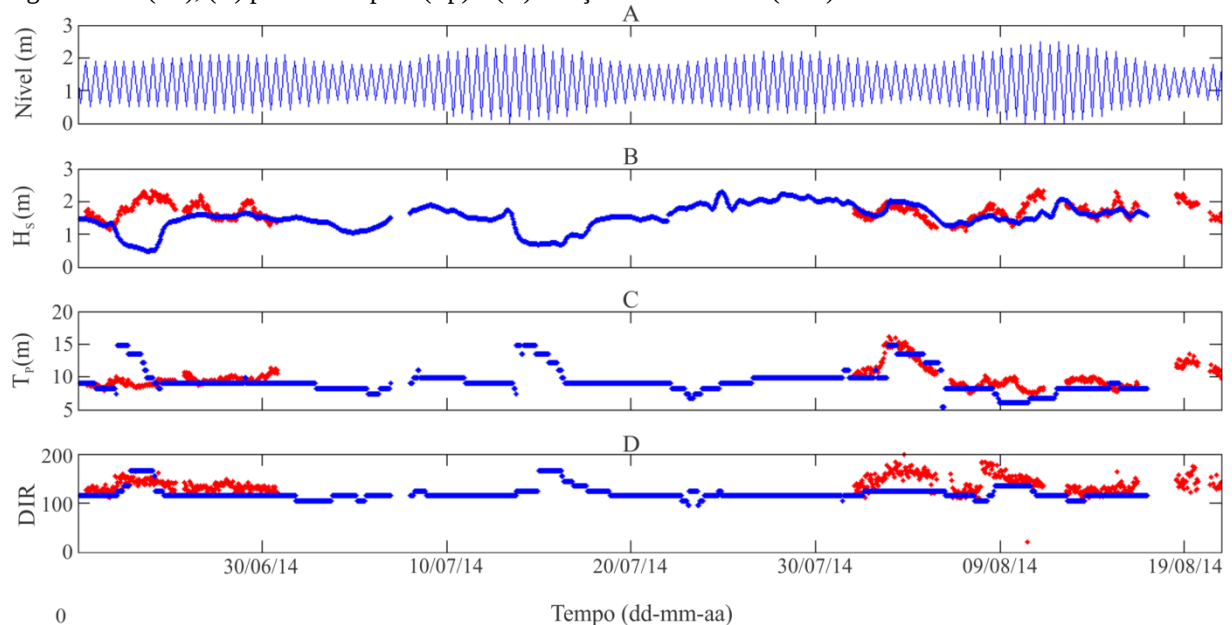
Para tal, são utilizados os valores de amplitude da maré (TR) e altura de quebra de onda (H_b), sendo seus valores expressos entre 0 e 15, onde altos valores indicam domínio de marés e baixos, domínio por ondas.

5 CARACTERÍSTICA HIDRODINÂMICA DA PRAIA DE ITAPUAMA (PE)

A variação da maré é um fator importante na modelagem morfodinâmica da praia, uma vez que o ambiente em questão é caracterizado como regime de mesomaré, atuando de forma conjunta com o regime de ondas incidentes.

A maré na praia de Itapuama é caracterizada como sistema semidiurno e a análise de seu comportamento deu-se através dos dados referentes à tábua de maré do Porto do Suape, coletados do site da diretoria de hidrografia e navegação (DHN), que mostraram para o período de estudo altura mínima de 0 m e máxima de 2,5 m (Figura 5.1A).

Figura 5.1 - (A) Altura da maré prevista para Porto de Suape; Dados de ondas provenientes do modelo SWAN para a costa de Pernambuco (em azul) e dados de ondas medidos pelo ondógrafo (em vermelho); (B) altura significativa (H_s), (C) período de pico (T_p) e (D) direção de incidência (DIR).



Fonte: DHN, MCONDAS e Broou.

Para o presente trabalho os dados de maré foram divididos em dois grupos. O primeiro grupo consistiu em um período de 20 dias entre 23 de junho e 12 de julho, onde ocorreram duas sizígias (27/06 e 12/07) e uma quadratura (05/07). Já para o segundo grupo foram utilizados os dados referentes a dois meses, compreendidos entre 20 junho a 20 de agosto, composto por quatro sizígias (27/06, 12/07, 26/07 e 10/08), e quatro quadraturas (05 e 18/07, 03 e 17/08). A amplitude de maré para ambos os períodos pode ser visto no Quadro 5.1.

Quadro 5.1 - Amplitude de maré utilizada na separação dos grupos de dados para o período de estudo.

Sizígia		Quadratura	
Data	Amplitude (m)	Data	Amplitude (m)
27/06	1,7	05/07	1,1
12/07	2,3	18/07	1,4
26/07	1,7	03/08	1,2
10/08	2,4	17/08	1,1

Fonte: o autor.

Os dados de onda, utilizados são provenientes do modelo *SWAN* e do ondógrafo *Waverider MKIII* fundeado na frente do porto de Suape nas coordenadas 08°23'42''S 34°56'12''W, em águas intermediárias. A Figura 5.1 apresenta os dados da evolução das variáveis: altura significativa (H_s) (Figura 5.1B), Período de Pico (T_p) (Figura 5.1C), e direção (°) (Figura 5.1D).

Nesta percebe-se algumas discordâncias entre os dados do modelo e da boia. No entanto, é perceptível uma simetria dos eventos em ambos os conjuntos, caracterizando uma ritimicidade seguida de um aumento progressivo na altura de onda, que corrobora com o padrão local de altura maiores no inverno, com períodos mais curtos e direção predominante ESE. Nota-se ainda uma queda significativa na altura de onda e um aumento do período de pico quando ocorre mudança na direção, passando esta a SSE no mês de junho, ocorrendo o inverso no mês de agosto para a mesma direção.

Para o período, através dos dados do modelo, são encontradas três ondulações, sendo estas entre 22 e 24 de junho, 12 e 17 de julho e de 3 a 7 de agosto. Os dois primeiros grupos são associados à mudança de direção passando esta a ter predominância S, com T_p máximos de 15 s e média de 13 s, com H_s médio de 0,63 m e máximo de 0,9 m. Já terceiro grupo apresentou T_p médio de 12,5 s e máximo de 14,2 s, com H_s médio de 1,3 m e máximo de 1,8 m, sendo estes associados à mudanças de direção com predominância SSE.

Analisando os dados da boia, podem-se agrupar dois grupos de ondulações. O primeiro, assim como o do modelo, ocorre no período de 3 a 7 de agosto, onde apresentou T_p médio de 14 s e máximo de 19 s. Já o segundo grupo ocorre entre 18 e 20 de agosto, com T_p médio de 13 s e máximo de 14 s. Para os dois grupos apresentou-se valores de H_s médio 1,8 m de e máximo de 2 m, sendo essa ondulações associadas a mudança de direção predominante para SSE, com alguns pontos para S.

No geral, a altura significativa apresentou-se com média de 1,5 m e máximo de 2,2 m, com período de pico médio de 9,3 s e máximo de 14,8 s, para os dados do modelo e altura média de 2 m, com máximo de 2,9 m e período médio de 10,7 s com máximo de 17 s para os dados da boia. Portanto, tomando como base nessas diferenças e com o intuito de se obter um melhor entendimento global sobre sua concordância, foi realizada uma correlação linear entre os mesmos, sendo os resultados dispostos no Quadro 5.2.

Quadro 5.2 - Resultados da correlação linear (r^2) para os dados de onda provenientes do modelo SWAN e medidos pelo ondógrafo: H_S – altura significativa, T_P – período de pico e DIR – direção.

Variáveis	r^2
H_S	0,3310
T_P	0,0069
DIR	0,1289

Fonte: o autor.

Essa variação pode ser explicada devido aos dados do modelo serem subestimados para os dados de H_S e DIR, e superestimados para os de período. As discrepâncias encontradas também podem ser relacionadas ao fato de o ondógrafo estar instalado em água intermediária, o que por conseguinte faz com que este sofra a ação modulatória da variação da maré durante a coleta de dados, principalmente sobre as variáveis de H_S e DIR, fato este que não ocorre junto aos dados provenientes de modelo.

Outro fator citado também remete à subestimação dos valores de dados do modelo quando ocorre uma variação brusca da componente H_S como visto no dia 26 de junho. Tal fato já foi descrito por Bidlot et al. (2002) e Marques da Cruz (2004).

No entanto, apesar dos valores de r^2 na correlação, os dados do modelo foram utilizados para análise variação morfodinâmica da praia de Itapuama, uma vez que apresentaram um padrão geral similar durante o período de análise. Para tal, estes foram agrupados nos seguintes eventos: ondulações de S, com 14 s de T_P ; ondulações de SSE com 13 s de T_P ; vagas de ESE com 9,5 s de T_P ; e vagas de SE com 6 s de T_P .

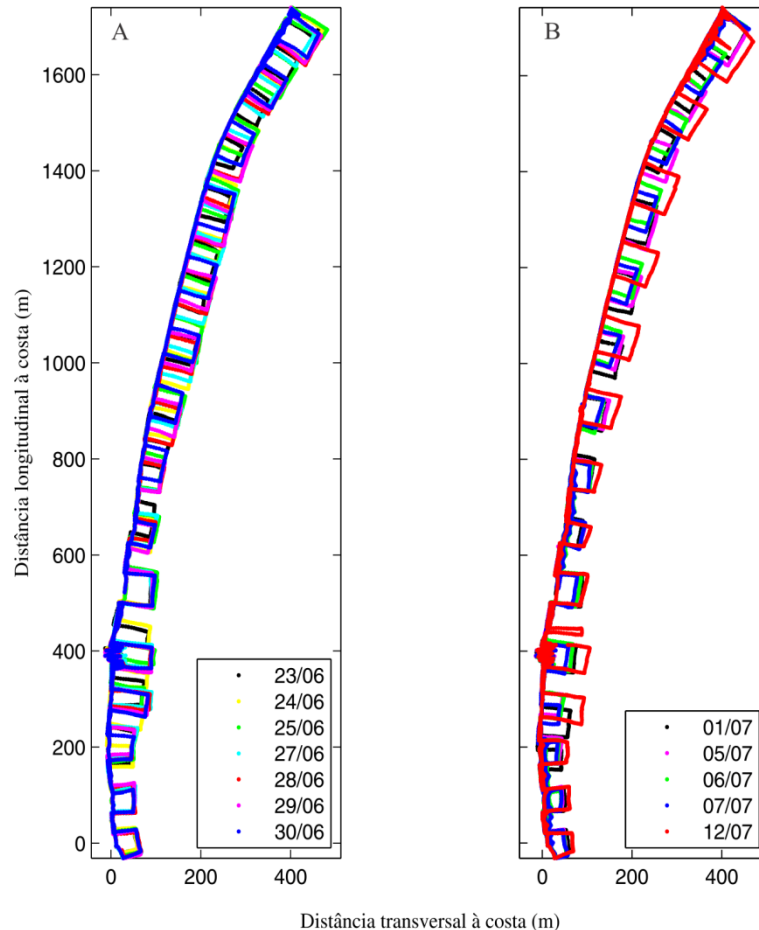
6 VARIABILIDADE MORFODINÂMICA DA PRAIA DE ITAPUAMA (PE) OBTIDA ATRAVÉS DE LEVANTAMENTO TOPOGRÁFICO

Esta etapa do trabalho consiste em analisar a variação morfodinâmica da praia de Itapuama junto à morfodinâmica e às forçantes hidrodinâmicas atuantes utilizando para tal levantamento topográfico com auxílio de GPS cinemático e dados de onda do modelo SWAN, durante o período de 20 dias (23 de junho a 12 de julho).

6.1 RESULTADOS

A partir do levantamento topográfico, foram realizados 12 perfis dispostos em um intervalo de 20 dias, sendo estes sempre nas marés de sizígia (27/06 e 12/07) e quadratura (05/07), assim como seus perfis anteriores e posteriores e um período de elevação de altura de onda (25 e 27/06), tendo os caminhamentos desses expostos na Figura 6.1.

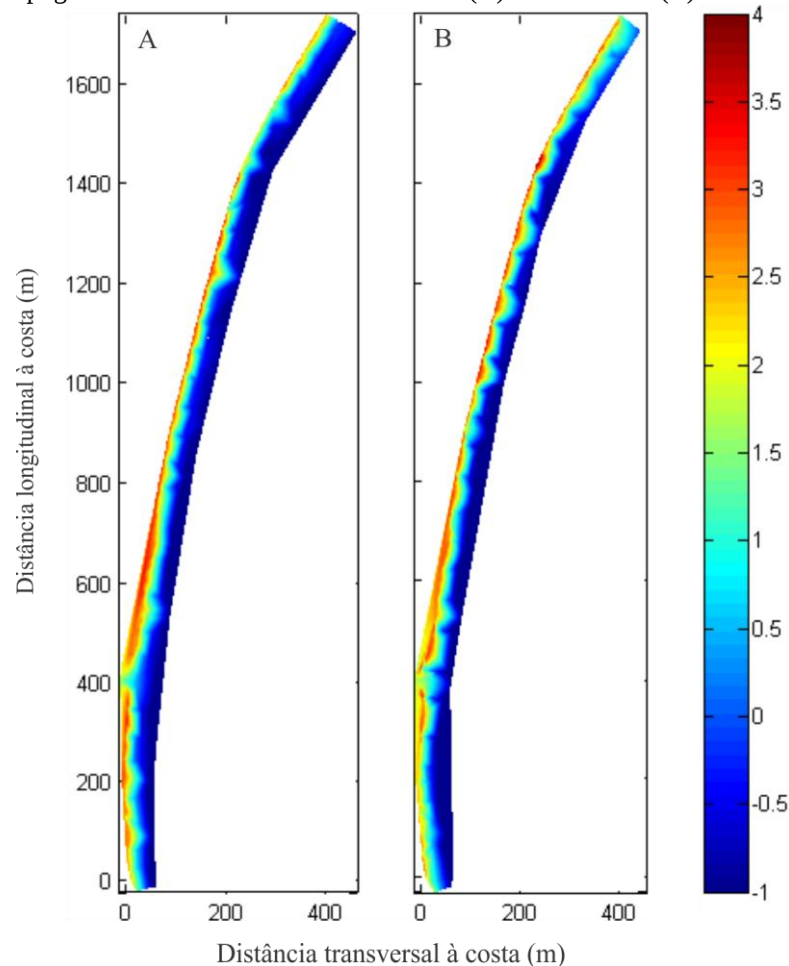
Figura 6.1 - Representação dos caminhamentos realizados na praia de Itapuama: (A) Junho de 2014 e (B) Julho de 2014.



Fonte: o autor.

Os dados provenientes dos caminhamentos geraram perfis planialtimétricos, que permitiram a análise do comportamento morfodinâmico da praia de Itapuama, como mostrado a Figura 6.2, que esquematiza dois desses perfis.

Figura 6.2 - Perfis planialtimétricos obtidos através de levantamento topográfico realizado nos dias 23 de Junho (A) e 01 de Julho (B).



Fonte: o autor.

A partir destes, foi possível a observação de uma extensão máxima de 1,9 km, com presença de um terraço de baixa-mar (TBM) por toda a praia. Para o primeiro perfil (23 de junho) (Figura 6.2A), nota-se uma altura máxima de elevação do pacote sedimentar em relação ao nível médio do mar variante de 2,3 a 3,5 m para toda a praia, com valores de 2,5 a 3,5 m em sua parte central, 2,3 a 2,7 m ao norte e 2,8 a 3,3 m ao sul.

A presença da berma e cúspides bem definidas mostraram-se presentes em sua porção mais a sul e cúspides menos definidas e mais espaçadas em sua porção mais central. Já a parte mais a norte se mostrou com presença de escarpas, berma e um perfil mais plano, quando comparado ao restante da praia. Os dados de onda apresentaram valores médios de H_s de 0,8

m, T_p de 8 s e direção ESE (Figura 5.1), caracterizando um clima moderado de energia, o que garante a disposição das feições morfológicas encontradas, principalmente na parte sul.

A boa definição dessas feições principalmente dá-se pela modulação do regime de onda incidente, realizado por um afloramento rochoso presente nessa área ($Y=200$ m) e pela evidente presença do TBM que também age como modelador do clima de ondas que chegam à face praial. No entanto, a má definição junto à parte central dá-se devido a um pequeno trecho do TBM que influencia em menor escala, uma vez que esta é caracterizada como uma zona de maior exposição.

Quanto ao perfil do dia 01 de julho (Figura 6.2B) nota-se uma elevação máxima do pacote variante de 2 a 3,5 m para toda a praia, tendo uma variação de 2 a 3 m em sua parte mais a sul, 2,9 a 3,5 m na parte central e 2,5 a 3 m ao norte. Como no perfil da Figura 6.2A, neste, a parte mais a sul e central também apresentaram presença de berma e cúspides, no entanto estas se mostraram menores e menos espaçadas em ambas. Tal fato pode ser explicado devido à praia ainda estar em processo de recomposição do pacote sedimentar, modificado pelo evento de aumento de altura de onda (Figura 5.1) ocorrido na semana anterior (26 e 27 de junho), que destruiu boa parte dessas feições.

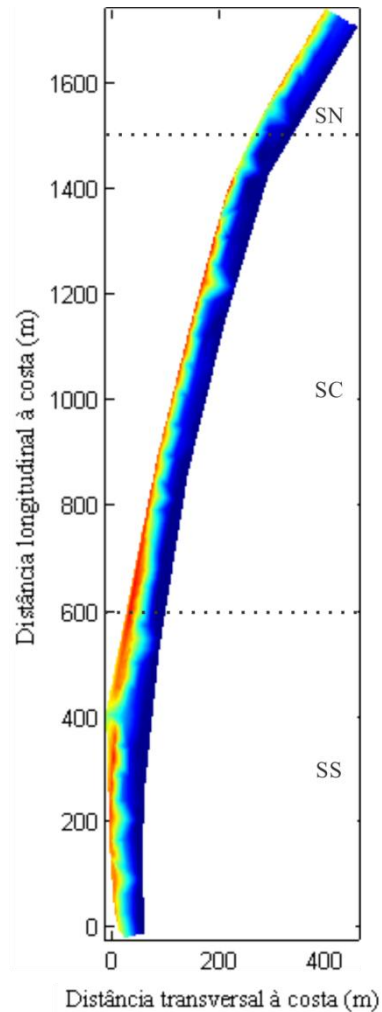
O que difere ainda estes perfis é a presença de feições cuspatas e escarpas mais definidas na parte mais ao norte, ainda com formação de uma berma intermareal. Nota-se também uma maior definição do TBM por toda a praia, no entanto este se mostrou mais evidente na porção mais a norte, o que explica essa maior definição encontrada nessa parte da praia, uma vez que este serviu como modelador do clima de onda, diminuindo a sua intensidade de energia sobre a face praial.

Para este dia, o regime de onda apresentou valores médios de H_s de 1,2 m, T_p de 9 s e direção ESE, caracterizando um clima moderado de energia, que juntamente com o máximo da maré de 2,1 m, associado às características de regime incidentes anteriores, permitiram a presença dessas feições.

O aumento da altura de onda encontrado entre os perfis, porém com mesma direção de incidência em ambos, mostram que as variações morfodinâmicas apresentam-se distintas por toda a praia.

Levando em consideração a descrição desses dois perfis e sua visível diferença morfodinâmica distinta em vários trechos, tornou-se possível sua divisão em três setores com características dinâmicas similares para uma melhor análise: setor sul (SS), setor central (SC) e setor norte (SN), como descrito na Figura 6.3.

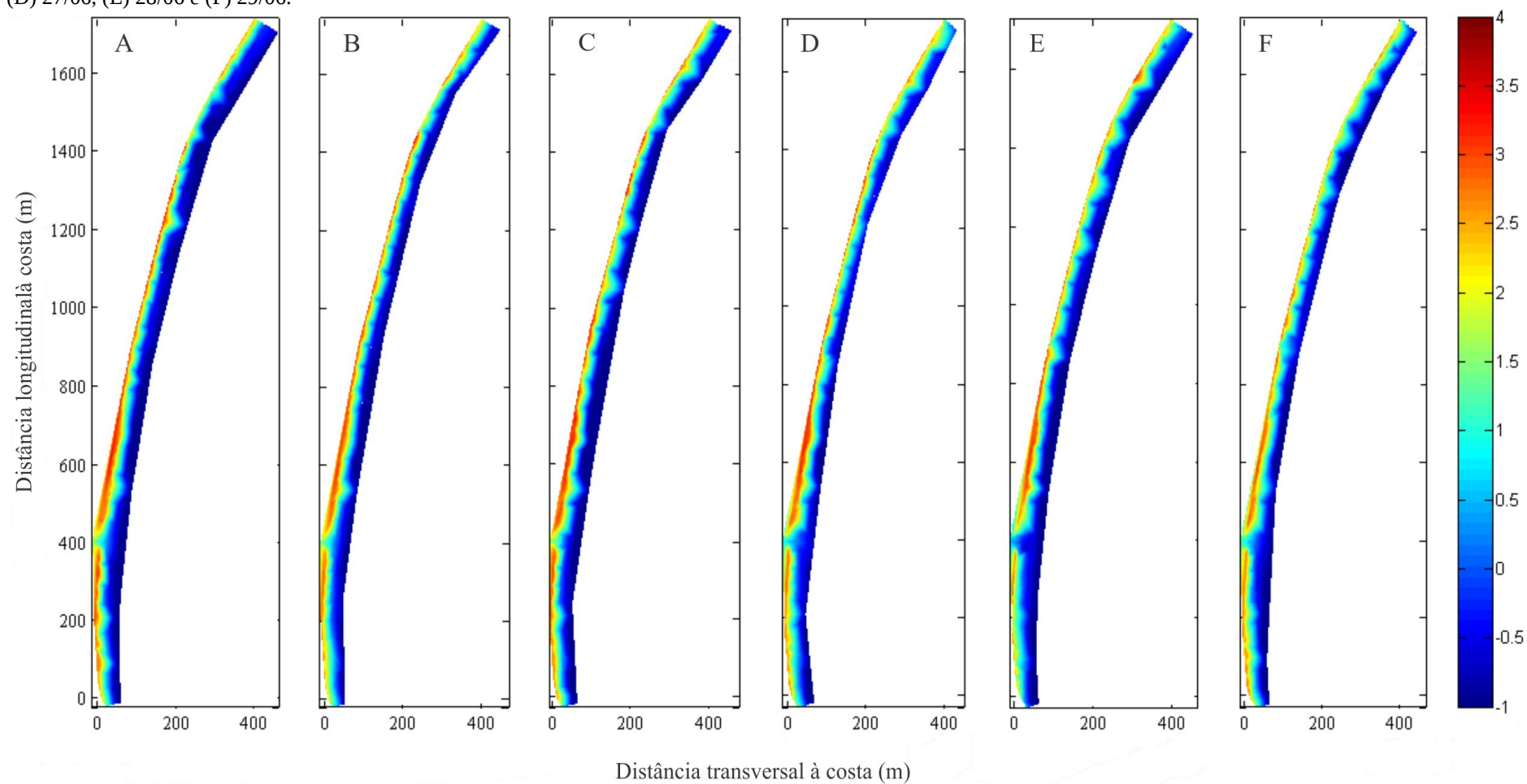
Figura 6.3 - Perfil planialtimétrico representando a divisão setorial da praia de Itapuama – PE adotada para o presente estudo.



Fonte: o autor.

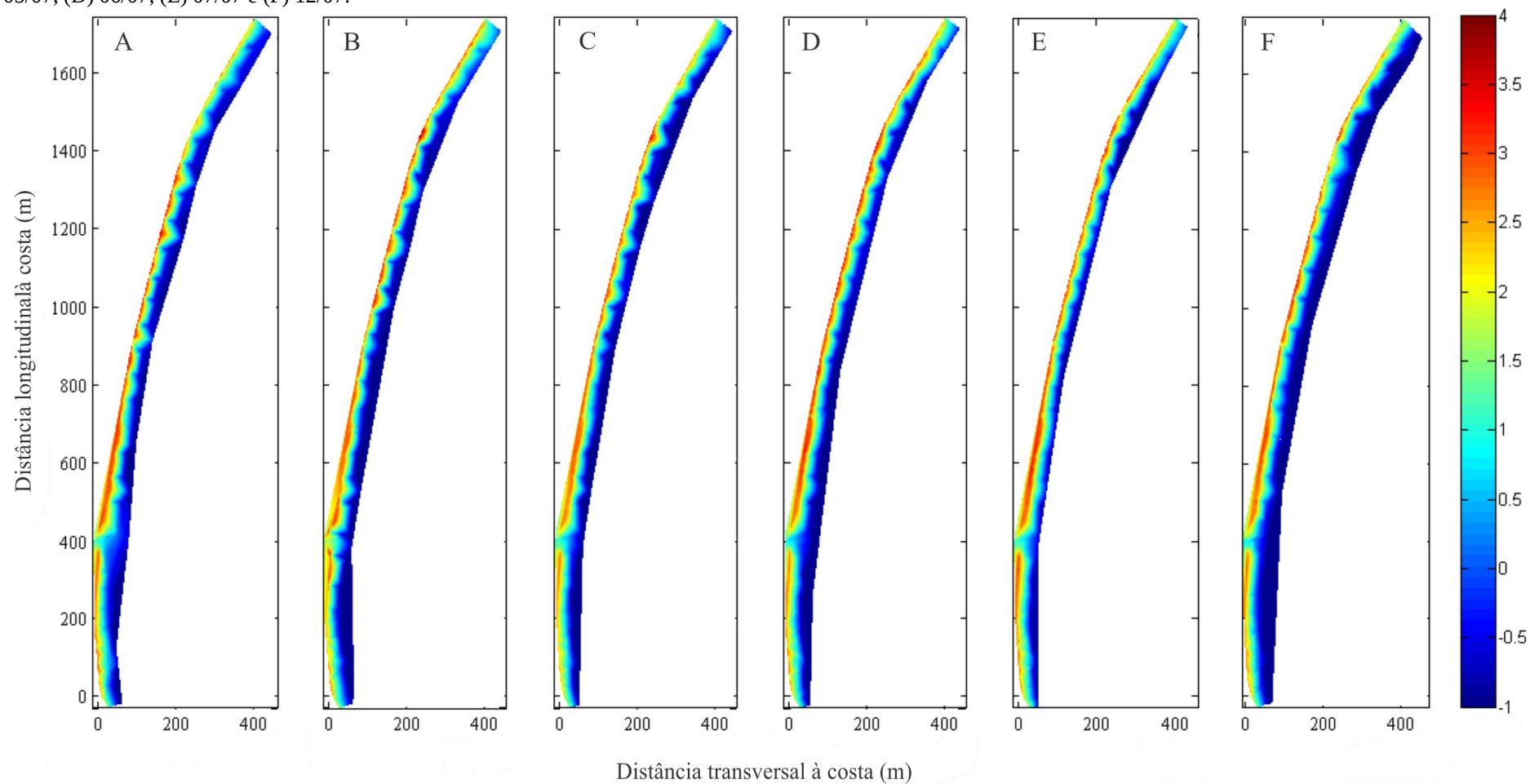
A caracterização da variação dos perfis praias pode ser melhor entendida a partir das Figura 6.4 e Figura 6.5, que mostram os perfis planialtimétricos dos levantamentos realizados na praia de Itapuama. A partir destas, pode-se inferir que o SS apresentou uma elevação máxima vertical do envelope em relação ao nível do mar variante entre 2,5 a 3,8 m por toda sua extensão, com presença de uma pequena porção de pós-praia em alguns trechos (Y=100 a 400 m e Y=500 a 700 m) e declividade variante de 2 a 3,2°.

Figura 6.4 - Representação dos perfis planialtimétricos obtidos através de levantamento realizados em junho de 2014 na praia de Itapuama: (A) 23/06, (B) 24/06, (C) 25/06, (D) 27/06, (E) 28/06 e (F) 29/06.



Fonte: o autor.

Figura 6.5 - Representação dos perfis planialtimétricos obtidos através de levantamento realizados em junho e julho de 2014 na praia de Itapuama: (A) 30/06, (B) 01/07, (C) 05/07, (D) 06/07, (E) 07/07 e (F) 12/07.



Fonte: o autor.

Foi possível também a detecção de cúspides mais definidas no período entre as marés de sizígia e quadratura (Figura 6.4A-C e Figura 6.5C-E), onde a intensidade energética de ondas mostrou-se baixa a moderada com valores médios para H_S de 1,2 m e T_P de 9 s. No entanto, estas se suavizaram ou quase desapareceram na sizígia, quando a intensidade de energia de onda incidente apresentou valores médios de H_S de 1,9 m e T_P de 10 s (Figura 6.4D-F e Figura 6.5F), caracterizando um evento de maior energia associado à alta amplitude da maré que teve máximo de 1,9 e 2,3 m nos dias 27 de junho e 12 de julho, respectivamente.

Nota-se ainda a presença de um TBM que se mostrou variante espaço-temporalmente de acordo com a mudança das variáveis hidrodinâmicas, com marcas de fundo onduladas, mais presentes em gradientes de energia moderada, com valores de H_S e T_P variando de 0,9 a 1,2 m e 8 a 9s associadas à menor variação da amplitude de maré (1,1 a 1,5 m), sendo estas mais presentes na porção norte do SN ($Y=1800$ m) (Figura 6.5D-E).

Quanto à presença do TBM, este se mostrou presente em toda praia durante o período de estudo. No entanto sua maior variação deu-se após eventos energéticos associados à maré de sizígia, seguidos de um regime de onda moderado durante o período intermareal (Figura 6.4E-F e Figura 6.5A). Tal fato dá-se pela remobilização do pacote sedimentar durante esses eventos de maior energia, que erode a praia superior, destruindo a berma e depositando este sedimento para a face praial inferior e TBM. Sua maior variação espacial foi percebida principalmente na porção norte do SN ($Y=1660$ a 1800 m) e central do SS ($Y=300$ a 500 m), quando a amplitude média de maré registrada foi de 1,8 m.

Outro fator que controla este setor é a presença de um canal de despejo do aporte fluvial continental em sua porção norte ($Y=400$ m) (Figura 6.6), junto à presença do lençol freático que garante em parte a estabilidade do pacote sedimentar. No entanto, a presença desse canal o torna mais vulnerável a eventos de alta energia, como o ocorrido no dia 26 de junho, onde os valores máximos de H_S e T_P chegaram ao máximo de 2,3 m e 14 s, respectivamente, principalmente quando em marés de sizígia.

Figura 6.6 - Canal de despejo do aporte continental fluvial presente na praia de Itapuama.



Fonte: o autor.

A baixa declividade desta área dá-se devido à presença desse lençol, que associada à sedimentologia fina, apresentando um alto grau de saturação com baixa permeabilidade durante o espraçamento, aumenta a zona de varrido, principalmente em períodos de eventos mais energéticos.

Outro fator relevante neste setor é a presença de um canal de corrente de retorno permanente presente durante todo o período de estudo ($Y=200$ a 250 m), uma vez que este ainda é influenciado diretamente pela presença de afloramentos rochosos presentes na porção sul deste setor ($Y=200$ e $Y=320$ m) (Figura 6.4 e Figura 6.5). No entanto, por vezes, estas se apresentaram parcialmente cobertas durante o período de quadratura, mas ainda assim influenciando na dinâmica dessas correntes. Tais afloramentos servem como um dos principais modeladores da intensidade do clima de ondas incidentes na parte sul dessa praia, que é caracterizada como uma zona de sombra.

O SC é o mais extenso dentre todos os setores e fica mais exposto a todas as variáveis hidrodinâmicas com uma extensão de 1 km. Apresenta uma altura máxima vertical do envelope em relação ao nível do mar variante entre $3,1$ a $3,5$ m, com declividade variante de $3,5$ a $5,5^\circ$ e caracteriza-se como um ambiente mais vulnerável à ação de ondas.

A parte sul deste setor apresenta um pequeno trecho com pós-praia ($Y=600$ a 800 m) e na zona de surfe um canal de corrente de retorno móvel com sentido sul, que se inicia junto à rocha ali presente e termina na intersecção deste setor com o SS ($Y=600$ m) e que por vezes, mostrou-se completamente coberta, no entanto, atuando mesmo assim diretamente no clima

de onda incidente. No entanto, a presença desse canal mostrou-se mais evidente quando o clima de energia variou de baixo a moderado, com H_S e T_P médios de 1,2 m e 9 s, respectivamente (Figura 6.4A-B e Figura 6.5A-C).

O nível de exposição dessa rocha mostrou-se menor durante os eventos de energia moderada, este associado à maré de sizígia (Figura 6.4D-F e Figura 6.5F), que remobilizaram sedimento da berma e pós-praia, depositando sobre o terraço de baixar-mar, fazendo com que o mesmo aumentasse ligeiramente sua largura e por vezes dificultando a formação do canal de corrente de retorno citada acima.

Já sua porção central e norte são caracterizadas pela ausência de pós-praia e presença de escarpas e coqueiros em toda sua extensão ($Y=900$ a 1600 m) que servem com suas raízes como retentor de parte do pacote sedimentar (Figura 6.7). Este trecho ainda apresenta um perfil um pouco mais plano (média $3,5^\circ$), sem muita definição de cúspides e com presença de alguns canais intermareais de curta duração espaço-temporal, onde devido à sua rápida formação e destruição (máximo de duas horas) foram evidenciadas apenas em campo, não sendo possível sua identificação nos perfis planialtimétricos.

Figura 6.7 - Escarpas encontradas nas porções central e norte do SC da na praia de Itapuama – PE.



Fonte: o autor.

No SC, as cúspides começaram sua formação quando o gradiente de energia caracterizou-se como moderado, onde H_S e T_P registrados foram 1,1 m a 9 s, respectivamente, associadas a baixa variação da amplitude de maré. A pouca definição dessas feições dá-se principalmente por este setor se caracterizar como uma zona de maior exposição a eventos

energéticos e possuir apenas o TBM, que é variável espaço-temporalmente, como modelador desse clima de onda.

Este setor ainda apresentou uma berma, que também se mostrou variante espaço-temporalmente, principalmente quando em eventos de maior ação de ondas associado à alta amplitude de maré, servindo como principal fonte de sedimento remanejado ao longo da praia. Durante esses eventos, estas foram erodidas deixando um perfil mais plano, com escarpas mais definidas e pouca definição de cúspides, logo após o dia 26 de junho (Figura 6.4D), sendo estas novamente formadas próximo da quadratura do dia 05 (Figura 6.5C).

No entanto, a berma começou a se recuperar quando ocorreu uma diminuição no regime de ondas, retomando parte do sedimento em um intervalo de sete dias, até a primeira quadratura, no dia 05 de julho, onde o regime de ondas incidente caracterizou-se como moderado.

O SN apresentou uma extensão de 300 m, com elevações máximas variando entre 2,5 e 3,5 m e ausência de pós-praia por todo o trecho. Este se mostrou como um perfil plano, onde a declividade média encontrada foi de $1,5^\circ$ com presença de cúspides em sua parte mais ao norte, sendo estas mais definidas no período próximo à quadratura (Figura 6.5C-E).

A face praial inferior apresentou um TBM fixo, com fortes marcas de fundo onduladas espacialmente distintas, além de trechos com marcas de fluxo e escarpas por toda sua extensão, como dito anteriormente, que variaram com a modulação do regime de ondas.

A porção mais a norte deste setor ainda se caracteriza pela presença de um sistema crista e cava paralelo à linha de costa, a uma distância de aproximadamente 80 m da linha d'água da maré de sizígia (Figura 6.8), sendo sua maior definição percebida após o evento energético ocorrido no dia 26 de junho, que erodiu a berma e carreou o sedimento para o terraço, que começou a formar a cava logo após a diminuição do regime de onda, a partir do dia 28 de junho. Esse sistema ainda aparece por vezes em sua porção mais a sul, no entanto mostrou-se menos evidente durante o levantamento, onde o principio de uma cava começava a se formar apenas na estofa da maré, desaparecendo logo em seguida.

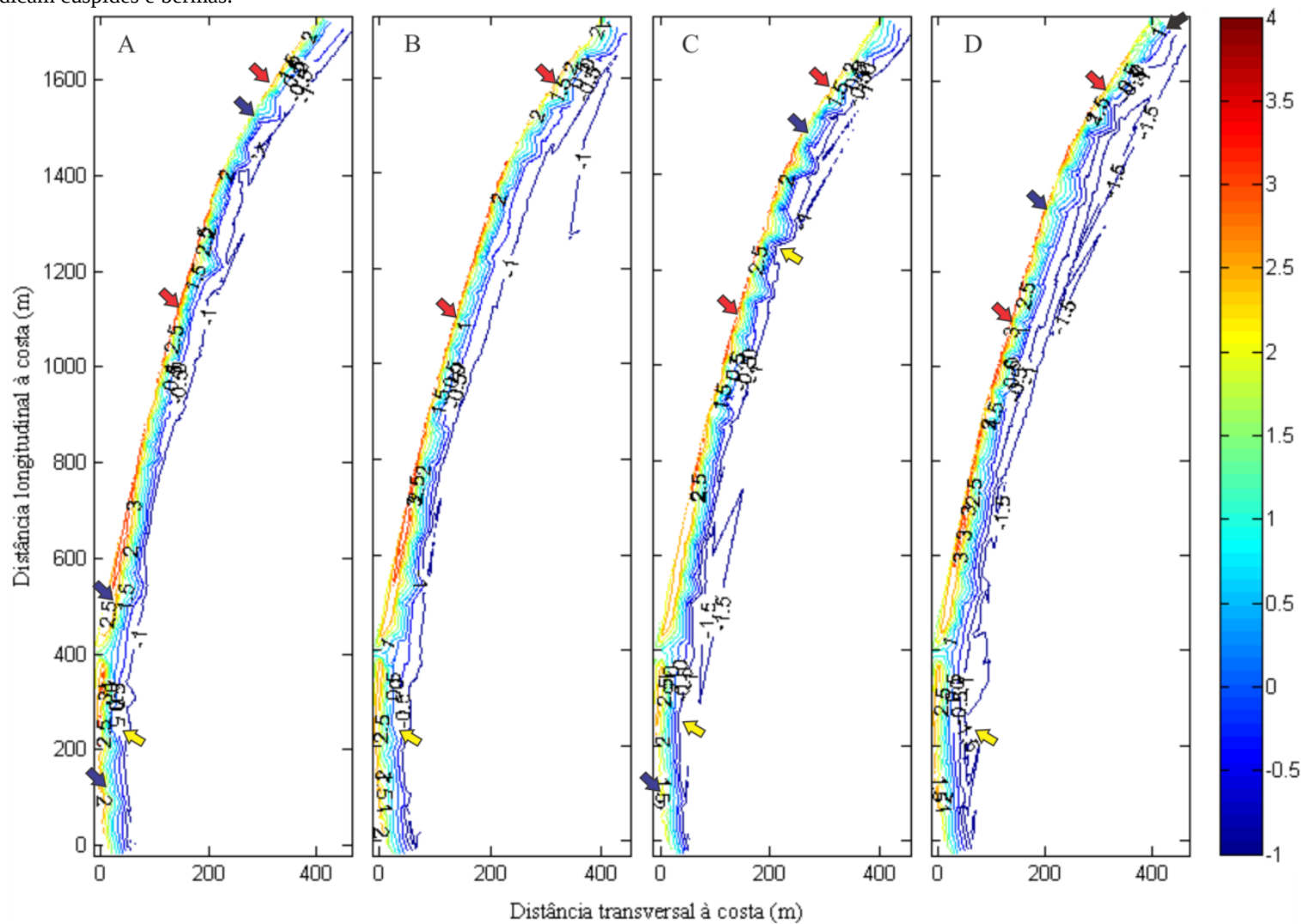
Figura 6.8 - Terraço de baixa-mar (TBM) com o sistema crista e cava (*ridge and runnel*) encontrado na porção norte do SN da praia de Itapuama – PE.



Fonte: o autor.

Uma melhor demonstração acerca das feições morfológicas encontradas pode ser vista através da associação das Figura 6.4 e Figura 6.5 com a Figura 6.9, que esquematiza as curvas de nível extraídas de quatro perfis: (A) 23/06, (B) 27/06, (C) 05/07 e (D) 12/07.

Figura 6.9 - Curvas de nível da praia de Itapuama extraídas a partir dos perfis planialtimétricos: (A) 23/06, (B) 27/06, (C) 05/07 e (D) 12/07. Setas amarelas indicam corrente de retorno, setas pretas indicam sistema *ridge and runnel* sobre o TBM, setas vermelhas indicam escarpas e seta azul indicam cúspides e bermas.



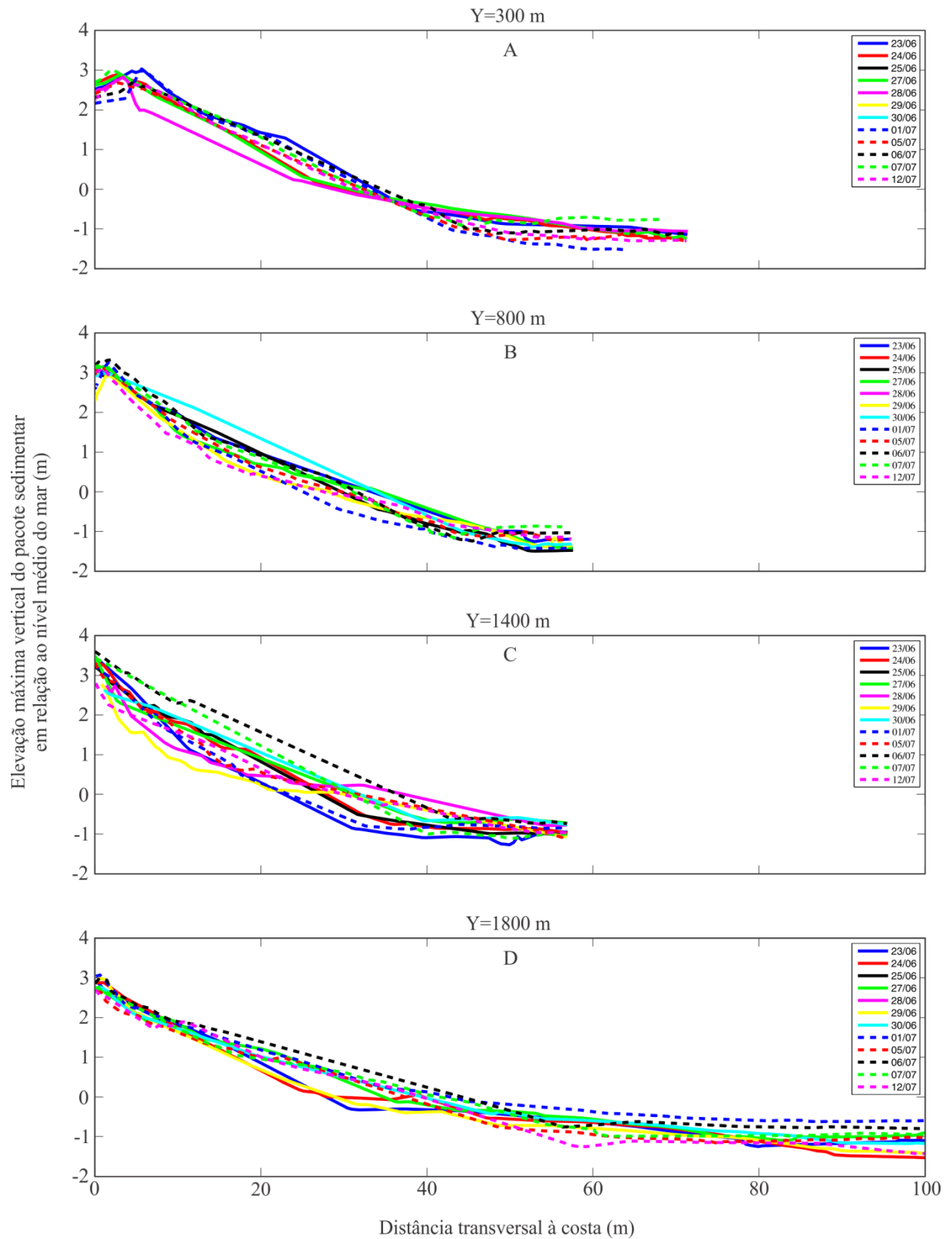
Fonte: o autor.

A partir da Figura 6.9, pode se ver as disposições de feições como o canal de corrente de retorno (seta amarela), sistema crista e cava sobre o TBM (seta preta), escarpas (seta vermelha) e cúspides e berma (seta azul).

A maior definição do TBM pode ser vista, como dito anteriormente, durante ou após eventos de maior energia (Figura 6.9B e D). A Figura 6.9C mostra uma maior definição do terraço na intersecção do SS com o SC (Y=600 m) até o início das escarpas do SC (Y=900 m), quando comparado aos demais. Tal fato pode ser descrito devido ao retrabalhamento sedimentar ocasionado logo após o evento do dia 26, com diminuição do clima de onda incidente associado à maré de quadratura, que apresentou amplitude de maré de 1,1 m, caracterizando um clima moderado.

Complementarmente foram realizados perfis transversais à praia a fim de ter um melhor entendimento a cerca da variação do pacote sedimentar, uma vez que esse ajuda a explorar ainda mais o comportamento em curto prazo (dias) na classificação do estado praial. Para tal, foram utilizados quatro perfis transversais (Figura 6.10), sendo estes: um no SS (Y=300 m), dois no SC (Y= 800 m e Y=1400 m) e um no setor norte (Y=1800 m).

Figura 6.10 - Perfis transversais da praia de Itapuama extraídos a partir de levantamento topográfico com GPS cinemático, para SS em Y=300m (A), SC em Y=800m (B) e Y=1400m (C) e SN em Y=1800m (D).



Fonte: o autor.

O primeiro perfil (Figura 6.10A) equivale à $Y=300$ m do SS. Este apresentou pouca variação do pacote sedimentar e apresentou uma extensão máxima de 70 m, com menor declividade. Sua pós-praia tem uma extensão aproximada de 5m, com a presença de berma, variante espaço temporalmente associado ao regime de energia incidente.

A variação da berma manteve-se no intervalo de 2,7 a 3 m, onde esta foi erodida durante eventos mais energéticos. Nota-se ainda a presença de uma berma intermareal na cota de 1,9 m. A maior remobilização sedimentar deu-se na maré de sizígia do dia 12 de julho, onde foram evidenciados valores médios de H_S e T_P de 1,5 m e 9 s, respectivamente, associado à amplitude de maré de 2,3 m.

No entanto, este ainda apresentou um TBM fixo com variação média e formação de uma cava sobre este durante o período de quadratura, caracterizado como um regime de intensidade baixa a média.

A Figura 6.10B-C apresentaram um perfil mais curto, quando comparado aos demais, com uma extensão máxima aproximada de 60 m. Em $Y=800$ m (Figura 6.10B) é notória a presença de um pequeno trecho de pós-praia, com uma extensão aproximada de 3 m, seguido de uma berma na cota altimétrica variante de 3 a 3,2 m. Neste a variação do pacote sedimentar deu-se principalmente no dia 27 de junho, fato decorrente do evento energético ocorrido no dia anterior. Porém, sua recuperação começou logo em seguida, durante o período intermareal, tendo seu maior volume deposicional no dia 30 de junho, quando os valores médios de H_S e T_P se caracterizavam com 1,5 m e 9 s, respectivamente.

Como em $Y=300$ m, este também apresentou a disposição de uma berma intermareal com cota altimétrica variante de 2,2 a 2,5 m e presença de um terraço, sendo este muitas vezes modelado e tendo seu sedimento trabalhado transversalmente à praia, como visto nos perfis do dia 24 e 25 de junho.

Já $Y=1400$ m (Figura 6.10C), apresentou ausência de pós-praia e um perfil mais dinâmico. Tal fato dá-se a este estar dentro da área de maior exposição ao clima de onda. A ausência do pós-praia é comprovada pelas escarpadas, onde a altura máxima do pacote sedimentar variou de 2,8 a 3,5 m, com pouca ou quase nenhuma definição de berma.

A maior taxa deposicional neste setor ocorreu no dia 07 de julho, com o regime hidrodinâmico se caracterizando como baixo (H_S de 1,2 m e T_P de 8 s). No entanto sua maior taxa erosional deu-se nos eventos de maior energia, sendo estes associados à alta amplitude de maré, como nos dias 28 de junho e 12 de julho.

A presença do TBM fixo também se mostrou evidente, sendo sua maior definição dada em eventos de maior energia. No entanto, é possível notar a presença de uma cava sobre este,

como em $Y=300$ m, sendo esta associada à baixa energia do clima de onda incidente, que se apresentou com H_S e T_p médios de 0,55 m e 7 s, respectivamente, sendo posteriormente destruída com o aumento da altura de onda.

O $Y=1800$ m se caracterizou como o maior perfil da praia de Itapuama, com extensão máxima aproximada de 100 m. Como os perfis do $Y=1400$ m, este se mostrou com escarpas e ausência de pós-praia. No entanto, por vezes nota-se a presença de uma berma intermareal variante por todo o perfil, tendo esta uma variação de cota altimétrica de 1 a 2 m.

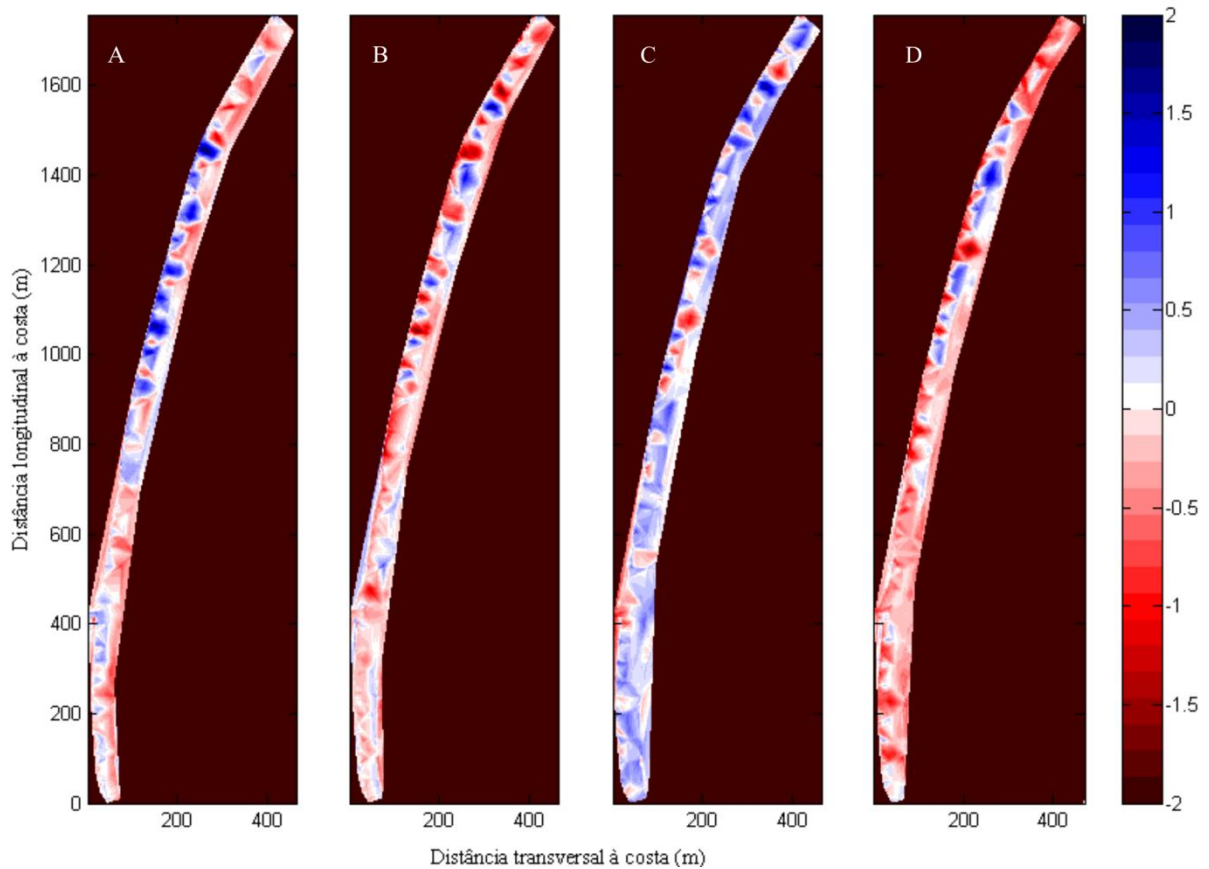
A maior extensão desse setor dá-se pelo fato de ele se caracterizar com um perfil dissipativo, característica marcante em praias do tipo arco, o que permite a formação de um perfil mais plano com uma maior definição do TBM, que neste setor apresentou uma extensão muito variante.

Este ainda apresentou variação do pacote sedimentar, onde é possível notar uma maior taxa deposicional no dia 06 de julho, sendo tal decorrente da moderada intensidade de energia de onda incidente sobre o setor, com valores médios de H_S e T_p de 1,3 m e 9 s, respectivamente, associado à baixa amplitude de maré de 1,2 m.

Portanto, no geral é possível perceber a variação da berma por toda a praia, sendo esta mais evidente, como dito anteriormente, no período intermareal, quando o clima de ondas apresentou-se com uma média de H_S 1,3 m e T_p 9 s, caracterizando um regime moderado de energia. O TBM também pode ser melhor visualizado, onde sua maior definição e largura apresentou-se durante os eventos mais energéticos, com H_S e T_p de 2,3 m a 9 s, respectivamente.

Um melhor entendimento acerca da variação do pacote sedimentar de toda a praia, obtida através da subtração de perfis, pode ser melhor entendida a partir da Figura 6.11, que mostra a variação do volume por toda extensão praial de um período sinodical analisado em duas fases de meio ciclo (1 – 27/06 e 05/07; 2 – 05 e 12/07), pré e pós elevação de H_S (25 e 27/06) e entre os perfis inicial e final (23/06 e 12/07), durante o período de 20 dias.

Figura 6.11 - Representações das diferenças dos perfis planialtimétricos da praia de Itapuama, obtidas através de levantamento topográfico com GPS cinemático. (A) primeira metade do ciclo sinodical (27/06 a 05/07), (B) segunda metade do ciclo sinodical (05/07 a 12/07), (C) pré e pós-elevação de H_s (25/06 e 27/06) e (D) inicial e final (23/06 e 12/07).



Fonte: o autor.

A primeira metade do período sinodical (27 de junho a 05 de julho) (Figura 6.11A) se caracterizou por uma variação no clima de onda, onde ocorreu uma diminuição na altura e período, variando de 1,6 a 0,9 m e 9 a 7 s (Figura 5.1B-C), respectivamente. Este apresentou pontos com erosão e deposição por toda a praia, com máximas diferenças de alturas do pacote sedimentar variantes de -1,2 a 1,8 m, sendo sua maior expressividade deposicional no SC ($Y=900$ a 1400 m), que também apresentou partes com perda de sedimento, principalmente no TBM ($Y=1200$ a 1500 m). Para este setor ainda evidenciou-se um aumento significativo do TBM, desde ponto da localização da rocha presente neste setor, com sentido norte, até a intersecção deste com o SN.

Em contrapartida o SN e o SS demonstraram-se como potencialmente erosivos nesse período, tendo, como no SC, sua maior perda no terraço ($Y=200$ a 600 m e $Y=1600$ a 1800 m, respectivamente). Tal fato está diretamente relacionado à energia do clima de onda que se caracterizou como moderada, com valores de H_s e T_p médios de 1,4 m e 9 s, respectivamente,

associados à moderada variação da amplitude de maré, com valores de 1,3 a 1,7 m (Figura 5.1A-C).

Quanto à segunda metade do período sinodical (Figura 6.11B), todos os setores apresentaram tendência erosional (máximo de -1,7 m), no entanto locais com ganhos de sedimento elevados (máximo de 1,7 m) podem ser vistos na parte central e norte do SC (Y=1000 m, Y=1200 m, Y=1400 m e Y=1600 m). No entanto, essa similar variação de perda e ganho de volume sedimentar entre os setores, não permite inferir que este se encontra em equilíbrio, uma vez que sua maior característica para este período foi a elevação do clima de onda, que por conseguinte removeu sedimentos da porção subaérea e o depositou ao longo da praia.

Já para esse mesmo período, o SS apresentou-se com pontos erosionais principalmente próximo ao canal de drenagem urbana, com valores de -1,8 m (Y=450 m), sendo tal fato relacionado ao aumento significativo do clima de onda que chegou a uma altura máxima de 1,9 m com períodos de 10 s, caracterizando um evento de maior energia associado à alta amplitude de maré com pico de 2,3 m (Figura 5.1A-C), e ao aumento da carga do canal de despejo urbano, devido a forte chuva ocorrida um dia antes do início do período.

Devido à elevação de H_s ocorrida no dia 26 de junho, parte dos três setores sofreu erosão (Figura 6.11C), uma vez que durante esse período a altura chegou a 2,3 m associada a períodos de pico variante de 9 a 14 s e direção ESE, na máxima de maré de 2,1 m (Figura 5.1A-C), sendo os setores SS, SC os mais afetados.

Já o SS apresentou sua maior erosão na parte norte (Y=400 m), devido ao grande aporte de descarga pluvial continental despejada pelo canal de drenagem urbana, associado à condição energética incidente. Todo o sedimento foi carregado sentido transversal à costa, aumentando o terraço que ainda é influenciado pela presença do lençol freático. Tal fato dá-se pelo sedimento nesta área ser qualitativamente fino e altamente saturado pela presença desse lençol, que impede a remobilização sedimentar junto a ele e permite o trabalhamento do sedimento na parte subaérea através do espraçamento, principalmente em eventos de maior energia, que os carrega para o TBM, garantindo assim o seu aumento.

Para o mesmo período, o SC apresentou uma maior taxa de erosão na sua parte central e no norte (Y=1000 m e Y=1200 m). Os acréscimos percebidos neste setor são provenientes dessa remobilização de sedimento que o deixou com feições mais escarpadas e destruição das cúspides, diminuindo assim a altura do perfil praial, sendo esse sedimento depositado sobre a face inferior da praia. Já no SN foi perceptível a presença de pontos críticos de erosão (Y=1600 m), mesmo com a prevalência de variação se mostrando deposicional (Y=1700 m).

Quanto à variação espaço temporal do pacote sedimentar em um intervalo de 20 dias, esta praia se caracterizou como erosiva (Figura 6.11D), no entanto a porção SC mostrou-se com valores positivos, caracterizando assim um perfil de deposição principalmente na face inferior praial (Y=900 a 1600 m), mesmo em evento de maior energia.

Já a porção sul do SS, apesar de se caracterizar como uma zona de sombra apresentou os picos mais altos erosivos, com máximos de -1,5 m, podendo tal fato ser explicado pelo não amortecimento do o clima de onda incidente, através das feições geomorfológicas presentes pela praia, devido à sua grande intensidade. No SN, assim como a porção sul do SS, apresentou os picos máximos erosivos de -1,5 m para o mesmo período, no entanto isso se dá por sua caracterização dissipativa.

6.2 DISCUSSÃO

Por meio dos levantamentos topográficos foi possível acompanhar as variações morfodinâmicas da praia de Itapuama frente às condições oceanográficas ocorrentes durante o período de estudo, onde no geral todas as feições morfológicas identificadas permitiram a inferência acerca da sua formação.

A análise acerca dessas evidenciou que a variação morfodinâmica encontrada é produto da ação conjunta das feições geomorfológicas junto aos processos hidrodinâmicos costeiros locais, como descritos por Cowell e Thom (1994) e Komar (1998).

A praia de Itapuama apresenta uma uniformidade geral, uma vez que se caracteriza como altamente dinâmica possibilitando em um intervalo de poucos dias, a deposição ou erosão de grandes quantidades de sedimento, apesar da análise de seus perfis mostrarem que esses se comportam de forma distinta entre si.

Como exposto, a amplitude de maré para o período de estudo variou de 0,1 a 2,5 m, com um evento de elevação da altura de onda dia 26 de junho, cujas características de ondulações foram de H_s acima de 2 m e T_p acima de 9 s e direção predominante ESE, o que ocasionou erosão da porção subaérea da praia em todos os setores.

Tal fato dá-se através remobilização do pacote sedimentar ocorrente durante esses eventos mais energéticos, que erode a praia superior, principalmente na sizígia, destruindo a berma e depositando este sedimento sobre a face praial inferior e TBM. Tal relação já foi descrita por Komar (1998) e Masselink e Hughes (2003), onde estes associaram tal remobilização a um maior *runup* ocasionado durante nessas situações.

Morton (2002) define que o caráter erosivo do clima de ondas está diretamente relacionado à interação de suas características ao tipo de sedimento e estado modal praial. Portanto, a correlação desses dados junto ao regime hidrodinâmico e morfologia da praia permite inferir que a variação morfodinâmica é ditada através do grau de exposição à energia (MASSELINK; KROON; DAVIDSON-ARNOTT, 2006; PRICE; RUESSINK, 2008; SHORT; HESP, 1982).

O padrão de perda sedimentar detectado associado à elevação do clima de onda garante as modificações encontradas no período chuvoso para esta área, onde ao se fazer uma análise bidimensional, nota-se uma melhor definição da face inferior praial, com erosão da porção subaérea durante eventos energéticos classificados de moderado a alto. Tal fato também foi descrito por Quartel, Kroon e Ruessink (2008) e Sénéchal et al. (2009), onde inferiram que esse sedimento posteriormente é depositado junto TBM ou banco soldado à praia, sendo o primeiro evento semelhante ao encontrado na área de estudo.

A maior dinamicidade encontrada do SC pode ser explicada pelo fato da praia de Itapuama se caracterizar como um arco praial, que é diferenciada pela maior variação no setor central dada através de uma maior incidência mais direta das ondas, garantindo assim, por muitas vezes, um perfil um pouco mais íngreme que os perfis de suas extremidades, por vezes caracterizados como uma zona de sombra (SS).

As variações percebidas foram ocasionadas diretamente pelo aumento significativo no clima de onda associado à redução do período, característica marcante de período chuvoso para essa área, que chegam até a praia superior fazendo a remobilização sedimentar. Os valores medidos durante o período de estudo corroboram com os dados encontrados na literatura, onde são descritos valores médios de H_s variante de 1 a 1,5 m, T_p de 5 a 7 s e direção ESE para a costa de Pernambuco e 1 a 1,4 m, 6 a 8 s e mesma direção para área de estudo (HOGBEN; LUMB, 1967; MADRUGA FILHO, 2004; NAVY, 1978 *apud* DOMINGUEZ; BITTENCOURT; MARTIN, 1992).

Quanto às feições morfológicas encontradas, as cúspides se mostraram mais definidas no SS e com menor definição no SC, sendo seu maior modelamento dado principalmente pela modulação do regime de onda incidente, associados a regimes energéticos baixos a moderados, como descritos por Komar (1998) e Masselink e Hughes (2003).

Já a berma foi uma das feições que se apresentou mais variável ao longo do tempo, por vezes se mostrando em dois conjuntos, principalmente no setor SS e SN. Tal fato permite inferir que estas foram modeladas durante o período sinodical durante características de um clima de onda baixo a moderado, sendo erodida devido a eventos mais energéticos,

principalmente na maré de sizígia, tendo seu sedimento carreado para a face praial, aumentando assim a largura do pacote sedimentar.

Essas características são consistentes com ondas observadas durante este período, onde alturas significativas chegaram até 1,8 m com uma incidência normal e com períodos em torno de 9 a 10 s. Fato semelhante foi relatado em estudos realizados por Ortega-Sánchez et al. (2008) em Trafalgar beach, por Masselink et al. (2008) e Sénéchal et al. (2009) em Truc Vert. No entanto a segunda linha de berma mostrou-se bem menos expressiva, com cota altimétrica variante entre 1 e 1,5 m, onde durante o levantamento foi quase imperceptível sua detecção e/ou variação, uma vez que estas sofriam degradação em períodos máximos de um, dia, o que impossibilitou uma melhor detecção destas.

A presença dessas duas linhas entre as marés de sizígia e quadratura foi descrita por Hine (1979), que caracterizou que sua formação é dada a partir de eventos de baixa energia, associada a marés de quadratura e/ou à mobilização do sedimento da antepraia para a praia subaérea. No entanto, trabalhos realizados por Quartel, Kroon e Ruessink (2008), Sénéchal et al. (2009) e Wright, Short e Green (1985), inferiram que a construção desta não depende apenas das condições das ondas, mas também da morfologia do domínio intermareal anterior à sua formação.

A partir da análise da variação do pacote sedimentar, a praia de Itapuama se mostrou como erosiva. No entanto, vale ressaltar que devido ao período estudado ser correlato à temporada de maior intensidade chuvosa e energética da área de estudo, tona-se incapaz afirmar que esta é a configuração real desta praia, uma vez que se necessita de um período amostral maior analisando seu comportamento durante períodos de estiagem associados aos eventos energéticos.

Estudando a correlação entre a quebra de onda e a estágio morfológico da praia, Short (1980) inferiu que energia do clima de onda necessária para que ocorra a erosão está diretamente ligada ao estágio morfodinâmico desta. Ao longo das campanhas realizadas, a praia se caracterizou como tipicamente intermediária, uma vez que foram observados processos de circulação transversais, como correntes de retorno, além de feições paralelas à costa, como o TBM.

De acordo com a classificação de Masselink e Short (1993) e Wright e Short (1984), estas são formadas, assim como a berma e as cúspides, durante eventos de energia baixa a moderada. No entanto, a presença destas feições na praia de Itapuama, ainda é influenciada principalmente pelas demais feições geomorfológicas encontradas na zona de surfe, como as rochas, que modelam o clima de onda incidente permitindo a formação de canais junto a essas

feições, garantindo assim sua formação, associado às características energéticas de incidência precedentes sobre a face praial, além da variação de amplitude de maré.

A fim de se caracterizar melhor a classificação desta praia, utilizou-se o parâmetro RTR (*Relative Tide Range*) descrito por Masselink e Short (1993), que leva em consideração a variação da maré na classificação morfodinâmica praial. Este parâmetro define a classificação morfológica levando em consideração os valores de amplitude da maré (TR) e média da altura de quebra de onda (H_B), sendo seus valores expressos entre 0 e 15.

Tal parâmetro foi utilizado devido à praia de Itapuama estar sobre um regime de mesomaré, não se adequando à classificação proposta por Wright e Short (1984), que abrange apenas ambientes de micromaré, onde a principal forçante são as ondas, não tendo efeito modulante da maré. Segundo Masselink e Short (1993) a maré apenas não atua como uma forte componente modificadora da morfologia de uma praia quando estas possuem um $RTR < 2$.

Para o período de estudo foram encontrados valores de RTR variantes de 0,97 a 2,55, que a caracteriza como uma praia tipicamente intermediária dominada por onda. No entanto fazendo a correlação desses com a morfologia encontrada na praia durante os levantamentos, esse parâmetro mostrou-se um pouco discrepante da sua real conjuntura, uma vez que a praia de Itapuama se caracteriza como uma praia intermediária com RTR próximo a 7, que de acordo com a classificação apresenta em sua composição TBM e correntes de retorno.

A diferença encontrada no RTR é explicada devido a este parâmetro usar a altura de quebra de onda em água rasa para o cálculo, enquanto que os dados utilizados no presente estudo correspondem à altura de onda significativa em água intermediária, obtidas através do modelo SWAN, transpostos para a área de estudo.

Os fatores que levaram a sua classificação com um RTR próximo a sete, dá-se, como dito anteriormente, pela presença do TBM por toda a praia, e presença de correntes de retorno (MASSELINK; SHORT, 1993), principalmente na porção sul. Esta última apresentou de forma fixa, sendo sua formação associada a afloramentos rochosos soldado à face praial (SS), sendo esta delimitada por um banco fixo e pelo TBM.

Já o TBM, mostrou-se espaço-temporalmente variante, mas sempre presente. Sua maior definição foi encontrada no SS e SN, no entanto, ambos com configuração diferente. O TBM no SS mostrou-se como dinâmico, sendo este mais evidente durante eventos mais energéticos associados à maré de sizígia, uma vez que ainda durante esses eventos é influenciado pela presença do lençol freático presente nessa área, dada através da saturação da face praial que permite que o espriamento atinja cotas maiores da praia subaérea,

remobilizando sedimento e depositando sobre este durante o *backwash*, como explicitado por Heiss, Ullman e Michael (2014), Horn (2006) e Sous et al. (2013).

Já o SN, caracterizou-se com um TBM maior, com presença canal sobre este, como descrito por Masselink e Short (1993), caracterizando um ambiente intermediário tendente a dissipativo, diferindo assim do restante da praia, sendo tal fato ainda comprovado pela característica côncava deste setor, o que o caracteriza como um ambiente de alta dinâmica e característica erosiva.

7 VARIABILIDADE MORFODINÂMICA E DISTRIBUIÇÃO ESPAÇO TEMPORAL DAS CORRENTES DE RETORNO NA PRAIA DE ITAPUAMA (PE) OBTIDA ATRAVÉS DE VIDEO IMAGEM

Para esta etapa do trabalho, o grupo de dados foi dividido em dois períodos, onde o primeiro consistiu em um intervalo de 20 dias, mesmo intervalo do levantamento topográfico, onde se buscou analisar a variação morfodinâmica do setor sul da praia de Itapuama; e o segundo período corresponde a um intervalo de dois meses, compreendido de 20 de junho a 20 de agosto, onde se buscou analisar a dinâmica das correntes de retorno junto à morfodinâmica e às forçantes hidrodinâmicas ali atuantes, utilizado para ambos os períodos dados de videoimagem.

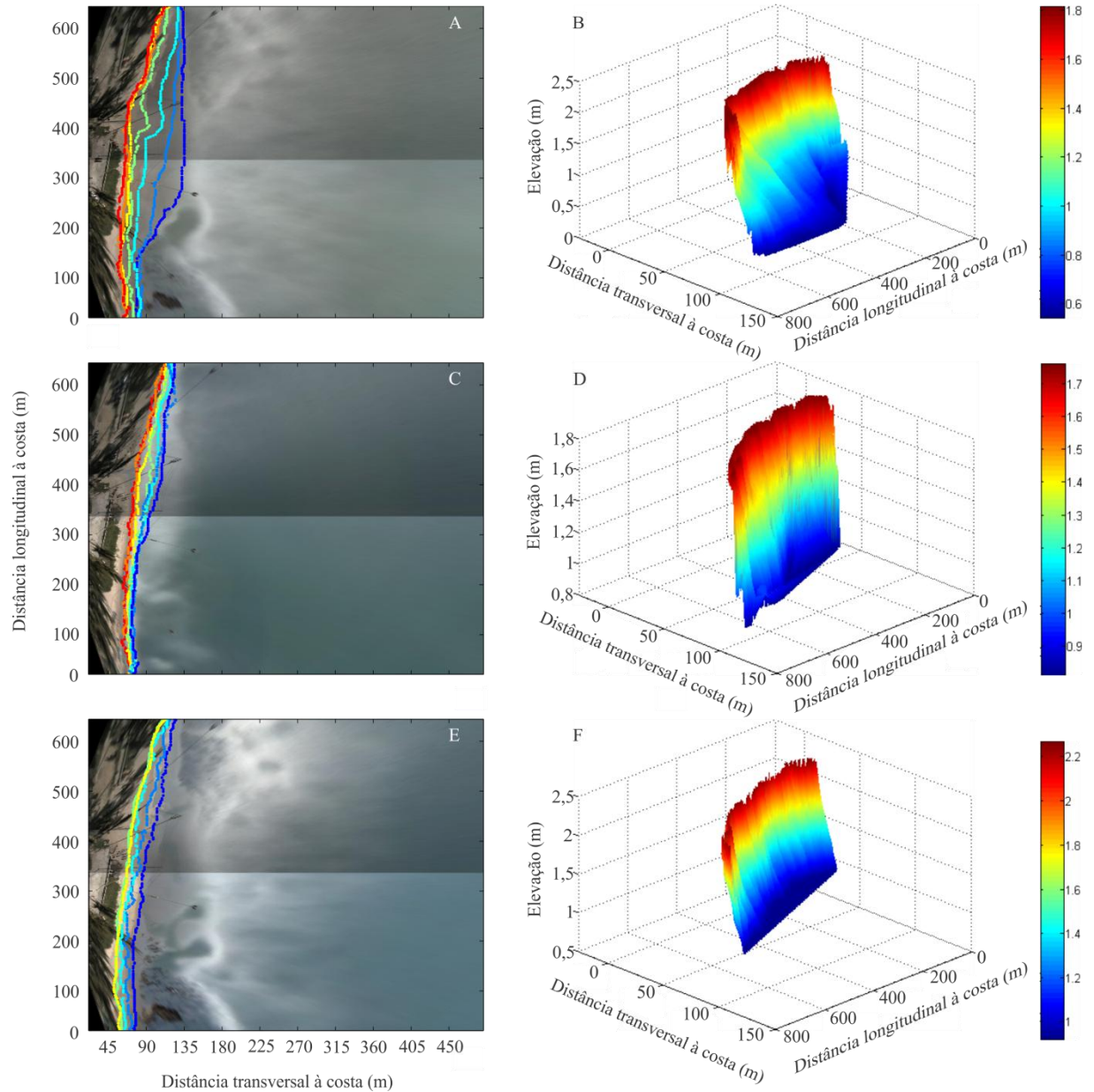
7.1 RESULTADOS

7.1.1 Variação morfodinâmica de curto termo (20 dias)

A comparação entre as cotas planialtimétricas dos perfis obtidos através da variação da linha d'água nas imagens, foi utilizada para obtenção da variação sedimentar do perfil praial da praia de Itapuama. Esta, tem se mostrado um ótimo indicador da largura da praia e de sua variação junto às forçantes hidrodinâmicas atuantes, uma vez que a linha garante uma relação direta entre a variação do nível de maré e determinada cota altimétrica do perfil praial, o que permite a construção de perfis tridimensionais destes.

A Figura 7.1 exemplifica variação da maré digitalizada em cada imagem em intervalos de uma hora durante a sua descida nos dias de sizígia (Figura 7.1A e E) e quadratura (Figura 7.1C), juntamente a seus respectivos perfis topográficos tridimensionais (Figura 7.1B, D e F)

Figura 7.1 – Batimetria intermareal: posição da linha d'água digitalizada a partir da variação da maré em cada imagem em intervalos de uma hora, juntamente a seus respectivos perfis topográficos tridimensionais. (A) e (B) – 27/06, (C) e (D) – 05/07, (E) e (F) – 12/07.



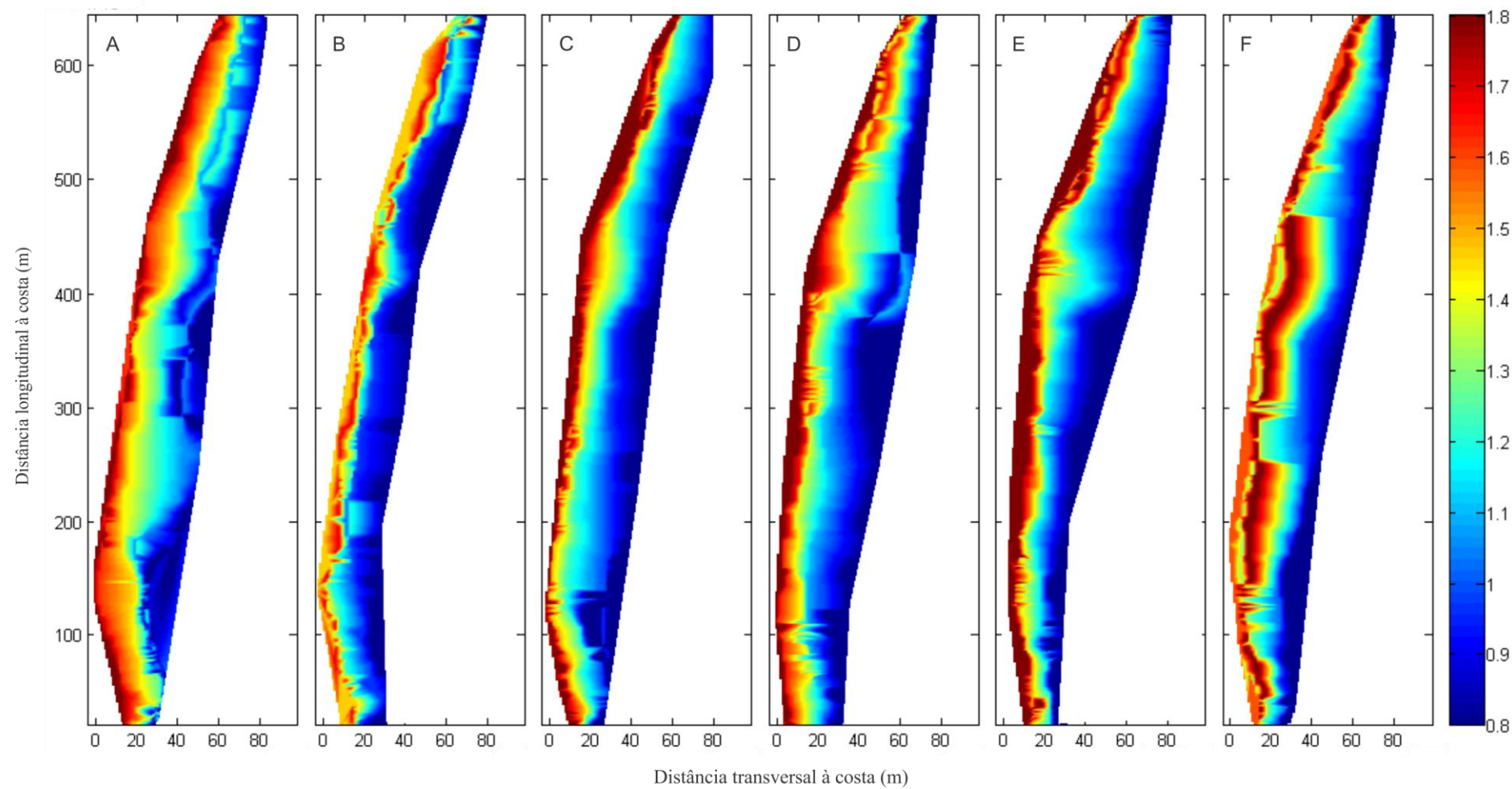
Fonte: o autor.

A partir destes é possível perceber uma elevação máxima do perfil de 2,3 m obtido no dia 27 de junho e mínimo de 0,3 m no dia 12 de julho. Durante a quadratura, o perfil topográfico médio obtido variou entre 0,8 e 1,8 m.

Quando comparado aos perfis realizados através de levantamento topográfico com auxílio de GPS cinemático, estes se mostram semelhantes, apresentando um perfil com declividade média, além de rochas na parte mais a sul e presença de um TBM por todo o trecho. Ainda nota-se a presença de um canal de corrente de retorno junto à presença de uma cava junto ao terraço, que por vezes mostrou-se mais definido.

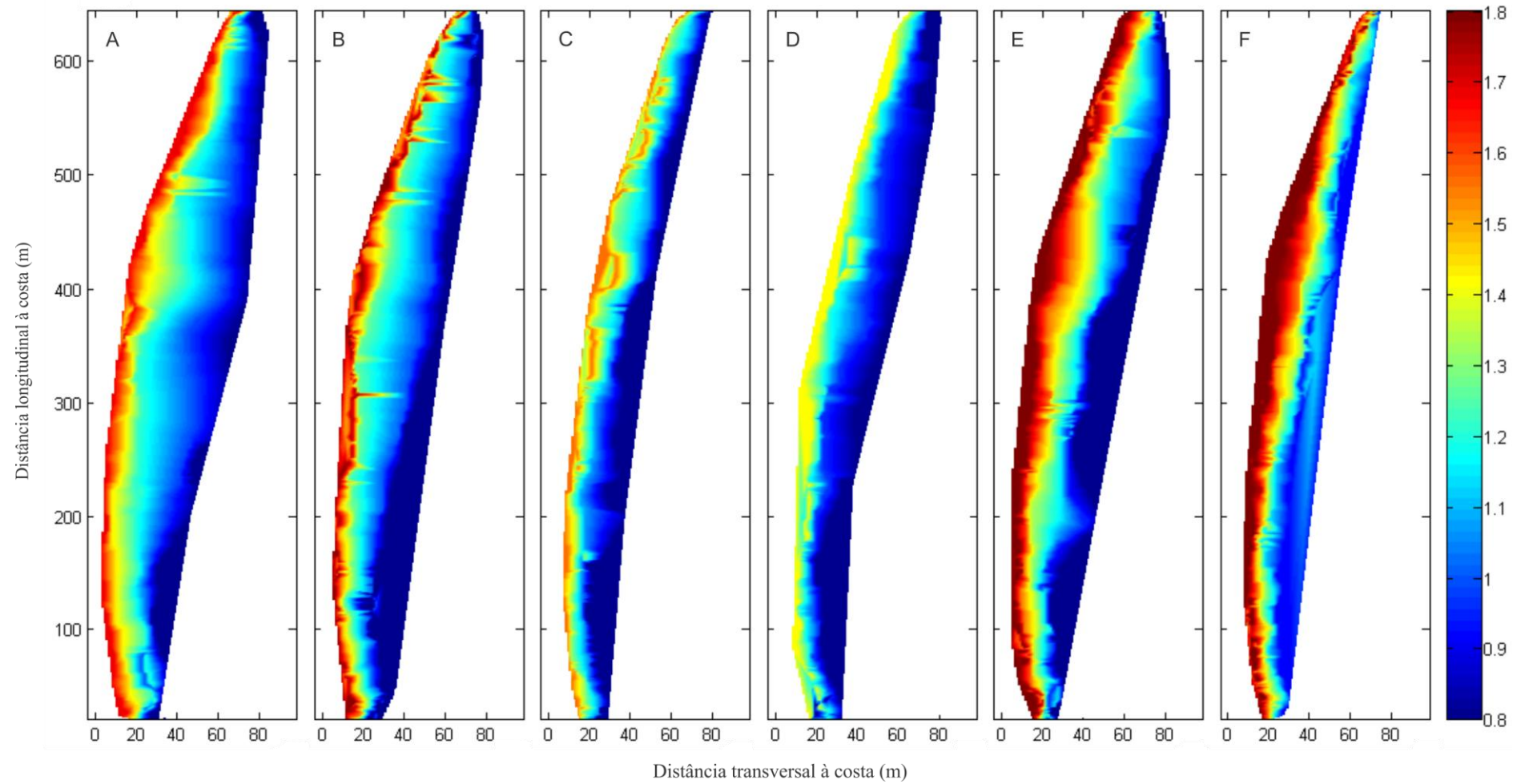
A análise acerca dessas feições pode ser melhor entendida através das Figura 7.2, Figura 7.3 e Figura 7.4, que esquematizam os perfis planialtimétricos extraídos para período de estudo. Para os 20 dias de dados analisados, vale ressaltar que não foi possível a realização dos perfis nos dias 8 e 9 de julho devido a problemas técnicos, onde a aquisição de imagens foi interrompida durante o ciclo de descida da maré, impossibilitando assim a criação dos perfis. Outro fator importante a ser mencionado é que o tempo de captura das imagens dá-se das 6 às 17 horas (horário local) e que por vezes não coincidiu com o horário de captura do ciclo completo de maré, ficando este sem a hora inicial ou final. No entanto, tal fato não prejudicou a análise desses perfis, uma vez que os picos máximos foram registrados em todas as imagens.

Figura 7.2 - Representação dos perfis planialtimétricos obtidos através de levantamento topográfico intermareal realizados em junho de 2014 na praia de Itapuama: (A) 23/06, (B) 24/06, (C) 25/06, (D) 26/06, (E) 27/06 e (F) 28/06.



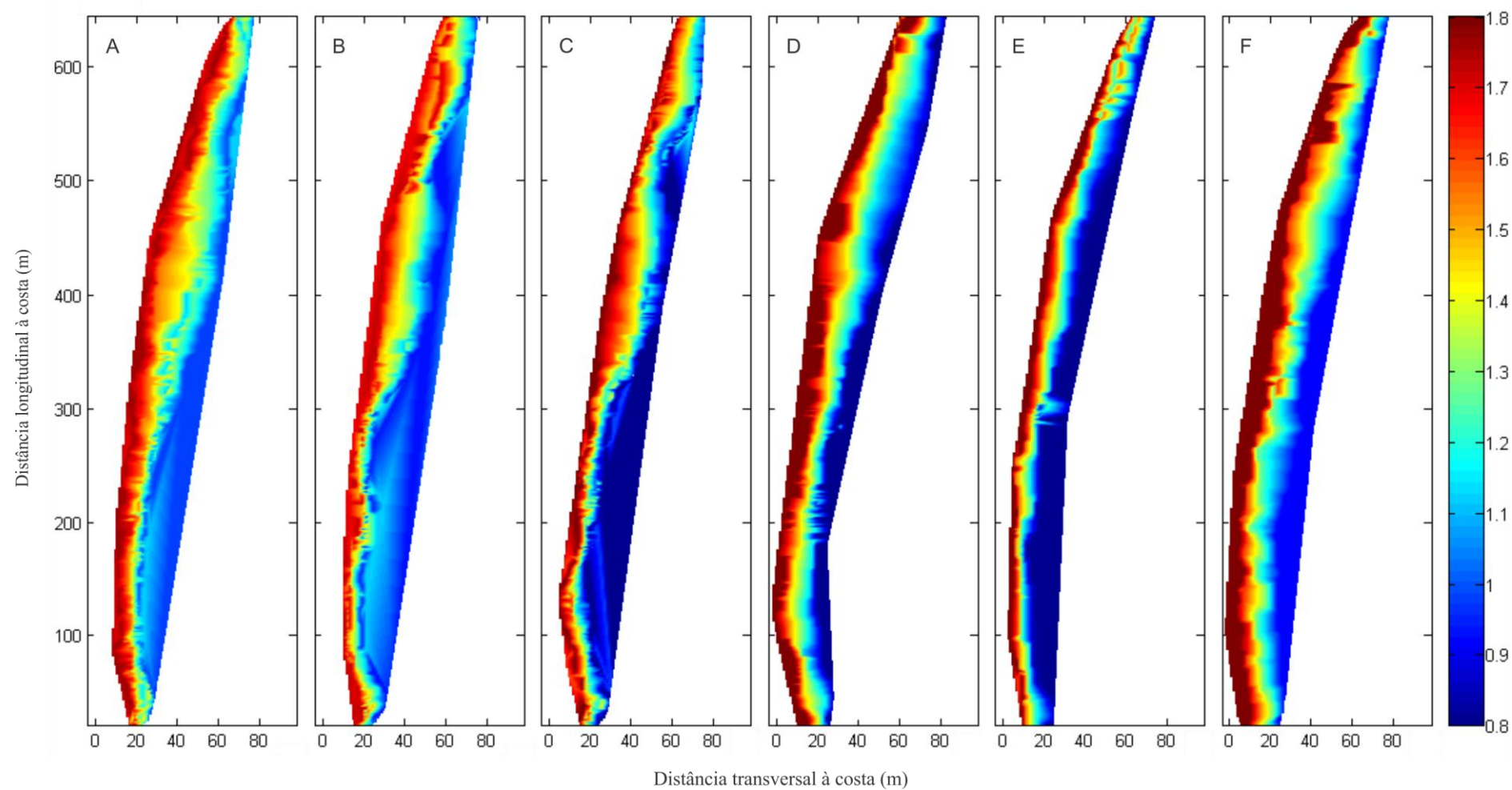
Fonte: o autor.

Figura 7.3 - Representação dos perfis planialtimétricos obtidos através de levantamento topográfico intermareal realizados em junho e julho de 2014 na praia de Itapuama: (A) 29/06, (B) 30/06, (C) 01/07, (D) 02/07, (E) 03/07 e (F) 04/07.



Fonte: o autor.

Figura 7.4 - Representação dos perfis planialtimétricos obtidos através de levantamento topográfico intermareal realizados em julho de 2014 na praia de Itapuama: (A) 05/07, (B) 06/07, (C) 07/07, (D) 10/07, (E) 11/07 e (F) 12/07.

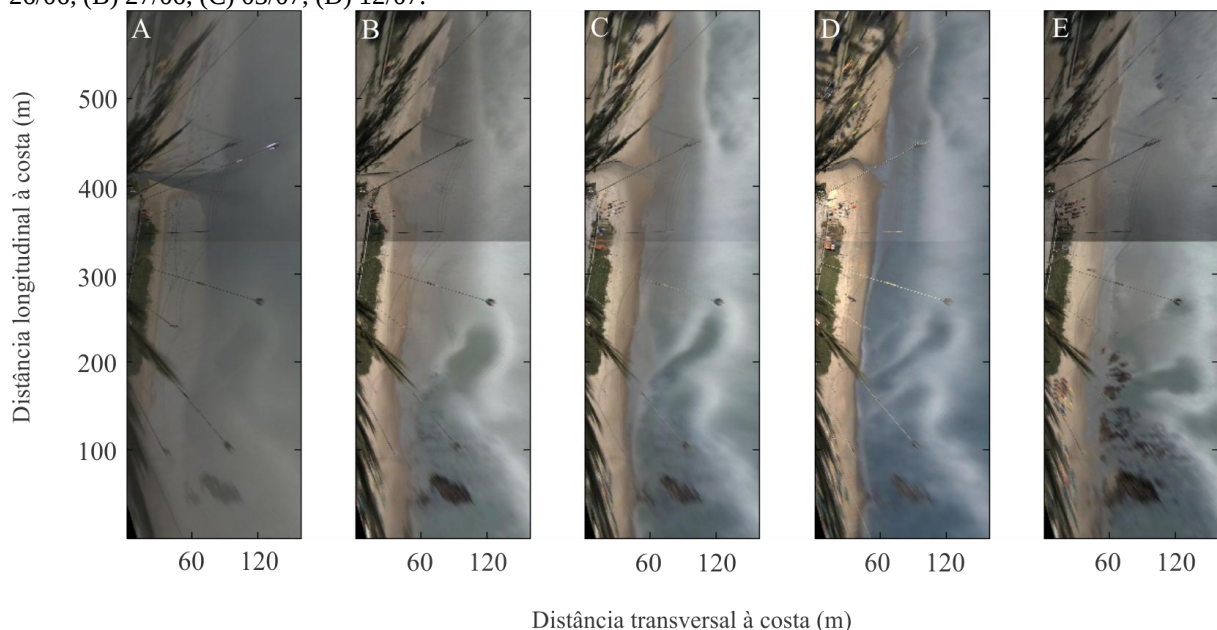


Fonte: o autor.

A área de cobertura das câmeras corresponde ao setor SS da praia de Itapuama de acordo com a divisão de setores realizada na sessão 6.1. A partir da comparação das imagens pode-se inferir que toda a área apresentou uma elevação máxima vertical do envelope em relação ao nível do mar variante entre 1,8 a 2,2 m, com presença de uma pequena porção de pós-praia em sua parte central ($Y=300$ a $Y=400$ m) e declividade média de 3° . Um canal de despejo da drenagem continental pode ser visto em $Y=400$ m. Este canal atua como um dos modeladores do perfil dessa parte da praia.

O TBM mostrou-se presente durante todo o período de estudo sendo este mais evidente em eventos de maior energia, principalmente na porção em frente ao canal de despejo (Figura 7.2D-E, Figura 7.4E-F e Figura 7.5A-B,E), onde H_S e T_P atingiram máximos de 2,3 m e 14 s, respectivamente, associados a amplitudes de maré média 2 m. O retrabalhamento desse terraço ocorre principalmente após a diminuição da energia do clima de onda incidente associados à maré de quadratura, sendo seu sedimento novamente carregado para a face praial (Figura 7.2 A,B, Figura 7.4A-B e Figura 7.5C,D).

Figura 7.5 - Imagens representando a mobilidade do TBM junto à variação das forçantes hidrodinâmicas. (A) 26/06, (B) 27/06, (C) 03/07, (D) 12/07.



Fonte: o autor.

Em alguns momentos, o terraço começa a ser cortado com a formação de um canal sobre este, caracterizando um sistema “*ridge and runnel*” (Figura 7.3F, Figura 7.4A e Figura 7.5D), sendo o fato relacionado ao clima de onda moderado com direção SE, onde H_S e T_P médios registrados foram 1,3 m e 9 s, respectivamente, associado à amplitude de maré média de 1,25 m.

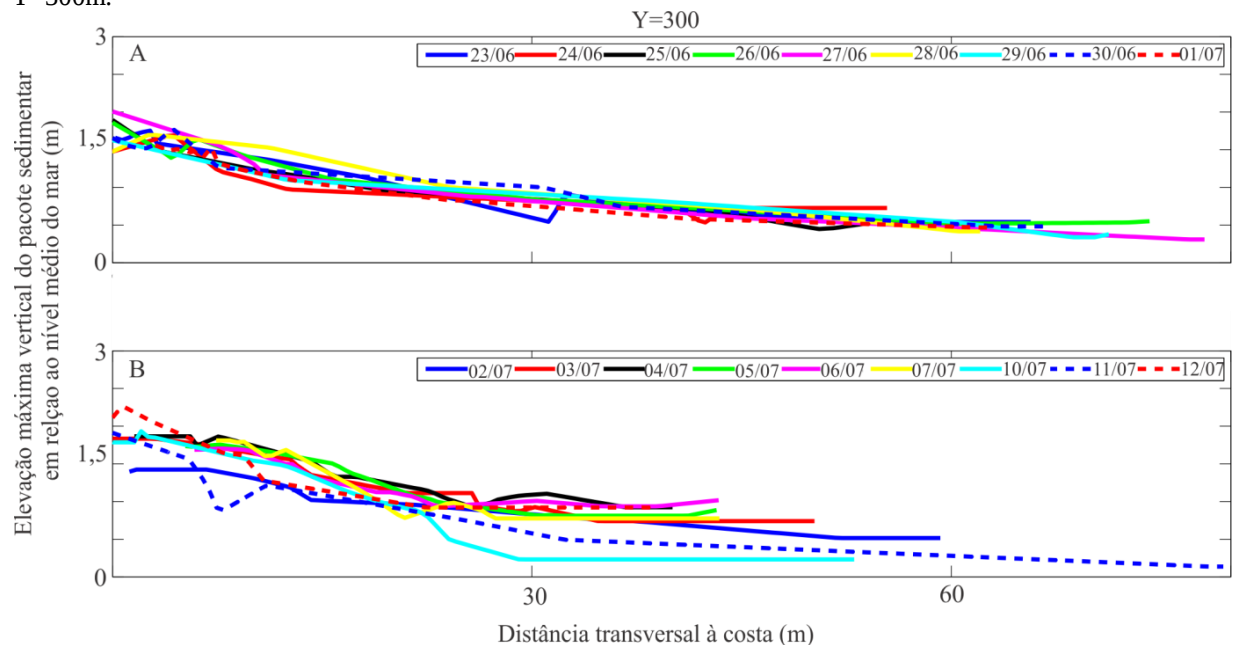
Nestas, ainda por vezes, foi notória a presença de um canal de corrente de retorno próximo à rocha localizada na porção sul ($Y=200$ m) (Figura 7.2E-F, Figura 7.3A e Figura 7.5A-B e E). No entanto, através das imagens esta se mostrou presente em ambos os eventos energéticos com direção predominante NE, sendo barrada pela presença de um banco ($X=120$ m a $X=130$ m), onde sua maior definição deu-se em um regime moderado ou após um maior evento energético (Figura 7.5A-E).

Esse banco, durante eventos de maior energia sofreu pequena migração em direção ao oceano, tendo junto a esse o aumento do terraço do baixa-mar e consequente aumento do canal de corrente de retorno, porém esta ainda manteve-se sem rompimento do banco.

Uma maior acresção começa a ser percebida na porção mais a norte deste setor principalmente na parte em frente ao canal de despejo, com erosão da porção sul, sendo esse sedimento depositado sobre a face praial (Figura 7.2C-F, Figura 7.3F e Figura 7.4A) e posteriormente carreado novamente para o terraço (Figura 7.4D-F e Figura 7.5E). Este primeiro evento está associados à redução do clima de onda associados à mudança de direção com predominância SE, onde H_s e T_p máximos registrados foram de 1,2 m e 8 s. Quanto ao segundo evento, está associado ao seguinte aumento do clima de onda, onde H_s e T_p máximos foram de 1,5 m e 9 s, correlato com uma maior amplitude de maré de 2,3 m e mudança na direção de incidência, passando esta a ter predominância ESE.

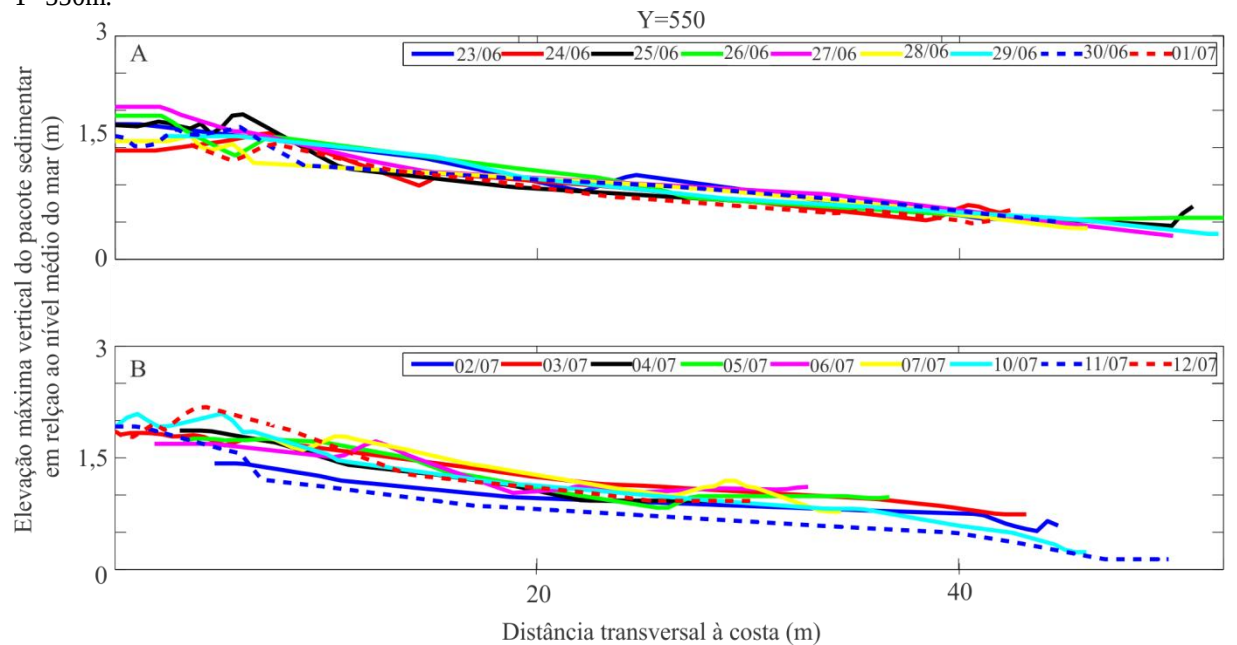
Tendo em vista essa variação, foram realizados perfis transversais à praia a fim de se ter um melhor entendimento acerca da variação do pacote sedimentar desta, sendo estes obtidos através da topografia intermareal realizada a partir das imagens. A Figura 7.6 e Figura 7.7 ilustram esses perfis, sendo essas divididas em duas subimagens, para uma melhor visualização, onde “A” corresponde ao período de 23 de junho a 01 de julho e “B” de 02 a 12 de julho.

Figura 7.6 - Perfil transversal da praia de Itapuama extraídos a partir de topografia intermareal para SS em Y=300m.



Fonte: o autor.

Figura 7.7 - Perfil transversal da praia de Itapuama extraídos a partir de topografia intermareal para SS em Y=550m.



Fonte: o autor.

Os perfis da Figura 7.6 demonstram que o setor referente à Y=300 m apresentaram larguras variantes de 50 a 70 m, com pouca declividade e variação da altura do perfil em relação ao nível do mar variante entre 1,5 e 2 m. Os maiores perfis estão relacionados ao aumento no regime de energia incidente sobre a praia, sendo estes próximos à maré de sizígia

onde os valores de H_S e T_P apresentaram média de 1,6 m e 9 s, provenientes de vagas de ESE, que proporcionaram o aumento de área do TBM.

Nota-se ainda uma maior erosão na face praial inferior (6 a 11 de julho) durante período de transição entre marés, sendo essa maior entre quadratura e sizígia, que se apresentaram com médias de H_S e T_P de 1,7 m e 10 s, também associadas a vagas de ESE.

Neste setor ainda é possível à percepção da presença de uma pequena berma intermareal próximo aos dias de quadratura, com altura de cota altimétrica variante de 1,6 a 1,9 m, associadas a padrões de energia baixos com H_S e T_P médios de 1,15 e 9 s, respectivamente, e amplitude de maré de 1,45 m.

Durante o período considerado, com o regime de energia variante de baixo a moderado e dois picos com maiores alturas de ondas, a praia se comportou com moderada alteração do volume do pacote sedimentar, sendo esse sedimento retrabalho sobre a própria face praial, caracterizando um equilíbrio dinâmico nesse trecho. Tal fato pode ser explicado devido à sua proximidade existir afloramentos rochosos ($Y=200$ m e $Y=250$ m) e à presença de um TBM maior, que atuam diretamente no clima de onda, modulando a energia com que essas chegam à face praial.

Já a Figura 7.7 demonstra que $Y=550$ m apresentou largura menor que $Y=300$ m, com variação de 36,5 a 48 m, com perfil um declive um pouco maior ($3,3^\circ$) e altura do pacote sedimentar em relação ao nível do mar variante de 1,5 a 2,3 m, além de um pequeno trecho de pós-praia. Assim como o perfil descrito acima, este apresentou suas maiores larguras durante ou próximo a eventos mais energéticos associados a vagas de ESE.

O TBM se mostrou presente, no entanto com menor área e altura equivalente ao do perfil da face superior (Figura 7.7A), mostrando-se mais plano. No entanto, com o aumento do clima de onda ocorrido no dia 11 de julho, este apresentou a abertura de uma cava sobre o terraço, com o perfil mais plano e a presença de uma berma de cota altimétrica 1,8 m (Figura 7.7B).

Quanto aos demais perfis, foi perceptível à presença de uma berma intermareal, principalmente nos dias 06 e 07 de julho, dias estes posteriores à quadratura, que apresentaram regime de onda moderado, com H_S e T_P médios de 1,4 e 9 s, respectivamente. Essa variação encontrada dá-se pelo motivo desta ponto estar próximo a área de maior exposição ao regime hidrodinâmico, o SC, sendo assim mais influenciado pela ação do regime de energia incidente e tornando a variação espaço-temporal destas maior, onde torna-se possível sua construção e destruição em um intervalo de apenas um dia.

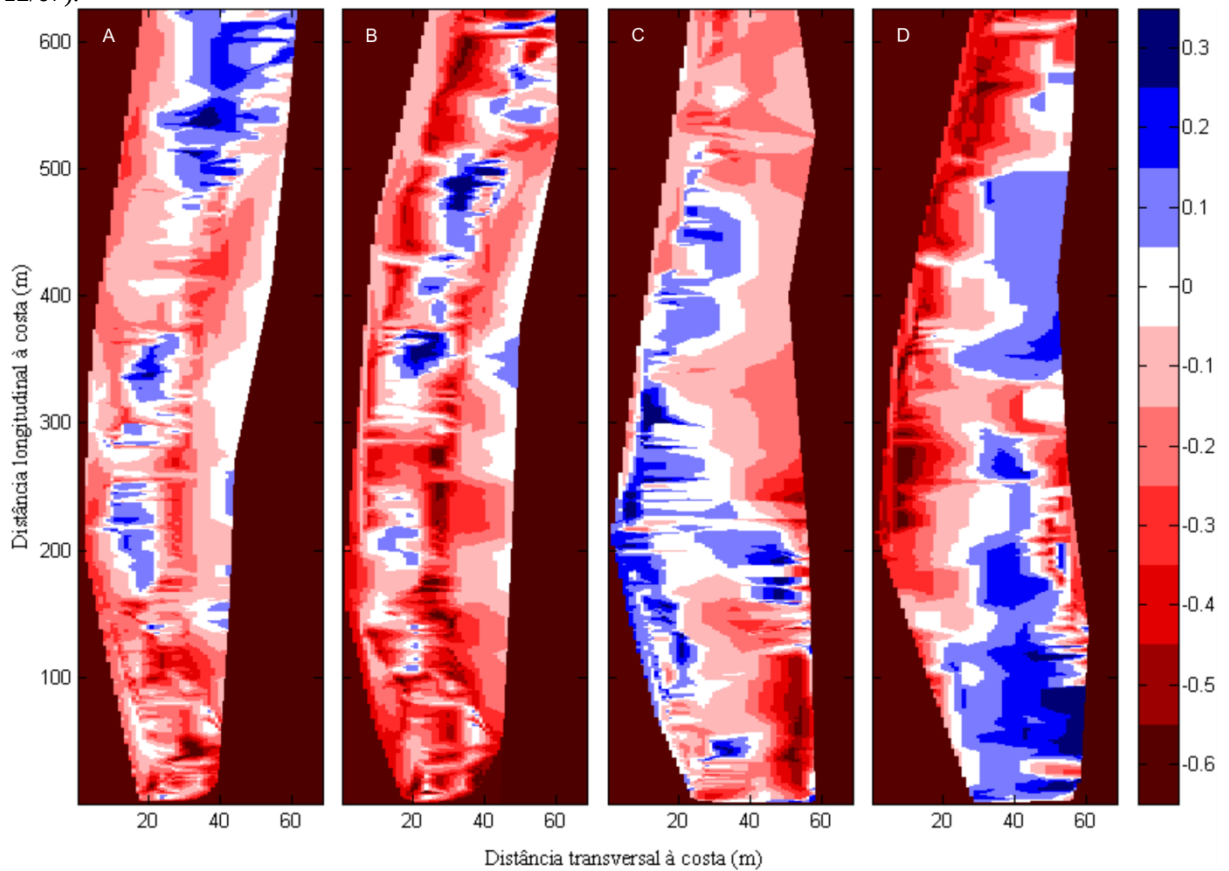
A composição dos perfis analisados junto à dinâmica estudada através das imagens sugere que este setor apresenta-se como o de uma praia intermediária. Para melhor análise, foi realizado o cálculo de RTR, que mostraram valores variantes de 0,97 a 2,55, para o período em questão. Segundo a classificação de Masselink e Short (1993), estes valores caracterizam-se como uma praia intermediária do tipo TBM.

Essa classificação é reforçada por outras características encontradas, como a presença do TBM; declividade do perfil um pouco maior; extensão máxima do perfil diretamente influenciado pela taxa deposicional sobre o TBM; e a presença de um sistema “*ridge and runnel*”.

Analisando o período em questão, a área deste ponto também se encontra com variação do pacote sedimentar, caracterizando um equilíbrio dinâmico, assim como em Y=300 m, onde a maior amplitude de volume é decorrente da transferência longitudinal realizada pelas correntes ali atuantes e da modulação de energia pelo terraço.

Portanto, tendo em vista a dinamicidade da praia através dos perfis tridimensionais e variação do perfil transversal junto ao regime de energia incidente, foi realizada uma análise acerca da diferença da variação de cotas altimétricas para um melhor entendimento da dinâmica sedimentar na praia. A análise seguiu a mesma metodologia dos perfis *medidos in situ*, obtidos através com auxílio de GPS cinemático, sendo analisada a variação do volume neste setor de um período sinodical analisado em duas fases de meio ciclo (1 – 27/06 e 05/07; 2 – 05 e 12/07), pré e pós elevação de H_s (25 e 27/06) e entre os perfis inicial e final (23/06 e 12/07), durante o período de 20 dias. Tais resultados são mostrados na Figura 7.8.

Figura 7.8 - Representações das diferenças dos perfis planialtimétricos da praia de Itapuama, obtidas através de obtidas através de perfil intermareal. (A) primeira metade do ciclo sinodical (27/06 a 05/07), (B) segunda metade do ciclo sinodical (05/07 a 12/07), (C) pré e pós-elevação de H_s (25/06 e 27/06) e (D) inicial e final (23/06 e 12/07).



Fonte: o autor.

A variação do pacote sedimentar entre a maré de sizígia do dia 27 de junho e quadratura do dia 05 de julho (Figura 7.8A), referente à primeira metade do ciclo sinodical, indica que a topografia atingiu diferença máxima variante entre -0,8 a 0,4 m. A pós-praia e berma foram erodidas com taxas variantes de -0,1 a -0,6 m. Em contrapartida é notória uma pequena acresção junto à face praial (0,1 a 0,4 m), principalmente em sua porção central ($Y=100$ m, $Y=180$ m e $Y=300$ a 500 m), além de uma maior definição do TBM, com soterramento parcial da rocha presente na porção sul ($Y=100$ m).

Esse fato pode ser explicado a partir da diminuição do clima de onda incidente após o evento energético do dia 26 junto à presença do lençol freático, que permitiu uma maior modulação do regime de onda incidente, através da sobre-elevação do espraçamento ocasionado pela saturação da face praial inferior, que retrabalhou o sedimento depositado sobre o terraço para o restante do perfil, aumentando assim seu volume.

Durante a segunda metade do período sinodical (Figura 7.8B), esse setor se mostrou erosivo, associados a pequenos pontos de acresção de 0,1 ($Y=350$ m e $Y=500$ m), ambos

sobre a face praial, sendo este resultado do resíduo sedimentar ocasionado pelo retrabalhamento do sedimento da praia subaérea, ocasionada pelo aumento do regime hidrodinâmico. As perdas mostraram-se mais evidentes na porção subaérea, principalmente em sua porção norte com picos de -0,7 m.

É possível ainda perceber a variação sedimentar ocorrida pela formação de uma cava sobre o terraço que precede a disposição de um banco. Este se mostrou fixo durante o período de estudo, atuando como um delimitador da presença de um canal de corrente de retorno junto ao afloramento rochoso ali presente, que se apresentou mais definida durante a estofa de maré, em condições de regime de energia baixo a moderado.

Já o resultado encontrado a partir da variação de H_s (Figura 7.8C) mostrou-se com alguns pontos acrescionais e de estabilidade na face superior, com valores máximos de 0,5 m. Seus pontos erosionais atingiram picos de -0,8 m, principalmente próximo à rocha ($Y=50$ m e $Y=100$ m) e do canal ($Y=400$ m) e toda a face praial da porção norte.

Os pontos acrescionais são provenientes da remobilização sedimentar realizada pelo aumento de altura de onda do dia 26 que se caracterizou com H_s e T_p médios de 1,9 m 10 s, respectivamente, que atingiram a praia subaérea, no entanto sem carrear todo o sedimento como o ocorrido no restante do setor, pois sua localização a caracteriza como uma zona de sombra ocasionada pelo afloramento rochoso presente ao sul da praia.

A diferença do volume de sedimento do pacote sedimentar remanejado em um período de 20 dias (Figura 7.8D) evidenciou que a topografia atingiu diferenças máximas variantes entre -0,6 a 0,3 m. São notórios poucos pontos acrescionais juntamente à sua tendência erosional por toda a extensão de cobertura das câmeras. Dentre as áreas que apresentaram maior taxa de deposição, pode-se citar a face inferior da porção sul e porção norte (0,1 a 0,3 m). Os valores erosionais por toda face praial chegaram ao máximo, com seu ponto crítico junto ao canal com taxas de -0,8 a -0,4 m e na berma e pós-praia (0,2 a 0,4 m).

A maior taxa deposicional encontrada sobre a face inferior e o TBM, apesar de mínima quando comparada do montante erosional, são decorrentes do início do aumento do clima de onda ocorrido a partir do último dia (12 de julho), fato marcante para essa característica de energia, que sobressaiu os valores de volume encontrados durante o período inicial.

A partir de uma análise geral dos dados apresentados, a área de cobertura das câmeras, correspondente ao SS da praia de Itapuama, apresenta-se em equilíbrio dinâmico, sendo este diretamente influenciado pela presença do TBM e presença do lençol freático junto aos afloramentos rochosos dispostos por toda a face praial inferior que modelam o clima de onda incidente.

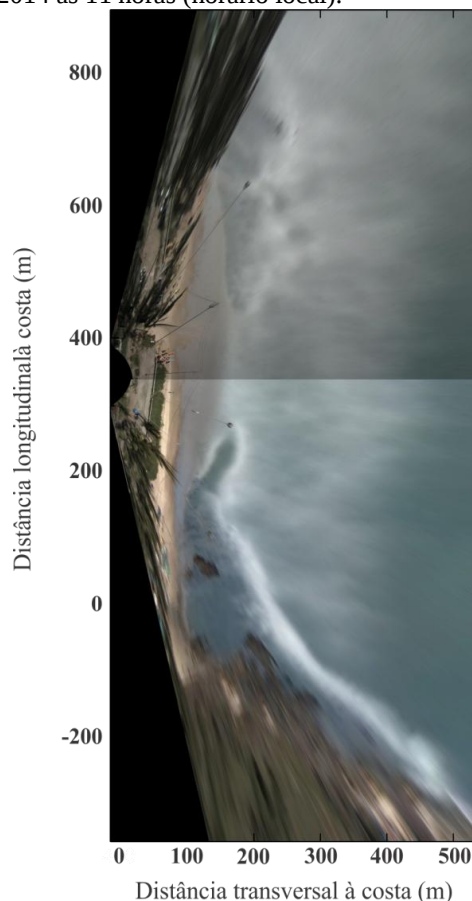
7.1.2 Variabilidade morfodinâmica e correntes de retorno

A análise das correntes de retorno foi realizada utilizando imagens por um período de dois meses, sendo essas correlacionadas à configuração morfodinâmica da praia. Para tal foram selecionadas as imagens da baixa-mar e posteriormente correlacionadas junto à variação da dinâmica dessas correntes de forma diária.

Para o período de estudo, a praia apresentou um RTR variante de 0,58 a 3,22, o que a configura como TBM. A presença dessas correntes é uma característica marcante nesse tipo de praia intermediária, que se configura com um perfil mais íngreme e menor largura de praia, associada a um TBM.

Durante esse período, foi detectada a presença de uma corrente de retorno próximo à rocha presente no setor SS (Y=200 a Y=300 m), com direção NE (Figura 7.9). Esta, durante todo o período de estudo manteve-se delimitada pela presença do banco contínuo, que em alguns momentos mostrou-se soldado ao TBM.

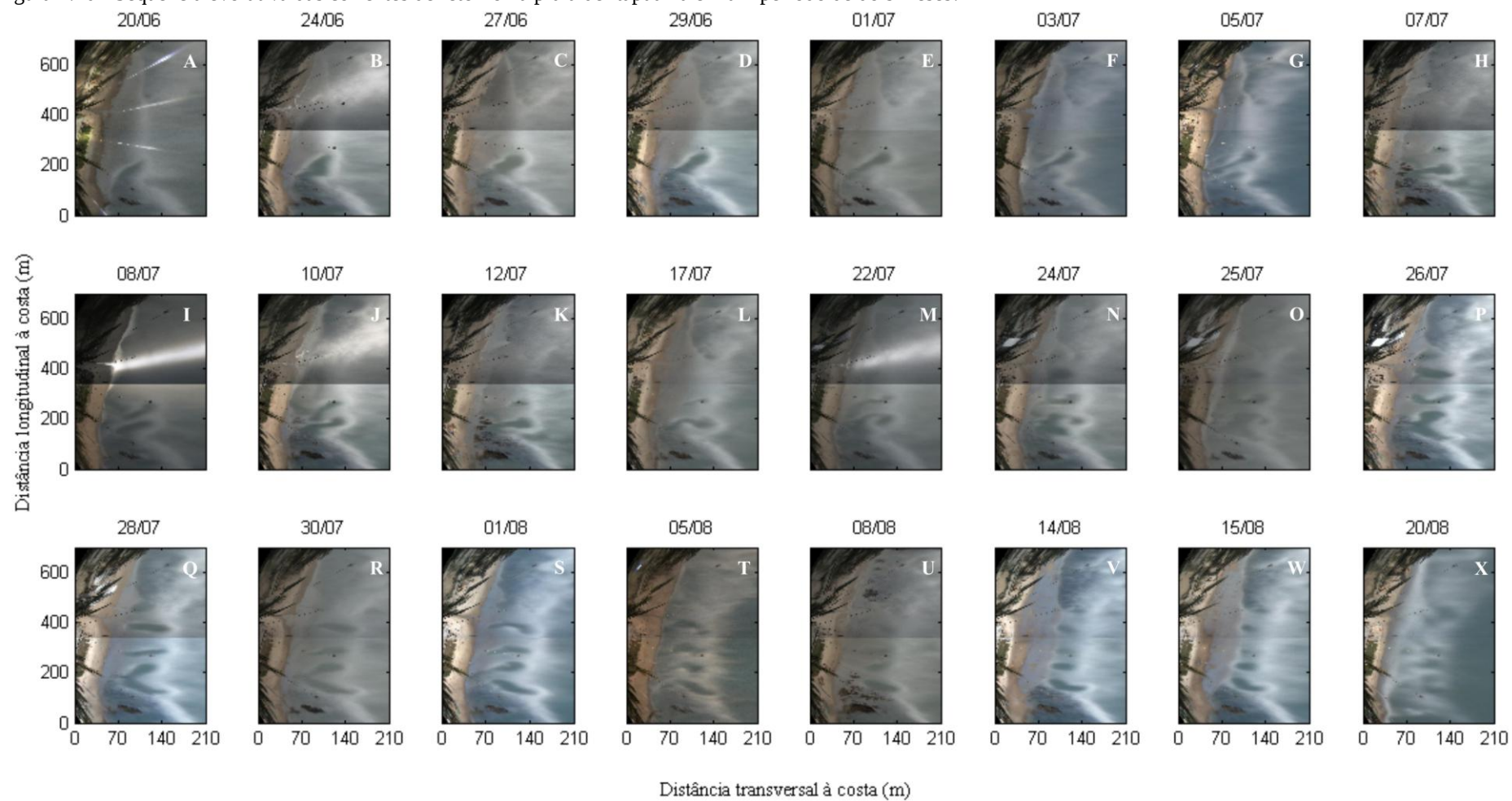
Figura 7.9 - Corrente de retorno detectada durante o período de estudo na praia de Itapuama. Dia 29 de junho de 2014 às 11 horas (horário local).



Fonte: o autor.

A sua evolução dinâmica espaço-temporal foi analisada junto ao regime hidrodinâmico atuante na praia, onde foi perceptível uma maior definição desta corrente durante eventos de energia caracterizados como baixo a moderado, principalmente após um evento energético. A Figura 7.10 mostra a evolução dessas correntes durante o período de estudo.

Figura 7.10 - Sequencia evolutiva das correntes de retorno na praia de Itapuama em um período de dois meses.



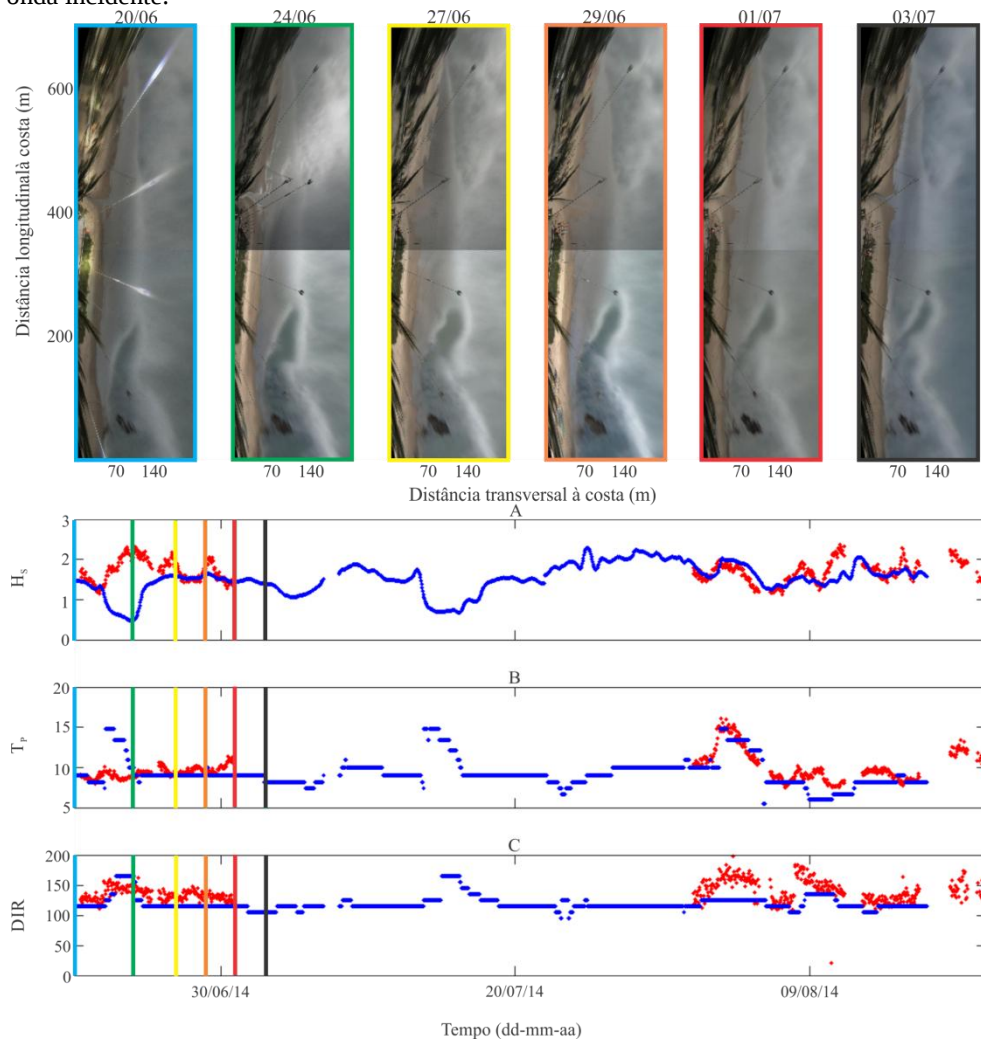
Fonte: o autor.

A partir desta, pode-se notar que a praia de Itapuama apresenta um grupo de correntes de retorno bastante dinâmico, sempre composta por pelo menos por uma permanente, podendo evoluir até um cenário com quatro correntes bem definidas sobre o TBM, o que permite sua divisão em três grupos distintos.

Pode-se salientar ainda que essas estão associadas à dinâmica espaço-temporal do terraço de baixa-mar e presença de um banco com baixa mobilidade que se mostrou parcialmente rítmico em função do clima de ondas, onde a depender de sua largura, estas se mostram mais dispersas.

O Grupo I consiste na maior definição da corrente permanente que se deu durante os eventos de energia baixa a moderada, onde o perfil praiial apresentava-se com um TBM menor e um pacote sedimentar maior (Figura 7.11), onde H_s e T_p médios foram de 1,5 m e 9 s, respectivamente.

Figura 7.11- Correntes de retorno da praia de Itapuama - Grupo I, junto às características de onda incidente.

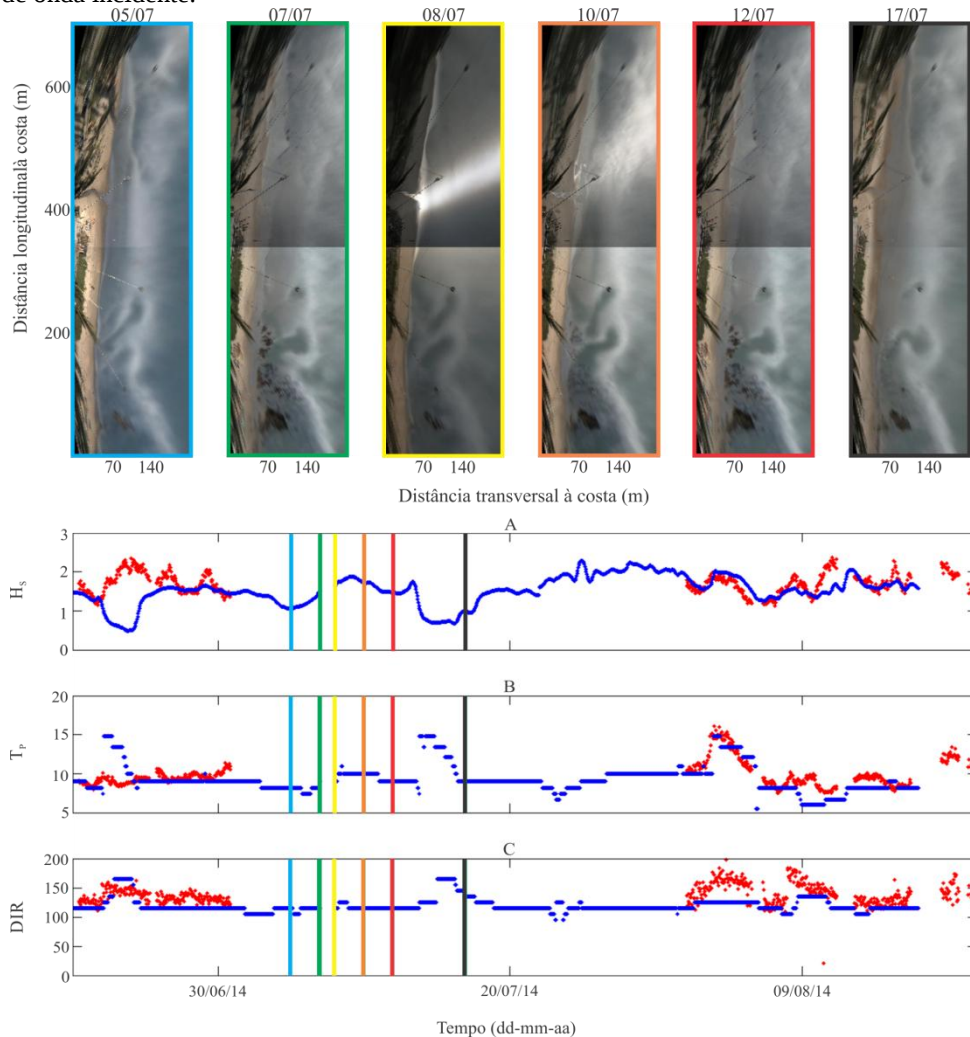


Fonte: o autor.

Com a mudança do regime hidrodinâmico a partir do dia 27, a praia mostrou-se com um pacote caracterizado como mais erosivo, tendo assim um TBM como elemento permanente do sistema devido ao efeito da maré sobre o perfil, com pacote sedimentar variante dependendo da ação das ondas e da maré.

O Grupo II (Figura 7.12) consiste na formação da segunda corrente de retorno dada através da diminuição da amplitude de maré e do clima de ondas, onde a corrente permanente começa a se dividir, tendo após o dia 05 de julho (quadratura) a presença de duas correntes de retorno (Figura 7.10G), onde durante um dia dividiram a mesma fonte de alimentação, se separando no dia 07 de julho (Figura 7.10H). Estas se mostraram evidentes até o seguinte aumento do clima de onda (média de H_s e T_p de 1,6 m e 9 s, respectivamente) e amplitude de maré (2,1 m) associada à sizígia do dia 12 de julho, sendo esta segunda quase imperceptível (Figura 7.10K).

Figura 7.12 - Correntes de retorno da praia de Itapuama - Grupo II, junto às características de onda incidente.



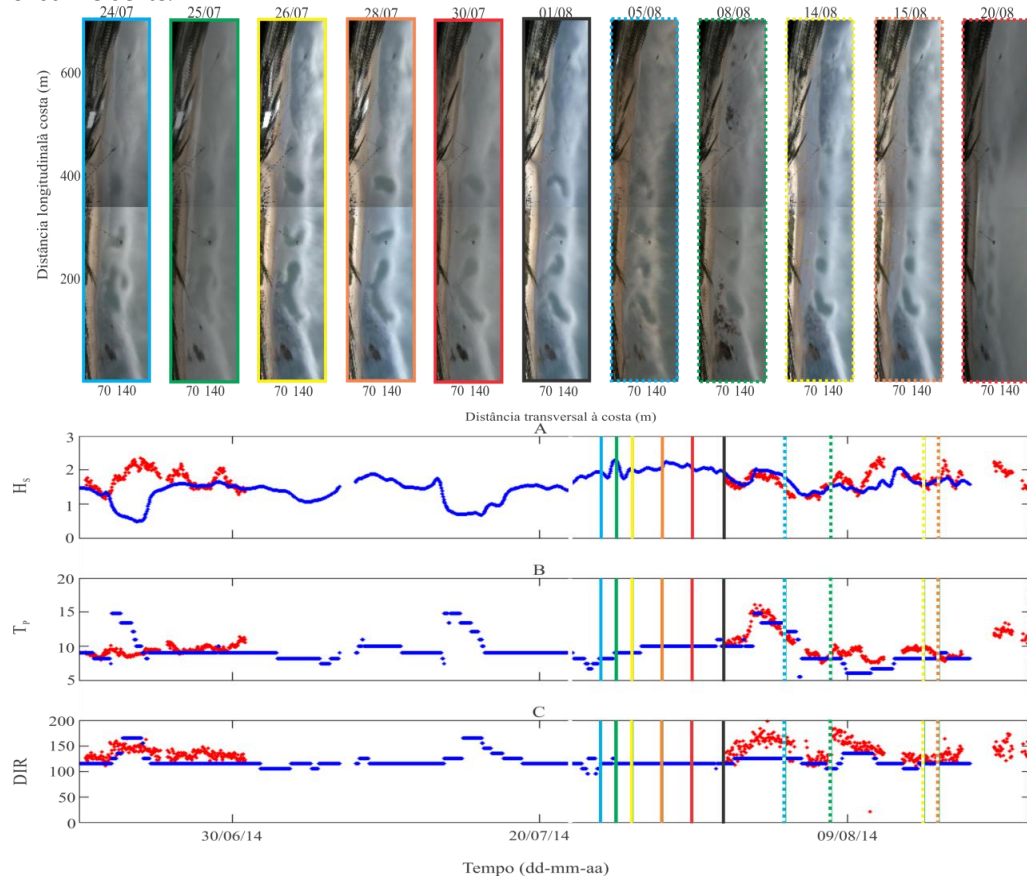
Fonte: o autor.

Nesse mesmo período começa a formação de uma um pequeno canal sobre o TBM, que posteriormente se uniu a segunda corrente formada. No entanto, com o aumento do clima de onda, ambos foram destruídos no dia 17 de julho, oito dias após sua formação (Figura 7.10L e Figura 7.12).

Durante esse aumento de energia, pode-se perceber um maior estreitamento dessa corrente, se delimitando paralela ao TBM até a presença do banco, que a contém. Tal característica foi vista quando o regime hidrodinâmico se caracterizou como de maior energia, onde valores de H_s e T_p atingiram valores médios de 1,7 m de 10 s, respectivamente, associado à variação média da maré de 1,8 m.

Já o Grupo III (Figura 7.13), consiste na formação das correntes após o dia 17 de julho, onde se pode perceber um crescente aumento no clima de onda que perdurou até o início de agosto, logo após um evento de ondulação de S, associado à maré de quadratura. Tal fato permitiu a formação de quatro correntes de retorno bem definidas, sendo todas formadas junto à rocha da porção sul e migradas para o TBM, onde mantiveram sua maior definição até o dia 05 de agosto, caracterizando uma instabilidade do sistema.

Figura 7.13 - Correntes de retorno da praia de Itapuama - Grupo III, junto às características de onda incidente.



Fonte: o autor.

Após esse período deu-se início à diminuição de energia incidente com parcial diminuição destas quatro correntes devido ao aumento do TBM (Figura 7.10U-X e Figura 7.13), onde valores médios de H_S e T_P registrados foram de 1,8 m e 9 s, respectivamente, associados à amplitude de maré de 2,4 m de sizígia do dia 10 de agosto (Figura 5.1). Estas diminuíram espacialmente, no entanto se mantiveram ativas, delimitadas pela presença do banco até o final do período de estudo.

No entanto, devido à remobilização sedimentar ocasionada durante a mudança do regime de energia incidente ocasionada durante o período intermareal de quadratura seguinte, estas se romperam criando uma cava entre o banco fixo e o TBM, que por hora se mostrou menor.

7.2 DISCUSSÃO

As condições morfológicas de uma praia estão relacionadas aos processos de retroalimentação e hidrodinâmica incidente, que remobilizam o pacote sedimentar através da troca de sedimento entre a praia subaérea e a zona de surfe e consequentemente alterando o perfil morfodinâmico desta (COWELL; THOM, 1994; JACKSON et al., 2002).

Segundo Short e Hesp (1982) a mobilidade do pacote sedimentar pode ser obtido através da delimitação da extensão máxima de perfis topográficos transversais à praia. Em Itapuama estes se mostraram variáveis, sendo influenciados pelo regime hidrodinâmico incidente.

A correlação percebida acima já foi descrita por Masselink e Hughes (2003), onde estes discutem que o maior retrabalhamento da praia subaérea é ocasionada em eventos energéticos na sizígia, com destruição da berma e cúspides, e da face praial durante a quadratura, sendo ambos dados através do espriamento.

De acordo com a variabilidade morfodinâmica encontrada, esta área apresentou-se como TBM, por vezes com um canal sobre este, configurando um sistema “*ridge and runnel*”. Essa característica, de acordo com a classificação de Masselink e Short (1993), permite classificação desse trecho da praia (SS) como tipicamente intermediário. Wright e Short (1984) ainda caracteriza este estágio como tendo um acúmulo planar durante a baixa-mar (terraço) e um perfil com características refletivas na preamar.

A classificação desta como intermediária, ainda é corroborada pelos valores encontrados de RTR que variaram de 0,58 a 3,22. No entanto, os valores encontrados destoam da real conjuntura morfodinâmica da praia, onde esta se caracteriza como uma classificação

de RTR próximo a 7, distinguida pela presença de um TBM e correntes de retorno, sendo a diferença percebido ocasionada pela uso dos dados de altura significativa em água intermediária provenientes do modelo SWAN para o cálculo, enquanto este é baseado na altura de quebra em água rasa.

De acordo com Calliari et al. (2003) e Short e Wright (1981), essa configuração é formada devido à característica morfodinâmica da praia, quando estas estão sobre influencia de um regime incidente de energia moderado, associado a curtos períodos e ação da amplitude de maré, sendo estes melhor visualizados durante a baixa-mar, quando o terraço fica exposto principalmente em marés de sizígia. Tal afirmação corrobora com os dados encontrados neste trabalho, onde a formação mais definida desse sistema se mostrou presente durante eventos com H_s e T_p médios registrados de 1,3 m e 9 s, respectivamente.

Tal configuração morfodinâmica propicia a formação de feições transversais à costa, como correntes de retono, ocorrentes durante o período de estudo. Tal fato foi explicado por Macmahan, Thornton e Reniers (2006), onde sua formação e fluxo de corrente são diretamente forçados pela energia de onda incidente associada à amplitude de maré e composição morfológica.

Para o presente trabalho foram descritas quatro correntes de retorno, identificadas através de videoimagem. Dentre essas apenas uma mostrou-se como permanente, com a presença das demais móveis, regidas pela configuração morfodinâmica associada ao regime hidrodinâmico incidente.

Estas também já foram aborda por Maia, Pereira e Lessa (2014), onde foi descrito a presença de quatro correntes permanentes e duas móveis por toda a praia de Itapuama, sendo essas associadas à presença de recifes. No entanto, vale ressaltar que a diferença do número de correntes encontradas dá-se pelo motivo de o presente estudo abranger apenas a porção sul da praia, que se configura como uma área abrigada, com presença de afloramentos rochosos soldados à face praial inferior e também pelo fato das observações dos autores citados serem observações de ocasião.

Analisando conjuntamente a configuração dessas junto ao regime hidrodinâmico, observa-se sua resposta imediata frente ao clima de ondas. A sua formação deu-se principalmente em um regime de aumento da altura de onda e estabilidade de período, onde esta se caracterizou como moderada. As mudanças percebidas no surgimento a partir da segunda corrente de retorno é uma resposta às alterações no regime hidrodinâmico que durante o aumento de eventos energéticos, erodiu parte do terraço expondo as rochas e aumentando a turbulência junto a esse, favorecendo o desenvolvimento do canal.

A presença do TBM e do banco é uma configuração permanente da praia em estudo. No entanto, com a migração das correntes estes se mostraram mais rítmicos, com formação de bancos transversais à costa de mesma proporção às correntes de retorno, sendo posteriormente parcialmente destruídos.

O parcial rompimento desses bancos transversais entre correntes pode ser explicado pela estabilidade da altura de onda juntamente a elevação do período, com média de 12 s, durante a fase intermareal da maré de quadratura, onde a onda ao sentir o banco que o precede, diminui a altura do corpo d'água (profundidade), fazendo com que a onda arrebente, remobilizando sedimentos para esses canais, e consequentemente soterrando-os, com deslocamento do banco em sentido à praia.

Tal variação do regime hidrodinâmico as tornou tendente ao desaparecimento, onde por vezes mostraram-se presente apenas como um princípio de sua formação, mas sem muita intensidade, uma vez que logo eram soterradas por sedimento, que apresentavam direção no sentido da face praial, como percebido nos últimos dias do período de estudo ($RTR > 1$).

Por vezes, como detectado a partir do dia 15 de agosto, o TBM apresentou uma abertura de canal, que se uniu às correntes de retorno presentes sobre ele dias depois, sendo ainda essa característica associada a uma dinâmica rítmica presente no banco soldado ao TBM, e intercalado pelas correntes de retorno, ocasionada por um regime hidrodinâmico a alto com estabilidade de período, associado à baixa amplitude de maré.

Essa característica foi tratada por Holman e Bowen (1982), onde descreveram que a formação desses canais, pode ser ocasionada pela diferença do regime de onda, associadas a ondas de borda (*edge waves*), seja de mesma direção ou não, que acabam modificando a topografia desse banco e/ou terraço, permitindo assim que por vezes acabem atuando como correntes de retorno, devido a sua ritmicidade, porém sem configurar um modelo natural de sua formação e/ou disposição, configurando assim uma forma anômala destas, podendo esta ser a configuração presente em Itapuama.

Quanto à dinamicidade do TBM, este se mostrou bastante variante. Sua maior taxa acrescional foi relacionada a eventos de moderada a máxima energia, também associadas à alta amplitude de maré ($RTR > 1$), enquanto sua variação com característica erosiva relacionada a um clima moderado com menor amplitude de maré, estes percebidos no período intermareal ($RTR < 1$).

Este ainda sofre influência do lençol freático presente, principalmente quando o clima energético se caracteriza como moderado a alto associado à alta amplitude de maré. Tal fato dá-se devido à maior saturação desse setor da praia associado à sedimentologia

qualitativamente fina, que permite um maior espraçamento, garantindo um maior retrabalhamento e remobilização sedimentar para este durante o *backwash*, sendo essa correlação também descrita por Heiss, Ullman e Michael (2014), Horn (2006) e Sousa et al. (2013).

Já a presença da berma obtida através dos perfis, mostrou-se bastante variável, onde por vezes foi possível a detecção de uma berma intermareal, associada a um regime de onda baixo a moderado próximo a maré de quadratura, sendo esta última dada ao retrabalhamento sedimentar sobre a face praial realizado pelo espraçamento associado ao “*runup*” da onda, como descrito por Hine (1979), Komar (1998) e Weir, Hughes e Baldock (2006).

No geral, a partir da análise da diferença dos perfis tridimensionais, o SS apresentou-se como tendencioso a erosão, sendo tal fato explicado pelas características de maior incidência do clima de onda durante o período chuvoso, no entanto se mostrando em equilíbrio dinâmico. Porém, devido ao período de estudo estar concomitante ao período de maior intensidade chuvosa, não foi possível caracterizar a característica de equilíbrio do regime sedimentar desta praia em longo prazo.

8 CONCLUSÕES

Com o intuito de se ter um melhor entendimento acerca da variação morfodinâmica da praia de Itapuama foram utilizadas imagens diárias obtidas através de um sistema de sensoriamento remoto, tendo o banco de dados alimentado a cada hora de luz do dia. A partir dessas imagens foram analisadas as variações topográficas, topografia intermareal, de perfis transversais, da diferença entre perfis tridimensionais e da dinâmica de correntes de retorno. Com esses dados também foi analisado a variabilidade das feições junto ao regime hidrodinâmico incidente.

A partir dos resultados pode-se inferir que esta praia se caracteriza como um arco praial composta por trechos que se comportam de forma distinta por toda sua extensão, o que permitiu sua divisão em três setores SS, SC e SN.

Sua classificação morfodinâmica dá-se como tipicamente intermediária com presença marcante de um terraço de baixa-mar (TBM) por toda a praia, além de correntes de retorno e um banco paralelo à linha de costa que precede o TBM do SS. Esse comportamento morfológico padrão encontrado reflete que a praia de Itapuama é um sistema fortemente impulsionado pela variação do regime hidrodinâmico.

O SS, área de cobertura das câmeras, apresenta um perfil com declividade que aumenta de norte sul para norte (3° e $3,3^\circ$, respectivamente), com moderada variação do pacote sedimentar, sendo estes mais intensos durante eventos mais energéticos, caracterizando-se como uma praia intermediária com presença de um TBM e correntes de retorno. Este setor ainda conta com fatores modelantes como afloramentos rochosos, lençol freático próximo da superfície, formando um espelho de água, e presença do TBM que atuam diretamente em sua configuração morfológica.

O SC é caracterizado por um perfil mais íngreme (declividade variante de $5,5$ a $3,5^\circ$ de sul para norte, respectivamente), com presença de escarpas, resultantes da maior exposição ao regime hidrodinâmico incidente e presença de TBM menos desenvolvido, no entanto também se classifica como um trecho de praia intermediário.

Já SN caracteriza-se como um trecho mais dissipativo, uma vez que conta com a presença de um TBM mais amplo, perfil mais plano (declividade média de 2°) e feições como cúspides, além de escarpas que caracterizam ação do regime hidrodinâmico sobre este, que retrabalha o sedimento erodido desta área sobre a face praial inferior e TBM.

A partir dos dados das câmeras e dos levantamentos topográficos pode-se inferir que a praia de Itapuama apresenta um comportamento erosivo. No entanto deve ser levando em

consideração os episódios de maior energia que erodiram parte de todos os setores, principalmente na porção subaérea. Tal comportamento corroborou ao padrão esperado, uma vez que todo o estudo foi realizado durante o período chuvoso (junho e julho), caracterizado com maiores alturas de ondas.

Quanto às variações da extensão dos perfis, estes se mostraram diretamente ligados à presença do TBM, do lençol freático e canal de despejo do aporte continental (os dois últimos no SS), onde os maiores perfis medidos estão relacionados ao aumento gradativo do clima de onda incidente, principalmente associados à alta amplitude da maré de sizígia, que erode a praia subaérea carreando o sedimento para o TBM. Já os menores perfis estão caracterizados como consequência de uma menor incidência energética, associada a uma menor amplitude de maré, que redistribui o sedimento para a face praial.

A variação da berma e cúspides possui relação direta como o regime hidrodinâmico incidente, onde estas foram erodidas durante eventos mais energéticos associados à maré de sizígia e formadas durante eventos de menor energia junto à maré de quadratura. A primeira mostrou-se evidente em ambas as formas de estudo, por vezes apresentando uma segunda linha caracterizada como intermareal, porém sua detecção diária não foi possível devido à sua alta fragilidade à ação hidrodinâmica, que atuou como construtor da berma do período de maré baixa e destrutor no período da maré alta, além do fato de a segunda linha apresentar menor amplitude que a primeira, uma vez que são formadas durante a maré, onde as ondas incidentes sobre a face praial são menores devido à modulação da maré.

As cúspides mostraram-se mais evidentes no SS e SN, sendo sua formação associada ao período intermareal associado à energia de onda baixa a moderada. Tal fato está relacionado ao SS se caracterizar a uma zona de sombra que recebe um gradiente energético menor devido à modulação deste pelas feições presentes na zona de surfe, quando comparado ao SN, caracterizado como um ambiente dissipativo e SC, setores de maior exposição.

Foi detectada a presença de uma corrente de retorno permanente e três móveis, sendo sua maior definição ocorrida durante os eventos de energia baixa a moderada, com H_s e T_p médios de 1,5 m e 9 s, respectivamente. A corrente permanente manteve-se ativa durante todo o período de estudo e as demais foram formadas quando o regime energético aumentou, sendo estas transportadas para o TBM, permanecendo ativas até o final do período de estudo mesmo com períodos oscilatórios do clima energético incidente.

A presença dessas correntes móveis sobre o TBM, apresentando-se por vezes menos modeladas, se mostrou com uma característica anômala em relação a sua formação, onde suas

maiores definições foram percebidas durante os eventos de maior energia associada à baixa amplitude de maré.

REFERÊNCIAS

- AARNINKHOF, S. G. J. **Nearshore Bathymetry derived from Video Imagery**. [s.l.] Delft University, 2003.
- ALEXANDER, P. S.; HOLMAN, R. A. Quantification of nearshore morphology based on video imaging. **Marine Geology**, v. 208, n. 1, p. 101–111, jul. 2004.
- ALMEIDA, H. R. R. DE C.; SCHULER, C. A. B. Avaliação da morfodinâmica praial no município do Cabo de Santo Agostinho – PE através de imagens suborbitais e orbitais de alta resolução espacial. **Engenharia Ambiental**, v. 6, n. 1, p. 38–54, 2009.
- ARMAROLI, C.; CIAVOLA, P. Dynamics of a nearshore bar system in the northern Adriatic: A video-based morphological classification. **Geomorphology**, v. 126, n. 1-2, p. 201–216, mar. 2011.
- ASSIS, H. M. B. DE. **Cartografia Geomorfológica do Município do Cabo de Santo Agostinho - PE**: Cartas Temáticas. Recife, 1999.
- ASSIS, H. M. B. DE. **Influência da hidrodinâmica das ondas no zoneamento litorâneo e na faixa costeira emersa, entre olinda e Porto de Galinhas, Pernambuco**. Tese de Doutorado. Centro de Tecnologia e Geociências - CTG. Universidade Federal de Pernambuco - UFPE, 2007.
- BASTO, E. et al. **Projeto orla**. Recife, 131p. 2003.
- BIDLOT, J.-R. et al. Intercomparison of the Performance of Operational Ocean Wave Forecasting Systems with Buoy Data. **Weather and Forecasting**, v. 17, n. 2, p. 287–310, 2002.
- BIRD, E. C. F. **Coasts: an introduction to systematic geomorphology**. 1. ed. Cambridge: The M.I.T, 1969.
- BOOIJ, N.; RIS, R. C.; HOLTHUIJSEN, L. H. A third-generation wave model for coastal regions 1. Model description and validation. **J. Geophys. Res.**, v. 104, n. C4, p. 7649–7666, 1999.
- BOUGUET, J.-Y. **Camera Calibration Toolbox for Matlab**. 2007. Disponível em: http://www.vision.caltech.edu/bouguetj/calib_doc/
- CALLIARI, L. J. et al. Beach morphodynamics: a brief review. **Revista Brasileira de Oceanografia**, v. 51, p. 63–78, 2003.
- CHAVES, N. S. **Mecanismos de cimentação em sedimentos marinhos recentes, exemplo beachrocks do Litoral Pernambucano**. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, 2000.
- COWELL, P. J.; THOM, B. G. Morphodynamics of coastal evolution. In: CARTER, R. W. G.; WOODROFFE, C. D. (Eds.). **Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics**. 1. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 1994. p. 33–86.

DAVIES, J. L. A morphogenic approach to world shorelines. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 8, n. 127, p. 42, 1964.

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

DAVIS, R. A. J.; FOX, W. T. Coastal Processes and Nearshore Sand Bars. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 42, n. 2, p. 401–412, 1972.

DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. DA S. P.; MARTIN, L. Controls on Quaternary coastal evolution of the east-northeastern coast of Brazil: roles of sea-level history, trade winds and climate. **Sedimentary Geology**, v. 80, n. 3-4, p. 213–232, out. 1992.

GETEC-PMCSA. **Nossa Cidade: Dados Geográficos**. 2013. Disponível em: <<http://www.cabo.pe.gov.br/index.php/nossa-cidade/>>.

GUEDES, R. M. C. et al. Short-term sandbar variability based on video imagery: Comparison between Time–Average and Time–Variance techniques. **Marine Geology**, v. 289, n. 1-4, p. 122–134, nov. 2011.

HEIKKILA, J.; SILVEN, O. A four-step camera calibration procedure with implicit image correction. **Proceedings of IEEE Computer Society Conference on Computer Vision and Pattern Recognition**, 1997.

HEISS, J. W.; ULLMAN, W. J.; MICHAEL, H. A. Swash zone moisture dynamics and unsaturated infiltration in two sandy beach aquifers. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 143, p. 20–31, abr. 2014.

HINE, A. C. Mechanisms of berm development and resulting beach growth along a barrier spit complex. **Sedimentology**, v. 26, p. 333–351, 1979.

HOGBEN, N.; LUMB, F. E. **Ocean wave statistics**. London: HM Stationery Office, 1967.

HOLLAND, T. K. et al. **Practical use of video imagery in nearshore oceanographic field studies** **Oceanic Engineering, IEEE Journal of** IEEE Oceanic Engineering Society, 1997.

HOLMAN, R. A.; BOWEN, A. J. Bars, bumps, and holes: Models for the generation of complex beach topography. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 87, n. C1, p. 457–468, 1982.

HOLMAN, R. A.; STANLEY, J. The history and technical capabilities of Argus. **Coastal Engineering**, v. 54, n. 6-7, p. 477–491, jun. 2007.

HORN, D. P. Measurements and modelling of beach groundwater flow in the swash-zone: a review. **Continental Shelf Research**, v. 26, n. 5, p. 622–652, abr. 2006.

HUISMAN, C. E. et al. The use of video imagery to analyse groundwater and shoreline dynamics on a dissipative beach. **Continental Shelf Research**, v. 31, n. 16, p. 1728–1738, out. 2011.

JACKSON, N. L. et al. "Low energy" sandy beaches in marine and estuarine environments a review. **Geomorphology**, v. 48, n. 1-3, p. 147–162, nov. 2002.

KOMAR, P. D. **Beach processes and sedimentation**. 2. ed. EUA: New Jersey: Prentice-Hall, 1998.

LANGLEY, R. B. **Dilution Of Precision** IowaGPS World Magazine, 1999.

LIMA FILHO, M. F. **Análise Estratigráfica e Estrutural da Bacia de Pernambuco**. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo - USP, 1998.

LIPPMANN, T. C.; HOLMAN, R. A. Quantification of Sand Bar Morphology: A Video Technique Based on Wave Dissipation. **JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH**, v. 94, n. C1, p. 995–1011, 1989.

MACMAHAN, J. H. et al. Low-Energy Rip Currents Associated With Small Bathymetric Variations. **Marine Geology**, v. 255, n. 3-4, p. 156–164, dez. 2008.

MACMAHAN, J. H.; THORNTON, E. B.; RENIERS, A. J. H. M. Rip current review. **Coastal Engineering**, v. 53, n. 2-3, p. 191–208, fev. 2006.

MADRUGA FILHO, J. D. **Aspectos Geoambientais entre as Praias do Paiva e Gaibu, Município do Cabo de Santo Agostinho (Litoral Sul de Pernambuco)**. Tese de Doutorado. Centro de Tecnologia e Geociências - CTG. Universidade Federal de Pernambuco - UFPE, 2004.

MAIA, J. C. B. G.; PEREIRA, P. DE S.; LESSA, R. P. T. Variação espaço-temporal das correntes de retorno em municípios da região metropolitana do Recife. **Quaternary and Environmental Geosciences**, v. 5, n. 2, p. 166–176, 2014.

MALLMANN, D. et al. Classificação morfodinâmica das praias arenosas de Ipojuca (Pernambuco, Brasil) através da análise semântica de imagens de satélite pancromáticas. **Pesquisas em Geociências**, v. 41, n. 2, p. 169–189, 2014.

MARINO, T. **GPS: Instrumentação espacial** Rio de Janeiro Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, 2012.

MARQUES DA CRUZ, L. M. **Estudo comparativo de variações espaciais e temporais nas forçantes meteorológicas em um modelo de ondas de terceira geração no Oceano Atlântico Sul**. Dissertação de Mestrado. Pós-graduação em Engenharia. Rio de Janeiro. COPPE - Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, 2004.

MASSELINK, G. et al. Cross-shore sediment transport and morphological response on a macrotidal beach with intertidal bar morphology, Truc Vert, France. **Marine Geology**, v. 251, n. 3-4, p. 141–155, jun. 2008.

MASSELINK, G.; HUGHES, M. G. **Introduction to Coastal Processes and Geomorphology**. 2. ed. London: Hodder Education Publishers, 2003.

MASSELINK, G.; KROON, A.; DAVIDSON-ARNOTT, R. G. D. Morphodynamics of intertidal bars in wave-dominated coastal settings — A review. **Geomorphology**, v. 73, n. 1-2, p. 33–49, jan. 2006.

MASSELINK, G.; SHORT, A. D. The Effect of Tide Range on Beach Morphodynamics and Morphology: A Conceptual Beach Model. **Journal of Coastal Research**, v. 9, n. 3, p. 755–800, 1993.

MEDINA, R. et al. Management of dynamic navigational channels using video techniques. **Coastal Engineering**, v. 54, n. 6-7, p. 523–537, jun. 2007.

MORTON, A. C. Heavy minerals. In: MCGRAW-HILL (Ed.). . **Encyclopaedia of Science and Technology**. New York: McGraw-Hill, 2002. p. 426–427.

NAVY, U. S. South Atlantic Ocean. In: **Marine Climatic Atlas of the World**. 1. ed. Washington, D.C: 1978. p. 325.

ORTEGA-SÁNCHEZ, M. et al. Comment on “High-angle wave instability and emergent shoreline shapes: 1. Modeling of sand waves, flying spits, and capes” by Andrew D. Ashton and A. Brad Murray. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, n. F1, 2008.

OSORIO, A. F.; MEDINA, R.; GONZALEZ, M. An algorithm for the measurement of shoreline and intertidal beach profiles using video imagery: PSDM. **Computers & Geosciences**, v. 46, p. 196–207, set. 2012.

PEREIRA, P. DE S. et al. Variabilidade temporal da posição dos bancos arenosos da praia do Cassino (RS): uma análise através de imagens de vídeo. **Pesquisas em Geociências**, v. 39, n. 3, p. 195–211, 2012.

PLANT, N. G.; HOLMAN, R. A. Intertidal beach profile estimation using video images. **Marine Geology**, v. 140, n. 1-2, p. 1–24, jul. 1997.

POATE, T. et al. Morphodynamic variability of high-energy macrotidal beaches, Cornwall, UK. **Marine Geology**, v. 350, p. 97–111, abr. 2014.

PRICE, T. D.; RUESSINK, B. G. Morphodynamic zone variability on a microtidal barred beach. **Marine Geology**, v. 251, n. 1-2, p. 98–109, maio 2008.

QUARTEL, S.; KROON, A.; RUESSINK, B. G. Seasonal accretion and erosion patterns of a microtidal sandy beach. **Marine Geology**, v. 250, n. 1-2, p. 19–33, abr. 2008.

SASAKI, T. **Procedings of Coastal Zone’80** (B. L. Edge, Ed.)Coastal Zone ’80: Proceedings of the Second Symposium on Coastal and Ocean Management. **Anais...Hollywood**: American Petroleum Institute, 1980.

SEDRATI, M.; ANTHONY, E. J. Storm-generated morphological change and longshore sand transport in the intertidal zone of a multi-barred macrotidal beach. **Marine Geology**, v. 244, n. 1-4, p. 209–229, out. 2007.

SÉNÉCHAL, N. et al. Morphodynamic response of a meso- to macro-tidal intermediate beach based on a long-term data set. **Geomorphology**, v. 107, n. 3-4, p. 263–274, jun. 2009.

SHEPARD, F. P. Longshore-bars and longshore-troughs. **Beach Erosion Board Technical Memorandum**, v. 15, p. 1–31, 1950.

SHORT, A. D. BEACH RESPONSE TO VARIATIONS IN BREAKER HEIGHT. **Coastal Engineering Proceedings: Proceedings of 17th Conference on Coastal Engineering**, v. 1, n. 17, p. 1016–1035, 1980.

SHORT, A. D. Macro-Meso Tidal Beach Morphodynamics: An Overview. **Journal of Coastal Research**1, v. 7, n. 2, p. 417–436, 1991.

SHORT, A. D.; HESP, P. A. Wave, beach and dune interactions in southeastern Australia. **Marine Geology**, v. 48, n. 3-4, p. 259–284, ago. 1982.

SHORT, A. D.; WRIGHT, L. D. Beach systems of the Sydney region. **Australian Geographer**, v. 15, n. 1, p. 8–16, 1981.

SOUS, D. et al. Swash-groundwater dynamics in a sandy beach laboratory experiment. **Coastal Engineering**, v. 80, p. 122–136, out. 2013.

SUDENE. LEVANTAMENTO EXPLORATORIO - RECONHECIMENTO DE SOLOS DO ESTADO DE PERNAMBÚCO. Recife: 1973.

SUGUIO, K. **Dicionário de Geologia Marinha**. 1. ed. São Paulo: T. A. Queiroz Editor, 1992.

UUNK, L.; WIJNBERG, K. M.; MORELISSEN, R. Automated mapping of the intertidal beach bathymetry from video images. **Coastal Engineering**, v. 57, n. 4, p. 461–469, 2010.

VAN ENCKEVORT, I. M. .; RUESSINK, B. . Video observations of nearshore bar behaviour. Part 1: alongshore uniform variability. **Continental Shelf Research**, v. 23, n. 5, p. 501–512, mar. 2003.

VOUSDOUKAS, M. I. et al. Performance of intertidal topography video monitoring of a meso-tidal reflective beach in South Portugal. **Ocean Dynamics**, v. 61, n. 10, p. 1521–1540, 18 jun. 2011.

WEIR, F. M.; HUGHES, M. G.; BALDOCK, T. E. Beach face and berm morphodynamics fronting a coastal lagoon. **Geomorphology**, v. 82, n. 3-4, p. 331–346, dez. 2006.

WESCHENFELDER, J.; AYUP-ZOUAIN, R. N. Variabilidade morfodinâmica das praias oceânicas entre Imbé e Arroio do Sal, RS, Brasil. **Pesquisas em Geociências**, v. 29, n. 1, p. 3–13, 2002.

WRIGHT, L.; SHORT, A. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. **Marine Geology**, v. 56, n. 1-4, p. 93–118, abr. 1984.

WRIGHT, L.; SHORT, A.; GREEN, M. Short-term changes in the morphodynamic states of beaches and surf zones: An empirical predictive model. **Marine Geology**, v. 62, n. 3-4, p. 339–364, jan. 1985.

YOSHIKAWA, S.; NEMOTO, K. Seasonal variations of sediment transport to a canyon and coastal erosion along the Shimizu coast, Suruga Bay, Japan. **Marine Geology**, v. 271, n. 1-2, p. 165–176, maio 2010.

APÊNDICE A

Texto adaptado de Aarninkhof (2003), Heikkila e Silven (1997), Holland et al. (1997) e Vousdoukas et al. (2011)

A.1 PROCESSAMENTO DAS IMAGENS

As imagens produto do sistema de monitoramento em vídeo são tidas como imagens oblíquas e a partir destas, torna-se possível analisar os diversos parâmetros ocorrentes na zona costeira. No entanto, para que se tenha uma boa acurácia na análise dos dados extraídos para quantificação das feições morfológicas e processos físicos, é necessário que se realize a retificação, georreferenciamento e conhecimento de resolução dos pixels destas imagens. Tal fato torna-se necessário, pois a maioria das lentes apresenta um determinado fator de distorção que necessita ser corrigido, além da resolução ainda depender do sensor digital de cada câmera e do zoom das lentes.

Esse processo de georretificação é dado através do conhecimento dos parâmetros intrínsecos e extrínsecos da câmera, onde através da relação entre as coordenadas da câmera (U, V) e do mundo real (X, Y e Z), distorção das lentes e distância focal, torna-se possível fazer a conversão dessas imagens para mosaicos planificados georretificados.

Os parâmetros intrínsecos podem ser descritos a partir da matriz K , dada como matriz de calibração:

$$K = \begin{pmatrix} \alpha & 0 & u_0 \\ 0 & \beta & v_0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \quad (\text{A1.1})$$

onde α e β correspondem ao comprimento focal “ f ” medido em unidades de pixel (U e V, respectivamente) e u_0 e v_0 correspondem ao centro da imagem, que é a origem do sistema de coordenadas da câmera, tendo o eixo z perpendicular ao plano da imagem.

A correlação entre as representações 2D (câmera) e 3D (mundo real), pode ser realizada a partir da matriz P e sua decomposição:

$$P = \begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \\ 1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} U \\ V \\ 1 \end{bmatrix} \quad (\text{A1.2})$$

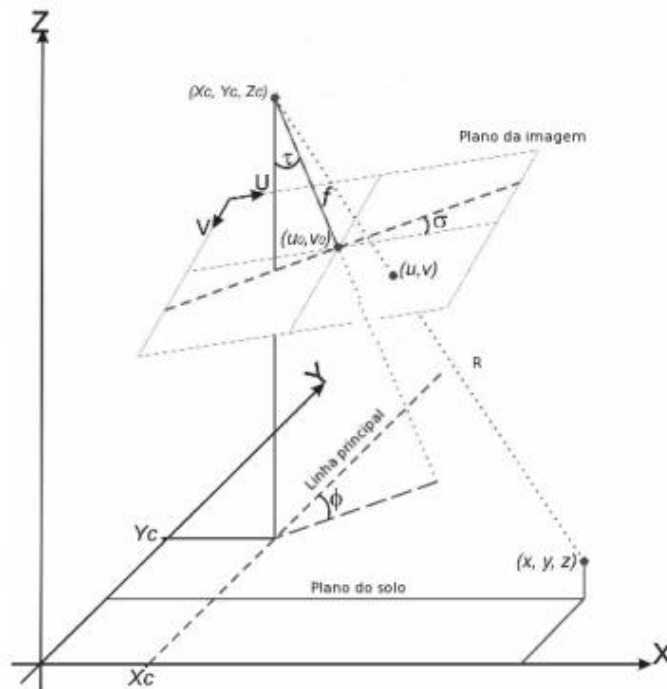
$$P = KR [I] - C \quad (A1.3)$$

onde C e R correspondem às matrizes de translação e rotação do centro de visão da câmera (CVC), respectivamente, tendo C :

$$C = \begin{bmatrix} X_c \\ Y_c \\ Z_c \end{bmatrix} \quad (A1.4)$$

Já R é a matriz que expressa a rotação da câmera. Esta é definida por meio dos ângulos de Euler (Figura A1.1), que definem uma sequência de três rotações elementares em torno dos eixos X_c , Y_c , Z_c , sendo processada em sentido horário na ordem x-y-z. Tais ângulos representam: a rotação da câmera em relação ao eixo vertical Z (τ), a orientação em relação ao plano XY (ϕ) e a rotação do plano focal em relação ao horizonte (σ).

Figura A1.1 - Relação colinear entre as coordenadas da câmera (X_c , Y_c e Z_c); imagem (U , V); do mundo real; e ângulos de rotação (τ , ϕ e σ), utilizados na definição de orientação e georreferenciamento das imagens oblíquas.



Fonte: Pereira (2010) - Adaptado de Holland et al. (1997).

A partir desses parâmetros torna-se possível a retificação dessas imagens com o auxílio de técnicas de fotogrametria padrão a partir da transformação linear direta (DLT), podendo esta ser dada a partir de equações colineares:

$$\begin{aligned}
U &= \frac{L_1 x + L_2 y + L_3 z + L_4}{L_9 x + L_{10} y + L_{11} z + 1} \\
V &= \frac{L_5 x + L_6 y + L_7 z + L_8}{L_9 x + L_{10} y + L_{11} z + 1}
\end{aligned}
\tag{A1.5}$$

onde os coeficientes $L_1 \dots L_{11}$ são dados obtidos através de funções lineares das variáveis desconhecidas: τ , ϕ , σ , X_c , Y_c , Z_c e f . Vale ressaltar que esse método é utilizado para imagens de uma câmera estenopeica (*pinhole*), ou seja, é válida para lentes sem distorção.

A partir dos coeficientes L_1 - L_{11} , calcula-se:

$$\begin{aligned}
L &= (X_c m_{31} + Y_c m_{32} + Z_c m_{33}) \\
L_1 &= \frac{u_o m_{31} + f m_{11}}{\lambda_U L} \\
L_2 &= \frac{u_o m_{32} + f m_{12}}{\lambda_U L} \\
L_3 &= \frac{u_o m_{33} + f m_{13}}{\lambda_U L} \\
L_4 &= -(L_1 X_c + L_2 Y_c + L_3 Z_c) \\
L_5 &= \frac{v_o m_{31} + f m_{21}}{\lambda_V L} \\
L_6 &= \frac{v_o m_{32} + f m_{22}}{\lambda_V L} \\
L_7 &= \frac{v_o m_{33} + f m_{23}}{\lambda_V L} \\
L_8 &= -(L_5 X_c + L_6 Y_c + L_7 Z_c) \\
L_9 &= \frac{m_{31}}{L} \\
L_{10} &= \frac{m_{32}}{L} \\
L_{11} &= \frac{m_{33}}{L}
\end{aligned}
\tag{A1.6}$$

onde λ_U e λ_V correspondem aos fatores de escalonamento horizontal e vertical, respectivamente, que permitem uma correção nos pixels que não são quadrados perfeitos e m_n representam a descrição das sucessivas rotações em torno dos ângulos τ, ϕ, σ , tendo:

$$\begin{aligned}
 m_{11} &= (\cos\phi \cos\sigma) + (\sin\phi \cos\tau \sin\sigma) \\
 m_{12} &= (-\sin\phi \cos\sigma) + (\cos\phi \cos\tau \sin\sigma) \\
 m_{13} &= \sin\tau \sin\sigma \\
 m_{21} &= (-\cos\phi \sin\sigma) + (\sin\phi \cos\tau \cos\sigma) \\
 m_{22} &= (\sin\phi \sin\sigma) + (\cos\phi \cos\tau \cos\sigma) \\
 m_{23} &= \sin\tau \cos\sigma \\
 m_{31} &= \sin\phi \sin\tau \\
 m_{32} &= \cos\phi \sin\tau \\
 m_{33} &= -\cos\tau
 \end{aligned} \tag{A1.7}$$

Considerando este tipo de imagem, como a matriz de transformação P é dada em função das coordenadas e ângulos da câmera, as sete variáveis desconhecidas acima podem ser encontradas com o auxílio de pontos de controle de solo (*Ground Control Points-GCP's*) (conhecidos tanto no mundo real, quanto nas imagens), onde cada um gera resultados pontuais.

Essa aplicação é feita para cada câmera em particular, uma vez que os valores dos coeficientes irão variar entre cada uma, permitindo assim uma solução de geometria singular que pode ser sobre cruzadas quando utilizada o sistema multicâmeras. Tais geometrias são constantes, desde que não se altere a orientação das câmeras, e são utilizadas na retificação das câmeras a partir da inversão da Equação A1.5, tendo-se:

$$\begin{bmatrix} L_1 - L_9 U & L_2 - L_{10} U & L_3 - L_{11} U \\ L_5 - L_9 V & L_6 - L_{10} V & L_7 - L_{11} V \end{bmatrix} \begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} U - L_4 \\ V - L_8 \end{bmatrix} \tag{A1.8}$$

A.2 CALIBRAÇÃO

O modelo descrito acima trata de uma aproximação da câmera para a projeção real, onde é possível a partir de formulação matemática criar uma relação entre as coordenadas de

objetos reais e as imagens. No entanto, como dito anteriormente, as lentes das câmeras apresentam distorção, podendo ser do tipo radial ou tangencial. Tal distorção varia para cada modelo de lente e tem seu maior nível dado em função de f e qualidade da lente.

A radial é a mais frequente e consiste na distorção dada através de desvios entre as posições reais e dos pixels (reais ou teóricos) em um grid retangular dependente de u_0 e v_0 , ou seja, faz com que um ponto de imagem real seja deslocado radialmente no plano de imagem da câmera. Sua correção é realizada a partir de Δr , sendo suficientes um ou dois coeficientes para compensá-la, onde:

$$\Delta r = k_1 r + k_2 r^2 \quad (\text{A2.1})$$

onde k_1 e k_2 correspondem aos coeficientes de distorção radial dados através do ajuste da equação e r :

$$r = \sqrt{(u - u_0)^2 + (v - v_0)^2} \quad (\text{A2.2})$$

Para o sistema de vídeo Orasis, foi utilizada a caixa de ferramentas Bouguet (BOUGUET, 2007) em 18 a 22 imagens de uma malha quadriculada A3 (3x3 cm) em vários ângulos, sendo realizado em cada câmera separadamente. Tal procedimento é realizado em laboratório, anteriormente a instalação em campo, e consiste na marcação e ajuste da extração dos pontos de intersecção da malha, que servirão como pontos de controle teóricos para correção da distorção.

Já a distorção tangencial é realizada logo após a radial. Esta consiste na descentralização dada através dos componentes da lente. Adotando P' como ponto no espaço no vetor de coordenadas da câmera (U, V), tomando como base a imagem estenopeica X_n :

$$x_n = \begin{bmatrix} X_c / Z_c \\ Y_c / Z_c \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} x \\ y \end{bmatrix} \quad (\text{A2.3})$$

e incluindo o índice de distorção radial tem-se o novo ponto normalizado x_d :

$$x_d = \begin{bmatrix} x_{d1} \\ x_{d2} \end{bmatrix} = (1 + kc_1 r^2 + kc_2 r^4 + kc_5 r^6) x_n + dx \quad (\text{A2.4})$$

onde kc_{1-5} são os componentes de distorção radial e tangencial armazenados em uma matriz Kc e dx é o vetor de distorção tangencial:

$$dx = \begin{bmatrix} 2kc_3 x y + kc_4 (r^2 + 2x^2) \\ kc_3 (r^2 + 2cy^2) + 2kc_4 x y \end{bmatrix} \quad (A2.5)$$

Aplicando-se a correção de distorção, a coordenada de pixel final é tida por:

$$x_p = [x_{p'}, y_{p'}] \quad (A2.6)$$

dada na projeção da matriz P , tendo:

$$\begin{cases} x_{p'} = f (x_{d1} + \zeta * x_{d2}) + u \\ x_{p'} = f + x_{d2} + v \end{cases} \quad (A2.7)$$

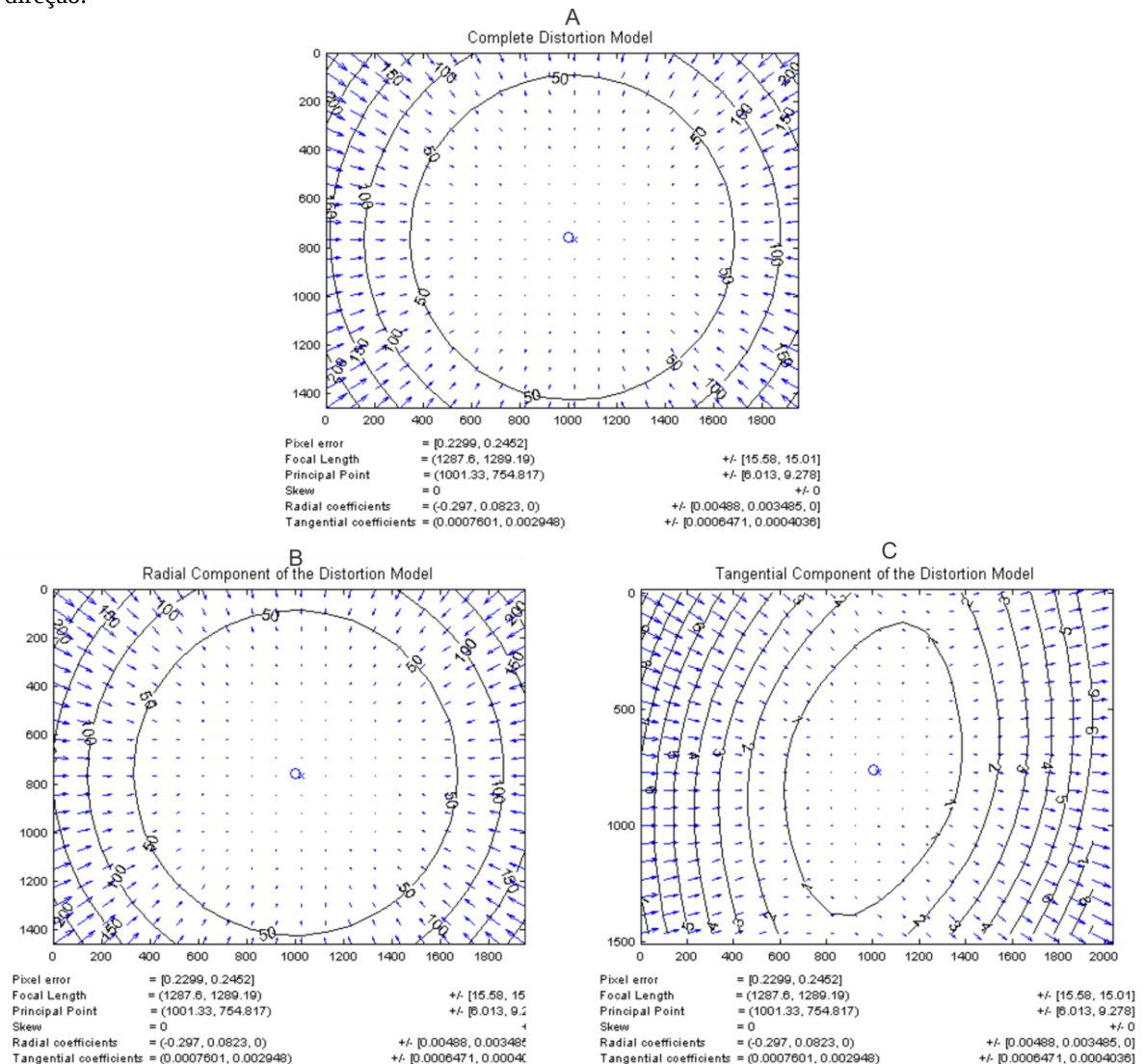
onde ζ é o coeficiente de inclinação que define o ângulo entre as posições x e y do pixel eixos, obtém-se uma relação linear entre as coordenadas do vetor de pixel $x_{p'}$ e x_d :

$$\begin{bmatrix} x_{p'} \\ y_{p'} \\ 1 \end{bmatrix} = K \begin{bmatrix} x_{d1} \\ x_{d2} \\ 1 \end{bmatrix} \quad (A2.8)$$

sendo K a matriz d câmera (Equação A1.1).

A Figura A1.2, exemplifica os resultados de calibração obtidos a partir da correção da distorção.

Figura A1.2 – Gráficos de distorção gerados a partir da calibração: (A) Impacto do modelo de distorção completo (Tangencial + Radial) em cada pixel da imagem; (B) impacto da componente radial de distorção; (C) impacto do componente tangencial de distorção. Cada seta representa o deslocamento eficaz de um pixel induzida pela distorção da lente. A cruz indica o centro da imagem e o círculo a localização do ponto principal de direção.



Fonte: o autor.

A.3 RESOLUÇÃO

Os registros de pixel são as projeções de cada pixel em coordenadas geográficas, onde suas dimensões expressam a resolução espacial na imagem, dada através da área de cobertura e sua resolução irá depender da distância de cada pixel em relação às câmeras.

Tomando como referência o ponto central de cada câmera, a resolução longitudinal se mostra mais sensível do que a transversal, ou seja, quando mais próximo do centro focal da câmera melhor será sua resolução, onde Lippmann e Holman (1989) inferem:

$$L_c(x, y) = R(x, y) \left(\frac{\delta}{N_u} \right)$$

$$L_a(x, y) = \frac{R(x, y)}{\cos(\tau(x, y,))} \left(\frac{\delta}{N_u} \right)$$
(A3.1)

sendo L_c e L_a o cross-bore (boresight) de um único píxel, N_U o número de pixels horizontais de composição da imagem, R a distância entre a câmera e o ponto de interesse (X, Y) e o δ é o campo de visão da câmera, com o ângulo dado em radianos.

Portanto, a resolução espacial dos pixels é inversamente proporcional ao campo de visão das câmeras, onde quanto menor o ângulo, maior a resolução.