Pedro Fernandes Serrao

**Formação e manutenção de correntes de retorno: influência da
morfologia e ondas incidentes.**

Dissertação apresentada ao
Instituto Oceanográfico da
Universidade de São Paulo, como
parte dos requisitos para
obtenção do título de Mestre em
Ciências, Programa de
Oceanografia, área de
Oceanografia Geológica.

Orientador: Prof. Dr. Eduardo
Siegle

São Paulo

2019

Universidade de São Paulo
Instituto Oceanográfico

**Formação e manutenção de correntes de retorno: influência da
morfologia e ondas incidentes.**

Pedro Fernandes Serrao

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências, Programa de Oceanografia, área de Oceanografia Geológica.

Julgada em __/__/____

Prof. Dr. Eduardo Siegle

Conceito

Prof.(a) Dr.

Conceito

Prof.(a) Dr. (a):

Conceito

Sumário

Agradecimentos	ix
Resumo.....	x
Abstract.....	xi
1. Introdução	1
2. Objetivo	5
2.1 Objetivos específicos	5
3. Fundamentação teórica	6
3.1 Propagações de ondas em águas rasas.....	6
3.2 Correntes de retorno.....	7
3.2.1 Morfologia.....	9
3.2.2 Formação	9
3.2.3 Tipos.....	10
3.2.4 Fluxos	13
3.2.5 Espaçamento e número.....	15
3.2.6 Erosão associada a correntes de retorno	15
3.2.7 Riscos associados aos banhistas	17
3.3 Aplicação de VANTs em ambientes costeiros	18
4. Área de estudo.....	20
5. Material e métodos.....	23
5.1 Parâmetros de ondas e variação do nível do mar.....	23
5.2 Experimentos de campo	24
5.3 Morfologia	25
5.3.1 Levantamento topográfico com DGPS	25
5.3.2 Aerofotogrametria	28
5.4 Hidrodinâmica da zona de surfe	32

5.4.1 Observações (VANT).....	32
5.4.2 Modelagem Numérica.....	33
6. Resultados	40
6.1 PACD.....	40
6.1.1 Parâmetros de ondas.	40
6.1.2 Variação do nível do mar.....	43
6.2 Morfologia	44
6.2.1 DGPS	44
6.2.3 Aerofotogrametria.....	52
6.3 Hidrodinâmica da zona de surfe	61
6.3.1 Observações (VANT).....	61
6.3.2 Modelagem Numérica.....	69
7. Discussão.....	84
7.1 Morfologia	84
7.2 Hidrodinâmica da zona de surfe	86
8. Considerações finais.....	89
10. Bibliografia	93

Índice de Figuras

Figura 1. Componentes principais envolvidos na morfodinâmica costeira, evidenciando a ação das forçantes externas sobre o mecanismo de retroalimentação entre hidrodinâmica, transporte de sedimentos e topografia (Adaptado de Cowell e Thom, 1994).....	2
Figura 2 Praia de Maresias sob diferentes condições energéticas e a presença constante de correntes de retorno.....	4
Figura 3: Visão aérea de uma corrente de retorno (Fonte: https://www.georgeherald.com/News/Article/National/severe-rip-currents-expected-20170711)	8
Figura 4: Visão esquemática de uma corrente de retorno adaptado de Shepard et al. (1941).	9
Figura 5: Tipos de correntes de retorno (A acrescionárias; B erosivas; C topograficamente controladas; D Megarips).....	12
Figura 6 Regimes de circulação observados em correntes de retorno. A Regime de recirculação; B Regime de saída.....	14
Figura 7 Linha de costa com a presença de cúspides e correntes de retorno destacadas pelas setas amarelas (Fonte Thornton et al., 2007).....	16
Figura 8 Localização da praia de Maresias destacada em vermelho e zoo da área onde foi realizado o experimento de campo.....	20
Figura 9 Posição do fundeio realizado para coleta de dados in-situ.	24
Figura 10 A: Caminhamento realizado para levantamento topográfico com DGPS nos dias 25, 26, 27 de novembro de 2017, com espaçamento entre as linhas verticais foi de 50 m e maior detalhamento em feições como as escarpas na porção leste da área de estudo. B: Caminhamento realizado para levantamento topográfico com DGPS no dia 28 de novembro de 2017, com espaçamento entre as linhas verticais foi de 50 metros e menor detalhamento devido as condições climáticas durante o levantamento de campo.	27

Figura 11 Processo de geração da nuvem de pontos densa (adaptado de Harwin e Lucier, 2012).	29
Figura 12 Localização dos perfis de praia em vermelho, dos pontos de controle ao longo da praia em preto (PP) e dos pontos de controle fixos em branco (PF).	31
Figura 13 Malha externa com resolução de aproximadamente 1000 m na área distal e 70 m próximo a área de interesse.....	35
Figura 14 Malha interna com resolução de aproximadamente 37 m na área distal e 8 m próximo a área de interesse.....	36
Figura 15 Histograma direcional da altura significativa e do período das ondas registradas pelo PACD entre os dias 17 de novembro e 17 de dezembro de 2017.	40
Figura 16 Parâmetros de ondas registrados pelo PACD entre os dias 18 de novembro e 17 de dezembro de 2017. Em vermelho estão destacados os períodos em que a altura significativa foi maior que 2 m e em cinza o período em que foi realizado o experimento de campo.....	42
Figura 17 Força de onda calculada com base nos registros do PACD fundeado ao largo da praia de Maresias. Em vermelho estão destacados os períodos em que a altura significativa da onda foi superior a 2 metros e em cinza o período em que foi realizado o experimento de campo.....	42
Figura 18 Variação do nível do mar registrada pelo PACD e a variação da maré astronômica. Em vermelho estão destacados os períodos em que a altura de onda significativa foi maior que 2 metros e em cinza o período do experimento de campo.....	44
Figura 19 Perfil longitudinal da área de estudo.	46
Figura 20 Modelos digitais de terreno dos dias 25 e 26 de novembro de 2017.	47

Figura 21 Modelos digitais de terreno dos dias 27 e 28 de novembro de 2017.	48
Figura 22 Variação das cotas entre os dias 26 - 25 de novembro de 2017 (A); variação das cotas entre os dias 27 - 26 de novembro de 2017 (B).	50
Figura 23 Variação das cotas entre os dias 27 - 28 de novembro de 2017 e o caminhamento realizado no dia 28/11/2017 (A); Variação das cotas entre os dias 27 – 25 de novembro de 2017 (B).	51
Figura 24 Variação do Volume de sedimento da área emersa da praia de Maresias (linha vermelha) versos a variação da energia de onda baseada nos dados registrados pelo ADCP (barra azul).....	52
Figura 25 Modelos digitais de terreno gerados a partir de dados coletados com DGPS e aerofotogrametria. A: MDT gerado a partir do DGPS (MDGPS); B: MDT gerado a partir de aerofotogrametria otimizada com registro de voo (MDTR); C: MDT gerado a partir de aerofotogrametria otimizada cinco pontos PF (MDTC); C: MDT gerado a partir de aerofotogrametria otimizada com sete pontos PF e PP (MDTS).....	57
Figura 26 Variação das cotas entre os MDTs gerados a partir de dados coletados com DGPS e aerofotogrametria. A: MDTRS-MDGPS; B MDTC- MDGPS; C MDTS-MDGPS.	58
Figura 27 Comparação entre o Perfil 1 obtido a partir da aerofotogrametria e DGPS.	59
Figura 28 Comparação entre o Perfil 2 obtido a partir da aerofotogrametria e DGPS.	60
Figura 29 Comparação entre o Perfil 3 obtido a partir da aerofotogrametria e DGPS.	60
Figura 30 Comparação entre o Perfil 4 obtido a partir da aerofotogrametria e DGPS.	61

Figura 31 Taxa de sobreposição dos levantamentos aéreos e posição das câmeras. A-26/11/2017; B-27/11/2017; C-28/11/2017; D 29/11/2017.....	62
Figura 32 Ortomosaico gerado a partir do levantamento de campo do dia 26/11/2017.	64
Figura 33 Ortomosaico gerado a partir dos levantamentos de campo dos dias 27/11/2017 (A) e 28/11/2017 (B).	65
Figura 34 Ortomosaico gerado a partir do levantamento de campo realizado no dia 29/11/2017.....	66
Figura 35 Padrões hidrodinâmicos obtidos através dos ortomosaicos.....	68
Figura 36 Comparação entre a variação do nível do mar registrada pelo ADCP e pela grade externa. No canto inferior direito valores dos parâmetros ERMA e Skill.....	69
Figura 37 Comparação entre a variação do nível do mar registrada pelo ADCP e pela grade interna. No canto inferior direito valores dos parâmetros ERMA e Skill.....	71
Figura 38 Comparação entre a variação da altura significativa das ondas registradas pelo ADCP e pela grade interna. No canto inferior direito valores dos parâmetros ERMA e Skill.....	72
Figura 39 Comparação entre a variação da direção média das ondas registradas pelo ADCP e pela grade interna. No canto inferior direito valores dos parâmetros ERMA e Skill.....	73
Figura 40 Comparação entre o ortomosaico e os fluxos gerados pelo modelo numérico dentro da zona de surfe no dia 26/11/2017.	74
Figura 41 Comparação entre o ortomosaico e os fluxos gerados pelo modelo numérico dentro da zona de surfe no dia 27/11/2017.	75
Figura 42 Comparação entre o ortomosaico e os fluxos gerados pelo modelo numérico dentro da zona de surfe no dia 28/11/2017.	76

Figura 43 Comparação entre o ortomosaico e os fluxos gerados pelo modelo numérico dentro da zona de surfe no dia 29/11/2017.	77
Figura 44 Comparação entre o ortomosaico e o fluxo gerado pelo modelo numérico dentro da zona de surfe com uma batimetria regular no dia 26/11/2017.	79
Figura 45 Comparação entre o ortomosaico e o fluxo gerado pelo modelo numérico dentro da zona de surfe com uma batimetria regular no dia 27/11/2017.	80
Figura 46 Comparação entre o ortomosaico e o fluxo gerado pelo modelo numérico dentro da zona de surfe com uma batimetria regular no dia 28/11/2017.	81
Figura 47 Comparação entre o ortomosaico e o fluxo gerado pelo modelo numérico dentro da zona de surfe com uma batimetria regular no dia 29/11/2017.	82
Figura 48 Comparação entre o ortomosaico e o fluxo médio gerado no evento dos dias 22 e 23 de novembro de 2017.	83

Índice de tabelas

Tabela 1 Dias nos quais foram realizados os experimentos de campo e os tipos de levantamentos realizados.....	24
Tabela 2 Configuração dos pontos de controle e dos pontos de Checagem utilizados na otimização da aerofotogrametria.	32
Tabela 3 Classificação do parâmetro ERMA segundo Van Rijn et al, (2003). .	38
Tabela 4 Classificação do parâmetro Skill segundo Allen et al. (2007).....	38
Tabela 5 Média das alturas significativas, períodos e direção de ondas durante as 24 horas que antecederam os levantamentos topográficos.	43
Tabela 6 Pontos de checagem (registro de voo), X leste, Y norte, Z altitude...	53
Tabela 7 Pontos de controle (cinco pontos de controle), X leste, Y norte, Z altitude.....	54
Tabela 8 Pontos de checagem (cinco pontos de controle), X leste, Y norte, Z altitude.....	54
Tabela 9 Pontos de controle (sete pontos de controle) X leste, Y norte, Z altitude.....	55
Tabela 10 Pontos de checagem (sete pontos de controle) X leste, Y norte, Z altitude.....	56
Tabela 11 Configurações dos planos de voo realizados durante os levantamentos de campo, área coberta e resolução do solo obtidas.....	63
Tabela 12 Parâmetros de ondas e nível do mar com relação ao nível médio do mar registrados pelo ADCP no momento dos levantamentos aéreos.	67

Agradecimentos

Gostaria de agradecer a meus pais Cida e Sergio, irmã Tassia e a todos os familiares e amigos pelo apoio incondicional e pelos momentos de descontração sem os quais não seria possível a realização deste trabalho.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Eduardo Siegle, novamente acreditar em meus projetos, pelo apoio, dedicação e direcionamento.

Aos amigos Helio e Jasão pela instalação do fundeio ao largo de Maresias.

Ao CNPq e Instituto Oceanográfico pelo auxílio financeiro e suporte.

A equipe do Laboratório de Dinâmica Costeira pelo companheirismo, boas conversas e pelas dicas que engrandeceram minha pesquisa.

Um agradecimento especial para as amigas Bruna e Luiza que abriram mão de seu tempo para me auxiliar no trabalho de campo.

Resumo

Correntes de retorno são fluxos estreitos e intensos posicionados normal ou obliquamente a linha de costa e são a chave para compreender os processos de troca de água entre a zona de surfe e a plataforma interna. O objetivo do presente estudo é avaliar a influencia da morfologia e das forçantes externas nos processos de formação e manutenção das correntes de retorno na praia de Maresias (SP). Para tanto, foram integrados diversos métodos como imagens aéreas obtidas através de VANT, levantamentos topográficos e modelagem numérica. Os resultados indicam que a variação longitudinal da morfologia desempenha um papel fundamental na formação e manutenção das correntes de retorno, assim como os parâmetros de ondas incidentes. A porção leste e central da área de estudo se manteve estável quando comparada a porção oeste, em virtude de correntes de retorno controladas pela morfologia, que também intensificaram os processos de erosão e deposição na porção emersa do perfil praial. Já a porção oeste se mostrou mais suscetível a variações dos parâmetros de ondas incidentes. Outro fator relevante observado foi o risco para banhistas; as correntes a leste da área de estudo representaram maior risco visto que o regime de saída foi predominante durante todo o experimento e os fluxos permaneceram estáveis por até 1 km. Os resultados mostram ainda que em se tratando dos padrões de correntes de retorno na praia de Maresias (SP), feições morfológicas geradas durante eventos extremos podem sobrepujar o efeito da variação dos parâmetros de ondas incidentes.

Palavras chave: Correntes de retorno, modelagem numérica, imagens aéreas, veículos aéreos não tripulados, regime de circulação, ondas.

Abstract

Rip currents are narrow and strong flows positioned normal or oblique to the coastline that represent the key to understand the processes of water exchange between the surf zone and the inner shelf. The aim of this study is to assess the influence of the morphology and the external forces in the processes of rip currents formation and maintenance at Maresias beach (SP). Therefore, we combine various methods, such as AUV aerial images, topographic surveys and numerical modeling. The results show that the longitudinal variation of the morphology plays a key role in the formation and maintenance of rip currents, as well as the incoming wave parameters. The central and eastern part of the study area were more stable than the west part, due to the rip currents controlled by the bathymetry, which also intensify the processes of erosion and deposition in the beach profile. The western part was more susceptible to variations of the incoming wave parameters. Another relevant factor is related to beach safety; the currents in the central and east part are more dangerous, since they show an exit flow during all the experiment and the flow remained stable up to 1 km. The results also show that in the case of rip currents at Maresias beach (SP), morphological features generated during extreme events can overcome the effect of the incoming waves.

Keywords: Rip currents, numerical modeling, aerial images, unmanned aerial vehicles, circulation regime, waves.

1. Introdução

A zona costeira é uma área de transição, sujeita a processos biológicos e físicos relacionados ao oceano e ao continente, em que o equilíbrio dinâmico é extremamente sensível a impactos sejam naturais ou antrópicos. De acordo com Clark (2018), as altas densidades populacionais, os crescimentos urbanos, turísticos e industriais são grandes ameaças aos recursos naturais e aos ecossistemas costeiros. No Brasil, de cerca de 30% da população vive em municípios da zona costeira (IBGE, 2011), evidenciando a importância do correto manejo da região.

Dos diversos ambientes encontrados na zona costeira destaca-se o ambiente praias. Seu comportamento morfológico e sedimentar é o resultado da complexa interação entre fonte de sedimentos, energia das ondas e as características da plataforma interna adjacente (Komar, 1998).

Estas interações são influenciadas por variáveis adicionais que definem o estado morfodinâmico local, como: configuração morfológica da região costeira, processos produzidos pela ação de ondas e marés, correntes costeiras, fenômenos meteorológicos, entre outros fatores que podem influenciar os agentes hidrodinâmicos que atuam atingindo a costa (Wright e Short 1984).

Segundo Calliari (2003), os processos produzidos pela ação das ondas e marés exercem atrito sobre os sedimentos móveis da praia, causando gradientes espaciais e temporais em seu transporte. Estes ocasionam mudanças na morfologia, as quais por sua vez induzem modificações no padrão hidrodinâmico atuante. À medida que a hidrodinâmica produz determinada morfologia, a mesma induz mudanças no padrão hidrodinâmico (Figura 1). Segundo Cowell e Thom (1994), as propriedades e a abundância dos sedimentos são de suma importância para o processo de retroalimentação, visto que podem afetá-lo através do transporte de sedimentos e do balanço sedimentar.

Figura 1. Componentes principais envolvidos na morfodinâmica costeira, evidenciando a ação das forçantes externas sobre o mecanismo de retroalimentação entre hidrodinâmica, transporte de sedimentos e topografia (Adaptado de Cowell e Thom, 1994).

Wright & Short (1984) classificaram as feições de domínio praiar em seis estados morfológicos distintos, associados a diferentes regimes de ondas e marés, caracterizados por dois estados extremos (estado dissipativo e estado refletivo) e quatro estados intermediários (bancos e cavas longitudinais, bancos de praia rítmicos, banco transversal e corrente de retorno, terraço de baixo mar). Através desta classificação, diversos autores realizaram trabalhos sobre a variedade de processos que interagem no ambiente praiar, como correntes longitudinais e de retorno.

Correntes longitudinais são geradas a partir da dissipação da energia das ondas incidentes, e representam um importante agente transportador de sedimentos na zona de surfe, gerando campos de velocidade efetivos na modificação do relevo praiar (e.g. Clarke et al., 1984). Sua velocidade está relacionada ao ângulo de incidência do trem de ondas em relação à linha de costa e as variações longitudinais da altura da arrebentação.

Assim como as correntes longitudinais, as correntes transversais (ou de retorno) são efetivas no transporte de sedimentos e desempenham um importante papel nas zonas de surfe (Short, 1985). Estas são correntes estreitas e se posicionam obliquamente ou normal à linha de costa, muitas

vezes carregando detritos e sedimentos através da zona de surfe, o que dá a água uma coloração diferenciada quando comparada a água limpa encontrada ao redor (Komar, 1998).

Sonu (1972) afirma que correntes de retorno chegam a atingir velocidades superiores a 2 m.s^{-1} . De acordo com Dalrymple et al. (2011), MacMahan et al. (2006) correntes de retorno podem remover grandes volumes de sedimento, resultando em um potencial risco de erosão durante eventos extremos. Contudo, o maior risco está relacionado aos banhistas; a cada ano são registradas centenas de mortes por afogamentos e dezenas de milhares de resgates relacionados às correntes de retorno em todo o mundo (Brighton et al., 2013; Arozanera et al., 2015). Short & Hogan (1994) constataram que durante um período de três anos, 89% dos casos de salvamento de banhistas na costa australiana estavam relacionados a correntes de retorno, confirmando sua periculosidade para banhistas.

Em virtude da sua importância no balanço sedimentar, compreender os processos que influenciam a formação e evolução das correntes de retorno é essencial para o melhor uso e ocupação do ambiente praial. Entretanto, realizar experimentos na zona de surfe não é uma tarefa simples, visto que esta é uma região extremamente dinâmica, sujeita a fortes correntes e a quebra de ondas. Neste sentido, modelos numéricos (Castelle et al., 2013) e sistemas de imagens como o ARGUS (Holman 2007; Scott et al., 2009) são ótimas ferramentas para promover o melhor entendimento dos processos que ocorrem na zona de surfe. Recentemente com a evolução dos métodos de processamento de imagens e dos veículos aéreos não tripulados (VANTs), o seu uso tem se mostrado uma alternativa promissora para estudos no ambiente praial (Gonçalves, 2015).

A praia de Maresias localizada no litoral norte do estado de São Paulo, apesar de pouco estudada, tem despertado o interesse de diversos pesquisadores devido a seus aspectos morfodinâmicos e a importância que tem para o turismo da região. Ela possui características intermediárias (Souza, 1997; Lima, 2005; Silveira et. al, 2011) e a presença constante de correntes de retorno (Figura 2).

Figura 2 Praia de Maresias sob diferentes condições energéticas e a presença constante de correntes de retorno.

O presente estudo tem por objetivo avaliar a evolução das feições de domínio praial frente aos principais agentes hidrodinâmicos atuantes e como eles interagem entre si, dando maior enfoque na formação e evolução das correntes de retorno. Para isso, a abordagem do trabalho combina dados topográficos obtidos através de levantamentos diários com DGPS, imagens aéreas, modelagem numérica e dados hidrodinâmicos obtidos através de fundeio realizado na região.

2. Objetivo

Avaliar a influencia da morfologia e das forçantes externas no processo de formação e manutenção das correntes de retorno.

2.1 Objetivos específicos

- Avaliar a formação e evolução das correntes de retorno frente a variações morfológicas e energéticas.
- Avaliar a evolução das feições de praia frente às variações dos agentes hidrodinâmicos atuantes.
- Avaliar o risco para os banhistas relacionados às correntes de retorno.

3. Fundamentação teórica

3.1 Propagações de ondas em águas rasas.

As ondas começam a ser influenciadas pela batimetria quando a razão comprimento de onda (L) e profundidade (H) é menor do que $\frac{1}{2}$. Após esta razão ser atingida, as ondas começam a sofrer uma série de fenômenos físicos como refração, difração, empinamento, quebra de onda e reflexão.

A refração acontece quando o trem de ondas se propaga sobre uma batimetria não uniforme ou quando a onda incide obliquamente. Este fenômeno ocorre devido à diferença na velocidade de propagação das ondas de superfície, a qual varia com a profundidade local segundo a Equação 1.

$$c = \sqrt{gH} \quad (1)$$

Onde c representa celeridade, g é a força da gravidade e H a profundidade local.

Devido a este fenômeno, em praias longas e retas com batimetria regular todas as ondas tendem a atingir perpendicularmente a linha de costa. Em praias com uma batimetria irregular, as ondas tendem a convergir para regiões mais rasas e divergir em regiões mais profundas.

A difração é a transmissão lateral da energia da onda ao longo de sua crista. Este fenômeno ocorre quando o trem de ondas se propaga em regiões restritas, ou quando existe um obstáculo como uma ilha ou quebra mar (Komar, 1998).

O empinamento da onda ocorre devido ao acúmulo de energia gerado a partir da redução de sua velocidade, o qual se manifesta fisicamente pelo aumento da altura de onda (Hoefel, 1998). Em áreas onde a profundidade é menor do que a razão de $L/20$ a altura da onda e sua inclinação aumentam rapidamente. Com o aumento da inclinação, a onda tende a ficar instável e quebra gerando fluxos turbulentos em uma região denominada zona de surfe.

O tipo de arrebentação que será formado vai depender da intensidade do declive batimétrico na zona de arrebentação e das características das ondas incidentes. Declives mais íngremes tendem a formar uma arrebentação mergulhante típicos de praia intermediárias - refletivas, declives mais suaves

tendem a formar uma arrebentação deslizante típicos de praias intermediárias - dissipativas. A reflexão ocorre quando o trem de ondas atinge obstáculos físicos que não absorvem a energia de ondas como costões rochosos que podem refletir parcialmente as ondas.

3.2 Correntes de retorno

Correntes de retorno possuem grande relevância no transporte de material e são determinantes para a morfologia da linha de costa (Figura 3). Elas são também a chave para compreender os processos de troca de água entre a zona de surfe e a plataforma interna em praias com bancos de areia (Kumar e Feddersen; 2016a, 2016b).

Em geral, estas correntes são oriundas de variações longitudinais na altura da quebra de onda, e tendem a se formar quando o trem de ondas incide com um ângulo normal a linha de costa. Sua origem está relacionada à convergência de duas correntes longitudinais ou quando estas encontram um obstáculo, seja ele natural ou antrópico, formando assim uma célula de circulação costeira. Shepard et al. (1941) e Inman et al. (1971), descrevem correntes retorno como sendo fluxos estreitos posicionados normal ou obliquamente a linha de costa, fluindo através na zona de surfe em direção ao largo (Figura 3).

Figura 3: Visão aérea de uma corrente de retorno (Fonte: <https://www.georgeherald.com/News/Article/National/severe-rip-currents-expected-20170711>)

De acordo com Inman e Brush (1973), correntes de retorno funcionam como estradas, transportando sedimento (Spydell, 2016), plâncton (Talbot e Bate, 1987; Fujimura et al., 2014), bolhas, poluentes (Spydell e Feddersen, 2007; Spydell 2016) e até mesmo pessoas para fora da zona de surfe (Woodward et al., 2015, Brighton et al., 2013).

Contudo, após o advento do GPS, estudos recentes indicam que as correntes de retorno podem ser representadas por vórtices semi-fechados e quase estacionários que retêm material dentro da zona de surfe (regime de recirculação) (MacMahan et al., 2010). Assim, reforçando a ideia de Talbot e Bate (1987) que relacionaram o acúmulo de diatomáceas dentro da zona de surfe às correntes de retorno adjacentes.

De acordo com Suanda e Feddersen (2015), os processos envolvidos na troca de água entre a zona de surfe e a plataforma interna possuem grande variabilidade temporal e espacial. Compreender estes processos continua sendo um desafio apesar dos muitos estudos já realizados (Gallop et al. 2018).

3.2.1 Morfologia

Correntes de retorno fazem parte da circulação da zona de surfe. A quebra das ondas cria momentum em direção à costa que é convertido em correntes de alimentação. O fluxo das correntes segue através da zona de surfe em direção ao largo (pescoço), que em geral se expandem após a região de quebra formando uma estrutura semelhante a um vórtice denominada cabeça (Figura 4).

Figura 4: Visão esquemática de uma corrente de retorno. Adaptado de Shepard et al. (1941).

3.2.2 Formação

Em geral, a formação das correntes de retorno está ligada à variação longitudinal na altura da quebra de onda. Esta variação pode estar relacionada ao processo de refração das ondas sobre uma batimetria irregular, promovendo assim acúmulo de energia nos bancos de areia.

O acúmulo de energia causa empilhamento das águas sobre a região dos bancos formando um gradiente pressão, o que dá origem as correntes longitudinais e de alimentação. Correntes de alimentação movem-se ao longo da costa e quando duas delas convergem ou encontram um obstáculo (seja ele natural ou antrópico), formam estreitos e intensos fluxos de retorno. De acordo com MacMahan et al. (2006), todos os modelos relacionados a dinâmica das correntes de retorno estão ligados a variação longitudinal na altura das ondas,

o que resulta em uma variação do momentum o qual é denominado por Longuet-Higgins e Stewart (1964) como tensão radial.

Entretanto, correntes de retorno podem ser observadas ainda que a batimetria da zona de surfe seja regular. Long e Okzan-Haller (2005) demonstraram que a variação na altura das ondas pode estar associada a ondulações na borda de um cânion submarino, localizado ao largo da costa. Os autores afirmam que ondulações da ordem 100 m de comprimento criam correntes de retorno na mesma escala, ainda que a batimetria próxima a linha de costa seja regular. As variações na batimetria ao largo não são o único fator relevante nesta situação, ondas com períodos elevados (10-14 s) tendem a formar gradientes de pressão mais intensos, favorecendo a formação das correntes de retorno. Ondas com períodos curtos (6 – 10 s) não são afetadas pela morfologia do cânion e formam gradientes de pressão menos intensos (Long e Okzan-Haller, 2005). Estes resultados confirmam a hipótese de Shepard e Inman (1951), de que a refração das ondas sobre uma feição localizada ao largo, pode ser um mecanismo importante na geração de correntes de retorno e que ondas com períodos longos tendem a formar correntes de retorno mais intensas.

Outra forma de gerar variação longitudinal na altura das ondas é atribuída à interação entre as ondas incidentes e ondas de borda. Bowen e Inman (1969) demonstraram que a interação entre ondas de borda estacionárias e as ondas incidentes geram variações da mesma escala das ondas de borda. Contudo, ondas de borda possuem escalas menores do que as observadas em campo. Symonds e Ranasinghe (2000) obtiveram resultados mais contundentes com os observados em campo utilizando a interação entre as ondas de borda e o grupo de ondas incidentes.

3.2.3 Tipos

Short (1985, 1999) identificou quatro tipos de correntes de retorno; acrescionárias, erosivas, topograficamente controladas e *megarips* (Figura 5). Correntes acrescionárias (ou estacionárias) ocorrem durante períodos de decréscimo de energia no sistema (Figura 5A). A morfologia da zona de surfe tende a ser relativamente estável e exerce um controle topográfico sobre o posicionamento dos canais de retorno. No caso de barras transversais, as

correntes tendem a permanecer fixas durante dias ou semanas. À medida que a barra migra em direção à costa, o canal é preenchido gradualmente. Estas correntes estão relacionadas à recuperação de praias e a ondulações menores que 1,5 m. Em geral possuem velocidades entre 0,5 e 1 m.s⁻¹, podendo atingir velocidades superiores a 1,5 m.s⁻¹ (Brander e Short, 2001).

Correntes de retorno erosivas (ou migratórias) estão associadas a períodos de acréscimo de energia no sistema e são controladas pela hidrodinâmica; tendem a se mover ao longo da costa e possuem espaçamento irregular (Figura 5B). Com o aumento de energia no sistema, o número de correntes tende a diminuir e seu espaçamento e intensidade aumentar (Short 1985). Correntes erosivas tendem a ocorrer com ondas superiores a 1,5 m e atingem velocidades entre 1,5 m.s⁻¹ e 2 m.s⁻¹ (Short, 2007).

Correntes de retorno topograficamente controladas ocorrem quando o fluxo é influenciado por uma estrutura rígida. Em geral, ocorrem em locais com a presença de promontórios rochosos, recifes de corais ou esporões (Figura 5C). Como consequência destas estruturas, as correntes de retorno tendem a permanecer fixas. Estas correntes tendem a ser mais intensas e possuem canais mais profundos quando comparadas a canais de retorno acrescionários ou erosivos (Short, 2007).

De acordo com Short (1999), megarips são correntes de retorno topograficamente controladas de larga escala associadas a condições de ondas de tempestade (>3 m). Estas ocorrem em praias embaçadas com até 4 km de comprimento (Figura 5D). Com o aumento da energia no sistema, o espaçamento entre as correntes erosivas tende a aumentar e eventualmente formam-se uma ou duas *megarips* que podem atingir escalas de comprimento de 1 km e velocidades superiores a 3 m.s⁻¹ (Coutts-Smith, 2004).

Figura 5: Tipos de correntes de retorno (A acrescionárias; B erosivas; C topograficamente controladas; D Megarips).

Estudos recentes indicam que as correntes de retorno podem ser divididas em três grandes grupos, os quais se subdividem em grupos seis menores (Castelle et al., 2016a, 2016b). Correntes controladas pela hidrodinâmica, que ocorrem em praias com batimetria regular e variam no espaço e tempo (Feddersen, 2014). Este grande grupo pode ser dividido em dois subgrupos, correntes geradas pela instabilidade no cisalhamento das correntes longitudinais (Castelle et al., 2014a; Feddersen, 2014); correntes episódicas que geram eventuais jatos em direção ao largo, devido a passagem de vórtices na zona de surfe (Spydell e Feddersen, 2009; Feddersen 2014).

Correntes controladas pela batimetria são geradas pela variação longitudinal na altura da quebra de onda. Esta variação pode ser gerada por bancos de areia na zona de surfe. Neste caso os canais de retorno se posicionam entre estes bancos e são denominadas canal de retorno (Dalrymple et al., 2011); correntes geradas pelas variações na batimetria ao largo são denominadas retorno focado (Long e Ozkah-Haller, 2016).

Correntes de borda podem se formar ao longo de um promontório rochoso (Gallop et al., 2011; McCaroll et al., 2014), píer ou espigão (Scott et al., 2016), e podem ser divididas em correntes rasas localizadas na sombra da estrutura

rígida (Castelle e Coco, 2012); correntes de deflexão formadas quando intensas correntes longitudinais são desviadas por estas estruturas (Scott et al., 2016).

3.2.4 Fluxos

O fluxo das correntes de retorno é influenciado pela energia das ondas incidentes, ou seja, quanto maior a altura das ondas maior será o gradiente de pressão dentro da zona de surfe, e conseqüentemente a intensidade do fluxo. Contudo, a energia das ondas não é o único fator relevante para determinar a variação do fluxo. Marés, ondas de infragravidade e a morfologia dos canais de retorno exercem grande influência sobre os fluxos de retorno.

Em geral, as velocidades dos fluxos de retorno são muito variáveis. A velocidade média dos fluxos tende a ser relativamente pequena na ordem de $0,3 \text{ m.s}^{-1}$. Entretanto, a média horário pode chegar a 1 m.s^{-1} e a velocidade média de um minuto pode chegar a 2 m.s^{-1} (MacMahan et al., 2005). Estas variações em escalas horárias estão relacionadas às variações de maré que podem restringir o fluxo nos canais de retorno tornando-os mais intensos durante a maré baixa e inativos durante o preamar em regimes de macro e meso-maré.

De acordo com Pitman et al. (2016), variações de maré além de influenciar a intensidade do fluxo, influenciam no regime de circulação das correntes de retorno. Os autores afirmam que durante períodos de maré baixa é possível observar a quebra de ondas sobre os canais de retorno, um aumento na intensidade do fluxo e o regime predominante é o de recirculação. Com o aumento do nível do mar a influência da topografia se torna menos evidente, a intensidade do fluxo diminui e o regime predominante é o de saída (Figura 6).

Figura 6 Regimes de circulação observados em correntes de retorno. A Regime de recirculação; B Regime de saída.

Variações na escala de minutos e segundos (ou jatos) estão associadas à interação entre grupos de ondas e ondas de infragravidade presentes na zona de surfe que podem elevar a velocidade do fluxo em até 1 m.s^{-1} (Brander e Short 2001; MacMahan et al., 2004).

A hipótese original descrita por Munk (1945), diz que ocorre um acúmulo de água dentro da zona de surfe após a passagem das maiores ondas do grupo. Durante a passagem das menores ondas do grupo, o momentum em direção a costa é menor e o fluxo se torna mais intenso nos canais de retorno.

A segunda hipótese descrita por Sonu (1972) relaciona estes pulsos a ondas de infragravidade estacionárias. Esta hipótese veio a ser confirmada por Reniers et al. (2006), que baseados em modelos numéricos e medições de campo afirmam que 70% dos pulsos de velocidade podem ser explicados com a interação entre o grupo de ondas incidente e ondas de infragravidade posicionadas normal ou obliquamente à linha de costa.

A morfologia dos canais de retorno e dos bancos adjacentes também exerce um papel preponderante na determinação do regime de circulação e na intensidade do fluxo de retorno. De acordo com Castelle et al. (2016), ainda que dois canais de retorno sejam visualmente iguais, pequenas variações na morfologia do canal e dos bancos de areia adjacentes podem determinar o regime de circulação (saída ou recirculação) e a intensidade do fluxo nos canais de retorno.

3.2.5 Espaçamento e número

De acordo com Wright e Short (1984), as variações dos estados de praia estão relacionadas à altura das ondas incidentes, e ao tamanho do grão sedimentar disponível. Com o aumento das ondas o estado morfodinâmico da praia tende a se tornar dissipativo formando barras paralelas à praia e eliminando feições como correntes de retorno e cúspides (Holman et al., 2006).

Observações de campo e modelos numéricos indicam que com o aumento da energia na zona de surfe desenvolvem-se correntes de retorno mais largas e com maior espaçamento. Com a diminuição de energia no sistema o número de correntes de retorno tende a aumentar e seu espaçamento diminuir (Huntley e Short, 1992; Calvete et al., 2005).

Contudo, estudos recentes baseados em imagens de vídeo não encontraram relações claras entre os padrões das correntes de retorno e as ondas incidentes. Ranasinghe et al. (2000) e Whyte et al. (2005), observaram que o espaçamento entre as correntes de retorno ao longo da costa não varia de acordo com a altura das ondas. Turner et al. (2007) não encontrou uma relação clara entre o número de correntes de retorno e seu espaçamento médio com a altura das ondas ao largo, sugerindo que as variações na altura das ondas incidentes não são o único fator relevante na determinação do espaçamento e número de corretes de retorno.

Por sua vez, Gallop et al. (2011) observaram que a morfologia de fundo tem grande relevância na determinação do número e espaçamento das correntes de retorno. O autor afirma que após a passagem de eventos extremos grandes volumes de sedimentos são remobilizados para a porção mais distal da zona de surfe, formando correntes de retorno topograficamente controladas que podem persistir por períodos de até dois anos.

3.2.6 Erosão associada a correntes de retorno

Correntes de retorno podem remover grandes volumes de sedimento da porção subaérea do perfil praial. Com o aumento da energia no sistema, correntes de retorno erosivas tendem a aumentar a intensidade do fluxo, transportando o sedimento para regiões mais profundas do perfil praial. Contudo, o maior risco de erosão está associado às *megarips* devido as suas

dimensões e a intensidade do fluxo. Estas correntes podem transportar grandes volumes de areia e sedimentos mais grossos para fora da zona de arrebentação (Smith et al., 2010).

Thornton et al., (2007) constatou através de levantamentos realizados na praia de Monterey Bay que a erosão das dunas frontais está associada aos embaixamentos gerados por correntes de retorno (Figura 7). O autor afirma que o estreitamento da praia nestes pontos facilita o solapamento da duna frontal pela ação das ondas em eventos de tempestade e maré alta, gerando a queda da duna e posterior regressão da mesma. Os autores afirmam ainda que a variação do volume de sedimento na região das dunas se correlaciona com o posicionamento das correntes de retorno com um intervalo de confiança de 95%.

Figura 7 Linha de costa com a presença de cúspides e correntes de retorno destacadas pelas setas amarelas (Fonte Thornton et al., 2007).

Loureiro et al., (2012), demonstrou que os perfis de erosão estão associados ao desenvolvimento de megarips em praias embaixadas. Os autores afirmam

que durante eventos alta energia ocorre uma erosão moderada do perfil praiar, erosões extremas são observadas quando as megarips persistem durante uma série de eventos de alta energia.

3.2.7 Riscos associados aos banhistas

As correntes de retorno são reconhecidas como a maior causa de resgates e afogamentos dentro da zona de surfe. Na Austrália, cerca de 90% de todos os resgates realizados na zona de surfe e a maioria dos afogamentos estão relacionadas às correntes de retorno (Short, 1999). Em diversos outros países como EUA (Gould, 1997), Israel (Hartman, 2006), Brasil (Klein, et al., 2003), Nova Zelândia (Jackson, 2006) e Inglaterra (Scott, 2007) correntes de retorno também são reconhecidas como a maior causa de resgates e afogamentos dentro da zona de surfe.

De acordo com Short (2007), os tipos de correntes de retorno mais perigosos para os banhistas são as correntes acrescionárias e topograficamente controladas. O autor ainda afirma que correntes acrescionárias representam um grande risco para os banhistas, pois tendem a ocorrer em períodos com ondas de até 1,5 m de altura, o que encoraja os banhistas a se aventurarem na zona de surfe. Correntes topograficamente controladas representam um risco devido aos canais de retorno profundos e ao remanso formado pela proteção da estrutura rígida, passando uma falsa impressão de segurança. Apesar das velocidades elevadas e das dimensões, as *megarips* não representam um grande risco para os banhistas, pois as condições do mar desencorajam os banhistas a se aventurarem na zona de surfe.

Em virtude do alto risco que as correntes de retorno representam para os banhistas, diversos estudos foram realizados com intuito de buscar uma estratégia para escapar das correntes de retorno. Contudo, estudos de campo sobre estratégias de escape são escassos devido ao limitante no número de banhistas. A estratégia tradicional para escapar das correntes de retorno é baseada na ideia do regime de saída e consiste em nadar paralelamente a linha de costa até atingir uma região segura sobre os bancos de areia adjacentes. MacMahan (2010) constatou que o regime de circulação pode ser

de recirculação e sugeriu uma nova estratégia, de se manter boiando a (Stay afloat).

McCarroll et al. (2014), realizou o primeiro estudo sobre as diversas estratégias de escape das correntes de retorno e constatou que a estratégia de se manter boiando falhou em todas as correntes em que o regime de saída era predominante, e a estratégia de nadar paralelo falhou quando os banhistas nadavam contra a corrente de alimentação. O autor afirma ainda que nenhuma das estratégias se mostrou 100% eficiente. Van Leeuwen et al (2015) demonstrou que as características dos bancos de areia adjacentes e sua profundidade são parâmetros importantes na determinação da estratégia de escape das correntes de retorno.

Com o intuito de solucionar o problema do número de banhistas, McCarroll et al., (2015) aplicou um modelo numérico para representar os banhistas. O autor constatou que a melhor estratégia de escape é determinada pelo regime de circulação da corrente de retorno e pela direção da corrente de alimentação predominante. Entretanto seus resultados não levam em conta as reações de um ser humano a uma situação de risco ou mesmo o cansaço dos nadadores, não representando fielmente uma situação real.

3.3 Aplicação de VANTs em ambientes costeiros

O monitoramento geomorfológico da zona costeira é essencial para o correto manejo destas regiões. Neste sentido uma gama de técnicas e ferramentas são utilizadas para realizar este monitoramento, como Real Time Kinematic (RTK) global navigation system (GNSS) (e.g. Brasington et al. 2012; Squarzoni et al. 2005), estação total (e.g. Travelletti et al. 2008; Brasington et al. 2012), laser de escaneamento aéreo (LIDAR) (e.g. McKean and Roering 2004; Dewitte et al. 2008; Notebaert et al. 2009), dentre outras.

Recentemente, imagens obtidas através de VANTs (e.g. M. Scarellia et al., 2017) tem se mostrado uma ótima alternativa aos métodos tradicionais. Isto ocorre devido à evolução dos algoritmos de processamento de imagens e a VANTs mais leves e compactos, que possibilitam cobrir toda a área de estudo em pouco tempo e a um baixo custo.

De maneira geral, os softwares de processamentos de imagens utilizam a técnica da “estrutura a partir do movimento”. Métodos tradicionais de processamento de imagens tem dificuldade em processar imagens desorganizadas, com alta variação de luminosidade e resolução. A técnica da “estrutura a partir do movimento” solucionou esse problema através da localização de pontos em comum entre as imagens e como estes pontos se relacionam em um sistema de coordenadas tridimensionais (Snavely et al., 2007).

Harwin & Lucieer (2012) comparam levantamentos realizados com estação total e imagens aéreas obtidas com VANTs. Os autores constataram que uma nuvem de pontos com acurácia de 20-40 mm pode ser obtida a partir de fotografias tiradas a ~50 m de altura. Os autores afirmam ainda que estes valores são adequados para o monitoramento da erosão costeira, embora regiões com vegetação densa e homogeneidade de textura possam gerar uma nuvem de pontos pouco densa.

Departo et al. (2014) obteve modelos digitais de elevação semelhantes a partir de levantamentos realizados com LIDAR e VANTs, com uma diferença média de $0,38 \pm 0,30$ m entre os métodos. Os autores afirmam ainda que imagens aéreas são uma alternativa de baixo custo para levantamentos com LIDAR.

Gonçalves e Henriques (2015) utilizaram um VANT para mapear e monitorar dunas de areia e praias. Seu equipamento consistia em um pequeno avião, equipado com uma câmera não métrica de baixo custo, o que permitiu adquirir imagens do solo com resolução de até 5 cm. Os autores afirmam que embora o estudo tenha sido realizado em apenas duas áreas preliminares, o uso de VANTs representa um grande avanço para o estudo e monitoramento da morfologia costeira.

Scarelli et al. (2017), monitorou a variação sazonal da costa utilizando aerofotogrametria de alta qualidade, obtida a partir de levantamentos aéreos realizados com VANTs. Através da comparação temporal dos modelos digitais de terreno, os autores puderam identificar mudanças nas dunas e praias relacionadas à ação antrópica e a ação das tempestades de inverno.

4. Área de estudo.

A praia de Maresias localizada no litoral norte do estado de São Paulo possui uma linha de costa com orientação E-W e 3,5 km de comprimento (Figura 8). Em virtude de sua orientação e da configuração da plataforma interna adjacente, está exposta à ação das ondas mais intensas vindas do quadrante S-SW (Pianca et al. 2010). O regime de maré é o de micromarés, predominantemente semi-diurno com ocorrência de desigualdades diurnas e a amplitude de maré é de 1,6 m (Mesquita e Harari 1983).

Figura 8 Localização da praia de Maresias destacada em vermelho e zoo da área onde foi realizado o experimento de campo.

De acordo com Mascagni et al. (2018), a climatologia da zona costeira do Atlântico Sul, onde se insere o litoral do Estado de São Paulo é resultado da interação entre diversos sistemas atmosféricos. Dentre os sistemas que mais se destacam estão a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), a ocorrência de ciclones móveis e sistemas frontais.

A Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) é um centro de alta pressão localizado na costa oriental da América do Sul próximo a 30° S e 10° W (Bastos & Ferreira 2000). Segundo Vianello & Alves (1991), os centros de alta pressão

modificam-se de inverno para o verão causando as diferenças de temperatura do ar. Durante o inverno, as baixas temperaturas sobre os continentes fazem com que os centros de alta pressão migrem em direção aos continentes. No verão, as temperaturas sobre os continentes são mais altas e os centros de alta pressão estão localizados sobre os oceanos e são mais determinados.

Os sistemas frontais são definidos como a zona de transição onde uma massa de ar frio está substituindo uma massa de ar quente. De acordo com Gan e Rao (1991), a formação de sistemas frontais na América do Sul está relacionada à gênese de ciclones extratropicais, que advectam ar frio dos pólos em direção a áreas mais quentes e úmidas nas baixas latitudes. Os autores observaram que existe de uma variação sazonal na frequência de ciclones, sendo que nos meses de inverno existe uma maior incidência de ciclones quando comparados aos meses de verão.

O regime de ondas incidentes está diretamente relacionado à ASAS, à ocorrência de ciclones móveis e aos sistemas frontais. A ASAS é responsável pela formação de ondas de tempo bom, provenientes de N-NE e E, com alturas variando entre 0,5 e 1 m e períodos acima de 12 s. Os ciclones extratropicais são responsáveis por ondas vindas dos quadrantes S, SE, SW e em menor frequência de E em condições pós-frontal. Estas ondas também conhecidas como de ondas de tempestade podem atingir alturas superiores a 2 m e períodos variáveis, dependendo da proximidade da área geradora de ventos (Branco, 2005; Pianca et al. 2010). Segundo Tessler (1988), ondas de tempo bom são mais frequentes, porém possuem menor intensidade e menor capacidade no transporte de sedimentos quando comparadas aos curtos períodos em que os sistemas hidrodinâmicos estão vinculados a ondas de tempestade.

De acordo com Silveira (1964), o litoral norte paulista é caracterizado como sendo cercado por inúmeros pontões cristalinos associados à Serra do Mar que avança mar adentro, formando pequenas enseadas semi-elípticas entre eles. Há também a presença de pequenas e numerosas ilhas remanescentes da Serra do Mar, isoladas do continente por ação abrasiva, combinada com fenômenos tectônicos e variação do nível do mar.

Analisando as características morfosedimentares sazonais e imagens aéreas, Souza (1997) classificou a praia de Maresias como exemplo de praia

intermediária do litoral do estado, com sedimento variando entre areia média e grossa, e dois padrões de deriva litorânea. Durante o inverno foi encontrada uma célula completa com barlamar no extremo oeste e sotamar no extremo leste e no verão duas células divergentes (Souza, 1997). No entanto, a autora afirma que embora tenham sido encontradas tendências resultantes de transporte, a circulação nesta praia deve ser mais complexa.

Lima (2005) classificou a praia de Maresias como intermediária, no entanto identificou apenas sedimentos da classe de areia média. Silveira et al. (2011) identificou a presença de bancos longitudinal, rítmico e transversal, e assim como Souza (1997) e Lima (2005) caracterizou a praia de Maresias como intermediária.

De maneira geral, os poucos trabalhos realizados na praia de Maresias estão relacionados à variação morfosedimentar sazonal da região. Visto que o ambiente praiar possui grande mobilidade e está sujeito a ação antrópica, estudos com enfoque morfodinâmico são necessários para compreender a interação entre os agentes hidrodinâmicos atuantes e as características morfosedimentares da região.

5. Material e métodos

Com o intuito de compreender a interação entre a morfologia, hidrodinâmica e as principais forçantes externas (ondas e marés), foram utilizadas diversas técnicas de amostragem assim como modelagem numérica. Dentre as técnicas utilizadas destacam-se o uso de imagens aéreas obtidas através de VANT, levantamento topográfico GNSS com correção diferencial (DGPS) e modelagem numérica.

5.1 Parâmetros de ondas e variação do nível do mar

Os parâmetros de ondas, variação do nível do mar e velocidade das correntes foram obtidos através de medições eulerianas com um Perfilador acústico de correntes (PACD) da marca Nortek de 1000 kHz fundeado ao largo da praia de Maresias (Figura 9). O fundeio foi posicionado próximo à laje de Maresias, em sua porção externa, a 20 m de profundidade nas coordenadas 23.8197°S, 45.568710°W, a fim de evitar a ação dos barcos de arrasto.

O PACD foi programado para realizar medições com 22 células de um metro cada, a partir de 0,5 m do fundo. A amostragem de correntes foi realizada a cada 0,5 h e a amostragem de ondas foi realizada a cada hora, com o intuito de aumentar a autonomia do equipamento. O tratamento e a análise dos dados foram feitos com a utilização do programa MATLAB® e os resultados foram utilizados como dados de entrada e de calibração e do modelo numérico.

Figura 9 Posição do fundeio realizado para coleta de dados in-situ, localização da praça de Maresias e o Canto da Barra.

5.2 Experimentos de campo

Foi realizado um experimento de campo no mês de novembro de 2017. Durante este experimento, foram obtidos dados topográficos através de levantamentos diários com DGPS e imagens aéreas obtidas com VANT, além de dados referentes à hidrodinâmica da região. Contudo, em função da logística envolvida, não foi possível realizar a coleta de dados com DGPS e VANT ao longo de toda a campanha. A Tabela 1 apresenta os dias e os tipos de dados que foram obtidos ao longo do experimento.

Tabela 1 Dias nos quais foram realizados os experimentos de campo e os tipos de levantamentos realizados.

Dias	DGPS	Imagens VANT	Hidrodinâmica
25/11/2017	X		X
26/11/2017	X	X	X
27/11/2017	X	X	X
28/11/2017	X	X	X
29/11/2017		X	X

5.3 Morfologia

Os dados morfológicos foram obtidos através de levantamentos topográficos realizados com DGPS, e aerofotogrametria. Com o intuito de avaliar a eficiência dos métodos foram comparados os resultados obtidos a partir de cada metodologia.

5.3.1 Levantamento topográfico com DGPS

Os levantamentos topográficos foram realizados com DGPS modelo 5700 e antena do tipo Zephyr, ambos da marca Trimble. Os controladores utilizados para operar os receptores são compostos por sistema operacional Windows Mobile e programa Trimble Digital Field Book.

O sistema utilizado para realizar os levantamentos topográficos consiste em uma base receptora e um receptor móvel. A base receptora foi configurada para coletar pontos a cada um segundo em estilo de levantamento estático. O receptor móvel foi configurado para coletar pontos a cada um segundo e o estilo de levantamento foi o PP cinemático. O método de coleta e análise desses dados foi o Posicionamento Relativo Cinemático descrito por Monico (2007), sendo que a variação máxima da qualidade dos levantamentos foi ajustada para ± 100 mm.

A base receptora foi posicionada na praça da praia de Maresias nas coordenadas 23.79196°S e 45.55885°W. Para triangulação e posterior correção dos pontos da base receptora foram utilizados dados da Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo dos Sistemas GNSS (RBMC) e o programa Trimble Business Center. As bases utilizadas para a coleta de dados da RBMC foram as de Cachoeira Paulista e da Escola Politécnica da USP. Após a correção, os dados da base receptora foram utilizados como referência para triangulação e correção dos pontos obtidos com o receptor móvel.

Posteriormente, mais uma correção é necessária visto que os dados de saída do GPS fornecem as alturas com relação ao elipsoide, desconsiderando a referência do nível do mar. Para referenciar os dados obtidos com o GPS a partir do nível do mar, é necessário encontrar a ondulação geoidal de uma determinada coordenada geográfica que pode ser obtida através do Sistema de Interpolação de Ondulação Geoidal, o MAPGEO C.1.1 do IBGE. A correção é

realizada através da Equação 2, onde H é a altura ortométrica, h é a altura elipsoidal e N é a altura geoidal.

$$H = h - N \quad (2)$$

Uma vez realizadas as correções necessárias, os dados obtidos foram trabalhados no programa Surfer 11 para a confecção de malhas através do método de interpolação Kriging. Tais malhas foram úteis para a criação de modelos digitais de terreno (MDT), os quais foram utilizados para avaliar a variação do volume de sedimento e das características morfológicas entre cada campanha, além de avaliar a qualidade da topografia obtida a partir das imagens aéreas.

O caminhamento realizado para obtenção dos dados topográficos possui 50 m de espaçamento entre as linhas verticais e uma linha horizontal contínua próximo base da face praial, sendo que feições com variações abruptas como as escarpas tiveram maior detalhamento (Figuras 10A). No dia 28/11, a linha continua não foi feita devido às condições climáticas (Figura 10B).

O volume de sedimento foi calculado a partir da integração entre uma superfície $f(x,y)$, parametrizada a partir da malha interpolada, e uma superfície plana Z , tendo como base a cota zero. O software Surfer 11 aproxima a integral e calcula o volume utilizando três métodos distintos: Regra trapezoidal, Regra de Simpson, e Regra de Simpson 3/8. A diferença entre os três métodos mede a acurácia dos cálculos de volume e consequentemente a qualidade da malha. Para comparar os volumes entre os levantamentos, foi estabelecida uma máscara padrão para todas as malhas.

Figura 10 **A:** Caminhamento realizado para levantamento topográfico com DGPS nos dias 25, 26, 27 de novembro de 2017, com espaçamento entre as linhas verticais foi de 50 m e maior detalhamento em feições como as escarpas na porção leste da área de estudo. **B:** Caminhamento realizado para levantamento topográfico com DGPS no dia 28 de novembro de 2017, com espaçamento entre as linhas verticais foi de 50 metros e menor detalhamento devido as condições climáticas durante o levantamento de campo.

5.3.2 Aerofotogrametria

Com o avanço dos sistemas computacionais, algoritmos de processamento de imagens e a VANTs mais leves e eficientes, o uso de imagens aéreas obtidas a partir de VANTs tem se mostrado uma ferramenta útil para o monitoramento costeiro (Gonçalves e Henriques, 2015; Scarelli et al. (2017)). No presente estudo, foi utilizado VANT para avaliar a morfologia local assim como os padrões hidrodinâmicos.

5.3.2.1 Obtenção das imagens aéreas

As imagens aéreas utilizadas na criação dos ortomosaicos e dos MDTs foram obtidas através de levantamentos realizados com VANT da marca DJI modelo Phantom Vision 2plus e com o auxílio do software DJI Vision.

Foram realizados quatro tipos de sobrevoo, com o objetivo de avaliar qual a melhor configuração. Em todos os sobrevoos buscou-se obter uma sobreposição lateral >60% e uma sobreposição vertical >80%. Estes valores foram escolhidos com o intuito de cobrir a área amostrada de maneira que todos os pontos fossem registrados em ao menos duas fotos, de acordo com recomendação do método (Agisoft 2013).

5.3.2.2 Processamento das imagens aéreas

O processamento foi feito com o auxílio do programa AgisoftPhotoscan. Este programa permite realizar o alinhamento das câmeras procurando os pontos em comum entre elas, e as alturas são calculadas com base nos ângulos formados entre as imagens (estereoscópica), dando origem a uma nuvem de pontos esparsa. Após o alinhamento é possível criar uma nuvem de pontos densa, a qual foi utilizada como base para a criação dos ortomosaicos e dos MDTs (Figura 11).

Figura 11 Processo de geração da nuvem de pontos densa (adaptado de Harwin e Lucier, 2012).

Para realizar o processamento das imagens o programa Agisoft photscan utiliza uma abordagem conhecida como “estrutura a partir do movimento” (Snavely et al., 2007). Parâmetros internos como a distância focal e o tamanho do sensor são obtidos através de um arquivo contido em cada imagem. Contudo, não são necessários valores exatos de tais parâmetros, visto que os mesmos são corrigidos através do processo de triangulação aérea, juntamente com a incorporação da auto calibração da câmera. A posição aproximada de cada câmera obtida através do GPS interno do VANT é utilizada na determinação dos pontos em comum, o que reduz o tempo de processamento além de fornecer uma nuvem de pontos esparsa georreferenciada (Gonçalves & Henriques, 2015).

O ajuste de pacote é feito com base na Transformação Invariante de Escala (Lowe, 2004), o qual se provou ser um método robusto para variações em

imagens em larga escala (Remondino et. al., 2006; Juan & Gwun, 2009). De acordo com Gonçalves & Henriques (2015), objetos em movimento e corpos d'água como rios, lagos e mares devem ser excluídos do processamento através do uso de mascaras.

No presente estudo, as imagens que não registraram pontos em terra foram excluídas do processamento. Desta forma, as construções dos ortomosaicos da zona de surfe tiveram como base apenas câmeras com pontos em terra e ou terra/água. Para a construção dos MDTs todos os pontos localizados na água foram excluídos.

5.3.2.4 Otimização da aerofotogrametria

Para otimização do levantamento aerofotogramétrico é possível adicionar as alturas das câmeras através de um registro de voo. O registro de voo é um arquivo texto contendo o nome das câmeras, latitude, longitude e altura de voo. Este arquivo pode ser obtido com auxílio de um software de navegação ou criado com base na altura média de voo.

Outra maneira de aperfeiçoar o levantamento é através de pontos de controle (PC). Os pontos de controle são pontos com latitude, longitude e altura conhecidos que podem ser identificados e adicionados às imagens. Estes pontos foram obtidos nas casas a beira mar (PF) e ao longo da praia (PP), durante o levantamento topográfico do dia 27/11/2017 (Figura 12). Com o objetivo de melhorar a precisão obtida nos ortomosaicos os pontos de controle PF foram utilizados em todos os levantamentos, sendo que no processamento do dia 27/11/2017 foram utilizados todos os PCs.

Figura 12 Localização dos perfis de praia em vermelho, dos pontos de controle ao longo da praia em preto (PP) e dos pontos de controle fixos em branco (PF).

5.3.2.5 Validação da aerofotogrametria

Com o intuito de avaliar a qualidade dos levantamentos aerofotogramétricos, foram realizados três processamentos baseados nos registros de voos e nos pontos de controle PF e PP. Os resultados foram comparados com pontos de checagem (pontos de controle não utilizados na otimização) e com o levantamento topográfico realizado no dia 27/11/2017. Este dia foi escolhido, pois coincide com os levantamentos dos pontos de controle PP.

A validação foi feita de maneira qualitativa através da comparação visual dos MDTs e dos perfis de praia (Figura 12), e de maneira quantitativa através da diferença entre as cotas dos MDTs e da diferença entre as cotas dos perfis de praia oriundos da aerofotogrametria e DGPS. As configurações dos pontos de controle e checagem utilizados nas otimizações estão apresentadas na Tabela 2 e a disposição dos pontos de controle podem ser encontradas na Figura 12.

Tabela 2 Configuração dos pontos de controle e dos pontos de Checagem utilizados na otimização da aerofotogrametria.

Otimização	Pontos controle	Pontos Checagem
Registro de Voo	-	PF1-PF7, PP1-PP3
Cinco PCs	PF1, PF3, PF5, PF6, PF7	PP1-PP3, PF2, PF4
Sete PCs	PF1, PF2, PF3, PF4, PP1, PP2, PP3	PF5, PF6, PF7

5.4 Hidrodinâmica da zona de surfe

Os padrões hidrodinâmicos da zona de surfe foram avaliados a partir de ortomosaicos, modelagem numérica e a integração destas duas metodologias. Também foram utilizados levantamentos topográficos e dados hidrodinâmicos coletados in-situ com PADC para geração das condições de contorno.

5.4.1 Observações (VANT)

Após a construção dos ortomosaicos, foi possível identificar as correntes geradas por ondas na zona de surfe. Esta identificação foi feita com base no contraste proveniente da quebra de ondas sob os bancos de areia (coloração esbranquiçada) e regiões profundas caracterizadas por uma coloração escura.

Os ortomosaicos foram tratados no programa Surfer 11, o qual permitiu a construção de uma imagem georreferenciada dos diversos padrões hidrodinâmicos observados. Além disso, foram avaliados os diferentes planos de voo.

5.4.2 Modelagem Numérica

Modelos numéricos tem se mostrado uma ferramenta útil para a representação de ambientes costeiros. Com o uso destas ferramentas é possível compreender os processos atuantes na área de estudo frente a variação das condições ambientais, como ondas e marés.

No presente estudo será utilizado o modelo numérico Delft 3D desenvolvido pela Deltares. O sistema de modelagem Delft 3D consiste em uma série de módulos operacionais, dentre eles o módulo Delft 3D-Wave e Delft 3D-Flow.

5.4.2.1 Módulo Wave

O módulo Wave foi utilizado para simular a propagação aleatória de ondas curtas geradas pelo vento em águas costeiras. Com esse módulo foi possível calcular a geração e propagação de ondas geradas pelo vento, a interação e dissipação não linear de onda a onda para dada batimetria, o campo de ventos, o nível da água e o campo de correntes em águas de profundidades intermediárias a rasas (Holthuijsen et al., 1989).

O modelo SWAN (Simulation Waves Nearshore) baseia-se na equação espectral discreta do balanço de energia da onda e é utilizado como base de cálculos para o módulo de ondas do Delft 3D (Booij et al., 1999; Ris et al., 1999).

5.4.2.2 Módulo Flow

O módulo Delft3D-Flow consiste em um programa de simulação hidrodinâmica e transporte multidimensional (2D ou 3D) que calcula fluxos não estacionários e o transporte resultante de forçantes meteorológicas e de maré em contornos curvilíneos e retilíneos dos grids. Este modelo é baseado na equação de Navier-Stokes aplicada para águas rasas (Hydraulics, 2006).

O sistema conservativo de equações leva em conta princípios como:

- Equação da continuidade integrada verticalmente;
- Equação de momentum do fluido nas direções horizontais e verticais;
- Equação tridimensional de advecção-dispersão para sedimentos em suspensão

Tendo como hipóteses:

- Pressão hidrostática;
- Viscosidade turbulenta;
- Equação do estado da água do mar;
- Parâmetro de Coriolis;
- Sedimentos coesivos;
- Sedimentos não coesivos;

Maiores informações sobre a formulação do modelo Delft3D podem ser encontradas no manual do modelo (Hydraulics, 2006).

Para compreender a interação entre as ondas incidentes e as correntes por elas geradas, foi realizado um acoplamento dinâmico com o módulo de ondas Delft3D-Wave através de um sistema denominado “arquivo de comunicação”. Este sistema permite a utilização dos resultados do módulo Delft3D-Wave como forçante para as equações do módulo Delft3D-flow e vice-versa. A interação entre os dois módulos acontece a cada passo de tempo pré-determinado pelo usuário. No presente estudo esta comunicação foi realizada a cada hora (resolução temporal dos dados de ondas).

5.4.2.3 Domínio do modelo e malha computacional

O domínio do modelo compreende a área de estudo localizada na região central a fim de evitar o efeito de borda. A malha computacional foi criada com o auxílio do módulo de pré-processamento RGFGGrid, dando maior detalhamento na área próxima à região estudada. O contorno batimétrico e a linha de costa foram obtidos no banco de dados disponível Laboratório de Dinâmica Costeira (LDC), derivados de cartas náuticas (DHN) e folhas de bordo da região. A estes dados foram incorporados os resultados obtidos nos levantamentos topográficos, gerando uma batimetria aproximada da zona de surfe, o que permitiu avaliar a influência das variações morfológicas na hidrodinâmica local.

As malhas computacionais apresentam uma geometria regular. Esta geometria reduz o efeito da ortogonalidade, evitando o acúmulo ou dissipação de energia indevida dentro do domínio computacional. A malha externa possui uma resolução de aproximadamente 70 m e a malha interna possui uma resolução de aproximadamente 10 m ambas na região mais refinada. Na intersecção das duas malhas computacionais a razão da malha interna/ malha externa é de aproximadamente um terço (Figuras 13 e 14).

Figura 13 Malha externa com resolução de aproximadamente 1000 m na área distal e 70 m próximo a área de interesse.

Figura 14 Malha interna com resolução de aproximadamente 37 m na área distal e 8 m próximo a área de interesse.

5.4.2.4 Condições de contorno

Como condição de contorno do modulo Delft3D-Flow da grade externa, foi utilizada a variação do nível do mar obtida através do fundeio realizado ao largo de Maresias (Figura 10). As condições de contorno do modulo Delft3D-Wave da grade externa foram obtidas através do modelo de geração global WaveWatch III (WWIII) desenvolvido pela NOAA/CPTEC. Este modelo utiliza a equação do balanço da densidade de ação espectral para o espectro direcional da onda, e considera os processos de crescimento, refração e decaimento de cada frequência específica (Tolman, 1999).

A saída do modelo WWIII é fornecida em formato grib2 com uma resolução espacial de meio grau. Os parâmetros de ondas utilizados como condição de contorno foram extraídos do ponto 24,5°S, 45,5°W, próximo à borda sul da grade externa. Estas condições de contorno foram úteis avaliar a qualidade do modelo de ondas em comparação aos resultados obtidos pelo PACD.

As condições de contorno do módulo Delft3D-flow da grade interna, foram geradas a partir dos resultados da grade externa através do aninhamento de

grades. Esta ferramenta foi utilizada com o intuito de obter maior resolução próxima à área de interesse e reduzir o esforço computacional. Nas bordas laterais da grade interna foram utilizadas séries temporais de corrente e na borda externa foi utilizada a série temporal do nível do mar, ambas obtidas a partir dos resultados da grade externa. As condições de contorno do módulo Delft3D-Wave foram obtidas através do fundeio localizado ao largo de Maresias (Figura 10).

5.4.2.5 Avaliação do modelo hidrodinâmico e do modelo de ondas

Para a avaliação do modelo podem ser utilizadas duas abordagens, qualitativa e quantitativa. A avaliação qualitativa pode ser realizada através da comparação entre series temporais ou comparação visual dos padrões hidrodinâmicos. A avaliação quantitativa se dá por meio de métodos estatísticos.

Para realizar uma avaliação qualitativa do modelo empregado, foram comparados os resultados dos ortomosaicos e os padrões hidrodinâmicos gerados pelo modelo no momento em que as imagens foram registradas. Esta avaliação foi possível devido ao padrão de quebra de ondas, representada por uma coloração esbranquiçada em regiões rasas e uma coloração escura onde em geral se encontram as correntes de retorno e longitudinais. Outro método qualitativo de avaliação utilizado foi à comparação entre as series temporais modeladas e a serie temporal registrada pelo PACD entre os dias 17 de novembro e 17 de dezembro de 2017.

A avaliação quantitativa do modelo se deu através dos métodos estatísticos do Erro Relativo Médio Absoluto (ERMA) e Skill. De acordo com Van Rijn et al. (2003) o ERMA é o erro baseado nos valores absolutos médios dos dados modelados e medidos, podendo ser calculado através da Equação 3 e classificado pela Tabela 2.

$$ERMA = \frac{\langle |X_{mod} - X_{obs}| - E \rangle}{\langle |X_{obs}| \rangle} \quad (3)$$

Onde $\langle \dots \rangle$ representa a media, $|\dots|$ o absoluto, X_{mod} os valores resultantes do modelo, X_{obs} os valores medidos e E o erro do equipamento utilizado.

Tabela 3 Classificação do parâmetro ERMA segundo Van Rijn et al, (2003).

Classificação	ERMA
Excelente	<0,1
Bom	0,1-0,3
Razoável	0,3-0,5
Pobre	0,5-0,7
Ruim	>0,7

Segundo Allen et al. (2007) o parâmetro Skill pode ser calculado através da Equação 4 e classificado a partir da Tabela 3.

$$Skill = 1 - \frac{\sum |X_{mod} - X_{obs}|^2}{\sum (|X_{mod} - \langle X_{obs} \rangle| + |X_{obs} - \langle X_{obs} \rangle|)^2} \quad (4)$$

Onde $\langle \dots \rangle$ representa a media, $|\dots|$ o absoluto, X_{mod} os valores resultantes do modelo, X_{obs} os valores medidos.

Tabela 4 Classificação do parâmetro Skill segundo Allen et al. (2007).

Classificação	Skill
Excelente	>0,65
Muito bom	0,65-0,5
Bom	0,5-0,2
Pobre	<0,2

5.4.2.6 Experimentos numéricos

Com o intuito de avaliar a variação da morfologia praial frente aos parâmetros de ondas registrados pelo PACD, foi calculada a força de onda segundo a teoria linear de ondas. De acordo com a teoria linear de onda exposta por Holthuijsen (1989), a força de onda é dada pelo produto de sua energia por unidade de área com a velocidade de grupo, podendo ser estimado pela Equação 5.

$$P = \frac{\rho g^2 H^2 T}{32\pi} \quad (5)$$

Onde ρ é a densidade da água (1027 kg/m^3), g é a aceleração da gravidade ($9,8 \text{ m/s}^2$), H é a altura significativa da onda, em metros, e T é o período em segundos. Para ondas de águas rasas o fluxo de energia ou energia potencial é dado pela Equação 6, visto que a velocidade de grupo é diferente para aproximação de águas rasas.

$$P = \frac{\rho g H^2 \sqrt{gH}}{8} \quad (6)$$

6. Resultados

O presente estudo integrou diversas metodologias para avaliar a relação entre as variações morfologias, formação e manutenção das correntes de retorno e as forçantes externas como ondas e marés. A seguir serão descritos os resultados desta integração.

6.1 PACD

O fundeio realizado ao largo de Maresias entre os dias 17 de novembro e 17 de dezembro de 2017, possibilitou avaliar a influência da variação dos parâmetros de ondas na morfologia praial, formação e manutenção das correntes de retorno. Os resultados foram utilizados como condição de contorno para os modelos e experimentos numéricos.

6.1.1 Parâmetros de ondas.

Durante o período em que o PACD esteve fundeado, 98% das ondas registradas vieram dos quadrantes SSE-S-SSW, sendo que 64% das ondas vieram do quadrante S. A altura significativa mais frequente foi de 1 m e o período foi de 9 s, representando 34 % e 31 % dos registros respectivamente (Figuras 15).

Figura 15 Histograma direcional da altura significativa e do período das ondas registradas pelo PACD entre os dias 17 de novembro e 17 de dezembro de 2017.

Para avaliar a força de onda durante o período em que o PACD esteve fundeado e identificar eventos extremos, foi calculada a força. Constatou-se que as maiores ondulações e consequentemente a maior força de onda ocorreram entre os dias 22-23 de novembro e 12-14 de dezembro de 2017 (Figuras 16 e 17). Estas ondulações foram provenientes dos quadrantes SSW, S e SSE, sendo que a maior ondulação ocorreu três dias antes do início do experimento de campo no dia 22/11/2017, com de 3,3 m de altura significativa, direção SSW (196°) e período de 7 s. O período do experimento de campo caracterizou-se por aumento da força de onda, com ondulações variando entre 0,6-1,8 m (altura significativa), 6,5-10 s (período) e 163-207° (direção) (Figuras 16 e 17).

Figura 16 Parâmetros de ondas registrados pelo PACD entre os dias 18 de novembro e 17 de dezembro de 2017. Em vermelho estão destacados os períodos em que a altura significativa foi maior que 2 m e em cinza o período em que foi realizado o experimento de campo.

Figura 17 Força de onda calculada com base nos registros do PACD fundeado ao largo da praia de Maresias. Em vermelho estão destacados os períodos em que a altura significativa da onda foi superior a 2 m e em cinza o período em que foi realizado o experimento de campo.

Com o intuito de verificar a influência da variação dos parâmetros de onda nos registros morfológicos, foi calculada a média dos parâmetros de ondas registrados nas 24 h que antecederam cada levantamento topográfico. Na Tabela 5 estão apresentados os valores médios de altura significativa, período e direção da onda, registrados nas 24 h que antecederam os levantamentos topográficos.

Tabela 5 Média das alturas significativas, períodos e direção de ondas durante as 24 horas que antecederam os levantamentos topográficos.

Data	Altura Significativa	Período	Direção
23-24/11/2017	2,00	9	176
24-25/11/2017	1,00	10	172
25-26/11/2017	0,87	10	182
26-27/11/2017	1,13	9,31	181
27-28/11/2017	1,48	8	186

6.1.2 Variação do nível do mar

Durante o período de amostragem foram registrados dois ciclos de mares de sizígia e dois ciclos de quadratura. O valor máximo registrado foi de 0,7 m no dia 23/11/2017 e o valor mínimo registrado foi de -0,81 metros no dia 14/12/2017. Ao longo experimento de campo, o nível médio do mar variou de -0,4 a 0,5 m. Na Figura 18 é possível observar o efeito da maré astronômica levando em conta as componentes M2, S2, K1, K2, N2 e O1 em comparação à variação do nível do mar registrada pelo PACD.

Figura 18 Variação do nível do mar registrada pelo PACD e a variação da maré astronômica. Em vermelho estão destacados os períodos em que a altura de onda significativa foi maior que 2 metros e em cinza o período do experimento de campo.

6.2 Morfologia

Os levantamentos morfológicos permitiram avaliar a influência da variação dos parâmetros de ondas no volume de sedimento e a formação e manutenção de feições de praia como cúspides. Os resultados a seguir apresentados foram úteis para gerar a batimetria utilizada nos modelos numéricos e avaliar as metodologias utilizadas (DGPS, aerofotogrametria) nos levantamentos topográficos.

6.2.1 DGPS

Ao longo do experimento de campo foram realizados levantamentos topográficos durante os dias 25, 26, 27, 28 de novembro de 2017. Estes levantamentos permitiram observar as variações morfológicas e de volume de sedimento frente a principal forçante externa (ondas de gravidade), além de fornecer dados complementares da batimetria na zona de surfe.

Os levantamentos topográficos foram realizados em toda a extensão da praia de Maresias. Contudo, apenas a porção central da praia foi utilizada no

monitoramento morfológico. Esta região foi escolhida devido as intensas correntes de retorno registradas no local, e limitações na autonomia do VANT, que restringiu o levantamento aéreo a uma área de aproximadamente 1,5 km de extensão.

6.2.1.1 Variações morfológicas

No dia 25/11 foram registradas na porção leste e central megacúspides com escala horizontal da ordem de 200 m e escarpas com até 1 m de altura. Na porção oeste foram registrados perfis menos íngremes e mais homogêneos (Figuras 19 e 20). No dia 26/11, as megacúspides na porção leste e central permaneceram fixas. Já na porção oeste foi registrada a formação de cúspides com uma escala horizontal de aproximadamente 60 m na região da face praial (Figuras 19 e 20).

No dia 27/11, as megacúspides na porção leste e central estavam associadas a intensas correntes de retorno. Na porção oeste houve a formação feições rítmicas com escala horizontal de aproximadamente 225 m, contudo não foi observada a presença de escarpas (Figuras 19 e 21). No dia 28/11, o padrão escarpado da porção leste e central da praia se manteve e os perfis se tornaram mais íngremes ao longo de toda a praia. Entretanto, houve o surgimento de feições rítmicas com escala horizontal da ordem de 100 m em toda a área de estudo (Figuras 19 e 21).

Figura 19 Perfil longitudinal da área de estudo de oeste para leste.

Figura 20 Modelos digitais de terreno dos dias 25 e 26 de novembro de 2017.

Figura 21 Modelos digitais de terreno dos dias 27 e 28 de novembro de 2017.

6.2.1.2 Variação do Volume de sedimento

Ao longo do experimento de campo houve uma variação significativa do volume de sedimento na porção emersa da praia de Maresia, tendo sido erodidos de cerca de 3.190 m^3 de sedimento entre os dias 25/11 e 28/11. Contudo, este resultado pode ter sido influenciado pela baixa resolução espacial dos dados obtidos no dia 28/11. Visto que o padrão de erosão e acúmulo de sedimentos possui a mesma escala da grade utilizada no levantamento topográfico do dia 28/11 (Figura 23A).

Entre as campanhas dos dias 25/11 e 26/11 houve um acúmulo de cerca de 3.933 m^3 de sedimento. Este acúmulo ocorreu ao longo de toda a área de estudo. Embora tenha sido observado um foco de erosão próximo ao ponto 442743 – 7368725 (Figura 22A). Entre os dias 26 e 27/11 houve uma perda de aproximadamente 6.062 m^3 de sedimento, sendo que houve um acúmulo de sedimento próximo à praça de Maresias (Figura 22B).

Comparando os levantamentos do dia 27/11 e 28/11 fica evidente o padrão ondulado observado no MDT, e houve uma perda de cerca de 1.006 m^3 de sedimento. Embora o volume total de sedimento erodido seja maior no dia 27/11, os focos de erosão foram mais intensos no dia 28/11, sendo que os maiores focos de erosão estão localizados próximos as megacúspides na porção central e leste da área de estudo (Figura 23A). Visto que a grade utilizada no dia 28/11 de novembro possui menor resolução espacial, foi realizada uma comparação entre os levantamentos dos dias 27/11 e 25/11.

De maneira geral, houve uma perda de sedimentos de cerca de 2.190 m^3 , sendo que os maiores focos de erosão se encontram nas cristas das megacúspides. Também foram observados acúmulos significativos de sedimentos associados a suas cavas e às laterais das megacúspides (Figura 23B).

Figura 22 Variação das cotas entre os dias 26 - 25 de novembro de 2017 (A); variação das cotas entre os dias 27 - 26 de novembro de 2017 (B).

Figura 23 Variação das cotas entre os dias 27 - 28 de novembro de 2017 e o caminhamento realizado no dia 28/11/2017 (A); Variação das cotas entre os dias 27 – 25 de novembro de 2017 (B).

Conforme esperado a variação do volume de sedimento se mostrou inversamente proporcional a variação da força de onda obtida com base nos registros do PACD. A Figura 24 apresenta os valores de volume de sedimento e a energia de onda média registrada nas 24 h que antecederam os levantamentos topográficos.

Figura 24 Variação do Volume de sedimento da área emersa da praia de Maresias (linha vermelha) versus a variação da energia de onda baseada nos dados registrados pelo ADCP (barra azul).

6.2.3 Aerofotogrametria.

No presente estudo foram testadas diversas configurações de processamento, registro de voo, cinco pontos de controle e sete pontos de controle, como objetivo de verificar qual a melhor configuração. A seguir serão apresentados os resultados das diversas configurações de processamento.

6.2.3.1 Processamento do registro de voo.

No processamento realizado com o registro de voo, os pontos de controle foram utilizados como pontos de checagem. Estes pontos permitiram avaliar o erro em X, Y, Z e o erro em pixel (erro referente à posição dos pontos nas imagens) com relação aos pontos obtidos com DGPS.

O erro total foi de $21,1 \pm 2,65$ m, sendo que o erro em Z foi de $2,71 \pm 1,37$ m. Para avaliação da morfologia praial este erro foi considerado elevado, pois diversas feições possuem variações menores que o erro total médio. O erro em

pixel médio foi de $0,50 \pm 0,26$, indicando que os pontos de controle estão bem posicionados nas imagens (Tabela 6).

Tabela 6 Pontos de checagem (registro de voo), X leste, Y norte, Z altitude.

Ponto	Erro X (m)	Erro Y (m)	Erro Z (m)	Total (m)	Imag. (pix)
PF1	16,36	14,45	4,10	22,21	0,94
PF2	16,70	11,04	4,03	20,42	0,33
PF3	16,54	12,24	2,29	20,71	0,41
PF4	13,32	12,19	0,56	18,06	0,32
PF5	17,37	18,95	1,81	25,77	0,18
PF6	16,33	16,92	1,98	23,60	0,88
PF7	14,51	14,72	3,95	21,04	0,22
PP1	17,60	14,37	2,93	22,91	0,32
PP2	15,68	11,11	1,83	19,31	0,66
PP3	11,01	11,75	-0,10	16,10	0,72
Total	15,66	14,00	2,71	21,18	0,57

O modelo gerado a partir do registro de voo (MDTR) apresentou maior variação em Z quando comparado aos demais modelos, variando de -11 a 6 m (Figura 25B). Quanto à variação das cotas entre os modelos, erro médio em Z foi de $0,6 \pm 2,10$ m, eliminando a região sujeita ao espriamento das ondas o erro médio subiu para $3,48 \pm 2,10$ m (Figura 26A). A diferença entre o volume de sedimento total foi de 19.517 m^3 .

6.2.3.2 Processamento com cinco pontos de controle fixos (PF)

No processamento realizado com cinco pontos de controle, foram utilizados apenas pontos fixos (PF) na otimização. Este tipo de otimização facilita levantamentos futuros, pois os PF não variam ao longo do tempo dispensando o uso do DGPS em levantamentos futuros.

O erro médio total foi de $1,09 \pm 1,33$ m. Este erro é significativamente menor do que o erro obtido com o registro de voo ($p < 0,05$). O erro em pixel também

apresentou uma diminuição quando comparado ao registro de voo. Contudo, a diferença não foi significativa ($p>0.05$).

O erro médio em Z apresentou uma diminuição quando comparado ao erro médio obtido com registro de voo. Entretanto, esta diminuição está relacionada ao erro total dos pontos de controle (Tabela 7), que é menor do que o erro total dos pontos de checagem (Tabela 8).

Tabela 7 Pontos de controle (cinco pontos de controle), X leste, Y norte, Z altitude.

Ponto	Erro X (mm)	Erro Y (mm)	Erro Z (mm)	Total (mm)	Imag. (pix)
PF1	0,56	0,98	-0,75	1,36	0,29
PF3	-0,31	-1,15	0,76	1,42	0,36
PF5	0,38	0,3	-1,51	1,65	0,30
PF6	0,05	-0,07	0,16	0,19	0,79
PF7	0,01	0,30	0,3	0,48	0,15
Total	0,33	0,70	0,87	1,17	0,51

Tabela 8 Pontos de checagem (cinco pontos de controle), X leste, Y norte, Z altitude.

Ponto	Erro X (m)	Erro Y (m)	Erro Z (m)	Total (m)	Imag. (Pix)
PF2	0,28	-0,82	1,14	1,43	0,20
PF4	-1,96	-1,39	-0,10	2,40	0,27
PP1	-0,33	-0,09	1,46	1,50	0,12
PP2	-0,41	-1,17	1,12	1,67	0,43
PP3	-3,17	-1,99	0,94	3,86	0,58
Total	1,69	1,26	1,06	2,36	0,39

O modelo gerado com cinco pontos de controle (MDTC) apresentou valores elevados em Z quando comparados ao MDGPS. Entretanto as feições praias observadas nos dois modelos eram semelhantes (Figura 25 C).

A diferença entre o volume de sedimento foi de 30.530 m^3 , sendo que o erro médio em Z foi de $0,99 \pm 0,49$ metros (Figura 26 B). Eliminando a região sujeita ao espriamento, o erro médio em Z cai para $0,9 \text{ m} \pm 0,41 \text{ m}$.

6.2.3.3 Processamento com sete pontos de controle.

No processamento realizado com sete pontos de controle, foram utilizados os pontos fixos (PF) e os pontos móveis (PP). O erro médio total e erro médio em Z foram reduzidos em duas ordens de grandeza, variando entre 7 ± 16 cm e $-3 \text{ cm} \pm 12$ cm respectivamente. O ponto PF5 apresentou um erro total de 53 cm, sendo considerado um ponto espúrio. Removendo este ponto o erro médio cai para $2,66 \pm 2,32$ cm. Possivelmente este erro esteja relacionado à baixa sobreposição de imagens nos arredores deste ponto (Figura 31B).

O erro em pixel se manteve abaixo de um ou próximo a este valor, indicando que tanto os pontos de controle quanto os pontos de checagem estão bem posicionados nas imagens (Tabelas 9 e 10).

Tabela 9 Pontos de controle (sete pontos de controle) X leste, Y norte, Z altitude.

Ponto	Erro X (cm)	Erro Y (cm)	Erro Z (cm)	Total (cm)	Imag. (pix)
PF1	0,12	0,16	-0,06	0,22	1,04
PF2	-0,39	-0,93	-0,47	1,11	0,23
PF3	0,93	4,70	1,11	4,92	0,35
PF4	2,05	-3,86	-0,74	4,4	0,28
PP1	-0,04	-0,03	-0,01	0,05	0,13
PP2	-1,20	-2,51	-0,34	2,80	0,43
PP3	-1,45	2,50	0,47	2,93	0,59
Total	1,12	2,68	0,58	2,97	0,45

Tabela 10 Pontos de checagem (sete pontos de controle) X leste, Y norte, Z altitude.

Ponto	Erro X (cm)	Erro Y (cm)	Erro Z (cm)	Total (cm)	Imag. (pix)
PF5	-21,35	-28,52	-40,44	53,90	0,34
PF6	0,96	0,04	0,24	0,99	0,75
PF7	-1,41	0,92	0,65	1,80	0,18
Total	12,36	16,48	23,35	31,14	0,57

Observando os MDTs (Figuras 25) é possível constatar que o MDT que mais se aproxima MDGPS é o modelo com sete pontos de controle (MDTS). O erro médio entre as cotas foi de $0,08 \text{ m} \pm 0,34 \text{ m}$, sendo que as maiores diferenças foram observadas na região sujeita ao espraçamento das ondas. Eliminando esta região, o erro médio cai para $0,017 \text{ m} \pm 0,2 \text{ m}$, e a diferença no volume de sedimento total é reduzida uma ordem de grandeza quando comparada aos demais modelos (2.622 m^3).

Figura 25 Modelos digitais de terreno gerados a partir de dados coletados com DGPS e aerofotogrametria. A: MDT gerado a partir do DGPS (MDGPS); B: MDT gerado a partir de aerofotogrametria otimizada com registro de voo (MDTR); C: MDT gerado a partir de aerofotogrametria otimizada cinco pontos PF (MDTC); C: MDT gerado a partir de aerofotogrametria otimizada com sete pontos PF e PP (MDTS).

Figura 26 Variação das cotas entre os MDTs gerados a partir de dados coletados com DGPS e aerofotogrametria. A: MDTRS-MDGPS; B MDTC-MDGPS; C MDTS-MDGPS.

6.2.3.4 Perfis de praia

Morfológicamente os perfis que mais se aproximaram dos gerados com DGPS foram os do MDTC e MDTS. Contudo, na região da face praial a diferença aumentou para os dois modelos. Nos perfis gerados a partir do MDTR as diferenças na morfologia foram evidentes.

Na Tabela 10 está apresentado o sumário estatístico das diferenças entre os perfis gerados a partir da aerofotogrametria (MDTR, MDTC, MDTS) e MDGPS.

Tabela 10. Sumário estatístico da diferença entre os perfis gerados a partir da aerofotogrametria e DGPS.

	MDTR (m)	MDTC (m)	MDTS (m)
N	74	74	74
Mínimo	-10,83	0,14	-0,46
Máximo	3,68	1,82	0,72
Soma	13,61	71,33	5,33
Média	0,18	0,96	0,07
Desvio Padrão	2,95	0,41	0,26
Mediana	0,93	0,92	0,03
25 Percentil	-0,77	0,65	-0,11
75 Percentil	2,09	1,22	0,27

Figura 27 Comparação entre o Perfil 1 obtido a partir da aerofotogrametria e DGPS.

Figura 28 Comparação entre o Perfil 2 obtido a partir da aerofotogrametria e DGPS.

Figura 29 Comparação entre o Perfil 3 obtido a partir da aerofotogrametria e DGPS.

Figura 30 Comparação entre o Perfil 4 obtido a partir da aerofotogrametria e DGPS.

6.3 Hidrodinâmica da zona de surfe

O uso de imagens de longa exposição, vídeos (Gallop et al., 2009; Ranasinghe et al., 2001) e modelos numéricos (Castelle et al., 2016; Fujimura et al., 2014; Macmahan et al., 2010) são metodologias consagradas para estudos realizados na zona de surfe. No presente estudo foi proposta uma nova metodologia a partir de ortomosaicos obtidos através de imagens pós-processadas de VANTs integrados com modelos numéricos para avaliar a hidrodinâmica da zona de surfe.

6.3.1 Observações (VANT).

De maneira geral, todos os planos de voo obtiveram boa sobreposição das imagens, sendo que algumas exceções foram observadas no dia 27/11 próximo ao PF5, e entre o Canto da Barra e a Praça no dia 26/11 (Figura 31A).

Figura 31 Taxa de sobreposição dos levantamentos aéreos e posição das câmeras. A-26/11/2017; B-27/11/2017; C-28/11/2017; D 29/11/2017.

Quanto ao custo benefício, o plano de voo que obteve maior cobertura espacial e menor gasto de bateria foi o plano de voo realizado no dia 29/11. Este levantamento consumiu apenas duas baterias, sendo que os demais levantamentos consumiram três baterias. A resolução do solo ficou a baixo de 5 cm/pix para todos os sobrevoos, sendo considerada adequada para avaliação da morfologia praial. A Tabela 11 apresenta as configurações dos planos de voo, a resolução do solo e a área coberta para cada levantamento.

Tabela 11 Configurações dos planos de voo realizados durante os levantamentos de campo, área coberta e resolução do solo obtidas.

Data	Alt. (m)	Esp. (m)	Freq. (s)	Vel. (m/s)	Resolução (cm/pix)	Área (Km²)
26/11/17	60	70	3	~4	2,86	0,47
27/11/17	80	60	3	~2	3	0,57
28/11/17	90	80	3	~4	3,01	0,48
29/11/17	120	100	3	~8	4,74	0,61

Dentre os ortomosaicos gerados, o que melhor representou a zona de surfe foi do dia 29/11. A maior qualidade do ortomosaico gerado está relacionada à altura de voo, uma vez que quanto maior a altura das câmeras maior a área será coberta em solo. Desta forma a reconstrução do ortomosaico é baseada em imagens com maior cobertura da porção emersa do perfil praial. Contudo, este levantamento foi realizado com o sol a pino, criando reflexos na água o que dificultou a identificação dos padrões hidrodinâmicos (Figura 34).

Os ortomosaicos dos dias 27/11 (Figura 32) e 28/11 (Figura 33) possuem qualidade semelhante. Entretanto devido à extensão da zona de surfe a região da cabeça das correntes de retorno apresentou qualidade inferior no dia 28/11. No ortomosaico do dia 26/11, embora tenha sido registrada a melhor resolução espacial (Tabela 11), seus resultados dentro da zona de surfe se mostraram inferiores aos demais (Figura 32). A menor qualidade deste ortomosaico esta relacionada à baixa sobreposição das imagens (Figura 31A).

Figura 32 Ortomosaico gerado a partir do levantamento de campo do dia 26/11/2017.

Figura 33 Ortomosaico gerado a partir dos levantamentos de campo dos dias 27/11/2017 (A) e 28/11/2017 (B).

Figura 34 Ortomosaico gerado a partir do levantamento de campo realizado no dia 29/11/2017.

No dia 26/11 foram observadas três correntes de retorno com fluxo predominante transversal à linha de costa (Figura 35). No dia 27/11, o fluxo predominante era transversal à linha de costa e foram registradas sete correntes de retorno, das quais apenas a corrente a oeste na área de estudo apresentava quebra de ondas sobre o canal (Figuras 32 e 35).

No dia 28/11 foram registrados dois padrões hidrodinâmicos distintos, um na porção oeste com característica meandrante e um na porção central e leste caracterizado pela presença de quatro correntes de retorno (Figuras 33 e 35). No dia 29/11, o padrão de circulação era predominantemente transversal à linha de costa e foram observadas sete correntes de retorno (Figura 34 e 35).

Ao longo do levantamento de campo houveram variações da energia das ondas, assim como na direção média da ondulação. Visto que a zona de surfe possui baixo tempo de resposta quando comparada a porção emersa do perfil praiar, os parâmetros de ondas utilizados são referentes ao momento do levantamento e não a média de 24 h utilizada para avaliar as variações morfológicas da porção emersa da área de estudo.

O nível do mar foi obtido com relação ao nível médio das profundidades registradas pelo PACD, variando de 0,33 a -0,19 m (Tabela 12). Na Tabela 12 estão apresentados os parâmetros de ondas e o nível do mar referentes ao momento em que o levantamento de campo estava sendo realizado.

Tabela 12 Parâmetros de ondas e nível do mar com relação ao nível médio do mar registrados pelo ADCP no momento dos levantamentos aéreos.

Data	Altura significativa (m)	Período (s)	Direção (°)	Nível do mar (m)
26/11/2017	1,3	9,7	170	0,23
27/11/2017	1,3	8,6	165	0,02
28/11/2017	1,6	8,5	185	-0,19
29/11/2017	1,4	7,8	175	0,33

Figura 35 Padrões hidrodinâmicos obtidos através dos ortomosaicos.

6.3.2 Modelagem Numérica

A modelagem da propagação de ondas e a interação entre processos foram feitas através do modelo numérico DELFT3D. A fim de obter maior resolução na área de interesse e reduzir o esforço computacional foi utilizada a ferramenta aninhamento de grades.

6.3.2.1 Grade externa

Como condição de contorno para o modulo Delft3D-Flow, foi utilizada a variação do nível do mar registrada pelo PACD. Estes dados foram previamente filtrados, eliminando os valores maiores que dois desvios padrão mais a média e menores que dois desvios padrão menos a média. Posteriormente foi aplicada uma média móvel com o objetivo de eliminar variações de alta frequência (menores que duas horas).

Os resultados mostram que o modelo representou bem a realidade para variação do nível do mar, com ERMA dentro do intervalo de Bom (Van Rijn et al., 2003) e o Skill dentro do intervalo de Excelente (Allen et al., 2007). A comparação qualitativa também apresentou resultados satisfatórios (Figura 36).

Figura 36 Comparação entre a variação do nível do mar registrada pelo ADCP e pela grade externa. No canto inferior direito valores dos parâmetros ERMA e Skill.

Como condição de contorno do módulo Delft3D-Wave foram utilizados dados do modelo WaveWatch III (WWIII). A partir da análise qualitativa é possível constatar que o modelo subestimou as alturas significativas das ondas. Contudo, a análise quantitativa mostrou que os resultados podem ser classificados como “Razoável-Bom” para o parâmetro ERMA (Van Rijn et al., 2003) e “Excelente” para o parâmetro Skill (Allen et al., 2007).

Assim como a altura significativa, a direção média foi subestimada pelo modelo sobre tudo para ondas vindas de E-SE. Quanto a análise quantitativa, os resultados foram classificados como “Excelente” e “Bom” para os parâmetros ERMA (Van Rijn et al., 2003) e Skill (Allen et al., 2007) respectivamente. Contudo, os parâmetros de ondas modelados na grade externa não foram utilizados como condição de contorno, uma vez que havia a disponibilidade de dados medidos in-situ, que melhor representa a condição do ambiente.

6.3.2.2 Grade interna

Como condição de contorno do módulo Delft3D-Flow, foram utilizadas as séries temporais da variação de nível do mar para a borda sul e de corrente para as bordas leste e oeste. Estas séries foram obtidas a partir dos resultados da grade externa.

A avaliação qualitativa mostrou que o modelo representa bem a realidade para variação do nível do mar. Quanto à avaliação quantitativa o parâmetro EMAR foi classificado como “Bom” (Van Rijn et al., 2003) e o parâmetro Skill foi classificado como “Excelente” (Allen et al., 2007) (Figura 37).

Figura 37 Comparação entre a variação do nível do mar registrada pelo ADCP e pela grade interna. No canto inferior direito valores dos parâmetros ERMA e Skill.

Os valores dos parâmetros ERMA e Skill para altura significativa foram classificados como Excelente (Van Rijn et al., 2003; Allen et al., 2007) a avaliação qualitativa mostrou que o modelo representa bem a realidade (Figura 38), sendo que uma pequena discrepância foi registrada no dia 22/11/2017, momento no qual houve uma movimentação do fundeio.

Figura 38 Comparação entre a variação da altura significativa das ondas registradas pelo ADCP e pela grade interna. No canto inferior direito valores dos parâmetros ERMA e Skill.

Quanto à direção média das ondas, os parâmetros ERMA e Skill foram classificados como “Excelente” (Van Rijn et al., 2003; Allen et al., 2007) e a avaliação qualitativa mostra que o modelo representa bem a realidade (Figura 39). A partir dos resultados obtidos e das avaliações apresentadas, a grade interna e as condições de contorno foram consideradas adequadas para representar os padrões hidrodinâmicos da área de estudo.

Figura 39 Comparação entre a variação da direção média das ondas registradas pelo ADCP e pela grade interna. No canto inferior direito valores dos parâmetros ERMA e Skill.

6.3.2.3 Avaliação das correntes de retorno a partir do modelo numérico e dos ortomosaicos.

Com o intuito de avaliar a qualidade do modelo numérico, seus resultados foram comparados com os ortomosaicos utilizando os mesmos parâmetros de ondas (Tabela 12). No dia 26/11, o fluxo registrado pelo modelo era predominantemente transversal à linha de costa e foram registradas sete correntes de retorno (Figura 40), contradizendo o que foi observado nos ortomosaicos onde foram registradas apenas três correntes (Figura 35). Embora o número de correntes no ortomosaico tenha sido menor do que no modelo, as correntes da porção oeste e leste foram bem representadas. Possivelmente a diferença no número de correntes esteja relacionada à baixa sobreposição das imagens, a qual gerou um ortomosaico de menor qualidade (Figura 30A).

As correntes da porção oeste apresentaram regime recirculantes indicando menor risco para o banhista. Já as duas correntes da porção central apresentaram fluxo de saída e as correntes a leste apresentaram um misto

entre saída e recirculante. O fluxo das correntes na porção central e leste se fundiu com o fluxo da corrente deflexão a leste, permanecendo estável por cerca de 800 m além da zona de arrebentação (Figura 40), o que representa alto risco para o banhista.

Figura 40 Comparação entre o ortomosaico e os fluxos gerados pelo modelo numérico dentro da zona de surfe no dia 26/11/2017.

No dia 27/11 foram registradas sete correntes de retorno e o fluxo era transversal à linha de costa. Quanto ao posicionamento das correntes, o modelo numérico representou bem o ortomosaico (Figura 41). O regime de saída foi observado na corrente a oeste, em duas correntes na porção central e na corrente de deflexão a leste da área de estudo. As demais correntes apresentaram regime recirculantes (Figura 41).

De maneira geral, houve a dispersão das correntes de retorno logo após a zona de arrebentação, com exceção das correntes com regime de saída na

porção central e leste. Assim como no dia 26/11, os fluxos oriundos destas correntes fundiram-se com a corrente de deflexão podendo ser observado em até 800 m além da zona de arrebentação (Figura 41).

Figura 41 Comparação entre o ortomosaico e os fluxos gerados pelo modelo numérico dentro da zona de surfe no dia 27/11/2017.

No dia 28/11 foram registradas quatro correntes de retorno e dois padrões de circulação, meandrante na porção oeste e transversal nas porções central e leste. O padrão de circulação gerado pelo modelo representou bem o observado no ortomosaico (Figura 42).

O regime predominante foi de saída, sendo que na corrente a leste foi observado um misto entre saída e recirculante. Quanto à dispersão das correntes, foi observada uma fusão das quatro correntes de retorno e a corrente de deflexão formando um fluxo que permaneceu estável por mais de 1000 m além da zona de arrebentação (Figura 42).

Figura 42 Comparação entre o ortomosaico e os fluxos gerados pelo modelo numérico dentro da zona de surfe no dia 28/11/2017.

No dia 29/11 foram geradas cinco correntes de retorno e nos ortomosaicos foram observadas sete (Figuras 43). Contudo, esta diferença pode estar relacionada a erros na interpretação do ortomosaico e a batimetria utilizada, visto que o reflexo Sol dificulta a identificação das correntes e a batimetria foi gerada a partir da topografia do dia 28/11.

Embora haja discrepância no número de correntes, o padrão hidrodinâmico e o posicionamento das mesmas foi bem representado pelo modelo. Quanto ao regime, houve a predominância do regime de saída com exceção da corrente a leste da área de estudo (Figura 43).

A dispersão das correntes ocorreu após a zona de arrebatamento, com exceção das correntes na porção central que perduraram por

aproximadamente 400 m além da zona de arrebentação, após a fusão com a corrente de deflexão.

Figura 43 Comparação entre o ortomosaico e os fluxos gerados pelo modelo numérico dentro da zona de surfe no dia 29/11/2017.

De maneira geral, o número de correntes de retorno geradas pelo modelo foi proporcional à variação da altura significativa das ondas. Quanto à direção das ondas, ondas vindas dos quadrantes S, SSE tendem a favorecer a formação de correntes de retorno. Já ondulações vindas do quadrante SSW tendem a favorecer a formação de correntes longitudinais na porção oeste e correntes de retorno nas porções leste e central.

Avaliando a disposição das correntes ao longo do experimento, foi possível observar que as duas correntes na porção central permaneceram fixas, assim como a corrente de deflexão a leste da área de estudo. Como era esperado não foi possível observar uma correlação direta entre o regime de circulação e

o nível do mar, visto que a área de estudo se localiza em uma região de micro maré e o experimento foi realizada em maré de quadratura.

A partir dos resultados foi considerado que o modelo representa bem a hidrodinâmica bidimensional na zona de surfe, possibilitando a realização de experimentos numéricos.

6.3.2.4 Influência da batimetria nas correntes de retorno.

Com o objetivo de avaliar a influência da batimetria na formação e manutenção das correntes de retorno, foi criada uma batimetria regular a partir da interpolação entre a cota um e a isóbata cinco. Esta batimetria foi suavizada na região da zona de surfe e as condições de contorno foram as mesmas utilizadas no modelo com batimetria interpolada a partir dos resultados da morfologia (Tabela 12).

Os resultados obtidos demonstram que a batimetria desempenha um papel fundamental na formação das correntes de retorno. No dia 26/11 foi gerada apenas a corrente de deflexão a leste (Figura 44). No dia 27/11 foram observadas três correntes de retorno, sendo uma delas a corrente de deflexão a leste (Figura 45).

No dia 28/11 foi observada a presença de uma corrente longitudinal e da corrente de deflexão (Figura 46). No dia 29/11 foi observada apenas uma corrente de deflexão a leste (Figura 47).

As correntes fixas na porção central não foram observadas, indicando uma forte influência da topografia na formação e manutenção das mesmas. Quanto à variação do número de correntes e a altura significativa da onda, não foi observada correlação direta.

De maneira geral, o padrão de circulação não foi bem representado pelo modelo quando utilizada uma batimetria regular, sendo que apenas as correntes no dia 27/11 apresentaram alguma semelhança com as registradas nos ortomosaicos e nas simulações com batimetria irregular.

Figura 44 Comparação entre o ortomosaico e o fluxo gerado pelo modelo numérico dentro da zona de surfe com uma batimetria regular no dia 26/11/2017.

Figura 45 Comparação entre o ortomosaico e o fluxo gerado pelo modelo numérico dentro da zona de surfe com uma batimetria regular no dia 27/11/2017.

Figura 46 Comparação entre o ortomosaico e o fluxo gerado pelo modelo numérico dentro da zona de surfe com uma batimetria regular no dia 28/11/2017.

Figura 47 Comparação entre o ortomosaico e o fluxo gerado pelo modelo numérico dentro da zona de surfe com uma batimetria regular no dia 29/11/2017.

6.3.2.5 Evento extremo dos dias 22 e 23 de novembro

A fim de avaliar a influência do evento extremo dos dias 22/11 e 23/11, foi criado um cenário utilizando como condições de contorno a média das ondas durante o evento e a batimetria criada com a topografia do dia 25. A altura significativa média foi de 2,7 m, a direção foi de 169° e o período foi de 9 s.

A partir dos resultados é possível constatar que apenas as correntes fixas na porção central e a corrente de deflexão foram geradas. Quanto ao regime de circulação foi registrado regime de saída na corrente a oeste, recirculante na central e de saída a leste, sendo que o fluxo da corrente a oeste permaneceu estável por mais de 800 m além da zona de arrebentação (Figura 48).

A intensidade dos fluxos nas duas correntes centrais foi visivelmente maior do que a observada na corrente a leste, sugerindo uma maior capacidade de remobilização de sedimentos (Figura 48).

Figura 48 Comparação entre o ortomosaico e o fluxo médio gerado no evento dos dias 22 e 23 de novembro de 2017.

7. Discussão

7.1 Morfologia

Durante o experimento de campo foram registrados dois eventos distintos, um de diminuição de energia das ondas entre os dias 23/11 e 26/11 e posterior aumento de energia entre os dias 26/11 e 28/11. De maneira geral, o estado morfodinâmico da praia de Maresias acompanhou a variação da altura das ondas com exceção do dia 28/11.

Entre os dias 25/11 e 26/11 houve a migração de Bancos e Praia de Cúspides no dia 25/11 para Banco e Calha Transversal no dia 26/11. Este fato é evidenciado pelo acúmulo de sedimentos na porção emersa da área de estudo e pela fusão parcial dos bancos de areia com as cristas das cúspides, que em geral estavam associadas às correntes de retorno.

De acordo com Short (1980), a diminuição da energia das ondas implica na migração de estados morfodinâmicos mais dissipativos para estados mais refletivos, o aumento da energia faz o caminho inverso. O autor afirma ainda que o estado modal de praias de micromaré com sedimento da classe de areia média sob condições de diminuição de energia e altura de onda variando entre 0,5 a 1 m é o de Bancos de Calha Transversal, corroborando com o que foi observado em campo.

No dia 27/11, com o aumento da energia das ondas, as cúspides formadas foram destruídas e foi observada a formação de feições rítmicas com espaçamento da ordem de 250 m, ao longo da face praial da porção oeste da área de estudo. O estado morfodinâmico foi caracterizado como um misto entre Bancos de Calha Transversal na porção leste e Bancos e Praia de Cúspide na porção oeste. De maneira geral foram observadas correntes de retorno em toda a área de estudo.

De acordo com Holman et al. (2006), o aumento de energia de onda tende a eliminar feições como cúspides e correntes de retorno formando barras longitudinais e feições características de estados dissipativos. Contudo, devido às características sedimentares da praia de Maresias dificilmente ela atingira um estado dissipativo.

No dia 28/11, a energia das ondas continuou a aumentar. Foram observadas cúspides com escala horizontal de 90 m e erosão de 1.006 m³. É provável que este padrão rítmico formado no dia 28/11, esteja relacionado à baixa resolução espacial do levantamento, uma vez que as cristas estão relacionadas a trechos onde o caminhar foi feito na berma e as cavas estão associadas a trechos onde o caminhar foi feito na base da face praial.

Uma forma de solucionar o problema da resolução espacial é a utilização de aerofotogrametria. Nos testes realizados, foi constatado que o MDTs apresentou um erro médio de cerca de 1 ± 20 cm e o erro dos pontos de checagem e controle foi de $2,66 \pm 2,32$ cm quando comparado a dados de DGPS. Contudo, na região próxima ao espraçamento das ondas houve um aumento do erro em todas as configurações testadas.

De acordo com Gonçalves e Henriques (2015), existem algumas dificuldades ao implementar a aerofotogrametria em áreas abertas, como é o caso de Maresias. Uma das dificuldades está relacionada a largos corpos d'água ou a quebra de ondas. Neste caso o autor sugere o uso de máscaras para eliminar estas regiões.

Outras regiões com baixa acurácia foram registradas nas bordas da área de estudo. Segundo Clayput et al. (2016), o erro médio aumenta proporcionalmente à distância dos pontos de controle. O autor afirma ainda que o número de pontos de controle é um fator relevante na qualidade do levantamento, variando em uma ordem de grandeza para otimizações feitas com 15 e 9 pontos de controle. Desta forma ao utilizar aerofotogrametria para monitoramento morfológico do ambiente praial, deve-se eliminar a região sujeita ao espraçamento das ondas e utilizar 15 ou mais pontos de controle dispostos ao longo de toda a área de estudo. Possivelmente a adoção destas recomendações e o adensamento da grade utilizada no levantamento com DGPS reduziriam a diferença entre os dois métodos.

De maneira geral, as feições observadas na porção leste da área de estudo se mantiveram fixas ao longo de todo o período de monitoramento. Possivelmente, a permanência destas feições esteja relacionada às correntes de retorno controladas pela batimetria. Já a porção oeste do perfil praial se mostrou mais suscetível a alterações da morfologia.

Quanto à variação do volume total de sedimentos, foi observada uma relação inversamente proporcional com a energia de onda obtida com base nas alturas significativas registradas pelo PACD. Contudo, esta variação não foi uniforme ao longo de toda a área de estudo.

Em geral, os maiores focos de erosão foram registrados nas cristas das megacúspides e os maiores acúmulos de sedimento foram observados nas laterais e cavas das mesmas. De acordo com Masselink et al (1997), as cúspides se comportam feições erosivas deposicionais, onde o aumento da crista aumenta a área erosiva e o aumento da cava aumenta a área deposicional. Santos (2015), Vousdoukas (2012) e Almar et al. (2008) observaram que a pequena intrusão do espraçamento causa a erosão das cristas e deposição de sedimentos nas cavas, corroborando com o que foi observado em campo. É provável que a erosão no topo das cristas esteja relacionada à divergência do fluxo no local, e o acúmulo de sedimentos nas cavas e nas laterais estejam relacionados à convergência de duas correntes de alimentação.

7.2 Hidrodinâmica da zona de surfe

Durante o período do experimento, o número e as características das correntes de retorno acompanhou a variação da altura significativa da onda registrada pelo PACD com exceção do dia 26/11, que registrou o menor número de correntes de todo o experimento. Embora o baixo n amostral e a variação relacionada aos diferentes planos de voo não permitam a tomada de conclusões assertivas, os resultados obtidos corroboram com resultados de Huntley e Short (1992) e Calvete et al. (2005). Os autores afirmam que o número e a intensidade das correntes de retorno variam de acordo com a altura significativa da onda. Contudo, Ranasinghe et al. (2000), Whyte et al. (2005) e Turner (2007) não observaram uma relação clara entre o número de correntes e a altura significativa das ondas. Fatores como da batimetria na zona de surf (Gallop et al. 2011), período das ondas e variações da batimetria ao largo (Long e Okzan-Haller 2005) podem influenciar na formação e manutenção de das correntes de retorno.

Quanto à quebra de ondas dentro do canal de retorno, foram observadas variações que acompanhavam a variação do nível do mar, sendo que no dia 28/11 todas as correntes foram caracterizadas como de canal fechado. Segundo MacMahan et al. (2010), correntes de retorno tentem a apresentar características de canal fechado durante a baixa mar e seu fluxo predominante é o de recirculação.

De acordo com Pitman et al. (2016), os fluxos de retorno variam de acordo com a maré em praias de meso e macro maré podendo tornar as correntes inativas durante a preamar e dobrando a intensidade do fluxo durante a baixa mar. Contudo, como era esperado, tanto os modelos numéricos quanto os ortomosaicos não registraram uma correlação direta entre o número de correntes e o nível do mar, visto que a praia é de micro maré e o experimento foi realizado em maré de quadratura, reduzindo assim a influência da maré no padrão de correntes de retorno.

A comparação do modelo numérico com os ortomosaicos mostrou que o modelo numérico representou bem a circulação bidimensional, indicando que tanto o modelo quanto os ortomosaicos são boas ferramentas para avaliar o padrão de circulação da zona de surfe. Além disso, esta avaliação permitiu a realizar experimentos numéricos, uma vez que o modelo foi considerado calibrado. Contudo, não foi realizada uma avaliação da intensidade das correntes geradas por ondas, pois não foram realizadas medições na zona de surfe o que impossibilitou sua calibração.

Observando os resultados do modelo numérico foi possível constatar que o fluxo predominante é transversal a linha de costa na porção central e leste, e varia de longitudinal a transversal na porção oeste. Além disso, as correntes na porção central e leste variaram menos do que na porção oeste indicando uma maior influência da topografia.

Este fato foi constado a partir do experimento numérico realizado com batimetria regular, pois não foram geradas correntes fixas na porção central. O experimento também mostrou que as correntes da porção oeste possuem maior influência da hidrodinâmica, visto que no dia 27/11 foram geradas correntes de retorno mesmo sem haver variações longitudinais na batimetria. Outro fator relevante observado nos experimentos com batimetria regular foi à

presença constante da corrente de deflexão, indicando que a batimetria não influencia na sua formação.

Com o intuito de avaliar a influência do evento extremo nas correntes fixas, foi realizado um experimento numérico com as condições médias do evento. O experimento mostrou que apenas as duas correntes fixas na porção central e duas a leste foram geradas. Além disso, a intensidade destas correntes era elevada quando comparada aos demais cenários, indicando maior capacidade na remobilização de sedimentos. Estes resultados indicam que as feições morfológicas que permaneceram fixas durante todo o experimento foram geradas no evento extremo dos dias 22/11 e 23/11.

Dentre todas as correntes registradas durante o experimento, apenas duas correntes se mantiveram fixas. É provável que a morfologia do fundo exerça um controle topográfico sobre estas correntes. De acordo com Gallop et al. (2011), eventos extremos tendem a transferir grandes volumes de sedimento para a porção submersa do perfil praiial criando correntes de retorno controladas pela batimetria que podem permanecer fixas por anos.

Quanto ao regime de circulação, a corrente fixa na porção central apresentou regime de saída e sua dispersão ocorreu centenas de metros após a zona de arrebenção, devido à fusão com a corrente de deflexão. As demais correntes variaram entre misto, recirculante e saída. Fatores como o regime de circulação devem ser levados em consideração na hora de determinar a melhor estratégia de escape. Em regimes de recirculação a estratégia permanecer boiando pode ser considerada adequada e em regimes de saída a estratégia nadar em paralelo é a mais indicada (McCarrol et al. 2014).

De acordo com Short (2007), correntes de retorno representam alto risco para os banhistas, sobre tudo com ondulações menores que 1,5 metros, pois encorajam os banhistas a se arriscarem na zona de surfe. Situação esta que foi observada durante todo o experimento de campo.

8. Considerações finais

Durante o experimento de campo foi registrada a variação da força de onda. Esta variação apresentou uma relação inversamente proporcional ao volume de sedimento, entretanto a relação não foi uniforme em toda a área de estudo. Nas cristas das megacúspides foi observada erosão acentuada, e nas laterais e cavas foi observado acúmulo de sedimentos.

Possivelmente este padrão erosivo e deposicional esteja relacionado a divergência dos fluxos na crista e convergência dos mesmos nas cavas. Estes fluxos foram observados nos experimentos numéricos realizados com batimetria irregular e embora tenha sido observado nas demais correntes de retorno, a persistência das correntes fixas na porção central intensificaram os processos de erosão e deposição de sedimento.

Assim como o volume de sedimentos o número de correntes de retorno observadas no modelo numérico apresentou uma relação inversamente proporcional à força de onda. Contudo, esta relação não foi observada nos ortomosaicos. Este fato se deve à baixa sobreposição das imagens entre a Praça de Maresias e o Canto da Barra no dia 26/11, o qual gerou um ortomosaico de menor qualidade.

O estado morfodinâmico variou de Bancos e Praias de Cúspides a Banco de Calhas Transversais, sendo que a porção central-leste se mostrou mais estável do que a porção oeste tanto na zona de surfe quanto na área emersa. A variação de estado acompanhou a força de onda, migrando para estados mais dissipativos durante eventos de alta de energia e para estados mais refletivos durante eventos de baixa energia, sobre tudo na porção oeste.

A estabilidade da porção central-leste está relacionada às correntes de retorno controladas pela batimetria, as quais se mantiveram fixas em todos os cenários modelados com batimetria irregular e estavam presentes em todos os ortomosaicos. Estas correntes estavam associadas às megacúspides com escala horizontal de 200 m e escarpas de até 1 m.

Nos cenários modelados com batimetria regular, não foram geradas correntes de retorno na região confirmando a forte influência da topografia na manutenção e formação das mesmas. Além disso, nos cenários com batimetria

regular o número de correntes de retorno foi inferior aos realizados com batimetria irregular. Evidenciando a importância da topografia no processo de formação das correntes de retorno.

Possivelmente as feições persistentes na porção central-leste foram geradas durante o evento extremo dos dias 22/11 e 23/11. Este evento teria a capacidade de remobilizar grandes volumes de sedimento, formando correntes de retorno controladas pela batimetria fixas.

Esta hipótese veio a ser reforçada através do experimento numérico realizado com as condições do evento extremo dos dias 22 e 23/11. Neste experimento foram geradas apenas as duas correntes fixas na porção central e uma corrente a leste. Estas correntes apresentaram fluxos mais intensos quando comparadas aos demais cenários, sugerindo maior capacidade de remobilização de sedimentos.

Através dos ortomosaicos foi possível observar a quebra de ondas sobre os canais de retorno ou sua ausência. Esta variação acompanhou o nível do mar, sendo que durante a maré baixa no dia 28, todos os canais de retorno foram caracterizados como fechados.

Contudo, o regime de circulação não acompanhou a variação do nível do mar, como observado por Pitman et al. (2016) em praias de meso e macro maré. Este fato fica evidenciado pelo comportamento das correntes fixas na porção central da área de estudo, que apresentaram regime de saída independentemente do nível do mar e da quebra de ondas sobre o canal. Indicando que a topografia exerce grande influência na determinação do regime de circulação em praias intermediárias de micro maré.

Quanto à segurança para o banhista, as correntes topograficamente controladas na porção central da praia apresentaram maior risco, visto que o regime de saída era predominante e seu fluxo se estendia por centenas de metros além da zona de arrebentação.

No dia 28/11, a grade utilizada no levantamento topográfico não possuía a linha de fechamento próximo à base da face praial. A baixa resolução espacial desta grade gerou erros de interpolação, os quais resultaram em feições rítmicas com escala horizontal de 100 m.

Estes erros poderiam ser solucionados através do uso de VANTs, visto que em uma hora é possível obter um MTD com resolução espacial de até 3 cm

para uma área de cerca de 0,5 km² e acurácia semelhante a obtida com o DGPS.

Contudo, em regiões sujeitas ao espraçamento das ondas a aerofotogrametria tende a gerar resultados de baixa qualidade. Nestas regiões o uso do DGPS é mais indicado. Além disso, para obter uma aerofotogrametria de qualidade é necessário o uso de Pontos de Controle, os quais podem ser obtidos através do DGPS, RTK ou mesmo estação total.

As principais conclusões do trabalho estão listadas abaixo:

- O estado morfodinâmico da praia de Maresias acompanhou a força de onda, variando de Banco de Calhas Transversais a Banco de Praia de Cúspides.
- O volume de sedimento total apresentou uma relação inversamente proporcional com a força de onda.
- O padrão erosivo deposicional das mega cúspides da porção central e leste esta relacionado com a divergência do fluxo nas cristas e convergência dos mesmos nas cavas, assim como a persistência das correntes de retorno no local.
- A porção leste e central se mostrou mais estável do que a porção oeste tanto na zona de surf quanto na porção emersa do perfil praiial.
- A estabilidade da porção leste e central esta relacionada a correntes de retorno topograficamente controladas geradas no evento extremo dos dias 22 e 23/11.
- O número de correntes de retorno acompanhou a variação da força de onda, sendo que apenas as correntes de retorno topograficamente controladas e a corrente de deflexão estiveram presentes em todos os experimentos realizados com batimetria irregular.
- A variação longitudinal da batimetria desempenha um papel fundamental na formação e manutenção das correntes de retorno observadas.
- As correntes de retorno da porção central e leste apresentaram maior risco para o banhista visto que seu regime era predominantemente de saída e seu fluxo se estendia por até um km além da zona de surf.

- Grades com baixa cobertura espacial tendem a gerar erros de interpolação nos modelos digitais de terreno.
- Erros de interpolação devido à baixa resolução espacial podem ser solucionados com o uso de aerofotogrametria.
- Os resultados obtidos a partir da aerofotogrametria são comparáveis aos resultados obtidos através de DGPS quando são utilizados sete ou mais pontos de controle dispostos por toda a área de estudo.
- O uso de ortomosaicos obtidos a partir de imagens pós-processadas de VANTs são ferramentas uteis para estudos na zona de surf e avaliação qualitativa dos padrões hidrodinâmicos bidimensionais gerados por modelos numéricos.
- O modelo numérico Delft-3D foi considerado adequado para avaliar a circulação bidimensional na zona de surf.

10. Bibliografia

Agisoft PhotoScan, 2013. User Manual: Professional Edition; Version 0.9.1; AgiSoft LLC:Petersburg, Russia. pp., 65.

Almar, R., Coco, G., Bryan, K. R., Huntley, D. A., Short, A. D., & Senechal, N. (2008). Video observations of beach cusp morphodynamics. *Marine geology*, 254(3-4), 216-223.

Allen, J. I., Somerfield, P. J., & Gilbert, F. J. (2007). Quantifying uncertainty in high-resolution coupled hydrodynamic-ecosystem models. *Journal of Marine Systems*, 64(1-4), 3-14.

Arozarena, I., et al. (2015). The rip current hazard in Costa Rica. : *Natural Hazards* 77.2: 753-768.

Bastos, C. C., & Ferreira, N. J. (2000). Análise climatológica da alta subtropical do Atlântico Sul. *CEP*, 12220, 110.

Branco, F. V. (2005). *Contribuições de swell gerado em tempestades distantes para o clima de ondas na costa brasileira* (Doctoral dissertation, Dissertação de mestrado. Inst. de Astronomia, Geofísica e C. Atmosféricas, Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de São Paulo. São Paulo).

Brander, R. W., & Short, A. D. (2001). Flow kinematics of low-energy rip current systems. *Journal of Coastal Research*, 468-481.

Brasington, J., Vericat, D., Rychkov, I., 2012. Modeling river bed morphology, roughness, and surface sedimentology using high resolution terrestrial laser scanning. *Water Resour. Res.* 48, W11519.

Brasington, J., Rumsby, B. T., & McVey, R. A. (2000). Monitoring and modelling morphological change in a braided gravel-bed river using high resolution

GPS-based survey. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 25(9), 973-990.

Brighton, B., et al. (2013). Rip current related drowning deaths and rescues in Australia 2004-2011. *Natural hazards and earth system sciences* 13.4, 1069.

Booij, N. R. R. C., Ris, R. C., & Holthuijsen, L. H. (1999). A third-generation wave model for coastal regions: 1. Model description and validation. *Journal of geophysical research: Oceans*, 104(C4), 7649-7666.

Bowen, A.J. & INMAN, D.L. (1969). Rip currents, II, laboratory and field observations. *Journal of Geophysical Research*, [S.I.]. v.74, n23, p 5479 -5490.

Calliari L.J.; Muehe D.; Hoefel F.G.; Toldo JR. E.E. (2003). Morfodinâmica praial: uma breve revisão. *Revista Brasileira de Oceanografia*; v. 51, p. 63-78.

Calvete, D., Dodd, N., Falqués, A., & Van Leeuwen, S. M. (2005). Morphological development of rip channel systems: Normal and near-normal wave incidence. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 110(C10).

Castelle, B., McCarroll, R. J., Brander, R. W., Scott, T., & Dubarbier, B. (2016). Modelling the alongshore variability of optimum rip current escape strategies on a multiple rip-channelled beach. *Natural Hazards*, 81(1), 663-686.

Castelle, B., Almar, R., Dorel, M., Lefebvre, J. P., Sénéchal, N., Anthony, E. J., ... & Penhoat, Y. D. (2014A). Rip currents and circulation on a high-energy low-tide-terraced beach (Grand Popo, Benin, West Africa). *Journal of Coastal Research*, 70(sp1), 633-638.

Castelle, B., Reniers, A., & MacMahan, J. (2014B). Bathymetric control of surf zone retention on a rip-channelled beach. *Ocean Dynamics*, 64(8), 1221-1231.

Clarke, D.J.; Eliot, I.G. & Frew, J.R. (1984). Variation in subaerial beach sediment volume on a small sandy beach over a monthly lunar tidal cycle. *Marine Geology*, [S.I.]; v.60, p 319-344.

Castelle, B., Reniers, A. J. H. M., & MacMahan, J. (2013, June). Numerical modelling of surfzone retention in rip current systems: On the impact of the surfzone sandbar morphology. In *Proceedings of Coastal Dynamics*.

Castelle, B., & Coco, G. (2012). The morphodynamics of rip channels on embayed beaches. *Continental Shelf Research*, 43, 10-23.

Clark, J. R. (2018). *Coastal zone management handbook*. CRC press.

Clapuyt, F., Vanacker, V., & Van Oost, K. (2016). Reproducibility of UAV-based earth topography reconstructions based on Structure-from-Motion algorithms. *Geomorphology*, 260, 4-15.

Cowell, P. J., & Thom, B. G. (1994). *Morphodynamics of coastal evolution* (pp. 33-86). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Creel, L. (2003). Ripple effects: population and coastal regions (pp. 1-7). Washington, DC: Population Reference Bureau.

Dalrymple, R., A., et al. (2011). Rip currents. *Annual Review of Fluid Mechanics* 43: 551-581.

Dewitte, O., Jasselette, J. C., Cornet, Y., Van Den Eeckhaut, M., Collignon, A., Poesen, J., & Demoulin, A. (2008). Tracking landslide displacements by multi-temporal DTMs: A combined aerial stereophotogrammetric and LIDAR approach in western Belgium. *Engineering Geology*, 99(1-2), 11-22.

Delparte, D. M., Belt, M., Nishioka, C., Turner, N., Richardson, R. T., & Ericksen, T. (2014). Monitoring tropical alpine lake levels in a culturally sensitive environment utilizing 3D technological approaches. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 46(4), 709-718.

Feddersen, F. (2014). The generation of surfzone eddies in a strong alongshore current. *Journal of Physical Oceanography*, 44(2), 600-617.

Fujimura, A. G., Reniers, A. J., Paris, C. B., Shanks, A. L., MacMahan, J. H., & Morgan, S. G. (2014). Numerical simulations of larval transport into a rip-channeled surf zone. *Limnology and Oceanography*, 59(4), 1434-1447.

Gan, M. A., & Rao, V. B. (1991). Surface cyclogenesis over South America. *Monthly Weather Review*, 119(5), 1293-1302.

Gallop, S. L., Bryan, K. R., Pitman, S. J., Ranasinghe, R., Sandwell, D. R., & Harrison, S. R. (2018). Rip current circulation and surf zone retention on a double barred beach. *Marine Geology*, 405, 12-22.

Gallop, S. L., et al. (2011). Storm-driven changes in rip channel patterns on an embayed beach. *Geomorphology* 127.3: 179-188.

Gallop, S. L., Bryan, K. R., & Coco, G. (2009). Video observations of rip currents on an embayed beach. *Journal of coastal research*, 49-53.

Gould, R. (1997). USLA lifesaving statistics, National Lifesaving Statistics Report, 1996. *American lifeguard magazine*, 13, 8-9.

Gonçalves, J. A., & Henriques, R. (2015). UAV photogrammetry for topographic monitoring of coastal areas. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 104, 101-111

Hartmann, D. (2006). Drowning and beach-safety management (BSM) along the Mediterranean beaches of Israel—a long-term perspective. *Journal of Coastal Research*, 1505-1514.

Harwin, S., & Lucieer, A. (2012). Assessing the accuracy of georeferenced point clouds produced via multi-view stereopsis from unmanned aerial vehicle (UAV) imagery. *Remote Sensing*, 4(6), 1573-1599.

Hydraulics, D. (2006). Delft3D-FLOW user manual. *Delft, the Netherlands*.

Hoefel, F. G. (1998). *Morfodinâmica de praias arenosas oceânicas: uma revisão bibliográfica*. Editora da Universidade do Vale do Itajaí.

Holman, R. A., & Stanley, J. (2007). The history and technical capabilities of Argus. *Coastal engineering*, 54(6-7), 477-491.

Holman, R. A., Symonds, G., Thornton, E. B., & Ranasinghe, R. (2006). Rip spacing and persistence on an embayed beach. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 111(C1).

Holthuijsen, L. H.; Booij, N.; Herbers, T. H. C., (1989). A prediction model for stationary, short-crested waves in shallow water with ambient currents. *Coastal Engineering* 13: 23 -54.

Huntley, D. A., & Short, A. D. (1992). On the spacing between observed rip currents. *Coastal Engineering*, 17(3-4), 211-225.

Inman, D. L., Tait, R. J., & Nordstrom, C. E. (1971). Mixing in the surfe zone. *Journal of Geophysical Research*, 76(15), 3493-3514.

IBGE. Atlas geográfico das zonas costeiras e oceânicas do Brasil. Rio de Janeiro: IBGE 2011

Inman, D. L., & Brush, B. M. (1973). The coastal challenge. *Science*, 181(4094), 20-32.

Jackson, I. F. (2006). *Sand Between My Toes: The Story of Surfe Lifesaving in New Zealand*. Penguin Books.

Juan, L.; Gwon, O (2009). A comparison of SIFT, PCA-SIFT and SURFE. *Int. J. Image Process.*, 3,143–152.

Klein, A. H., Santana, G. G., Diehl, F. L., & De Menezes, J. T. (2003). Analysis of hazards associated with sea bathing: results of five years work in oceanic beaches of Santa Catarina state, southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, 107-116.

Komar, P. D. (1998). *Beach Process and Sedimentation*. 2nd ed. Upper Saddle River, New Jersey: Prentice Hall;

Kumar, N., & Feddersen, F. (2017A). The effect of Stokes drift and transient rip currents on the inner shelf. Part I: No stratification. *Journal of Physical Oceanography*, 47(1), 227-241.

Kumar, N., & Feddersen, F. (2017B). The effect of Stokes drift and transient rip currents on the inner shelf. Part II: With stratification. *Journal of Physical Oceanography*, 47(1), 243-260.

LIMA, V. M. (2005). Mapeamento da Sensibilidade Ambiental a derrames de óleo em Ilhabela, São Paulo. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, São Paulo.

Long, J. W., & Özkan-Haller, H. T. (2016). Forcing and variability of nonstationary rip currents. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(1), 520-539.

Long, J. W., and Özkan-Haller, H. (2005). Offshore controls on nearshore rip currents. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 110.C12.

Longuet-Higgins, M. S., and Stewart R. W. (1964). Radiation stresses in water waves; a physical discussion, with applications. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*. Vol. 11. No. 4. Elsevier.

Loureiro, C., Ferreira, Ó., & Cooper, J. A. G. (2012). Extreme erosion on high-energy embayed beaches: influence of megarips and storm grouping. *Geomorphology*, 139, 155-171.

Lowe, D.G. (2004). Distinctive image features from scale-invariant keypoints. *Int. J. Comput. Vis.* 60, 91–110.

Notebaert, B., Verstraeten, G., Govers, G., Poesen, J., (2009). Qualitative and quantitative applications of LiDAR imagery in fluvial geomorphology. *Earth Surfe. Process. Landf.* 34, 217–231.

Masselink, G., Hegge, B. J., & Pattiaratchi, C. B. (1997). Beach cusp morphodynamics. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Group*, 22(12), 1139-1155.

Mascagni, L. M. Dinâmica morfo-sedimentar da praia de Boiçucanga, SP, Brasil (2012). Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo, Instituto Oceanográfico.

MacMahan, J., Brown, J., Brown, J., Thornton, E., Reniers, A., Stanton, T., ... & Scott, T. M. (2010). Mean Lagrangian flow behavior on an open coast rip-channeled beach: A new perspective. *Marine Geology*, 268(1-4), 1-15.

MacMahan, J. H., Thornton Ed B., and Reniers Ad JHM (2006). Rip current review. *Coastal Engineering* 53.2: 191-208.

MacMahan, J. H., Thornton, E. B., Stanton, T. P., & Reniers, A. J. (2005). RIPEX: Observations of a rip current system. *Marine Geology*, 218(1-4), 113-134.

McCarroll, R. J., Brander, R. W., Turner, I. L., Power, H. E., & Mortlock, T. R. (2014). Lagrangian observations of circulation on an embayed beach with headland rip currents. *Marine Geology*, 355, 173-188.

McKean, J., Roering, J., (2004). Objective landslide detection and surface morphology mapping using high-resolution airborne laser altimetry. *Geomorphology* 57, 331–351.

Mesquita, A. D. (1983). Tides and tide gauges in Cananeia and Ubatuba-Brazil (lat. 24°). *Rel. Int. Inst. Oceanogr. Univ. S. Paulo*, 11, 1-14.

Monico, J. F. G. (2007). *Posicionamento pelo GNSS: descrição, fundamentos e aplicações*. Editora Unesp.

Munk, W.H., Surfe beats (1949). *Trans. Am. Geophys. Union* 30, 849– 854.

Pianca, C.; Mazzini, P.L.; Siegle, E. Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis (2010). *Braslian Jornal of Oceanography*, V. 58, n.1, p. 53-70.

Pitman, S., Gallop, S. L., Haigh, I. D., Masselink, G., & Ranasinghe, R. (2016). Wave breaking patterns control rip current flow regimes and surfzone retention. *Marine geology*, 382, 176-190.

Ranasinghe, R., Symonds, G., Black, K., & Holman, R. (2001). Processes governing rip spacing, persistence, and strength in a swell dominated, microtidal environment. In *Coastal Engineering 2000* (pp. 454-467).

Reniers, A. J., MacMahan, J. H., Thornton, E. B., & Stanton, T. P. (2006). Modelling infragravity motions on a rip-channel beach. *Coastal Engineering*, 53(2-3), 209-222.

Remondino, F.; El-Hakim, S (2006). Image-based 3D modelling: A review. *Photogramm. Rec.* 2006, 21, 269–291.

Ris, R. C., Holthuijsen, L. H., & Booij, N. (1999). A third-generation wave model for coastal regions: 2. Verification. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 104(C4), 7667-7681.

Santos, H. T. H. D. (2015). *Dinâmica de cúspides praias e fatores condicionantes: Massaguaçu, SP* (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo)

Scarelli, F. M., Sistilli, F., Fabbri, S., Cantelli, L., Barboza, E. G., & Gabbianelli, G. (2017). Seasonal dune and beach monitoring using photogrammetry from UAV surveys to apply in the ICZM on the Ravenna coast (Emilia-Romagna, Italy). *Remote Sensing Applications: Society and Environment*, 7, 27-39.

Scott, T., Austin, M., Masselink, G., & Russell, P. (2016). Dynamics of rip currents associated with groynes—field measurements, modelling and implications for beach safety. *Coastal Engineering*, 107, 53-69.

Scott, T. M., Russell, P., Masselink, G., & Wooler, A. (2009). Rip current variability and hazard along a macro-tidal coast. *J. Coastal Res.*, SI, 56, 895-898.

Scott, T., Russell, P., Masselink, G., Wooler, A., & Short, A. (2007). Beach rescue statistics and their relation to nearshore morphology and hazards: a case study for southwest England. *Journal of Coastal Research*, 50(SI), 1-6.

Shepard, F. P., AND INMAN D. L. (1950). Nearshore water circulation related to bottom topography and wave refraction. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 31.2: 196-212.

Shepard, F. P. and Inman D. L. (1951). *Nearshore circulation*. No. SIO-REF-51-53. SCRIPPS INSTITUTION OF OCEANOGRAPHY LA JOLLA CALIF.

Shepard, F. P., Emery, K. O., & La Fond, E. C. (1941). Rip currents: a process of geological importance. *The Journal of Geology*, 49(4), 337-369.

Short, A. D. (2007). Australian rip systems—friend or foe. *Journal of Coastal Research*, 50(S1), 7-11.

Short, A. D., & Masselink, G. E. (1999). Structurally Controlled Beaches. *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics; Short, AD, Ed.; John Wiley and Sons Ltd: Chichester, UK*, 230-250.

Short, A. D., and HOGAN C. L. (1994). Rip currents and beach hazards: their impact on public safety and implications for coastal management. *Journal of Coastal Research* : 197-209.

Short, A. D. (1985). Rip-current type, spacing and persistence, Narrabeen Beach, Australia. *Marine geology* 65.1-2: 47-71.

SILVEIRA, L. F.; KLEIN, A. H. F.; TESSLER, M. G. (2011). Classificação Morfodinâmica das praias do Estado de Santa Catarina e do litoral norte do Estado de São Paulo utilizando Sensoriamento Remoto. *Brazilian Journal Aquatic Sciences Technology*, v. 152, nº 2, p. 13-28.

Silveira, J. D. (1964). Morfologia do litoral. *Brasil: a terra e o homem*, 1, 253-305.

Sonu, C. J. (1972). Field observation of nearshore circulation and meandering currents. *Journal of Geophysical Research*, 77(18), 3232-3247.

Smith, A. M., Mather, A. A., Bundy, S. C., Cooper, J. A. G., Guastella, L. A., Ramsay, P. J., & Theron, A. (2010). Contrasting styles of swell-driven coastal erosion: examples from KwaZulu-Natal, South Africa. *Geological Magazine*, 147(6), 940-953.

Souza, G. R. C. (1997). As Células de Deriva Litorânea e a Erosão nas Praias do Estado de São Paulo. 2v. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Souza, G.R.C (2012). Praias arenosas oceânicas do estado de São Paulo (Brasil): síntese dos conhecimentos sobre morfodinâmica, sedimentologia, transporte costeiro e erosão costeira. *Revista do Departamento de Geografia – USP, Volume Especial 30 Anos*: 307-371.

Snavely, N., Seitz, S., Szeliski, R., (2007). Modeling the world from internet photo collections. *Int. J. Comput. Vision* 80 (2), 189–210.

Spydell, M. S. (2016). The suppression of surfzone cross-shore mixing by alongshore currents. *Geophysical Research Letters*, 43(18), 9781-9790.

Spydell, M., & Feddersen, F. (2009). Lagrangian drifter dispersion in the surf zone: Directionally spread, normally incident waves. *Journal of Physical Oceanography*, 39(4), 809-830.

Spydell, M., Feddersen, F., Guza, R. T., & Schmidt, W. E. (2007). Observing surf-zone dispersion with drifters. *Journal of Physical Oceanography*, 37(12), 2920-2939.

Squarzoni, C., Delacourt, C., Allemand, P., (2005). Differential single-frequency GPS monitoring of the La Valette landslide (French Alps). *Eng. Geol.* 79, 215–229.

Sonu, C. J. (1972). Field observation of nearshore circulation and meandering currents. *Journal of Geophysical Research*, 77(18), 3232-3247.

Suanda, S. H., & Feddersen, F. (2015). A self-similar scaling for cross-shelf exchange driven by transient rip currents. *Geophysical Research Letters*, 42(13), 5427-5434

Suguio, K., & Tessler, M. G. (1992). Depósitos quaternários da planície costeira de Cananéia-Iguape (SP). Divisão de Informação e Documentação Científica, Instituto Oceanográfico da USP.

Symonds, G., and Ranasinghe R. (2001). On the formation of rip currents on a plane beach." *Coastal Engineering* 2000. 468-481.

Talbot, M. M. B., & Bate, G. C. (1987). Rip current charactersitics and their role in the exchange of water and surfe diatoms between the surfe zone and nearshore. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 25(6), 707-720.

Tessler, M. G. (1988). *Dinâmica sedimentar quaternária no litoral sul paulista* (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).

Thornton, E. B., MacMahan, J., & Sallenger Jr, A. H. (2007). Rip currents, mega-cusps, and eroding dunes. *Marine geology*, 240(1-4), 151-167.

Travelletti, J., Oppikofer, T., Delacourt, C., Malet, J., Jaboyedoff, M., 2008. Monitoring landslide displacements during a controlled rain experiment using a long-range terrestrial laser scanning (TLS). *Int. Arch. Photogramm. Remote. Sens.Spat. Inf. Sci.* 37,485–490.

Tolmand, H.L. User manual and system documentation of WAVEWATCH III. Version 1.18 Camp Springs: NOAA, 1999.

Turner, Ian L., et al. (2007). Observations of rip spacing, persistence and mobility at a long, straight coastline. *Marine Geology* 236.3: 209-221.

Van Rijn, L. C., Walstra, D. J. R., Grasmeijer, B., Sutherland, J., Pan, S., & Sierra, J. P. (2003). The predictability of cross-shore bed evolution of sandy beaches at the time scale of storms and seasons using process-based profile models. *Coastal Engineering*, 47(3), 295-327.

Vianello, R. L., & Alves, A. R. (1991). Meteorologia básica e aplicações, v. 1. *Universidade Federal de Viçosa-imprensa universitária, Viçosa, Minas Gerais, Brasil.*

Vousdoukas, M. I. (2012). Erosion/accretion patterns and multiple beach cusp systems on a meso-tidal, steeply-sloping beach. *Geomorphology*, 141, 34-46.

Whyte, D., Turner I. L., and Ranasinghe R. (2005). "Rip Characterisation on the Gold Coast, Australia: An Analysis using Coastal Imaging Techniques." *Coasts and Ports 2005: Coastal Living-Living Coast; Australasian Conference; Proceedings*. Institution of Engineers, Australia.

Woodward, E., Beaumont, E., Russell, P., & MacLeod, R. (2015). Public understanding and knowledge of rip currents and beach safety in the UK. *International Journal of Aquatic Research and Education*, 9(1), 6.

Wright, L.D., and SHORT A.D. (1984). *Morphodynamic Variability of Surfe Zones and Beaches: A Synthesis*.