

---

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**IMPACTOS DA VARIAÇÃO DO PERFIL PRAIAL NA  
MODELAGEM NUMÉRICA DAS ZONAS DE SURFE E  
ESPRAIAMENTO**

JULIANA FRANCO LIMA

ORIENTADOR Prof. Dr. Leandro Farina

CO ORIENTADOR Prof. Dr. Pedro Veras Guimarães

Porto Alegre, 2023

---

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**IMPACTOS DA VARIAÇÃO DO PERFIL PRAIAL NA  
MODELAGEM NUMÉRICA DAS ZONAS DE SURFE E  
ESPRAIAMENTO**

JULIANA FRANCO LIMA

ORIENTADOR Prof. Dr. Leandro Farina

CO ORIENTADOR Prof. Dr. Pedro Veras Guimarães

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Elírio Toldo Jr. - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, UFRGS

Prof. Dr. Felipe M. Pimenta - Universidade Federal de Santa Catarina, UFSC

Prof. Dr. Nelson Violante de Carvalho - Universidade Federal do Rio de Janeiro, UFRJ

Dissertação de Mestrado apresentada  
como requisito parcial para a obten-  
ção do Título de Mestre em Geociên-  
cias.

Porto Alegre, 2023

Aos examinadores,

Este trabalho está formatado segundo à norma 118 e decisão 01/22 para mestrados, publicada pelo Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

CIP - Catalogação na Publicação

Lima, Juliana Franco  
Impactos da variação do perfil praial na modelagem  
numérica das zonas de surfe e espraiamento / Juliana  
Franco Lima. -- 2023.  
65 f.  
Orientador: Leandro Farina.

Coorientador: Pedro Veras Guimarães.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do  
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa  
de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,  
2023.

1. Modelo SWASH. 2. Modelagem em águas rasas. 3.  
Zona de surfe. 4. Runup de onda . 5. Veículo Aéreo Não  
Tripulado . I. Farina, Leandro, orient. II.  
Guimarães, Pedro Veras, coorient. III. Título.

*"O nosso planeta é um ponto solitário na grande escuridão cósmica circundante. Em nossa obscuridade, em meio a toda essa imensidão, não há nenhum indício de que, de algum outro mundo, virá socorro que nos salve de nós mesmos."*

---

Carl Sagan

Dedico esse trabalho à minha querida avó Filomena Francisca Lima (*in memoriam*). Ela estava comigo quando tive a alegria de saber que havia passado em um mestrado. Não está aqui pra saber que finalmente consegui concluí-lo, no entanto dedico todo meu esforço e luta para concluí-lo à ela.

Te amo, Florzinha!

## *Agradecimentos*

Gostaria de deixar aqui, minhas condolências e sentimentos à todas as famílias que perderam algum ente querido, algum amigo ou alguém importante no período da pandemia. Não foram tempos fáceis.

Primeiramente gostaria de agradecer aos meus familiares pelo suporte e apoio ao longo de todo o mestrado. Minha mãe, meu pai, minha irmã e minha madrasta. Vocês foram e são essenciais nesse processo e ao longo de toda a minha formação. Ao meu companheiro Ivo por estar comigo nessa fase final do mestrado e por me fazer levar de uma maneira mais leve, pela força e incentivo à conclusão desse trabalho.

Gostaria de agradecer também meu orientador, Leandro Farina, por ter aceitado me acompanhar e me guiar ao longo dessa jornada. Pela paciência em ensinar e no cuidado ao corrigir quando necessário.

E ao meu co orientador Pedro Veras, aliado na construção desse projeto. Ele quem esteve ao meu lado ao longo de toda a construção do artigo e foi um dos maiores incentivadores e propulsores desse trabalho.

Gostaria de agradecer também a parceria realizada com o Professor Pedro Pereira junto com a sua aluna Ana Flávia da UFSC e com o Professor Mauro Michelena da UNIVALE, na construção desse artigo e pelos dados compartilhados por eles e utilizados nesse trabalho.

Aos colegas de pós graduação, que me ajudaram na fase inicial do mestrado, eu tinha pouco contato com programação e com modelagem numérica e sem eles não conseguiria ter dado os primeiros passos para a evolução nessa área.

E claro, aos meus amigos que levo comigo desde a graduação, que mesmo distantes, tanto pela pandemia quanto pela ida de alguns para outros estados, se mantiveram presentes de alguma forma na minha vida.

## *Resumo*

As ondas desde a sua geração, ao longo de sua propagação até o momento de dissipação tem alterações que podem ser observadas em suas características, como altura, período e direção. Quando chegam às praias essas alterações observáveis acabam afetando e modificando as praias, como na dinâmica e transporte de sedimentos, correntes longitudinais e transversais (correntes de retorno) e no estado modal da praia. Com o avanço de estudos e recursos para análise de fenômenos ocasionados pela dinâmica entre as ondas e as praias, recursos como o de monitoramento de praias a partir de gravações de vídeos, vem facilitando essas análises, seja elas por câmeras em pontos fixos ou por Veículos Aeréos Não Tripulados (VANTs). Modelos numéricos com base em equações de águas rasas, são amplamente utilizados também como método de estudo em zonas mais dinâmicas da praia como nas zonas de surfe e espraiamento. Sendo assim, o objetivo desse estudo é observar a variação dos fenômenos de quebra e runup de onda, a partir do modelo numérico SWASH (*Simulating WAVes till SHore*) (Zijlema et al., 2011). E, a fim de comparação com medições, foi idealizado uma outra batimetria, através do cálculo de Perfil de Equilíbrio de uma praia descrito (Dean, 1991). O estudo foi realizado no estado de Santa Catarina, na praia do Campeche em Florianópolis, com dados medidos no dia 24.04.2019. Para os dados de onda e de espectro de onda, foi utilizado um ADCP (*Doppler Effect Acoustic Current Profiler*), localizado a aproximadamente 800m da costa na posição 48.468777°O e 27.672539°S. Para a grade batimétrica, utilizou-se três passos descritos no algoritmo cBathy para a confecção, a partir do processamento das imagens obtidas pelo vídeo do VANT: **análise de componentes principais de frequências dependentes, estimativa da profundidade através de frequência independentes e aplicação de um filtro Kalman**. Para o perfil de Dean, utilizamos uma grade com um  $A$  (parâmetro adimensional utilizado no cálculo), de .23. Para ajustar o perfil, foi utilizado um  $A$  de 0.45 também. As três grades tem as dimensões de 260x341m, com tamanho de célula de 1, 5x1, 7, em  $x$  e  $y$ , respectivamente. Foram realizadas 5 simulações com o modelo, de acordo com as horas de coleta do espectro de onda e do nível de água para cada hora coletada. A intensidade luminosa (quanto maior intensidade mais quebra de onda), obtida pelo processamento das imagens coletadas pelo VANT, coincidiu com os dados de quebra de onda simulados pelo SWASH, evidenciando a zona de surfe e bancos e cavas longitudinais. Em contra partida os resultados de quebra de onda, simulados pelo SWASH, utilizando a grade de Dean A23 e A45, não identificaram bancos e cavas longitudinais, sendo que a quebra de onda se localizou na porção próxima a praia para a grade Dean A45. A grade A23 não demonstrou dados relevantes aqui para essa discussão. O runup máximo de onda observado para o dia da coleta foi de 1,21m, enquanto que o máximo observado pelas simulações realizadas com a Grade cBathy foi de 1,56m, na ultima simulação realizada. O mínimo foi de 1,24m, observado na quarta simulação. O máximo e o mínimo observados na simulação realizada utilizando a grade Dean A45 foi de 1,19m e 1,03m, observados na terceira e quarta simulação, respectivamente. Foi ob-

servado uma diferença média de 6% na descrição da zona de arrebentação na estimativa de runup e de aproximadamente  $-2\%$  na identificação da posição da zona de swash entre a grade de cBathy e Dean A45. O cálculo do perfil de equilíbrio de Dean, para a praia do Campeche apresentou um declive acentuado, enquanto que um perfil mais suave e mais harmônico foi obtido com um valor de  $A = 0.45$ . Os dados modelados pelo SWASH de runup e quebra de onda coincidiram e foram condizentes aos dados obtidos e observados em campo. O método cBathy na aplicação e construção de batimetrias para modelagem numérica é uma alternativa simples e viável, para obter uma batimetria detalhada.

**Palavras-chave:** SWASH. Run-up de onda. Zona de surfe.



## *Abstract*

The waves since their generation, throughout their propagation to the moment of dissipation have changes that can be observed in their characteristics, such as height, period, and direction. When they reach the beaches, these observable changes end up affecting and modifying the beaches, such as in the dynamics and transport of sediments, longitudinal and transverse currents (return currents), and the modal state of the beach. With the advancement of studies and resources for analysis of phenomena caused by the dynamics between waves and beaches, resources such as monitoring beaches from video monitors, has facilitated these analyzes, either by cameras at fixed points or by Unmanned aerial vehicles (UAVs). Numerical models based on shallow water are also widely used as a study method in more dynamic areas of the beach, such as surfing and swash zones. Therefore, the objective of this study is to observe the variation of wave breaking and runup, from the SWASH numerical model (*Simulating WAVes till SHore*) (Zijlema et al., 2011). For the sake of comparison with the measurements, a bathymetry treated through the calculated Equilibrium Profile of a beach Dean (1991) was idealized. The study was carried out in the state of Santa Catarina, on Campeche beach in Florianópolis, with measurements on 04.24.2019. For wave and wave spectrum data, an ADCP (*Doppler Effect Acoustic Current Profiler*) was used, located approximately 800m from the coast at the location  $48.468777^{\circ}\text{O}$  and  $27.672539^{\circ}\text{S}$ . For the bathymetric mesh, the three steps in the cBathy algorithm were used to create the grid, based on the processing of the images transmitted by the UAV video: **principal component analysis of dependent frequencies, depth estimation independent frequency and application of a Kalman filter**. The profile of Dean, generated with an  $A$  (the dimensionless parameter used in the calculation) of 0.23 was employed. In order to adjust the profile, an  $A$  of 0.45 was also used. The three grids have dimensions of 260x341m, with a cell size of 1.5x1.7, in  $x$  and  $y$ , respectively. Five simulations were performed with the model, according to the wave spectrum and water level collection hours, for each collected hour. The light intensity (where there is greater intensity there is a wave break), obtained by processing the images collected by the UAV, coincided with the wave break data simulated by SWASH, showing the surf zone and banks, and longitudinal pits. In contrast, the wave break results simulated by SWASH using the Dean A23 and A45 grid, did not identify longitudinal banks and troughs, whereas the wave break was located in the portion close to the beach for the Dean A45 grid. The results with the mesh A23 did not show relevant data here for this discussion. The maximum wave runup observed for the day of collection was 1.21m, while the maximum observed by the simulations performed with the cBathy Grid was 1.56m, in the last simulation performed. The minimum was 1.24m, observed in the fourth simulation. The maximum and minimum observed in the simulation performed using the Dean A45 grade were 1.19m and 1.03m, observed in the third and fourth simulations, respectively. The study observed an average difference of 6% in the description of the surf zone in the runup estimate and of approximately -2%

in the identification of the position of the swash zone between the cBathy grid and Dean A45. The calculation to obtain Dean's equilibrium profile showed a profile for Campeche beach with a steep slope. While a smoother and more harmonic profile than that obtained by the cBathy algorithm was obtained with  $A = 0.45$ . The data modeled by SWASH for runup and wave break coincided and were consistent with the data obtained and observed in the field. The remote sensing method in the application of bathymetry construction for numerical modeling is a simple and viable alternative to obtain detailed bathymetry.

**Keyword:** SWASH. Wave runup. Surf zone. Campeche Beach.

# Lista de ilustrações

Figura 1 – Principais aspectos envolvidos na geração de ondas em tempestades. Fonte: Fernandes et al. (2015). . . . .	3
Figura 2 – Diferentes estatísticas para altura de onda. Fonte: Komar (2018a). . .	4
Figura 3 – A soma de diferentes ondas sinusoidais, com comprimento e direção particulares, constituem a superfície oceânica. Fonte: Pierson (1958). . .	5
Figura 4 – Esquema da refração de onda, a onda tende a desacelerar por conta da batimetria mais rasa, mudando a direção da onda ( <i>wave direction</i> ) e assim se dispõe de forma paralela a linha de costa no momento da quebra ( <i>beach</i> ). Fonte: Holthuijsen (2007). . . . .	6
Figura 5 – Ondas incidentes ( <i>incidente wave</i> ), chegando próximo à um promontório ( <i>headland</i> ), com uma velocidade constante e por conta da difração há a formação de uma zona de sombra ( <i>shadow zone</i> ), onde se limita à uma linha geométrica ( <i>geometric shadow line</i> ), formada por essa som- bra. Fonte: Holthuijsen (2007). . . . .	7
Figura 6 – Ondas incidentes chegando na costa, com angulação diferente de 90 deg e sendo refletidas com mesma angulação que alcançou a linha de costa: cristas de ondas incidente ( $\alpha_i$ ) e onda refletida ( $\alpha_r$ ). Fonte: Fernandes et al. (2015). . . . .	7
Figura 7 – Fenômenos de <i>set down</i> e <i>set up</i> o gradiente gerado na quebra de onda ( <i>break point</i> ), ocasionada uma compensação gerando o <i>set up</i> de onda, uma elevação acima da superfície instantânea da água ( <i>still-water le- vel</i> ). Fonte: Holthuijsen (2007). . . . .	9
Figura 8 – Terminologias utilizadas para descrever as zonas próximas à costa e as seções do perfil praiial. Fonte: Komar (2018a). . . . .	10
Figura 9 – Visão plana da configuração dos seis maiores e mais comuns estados modais observados em praias: (a) Dissipativo; (b) banco e calha lon- gitudinal; (c) banco e praia de cúspides; (d) bancos transversais; (e) terraços de baixa mar; e (f) refletivo. Fonte: Wright and Short (2018). . . . .	11
Figura 10 – Perfil de uma praia em momentos de tempestade ( <i>storm profile</i> ) e em estado de calmaria ( <i>swell profile</i> ). Fonte: Komar (2018a). . . . .	12
Figura 11 – Runup de onda em um único perfil ao longo do tempo. É possível determinar o avanço do runup e ainda, valores máximos e mínimos dessa variável. Fonte: Stockdon et al. (2006). . . . .	16

Figura 12 – (A, B, C) Map of the study area referring to the region in which the study was carried out, in the southeast portion of Florianópolis, Santa Catarina, Brazil. (D) Campeche Beach, where the field data were obtained. The red dot corresponds to the location where the wave spectrum has been input in the computational grid (black square) and the green dot represents the ADCP location. Datum: SIRGAS 2000/UTM zone 22 J . . . . .	26
Figura 13 – 3D visualization of the Bathymetry generated using the cBathy algorithm. . . . .	28
Figura 14 – (a) Equilibrium profiles of Dean with $A = 0.23$ and $A = 0.45$ , for Campeche beach compared to the selected profile of the bathymetric grid generated by the cBathy algorithm. Bathymetry generated by the cBathy algorithm in plan view (b) and bathymetries generated by the equilibrium profile from the equation of Dean with $A = 0.23$ (c) and $A = 0.45$ (d). . . . .	30
Figura 15 – Wave breaking frequency calculated by SWASH model for each simulation performed with the cBathy bathymetry, superimposed on the respective rectified <i>timex</i> image obtained by the UAV. . . . .	32
Figura 16 – Wave breaking frequency calculated from the SWASH results for each simulation performed for EBP bathymetry with $A=0.45$ , superimposed on the observed, the <i>timex</i> . . . . .	33
Figura 17 – The average difference in the wave breaking frequency computed with the values using cBathy and with Dean’s EBP ( $A= 0.45$ and $A= 0.23$ ): (a) the cross-shore distance, (b) and (c) a plan view of the breaking line differences. . . . .	35
Figura 18 – Cross-shore transect (blue line) used for the analysis of swash data (a); timestack of wave runup showing time ( $x$ axis) and cross-shore distance ( $y$ axis) (b); and runup oscillation edges indicated by the maximum point (green dot), minimum point (red dot), and wave runup variation (blue line) (c). . . . .	36
Figura 19 – Espectro de onda para a praia do Campeche, durante o dia de 27.04.2019	45

# Lista de tabelas

Tabela 1	– Cálculo para a dispersão de onda, influenciada diretamente pela celeridade em profundidade de águas rasas, intermediárias e profundas. . .	3
Tabela 2	– The simulations details during aerial surveys. The water level was obtained from ACDP data on the same day of data collection for the experiment with UAV. . . . .	30
Tabela 3	– Comparison of vertical wave run-up height ( $R$ ) between observed data ( $R_{\text{obs}}$ ) from timestack image, and numerically simulated by SWASH using UAV subproducts ( $R_{\text{cBathy}}$ ), and Dean profile with $A= 0.45(R_{A45})$ .	36

# Sumário

Lista de ilustrações . . . . .	v
Lista de tabelas . . . . .	vii
Sumário . . . . .	viii
Estrutura da Dissertação . . . . .	1
1 INTRODUÇÃO . . . . .	2
1.1 Referencial teórico . . . . .	2
1.1.1 Ondas . . . . .	2
Análise de ondas . . . . .	2
Ondas em águas rasas . . . . .	5
1.1.2 Praias . . . . .	9
1.2 Contextualização . . . . .	13
Modelos numéricos em praias . . . . .	13
Método remoto em praias . . . . .	15
1.3 Justificativa e motivação . . . . .	17
1.4 Objetivos . . . . .	17
1.4.1 Objetivo geral . . . . .	17
1.4.2 Objetivos específicos . . . . .	17
1.5 Referências . . . . .	18
2 THE EFFECT OF SHALLOW WATER BATHYMETRY ON SWASH AND SURF ZONES MODELLED BY SWASH . . . . .	21
2.1 Introduction . . . . .	22
2.2 Material and Methods . . . . .	25
2.2.1 Study area and data acquisition . . . . .	25
2.2.2 Inverse bathymetry estimation . . . . .	27
2.2.3 Equilibrium Beach Profile of Dean . . . . .	28
2.3 Numeric model on shallow water . . . . .	29
2.4 Results and discussion . . . . .	32
2.5 Conclusion . . . . .	37
2.6 Referências . . . . .	38
3 CONSIDERAÇÕES FINAIS . . . . .	43
Apêndice A . . . . .	45

Apêndice B . . . . .	46
Anexo A . . . . .	50

---

## Estrutura da Dissertação

---

De acordo com a normas exigidas pelo Programa de Pós Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, que tem como requisito uma das partes da dissertação ter um artigo submetido a uma revista científica, esta dissertação segue a seguinte estrutura de organização.

**Capítulo 1:** É composto por uma breve introdução e contextualização sobre o tema apresentado, seguido pela justificativa e descrição do objeto da pesquisa desenvolvida. Na introdução e contextualização é apresentado uma seção com Referencial Teórico que tem o intuito apresentar os objetos de estudos aqui utilizados para a produção do artigo durante o mestrado. Apresentamos uma breve revisão dos conceitos básicos de **Ondas** e alguns métodos de estudo, assim como uma introdução para a dinâmica das **Praias** e de processos que envolvem sua morfologia.

**Capítulo 2:** Esse capítulo corresponde ao manuscrito, submetido à revista **Coastal Engineering**, Qualis CAPES A1 e seguindo as normas do PPGGEO periódico de classificação N1, intulado de **The effect of shallow water bathymetry on swash and surf zones modelled by SWASH**, como requerido pelo Programa. Este manuscrito teve como objetivo analisar a variação da quebra e runup de onda, utilizando duas batimetrias: uma coletada através de sensoriamento remoto e uma idealizada a partir de um modelo com base na equação empírica de perfil de equilíbrio praias.

**Capítulo 3:** É realizado pela autora, um sumário do que foi observado, a partir dos resultados obtidos, ao longo do estudo realizado.

**Apêndices:** Como material complementar ao estudo, são adicionados dois apêndices **A** e **B**, onde são apresentados espectros de onda simulados, e uma breve descrição do script utilizado nas simulações realizadas no estudo.



### 1.1 Referencial teórico

#### 1.1.1 Ondas

##### Análise de ondas

As ondas que observamos na costa, nas praias, passam por longas viagens desde o sua geração, propagação até atingirem a costa, onde ocorrem processos como o empolamento e a quebra de onda. A geração das ondas inicia com uma perturbação na superfície da água do mar, por ventos em tempestades oceânicas e dependem da duração da tempestade ( $D$ ), tamanho da pista ( $F$ ) e velocidade do vento ( $U$ ). No centro da tempestade a energia do ar em movimento é transferida formando ondas *sea* (vagas) (Fig. 1) (Fernandes et al., 2015).

Na propagação, as ondas *sea*, através da dispersão de onda, deixam seu ponto de origem e geram ondas *swell* (ondulações), onde sua altura  $H$ , comprimento  $L$  e o período  $T$  irão depender da força e tempo de energia transferido para a zona de pista. O fluxo de energia transportado por uma onda em movimento é dado por:

$$P = EC_n \quad (1.1)$$

onde  $E$  é a energia de onda (1.2), e  $C_n$  representa a velocidade de grupo de onda, com taxa de energia transferida  $n= 1/2$  em águas profundas e  $n= 1$  em águas rasas.

$$E = \frac{1}{8}\rho gH^2, \quad (1.2)$$

onde  $\rho$  é a densidade da água e  $g$  a gravidade.

Figura 1 – Principais aspectos envolvidos na geração de ondas em tempestades. Fonte: Fernandes et al. (2015).

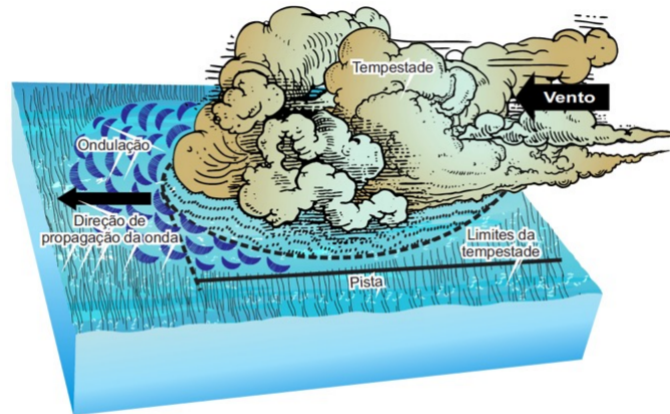


Tabela 1 – Cálculo para a dispersão de onda, influenciada diretamente pela celeridade em profundidade de águas rasas, intermediárias e profundas.

Águas rasas	Águas intermediárias	Águas profundas
$C = \sqrt{gh}$	$C = \sqrt{\frac{gL}{2\pi}} \tanh 2\pi \frac{h}{L}$	$C = \sqrt{\frac{gL}{2\pi}}$

A dispersão de onda, ocasionada pelas diferentes celeridades das ondas e diferentes taxas de deslocamento, produz interferência entre as ondas gerando grupos de ondas que apresentam a mesma celeridade (Ardhuin, 2021). As ondas viajam individualmente em uma velocidade de fase definida por  $C$  e relacionada com o período de onda  $T$  por

$$C = \frac{g}{2\pi} T, \quad (1.3)$$

e pode ser aproximada de acordo com o regime onde a onda está se propagando, como descrito na Tabela 1, para águas profundas, intermediárias e águas rasas.

A análise estatística das ondas, fora do seu ponto de origem, pode ser realizada a partir da obtenção de um registro da elevação superficial da água, através de estatísticas de altura de onda e de análises espectrais (Komar, 2018a).

De acordo com Komar (2018a) uma estatística comum utilizada para a altura de onda é a *altura significativa de onda*  $H_s$ , definido como a média das maiores ondas, dentro de um terço do total de ondas observadas. De interesse são também a altura média  $\bar{H}$  e a raiz quadrada da média dos quadrados das alturas de onda  $H_{rms}$  (Fig. 2), descritas, respectivamente, nas equações a seguir:

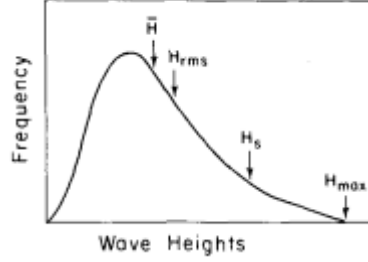
$$H_{\frac{1}{3}} = \frac{1}{N/3} \sum_{j=1}^{N/3} H_j, \quad (1.4)$$

$$\bar{H} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N H_i, \quad (1.5)$$

$$H_{rms} = \left( \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N H_i^2 \right)^{\frac{1}{2}}, \quad (1.6)$$

onde  $i$  é a sequência de números de ondas no registro ( $i = 1$ , para o primeiro registro e assim sucessivamente).  $j$  é o *rank* para ondas, baseado na altura de onda (mesmo princípio de  $i$ ), e  $N$  é o número de registros de ondas (Holthuijsen, 2007).

Figura 2 – Diferentes estatísticas para altura de onda. Fonte: Komar (2018a).



Na análise espectral, é obtido um espectro de onda que descreve a distribuição de energia de ondas em função da frequência. Nesta abordagem é considerado um somatório de ondas sinusoidais simples de diferentes períodos e alturas (energia). O espectro mostra a quantidade de energia contido em cada período e frequência de onda. Para uma onda sinusoidal a energia espectral é dada por (Ardhuin, 2021):

$$\left\langle \frac{1}{2} a_{m,i}^2 \right\rangle = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M \frac{1}{2} a_{m,i}^2. \quad (1.7)$$

A energia para ondas sinusoidais, por unidade de superfície do oceano, com amplitude  $a$  é igual a  $\rho_w g a^2 / 2$ . Considerando a densidade da energia espectral e o intervalo de frequência tendendo a zero, obtemos o espectro da frequência:

$$E(f) = \lim_{\Delta f \rightarrow 0} \frac{1}{\Delta f} \left\langle \frac{1}{2} a_{m,i}^2 \right\rangle. \quad (1.8)$$

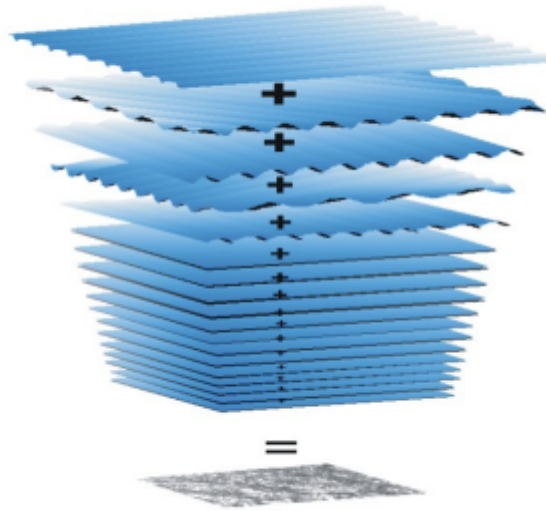
Segundo Ardhuin (2021), usando análise de Fourier, o registro da elevação da onda é decomposto em uma superposição de ondas sinodais, compostas por um período de onda específico, decomposta em frequência, comprimento de onda e direção de propagação:

$$\zeta_m(x, y, t) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M a_{m,i,j} \cos(2\pi f_i t - k_i \cos(\theta_j) x - k_i \sin(\theta_j) y + \Theta_{0,m,i,j}), \quad (1.9)$$

onde  $a_{m,i,j}$ ,  $f_i$  e  $\Theta_{0,m,i,j}$  são as amplitudes, frequências e fases de Fourier nos modos  $i$  e  $j$  encontrados no estado do mar  $m$ .  $M$  e  $N$  são o números de frequências e direções usadas para discretizar o espectro.  $k_i$  e  $f_i$  estão relacionados pela relação de dispersão linear e  $\theta_j$  é a direção de propagação de modo de Fourier  $i, j$ .

A unidade de medida da superfície é dada em Joules (energia espectral), diferente da variação de elevação (energia) (Eq. 1.2), dada por comprimento quadrado. Essa abordagem representa a elevação superficial do mar, tendo como principio que nessa superfície há ondas viajando em diversas direções (Fig. 3).

Figura 3 – A soma de diferentes ondas sinusoidais, com comprimento e direção particulares, constituem a superfície oceânica. Fonte: Pierson (1958).



De forma análoga como à análise do espectro da frequência, podemos obter o espectro de direção e frequência como

$$E(f, \theta) = \lim_{\Delta f \rightarrow 0} \lim_{\Delta \theta \rightarrow 0} \frac{1}{\Delta f \Delta \theta} \left\langle \frac{1}{2} \rho_w g a_{i,j}^2 \right\rangle \quad (1.10)$$

Os dados de espectro de onda são amplamente utilizados para a previsão de ondas, utilizando a análise espectral e estatísticas da altura de onda, atreladas a modelos numéricos, dados de boias, ADCPs, sensoriamento remoto e video monitoramento (Ardhuin, 2021).

No regime de águas rasas, há processos específicos que devem ser considerados, os quais discutimos na próxima seção.

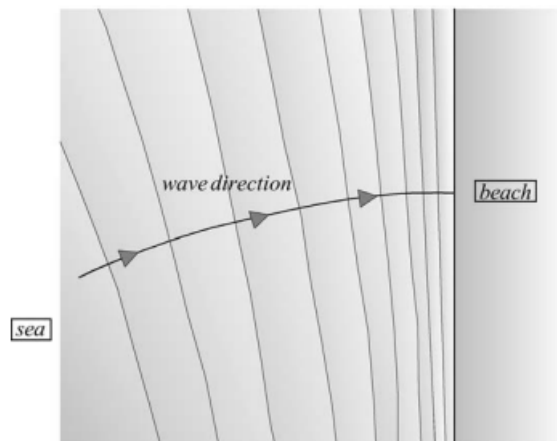
### Ondas em águas rasas

A interação das ondas com a morfologia do fundo, quando em águas rasas, faz com que elas sofram modificações, causando alterações tanto nas suas componentes principais (período, comprimento e altura), quanto na variação de direção ocasionada pela batimetria (Fernandes et al., 2015).

O fenômeno das mudanças da direção da propagação de onda (i.e., direção longitudinal), faz com que ocorra variações na velocidade de grupo nessa direção, que é chamada de empolamento da onda (*shoaling*) (Holthuijsen, 2007). Nesse momento é quando a onda sofre com o primeiro contato com o fundo, a interferência em suas características, fazendo com que ocorra um aumento na altura de onda sem alteração na direção de onda (Fernandes et al., 2015).

A interação com o fundo induz a mudança de direção, na velocidade de fase da onda na lateral (i.e., ao longo da crista de onda), causando a assim chamada **refração**. A onda irá mudar devagar, em relação ao ângulo da linha de costa, em direção ao sentido de propagação, promovendo a quebra de onda paralela à costa, fazendo com que as ondas em águas profundas tenham mais velocidade do que quando em águas rasas (Holthuijsen, 2007; Fernandes et al., 2015) (Fig. 4).

Figura 4 – Esquema da refração de onda, a onda tende a desacelerar por conta da batimetria mais rasa, mudando a direção da onda (*wave direction*) e assim se dispõe de forma paralela a linha de costa no momento da quebra (*beach*). Fonte: Holthuijsen (2007).



Já a **difração** de onda acontece quando há interação da onda junto a um objeto ou obstáculo com a mesma ordem de grandeza que o comprimento da onda (Fernandes et al., 2015). Os objetos e obstáculos podem ser desde estruturas construídas pelo homem como quebra mares, moles, espigões, como estruturas naturais como ilhas e promontórios. Considerando um fundo horizontal, na ausência de refração, as ondas que vinham constantes sofrem com o padrão do obstáculo e sua amplitude diminuem rapidamente. Formando uma sombra atrás do obstáculo, onde as ondas se curvam e contornando-o (Holthuijsen, 2007) (Fig. 5).

Quando a onda chega à linha de costa, em um ângulo diferente de 90 graus, a **reflexão** da onda faz com a onda incidente na costa volte ao seu meio original, com mesma angulação que atingiu a costa. O módulo da velocidade, período e comprimento de onda não se alteram, pois essa onda não conseguiu dissipar sua energia (sem quebra de onda) (Fernandes et al., 2015) (Fig. 6). Um dos fenômenos mais notáveis gerados pela reflexão de onda são as ondas estacionárias, onde não há propagação da onda, sendo uma senoidal flutuante ao longo do tempo. A estrutura dessas ondas são compostas por nós (onde a elevação é igual a 0) e antinós (onde a elevação é diferente de 0), oscilando ao longo da linha de costa entre nó e antinó Holthuijsen (2007).

A interação com o fundo também ocasiona a quebra das ondas, ou seja a **dissipação** de sua energia, ocasionando a arrebentação. Isto foi descrito por Battjes (1974) e leva em consideração a razão entre a profundidade local e a altura de onda e a declividade do

Figura 5 – Ondas incidentes (*incidente wave*), chegando próximo à um promontório (*headland*), com uma velocidade constante e por conta da difração há a formação de uma zona de sombra (*shadow zone*), onde se limita à uma linha geométrica (*geometric shadow line*), formada por essa sombra. Fonte: Holthuijsen (2007).

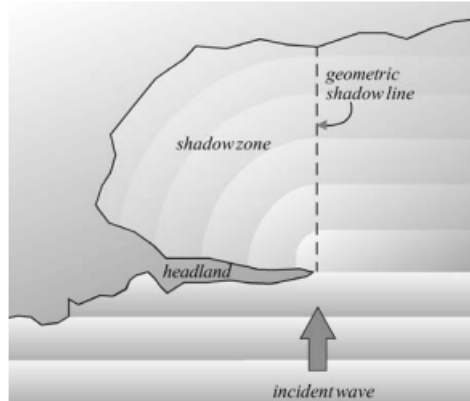
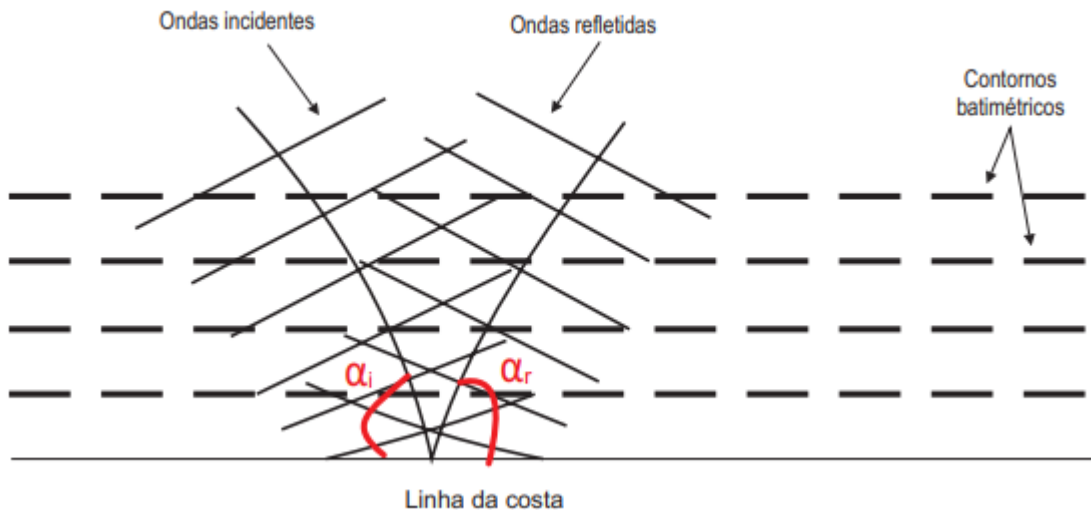


Figura 6 – Ondas incidentes chegando na costa, com angulação diferente de 90 deg e sendo refletidas com mesma angulação que alcançou a linha de costa: cristas de ondas incidente ( $\alpha_i$ ) e onda refletida ( $\alpha_r$ ). Fonte: Fernandes et al. (2015).



fundo (ângulo). O parâmetro de quebra de onda é dado pela equação

$$\xi_0 = \frac{\tan \beta}{\sqrt{H_0/L_0}} = \frac{\tan \beta}{\sqrt{2\pi H_0/(gT^2)}}, \quad (1.11)$$

definida pelo número Iribarren (Iribarren and Nogales, 1949), também indica como a onda irá quebrar descrevendo-a, em quatro tipos *surging*, *collapsing*, *plugging* e *spilling*, onde  $\beta$  é a declividade na linha de costa.

Além de energia, as ondas em água também transportam momento o que é equivalente a variações de tensão horizontais atuantes como forças na água (como gravidade também), forçando a inclinação do nível médio do mar ou gerando correntes. Em contraste a zonas oceânicas, nas zonas costeiras, principalmente na **zona de arrebatção**, o aumento do nível médio do mar pode gerar fortes correntes, tais como as litorâneas e, ou, de retorno (Longuet-Higgins and Stewart, 1962; Holthuijsen, 2007).

A quantidade total do momento em  $x$ , dado por

$$S_{xx} = \overline{\int_{-d}^{\eta} (\rho u_x u_x + p) dz} \quad (1.12)$$

é obtido a partir da integral do fundo ( $-d$ ) à superfície instantânea da água ( $\eta$ ).  $\rho u_x$  é o transporte horizontal da onda na direção  $x$  do momento, onde  $\rho$  é a densidade de água e  $u_x$  a velocidade da partícula. Nesse transporte do momento também é transferido pressão para a onda ( $p$ ); a barra indica a média de um período de onda (Holthuijsen, 2007).

A tensão, ocasionada pelo transporte de momento induzido pela onda, foi inicialmente introduzido por Longuet-Higgins and Stewart (1960) e ao longo de um plano vertical ( $x = \text{constante}$ ) (Eq. 1.12), leva em consideração a equação de continuidade da massa e do momento:

$$\frac{\partial M}{\partial t} = -\rho_w g h \frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial x} - \frac{\partial S_{xx}}{\partial x}, \quad (1.13)$$

onde  $\bar{\zeta}$  e  $M$  são equivalentes à elevação superficial e ao momento horizontal em um comprimento (águas rasas), e  $\frac{\partial S_{xx}}{\partial x}$ , a força horizontal aplicado ao fluido (Longuet-Higgins and Stewart, 1962).

O excesso de momento em águas rasas (particularmente na zona de surfe), com a dissipação de energia com a quebra de onda, gera fenômenos de *set down* e *set up* de onda (Fig. 7). O *set down* onde há o máximo de quebra de onda (ocorrência) e *set up* é uma super elevação do nível do mar resultante da quebra de onda, descrito por Bowen et al. (1968), a partir da equação

$$\frac{\langle \eta \rangle}{H_b} = 0.38\gamma, \quad (1.14)$$

onde  $\langle \eta \rangle$  é o *set up* máximo de onda e  $\gamma$  é uma constante definida pela profundidade local:  $\gamma = H/h$ , onde  $H$  é a altura de onda e  $h$  a profundidade local;  $H_b$  é a altura de quebra de onda.

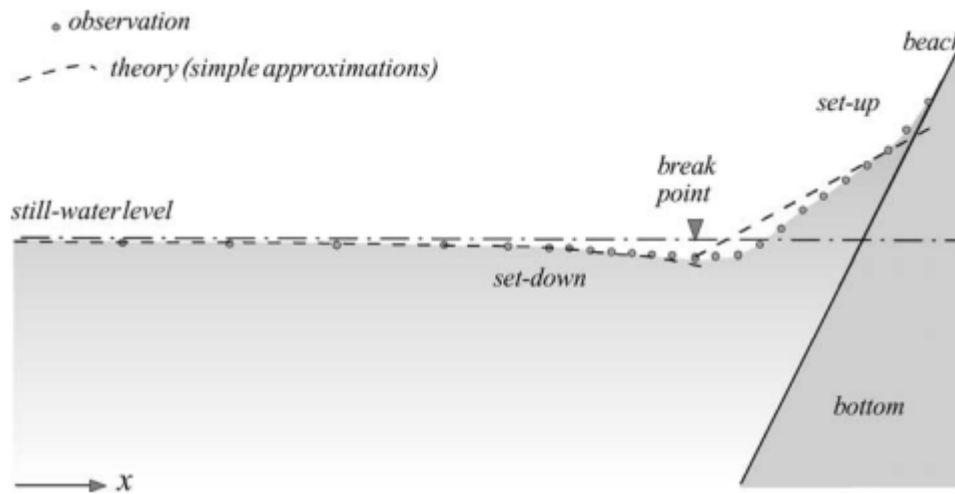
Na zona de surf o *set down* e o *set up* variam periodicamente de acordo com a chegada dos grupos de onda, fazendo com que haja uma flutuação no *set down* e *set up* (Ardhuin, 2021), gerando ondas longas de baixa frequência que não quebram e não dissipam, que tem grande efeito em taxas de inundações associadas ao *set up* de onda.

Segundo Ruessink et al. (1998), as ondas de infra gravidade também estão associadas à energia que ocorre no espraiamento da onda (*swash*). Essa região sofre com o ciclo da onda, flutuação vertical da ida e vinda das ondas variando no tempo e localização entre o oceano e a praia. Os estudos iniciais para o entendimento da formação das ondas de infra gravidade foram estudas por Whitham (1962) e este fenômeno a pode ser descrito pela equação

$$S = \sqrt{(S_{inc})^2 + (S_{IG})^2}, e \\ \langle \eta \rangle, S_{inc}, S_{IG} = f(H_0, T_0, \beta_f) \quad (1.15)$$

O swash ( $S$ ) é igual a raiz da soma dos quadrados de  $S_{inc}$  e  $S_{IG}$  que são ondas incidentes e ondas de infra gravidade, respectivamente, ao quadrado.  $H_0$  altura de onda em águas

Figura 7 – Fenômenos de *set down* e *set up* o gradiente gerado na quebra de onda (break point), ocasionada uma compensação gerando o *set up* de onda, uma elevação acima da superfície instantânea da água (*still-water level*). Fonte: Holthuijsen (2007).



profundas.  $T_0$  é o período de onda em águas profundas.  $\beta_f$  dependência linear da declive de praia na face praial (*foreshore*)

A dinâmica entre os processos de *set up* e o *swash*, provocam a elevação máxima do nível da água na face praial, que pode ocorrer até na ausência de ondas (Stockdon et al., 2006). Stockdon et al., a partir de parametrizações e baseado em outros estudos das variações do runup, definiu o runup de onda como  $R_2$ , sendo esse valor correspondente à 2% de excedência máxima do runup de onda

$$R_2 = 1.1(0.35\beta_f(H_oL_o)^{\frac{1}{2}} \frac{[H_oL_o(0.563\beta_f^2 + 0.004)^{\frac{1}{2}}]}{2}), \quad (1.16)$$

onde  $L_o$  é o comprimento de onda em águas profundas.

Os fenômenos descritos acima e a sucessão da ocorrência dos mesmos, estão ligados diretamente com o perfil praial que esta disposto na região próxima a linha de costa, quando essas ondas chegam em águas rasas. As seções e terminologia, da zona costeira até a face praial, vão ser exploradas na seção 1.1.2.

### 1.1.2 Praias

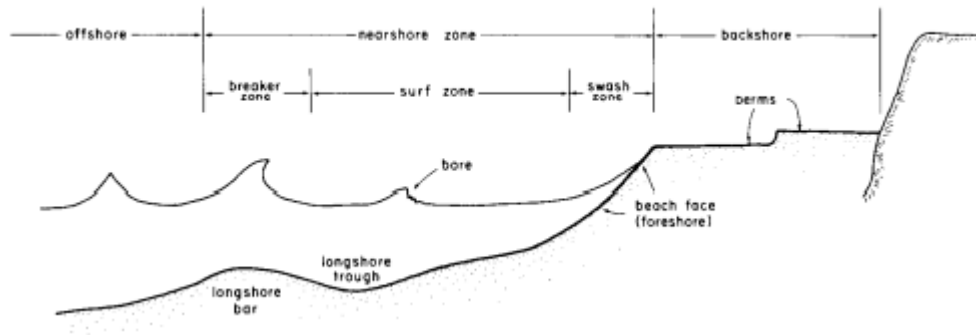
As praias podem ser divididas em sistemas, de acordo com a dinâmica: zona de arrebenção (*breaker zone*), zona de surfe (*surf zone*) e zona de espraiamento (*swash zone*) e na zona próximo a costa (*nearshore zone*) é onde ocorre esses processos de onda na praia. Há também linhas de limites de onde ocorre transporte de sedimentos e em relação a morfologia das praias, podem apresentar bermas na parte subaérea da praia, cavas e bancos longitudinais (*trough, bar longshore*, respectivamente) (Short, 1999).

As praias são grandes depósitos de grãos de areias e um ambiente que está em constante mudança. Os perfis das praias podem mudar rapidamente, em resposta as mudanças de



energia da onda, que dependem diretamente das condições de vento e maré predominantes na praia, variação do nível do mar e do pacote sedimentar da praia (The Open University, 1999).

Figura 8 – Terminologias utilizadas para descrever as zonas próximas à costa e as seções do perfil praiial. Fonte: Komar (2018a).



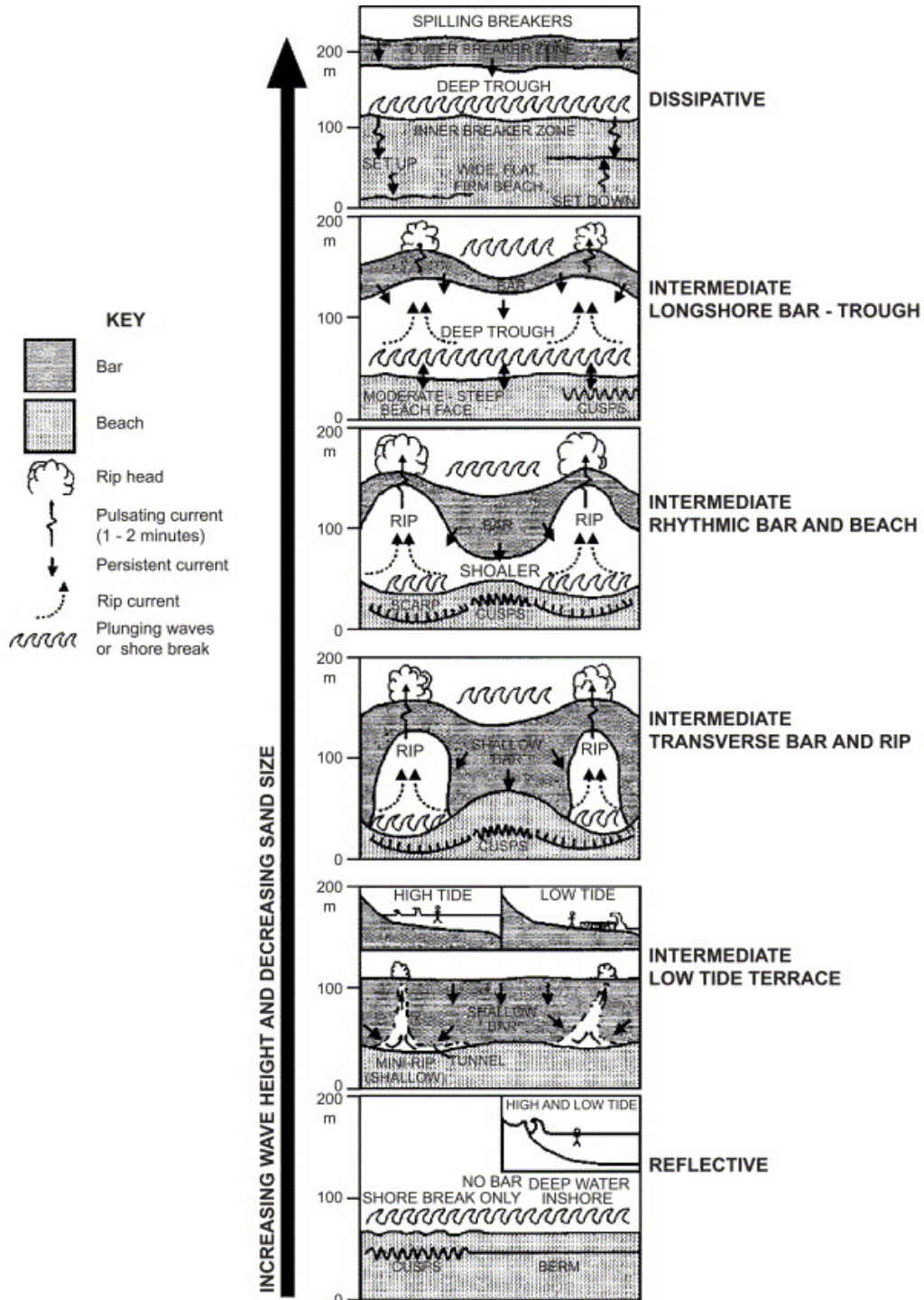
O conceito de escala é fundamental pra entender a morfologia de uma praia, assim compreender como os processos físicos são afetados pela morfologia e como a morfologia altera a dinâmica desses agentes, definindo a sua morfodinâmica (Masselink, 2009). A interação das ondas incidentes, sendo elas dissipadas ou não, definem a hidrodinâmica de uma praia, gerando movimentos que exercem um atrito com sedimentos que podem ser transportados (Wright and Short, 1984).

Baseado na variação temporal de energia das praias, Wright and Short (2018), definiu estágios modais para praias arenosas, que dependem da variação do tamanho do grão, da compartimentalização desses sedimentos e da proteção da praia. As fases modais das praias podem ser dissipativo, refletivo e intermediário, sendo os dois primeiros os dois extremos de modelos de praias após tempestades e em momentos de calmaria, respectivamente (Fig. 9). Já as praias intermediárias são a transição entre os extremos das fases modais de um ao outro, seja ele de calmaria para tempestade, ou vise-versa.

Durante tempestades, a energia das ondas é normalmente mais alta do que a média, o que induz mudanças na circulação hidrodinâmica, comparado a condições de calmaria. O estresse de turbulência, ondas de infra gravidade e as correntes longitudinais são potencializadas em momentos de tempestade, gerando assim na praia modificações, como por exemplo, no transporte do pacote sedimentar encontrado na porção aérea da praia, movendo-o para a zona subaquosa (Bertin et al., 2017).

Na figura 10 é possível observar as mudanças no perfil da praia em tempestades de ondas com alta energia *vs.* ondas de *swell* com baixa energia. Nota-se o pacote sedimentar em porção subaquosa nas barras longitudinais, a zona de surfé é larga e apresenta baixo gradiente topográfico nos perfis dissipativos. Já as praias refletivas são caracterizados por elevados gradientes de praia e fundo marinho adjacente, o que reduz a zona de surfé e o pacote sedimentar encontrasse em porção subárea (Calliari et al., 2003).

Figura 9 – Visão plana da configuração dos seis maiores e mais comuns estados modais observados em praias: (a) Dissipativo; (b) banco e calha longitudinal; (c) banco e praia de cúspides; (d) bancos transversais; (e) terraços de baixa mar; e (f) refletivo. Fonte: Wright and Short (2018).

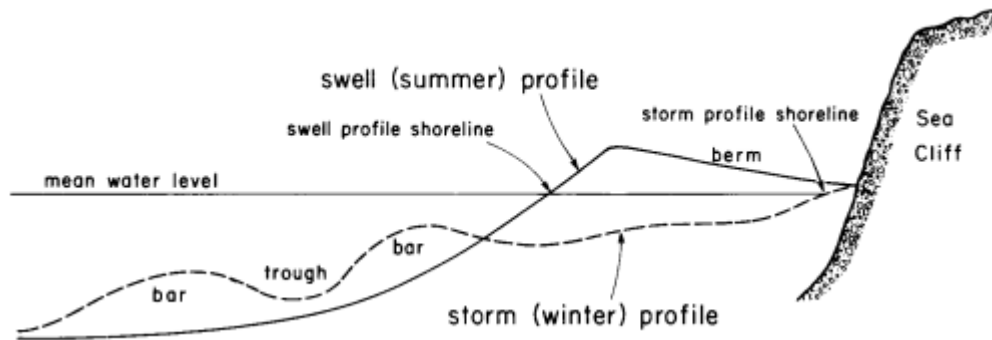


Para auxiliar nessas classificações e distinguir os estágios praias é utilizado um parâmetro descrito por Guza and Inman (1975), o parâmetro dimensionador do surfe ( $\varepsilon$ ) levando em consideração a razão entre a forma das ondas e a declividade da praia

$$\varepsilon = \frac{a_b \sigma^2}{g \tan^2 \beta}, \quad (1.17)$$

onde,  $a$  é a amplitude da onda na arrebentação ( $H_b/2$ ), e  $\sigma$  é a frequência angular da

Figura 10 – Perfil de uma praia em momentos de tempestade (*storm profile*) e em estado de calmaria (*swell profile*). Fonte: Komar (2018a).



onda incidente ( $2\pi/T$ ).

Para descrever a relação do estado modal de uma praia e a hidrodinâmica com os sedimentos, Wright and Short (1984), utilizaram o parâmetro adimensional ômega:

$$\Omega = \frac{H_b}{\bar{\omega}_s T}, \quad (1.18)$$

onde  $H_b$  é a altura significativa da onda na arrebenção,  $\bar{\omega}_s$  velocidade média de decantação dos sedimentos da face da praia. Este parâmetro indica a probabilidade de queda de um grão de areia dependendo do fluxo da água (se a água tem capacidade ou não de movimentar esse grão), movendo assim o sedimento da zona de arrebenção para a praia (acresção na parte subaérea), ou vice-versa, da praia para a zona de arrebenção (erosão da parte subaérea) (Dean, 1973).

Já as praias de estágio intermediário, apresentam como característica a migração do banco longitudinal (parte do pacote sedimentar de uma praia), para dentro ou para fora da porção aquosa. Essa migração começa com a redução da calha longitudinal, podendo desenvolver um perfil dissipativo onde a dissipação de energia ocorre no banco, gerando dissipação de energia nos bancos e cúspides praias da zona de espraiamento. Esse estágio intermediário é descritos como "banco e calha longitudinal" e "praia rítmicos ou de cúspides" (*longshore bar and trough* e *rhythmic bar and beach*, respectivamente (Short, 1999; Calliari et al., 2003)).

Sucedendo esse estágio outras feições como mega cúspides, bancos transversais e correntes de contorno, são características de praias do tipo "bancos transversais" (*transverse bar and rip*). E por fim, chegando ao estágio intermediário menos energético e que antecede o estágio refletivo, as "praias de terraço de baixa mar" (*low tide terrace*). Nesse estágio a praia é íngreme e na baixa mar tem praticamente todo o banco conectado a face praial (Short, 1999; Calliari et al., 2003).

Devido a variabilidade e constante mudança observada nas praias, devido as características climáticas, a energia de ondas e da granulometria, definir a escala de tempo dessas mudanças acabam sendo imprecisas (Wright and Short, 1984). E, para o estudo desses

ambientes é necessário um método que consiga captar essa dinâmica e, ainda sim, seja consistente e precisa nas informações captadas.

Portanto, o efeito da dinâmica da zona de arrebentação, incluindo ondas de infra gravidade, e morfologia da face da praia na formação de ondas de tempestade na zona de *swash* é apenas parcialmente compreendido e capturado pelos modelos empíricos e numéricos atuais (Bertin et al., 2017), e ainda assim são uma das principais ferramentas para o estudo e descrição das praias.

## 1.2 Contextualização

### Modelos numéricos em praias

Os perfis praias tentam se adaptar respondendo às mudanças sofridas na linha de costa, de forma que consigam restaurar o seu equilíbrio. Essas mudanças podem ser de pequena a grande escala de tempo, o que pode incluir forçantes, como a variação do nível relativo do mar, características das ondas incidentes, transporte sedimentar ao longo da costa, e em alguns casos a interação com o homem (adição ou retirada de sedimento da zona de surfe) (Dean and Maurmeyer, 2018).

Afim de analisar e tentar interpretar essas variações e flutuações ao longo do tempo, utilizando modelos empíricos que incluem elementos cinemáticos e dinâmicos, estudos realizados por Bruun (1954); Dean (1991) avaliaram esse comportamento.

Em geral, esses modelos buscam utilizar elementos cinemáticos, que simplificam e levam consideração a conservação do volume de sedimento e elementos dinâmicos que relacionam a forma da praia e a posição de algumas características que afetam as forçantes (Dean and Maurmeyer, 2018).

Bruun (1954) e Dean (1991), investigaram perfis naturais e encontraram uma forma razoável de descreve-los:

$$h = Ay^m, \quad (1.19)$$

onde  $h$  é a profundidade da água a uma distância cruzando a costa  $y$ ,  $A$  é uma fator de escala primária e dependente das características do sedimento e  $m$  é o fator forma, encontrado em  $(2/3)$ . O que representa um perfil monótono de uma praia, que algumas feições (posteriormente avaliadas), não podem ser representadas, como por exemplo perfis que apresentam quebra-mares ou barreiras dunares (Dean and Maurmeyer, 2018).

Dos modelos já citados, ainda há uma necessidade de incorporação de sedimentos erodidos e gradiente de transporte, além da definição da dinâmica detalhada da resposta do perfil praias. Outros métodos numéricos são aqueles que utilizam os modelos computacionais, desde os primeiros estudos foram observados, a aplicabilidade desses modelos na análise de problemas com erosão e mudanças observadas na linha costeira vem sendo estudada (Komar, 2018b).

Komar (2018b) definiu as seguintes operações para as simulações computacionais.

- Definir uma linha de costa inicial
- Definir fontes de dados
- Fornecer ao modelo condições de onda (altura, período e direção)
- Como os parâmetros de onda irão interferir no transporte de sedimentos.
- Rodar o modelo em um determinado tempo.

E também definiu as operações desses modelos:

- Calcular a quebra de onda
- Calcular o transporte ao longo da costa
- Calcular o resultado da mudança na forma da praia
- Recalcular a refração de onda

Os modelos atuais para avaliação das praias partem dos mesmos princípios, entretanto são desenvolvidos com uma maior abrangência de ambientes e possibilidades, além de atuarem em grande e curta escala de tempo em ambientes costeiros de águas rasas, como o desenvolvido por Zijlema et al. (2011), SWASH (um acrônimo de *Simulating WAVes till SHore*). Para o desenvolvimento desse modelo, precisou de anos para a apuração e a avaliação de seus recursos, que até hoje ainda sofrem com adaptações para melhorar seu desempenho.

Para idealiza-lo foi necessário a implementação de gradiente de pressão vertical para resolver a frequência de dispersão (Stelling and Zijlema, 2003), esquema de grades escalonadas que permitem conservar o momento e um algoritmo simples de molhado-seco (Stelling and Duinmeijer, 2003) e a implementação para resolver a pressão hidrostática e recursos de ondas mais apurados nas zonas de surfe e swash (Zijlema and Stelling, 2005).

Esse modelo tem a capacidade de simular complexos processos próximos à costa, incluindo a quebra de onda, interação não linear, runup de onda e circulação de onda, processos esses que muitas das vezes não são descritos detalhadamente pelos modelos empíricos. As equações não lineares de águas rasas governam esse modelo, incluindo a descrição de fenômenos ocorrentes na costa, como inundação e transformação de onda nas de surfe e swash (Zijlema et al., 2011) são:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial hu}{\partial x} + \frac{\partial hv}{\partial y} = 0, \quad (1.20)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{1}{h} \int_{-d}^{\zeta} \frac{\partial q}{\partial x} dz + c_f \frac{u \sqrt{u^2 + v^2}}{h} = \frac{1}{h} \left( \frac{\partial h \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial h \tau_{xy}}{\partial y} \right), \quad (1.21)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{1}{h} \int_{-d}^{\zeta} \frac{\partial q}{\partial y} dz + c_f \frac{v \sqrt{u^2 + v^2}}{h} = \frac{1}{h} \left( \frac{\partial h \tau_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial h \tau_{yy}}{\partial y} \right), \quad (1.22)$$

onde  $t$  é o tempo,  $x$  e  $y$  são as localizações do nível da água momentâneo e o eixo  $z$  ponto vertical,  $\zeta(x, y, t)$  é a elevação superficial,  $d(x, y)$  é o nível da água momentâneo, ou a nível do fundo,  $h = \zeta + d$  é a profundidade da água, ou profundidade total,  $u(x, y, t)$  and  $v(x, y, t)$  média das velocidades de fluxo nas direções  $x$  e  $y$ , respectivamente,  $q(x, y, z, t)$  é a pressão não hidrostática,  $c_f$  é o coeficiente de fricção,  $\tau_{xx}$ ,  $\tau_{yx}$ ,  $\tau_{yy}$  são os termos de estresse de turbulências horizontal.

Zijlema et al. (2011) notou que em laboratório, para as simulações que envolviam circulações de corrente, eram realizadas em batimetrias com variação, diferente das realizadas em ambientes costeiros. Isso se deve as limitações para aquisição de dados em campo e a para que as batimetrias tivessem todas as informações necessárias. Sendo assim, os dados de profundidade local geravam batimetrias com lacunas ou *gaps* e ou batimetrias planas sem variação e sem todas as informações necessárias para confecção de uma grade batimétrica mais detalhada.

Atualmente a aquisição de batimetrias para as simulações utilizando os modelos computacionais, tem se tornado mais sofisticadas e elaboradas do que anteriormente, com um nível de detalhamento bem mais aprimorado. A seção a seguir mostrará como o sensoriamento remoto se tornou um aliada das simulações numéricas computacionais.

## Aquisição de dados de forma remota em praias

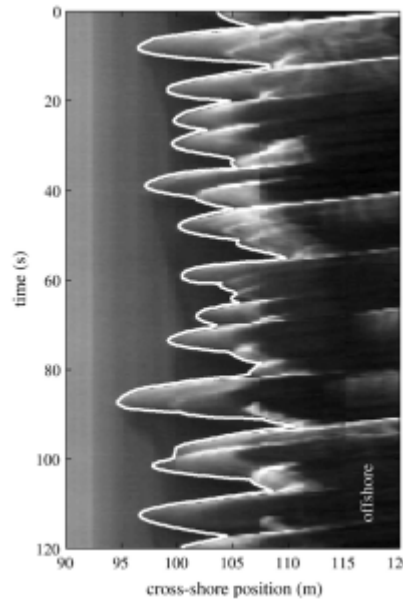
O monitoramento das praias e de sua dinâmica vem amplamente sendo utilizados através de câmeras localizadas na linha de costa em um ponto fixo. Os produtos desse monitoramento são imagens com registro detalhado, por exemplo, de alguma mudança ocorrente na praia como o avanço cronológico de uma feição natural e, ou até os efeitos de uma tempestade. A partir desses registros outros fenômenos podem ser avaliados como o de runup e setup de onda, por exemplo (Stockdon et al., 2006) (Fig. 11).

Holland et al. (1997) foi um dos pioneiros na obtenção de informações dos processos físicos ocorrentes em praias, através de imagens obtidas por vídeos capturados por câmeras de monitoramento. A aquisição de dados por esse meio, possibilita medir dados em escala espacial de centímetros a quilômetros, e escala temporal de segundos a anos. Outros pontos são importantes e devem ser considerados, como a distância subárea de captura, calibração da câmera em um ponto fixo, geoposicionamento para identificar e depois tratar essas imagens.

Em 2011, Holman et al., desenvolveu um algoritmo baseado na captura de vídeos utilizando Veículos Aéreos Não Tripulados (VANT). A captura das imagens são realizadas de forma mais ampla, podendo ser observável a superfície do oceano na praia até distâncias mais longas da costa.

Utilizando rotinas elaboradas por softwares para análise e processamento das imagens

Figura 11 – Runup de onda em um único perfil ao longo do tempo. É possível determinar o avanço do runup e ainda, valores máximos e mínimos dessa variável. Fonte: Stockdon et al. (2006).



geradas pelo vídeo, Holman et al. (2011) desenvolveu um algoritmo para a confecção de batimetrias, pensado justamente em contemplar modelos numéricos que demandassem uma melhor descrição da batimetria de uma praia.

O algoritmo cBathy se baseia na relação de dispersão

$$\sigma^2 = gk \tanh(kh), \quad (1.23)$$

onde,  $\sigma$  é a frequência radial e  $k$  o número radial de ondas (Dean and Dalrymple, 1991), e na transformada de Fourier (ao longo do tempo). No entanto podem ser observadas algumas limitações em relação à esse método:

- Curta duração dos registros
- Lacunas nos registros
- O produto da câmera pode ser afetado dependendo do brilho observado no campo
- Geometrias das imagens podem ser inconsistentes

A aplicação do algoritmo cBathy consiste na análise de **frequências dependentes**, **estimativa da profundidade através de frequência independentes** e **aplicação de um filtro Kalman**. O processamento e a aplicação desses passos é realizando sempre medindo e avaliando o potencial de erros e a aproximação dele com o observado em campo. A porcentagens de erros na aplicabilidade das batimetrias foram abaixo de 5%, mostrando que há imperfeições mas ainda assim o modelo consegue descrever em 95% o ambiente estudado Holman et al. (2013).

## 1.3 Justificativa e motivação

Tomando como premissa a alta variabilidade e dinâmica de uma praia, a melhor forma de adquirir dados batimétricos de forma robusta e de qualidade seriam utilizando métodos de sensoriamento remoto. A utilização do produto do algoritmo cBathy traz ao modelo SWASH, o que os modelos de curta escala pedem: uma batimetria com alta resolução e um alto nível de detalhamento ao longo de toda a grade computacional. Com isso esse estudo pretende analisar como os dados obtidos de forma remota podem aperfeiçoar as simulações nas zonas de arrebentação, surfe e espraiamento. E assim, corroborar para estudos nessas zonas, tanto para avaliação do potencial de erosão de uma praia, perda de sedimentos e comportamento da praia em eventos de tempestade (inundação, *overtopping* e, ou sobrelavagem), ajudar no gerenciamento costeiro e ainda nas análises de recuperação do ambiente praial em declínio.

## 1.4 Objetivos

### 1.4.1 Objetivo geral

O objetivo central deste trabalho é analisar o impacto nas mudanças do perfil praial e dos bancos longitudinais na simulação das condições hidrodinâmicas da zona de surfe e na zona de *swash*, utilizando um método de sensoriamento remoto e uma equação paramétrica de perfil de equilíbrio.

### 1.4.2 Objetivos específicos

- Utilizar algoritmo matemático para a confecção de malha uma batimétrica, obtida a partir de sensoriamento remoto e usar como entrada em modelo computacional;
- Utilizar equação paramétrica do perfil de equilíbrio praial, descrita por Dean (1991) para gerar uma malha batimétrica e usar como entrada no modelo computacional a fim de comparar à simulação realizada com o algoritmo matemático citado anteriormente;
- Avaliar as variações dos resultados gerados pelo modelo numérico SWASH, de acordo com as malhas batimetrias utilizadas;
- Analisar os parâmetros de quebra e o runup de onda e a variação nas zonas de surfe e swash, de acordo com as malhas batimétricas utilizadas.



## 1.5 Referências

- Ardhuin, F. (2021). Wave heights and spectra: Theory and measurement. In Ardhuin, F., editor, *Ocean Waves in Geosciences*, CRC Series in Marine Science, chapter 3, pages 31–52.
- Battjes, J. (1974). Surf similarity. *Coastal Engineering Proceedings*, 1(14):26.
- Bertin, X., Olabarrieta, M., and McCall, R. (2017). *Hydrodynamics Under Storm Conditions*, chapter 2, pages 23–43. John Wiley & Sons, Ltd.
- Bowen, A. J., Inman, D. L., and Simmons, V. P. (1968). Wave set-down and set-up. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 73(8):2569–2577.
- Bruun, P. (1954). *Coast Erosion and the Development of Beach Profiles*. Number 44.
- Calliari, L. J., Muehc, D., Hoefel, F. G., and Toldo Jr., E. (2003). Morfodinâmica praias: uma breve revisão. *Revista Brasileira de Oceanografia*, 51(unico):63–78.
- Dean, R. (1973). *Heuristic Models of Sand Transport in the Surf Zone*, page 215221. Sydney, N.S.W.
- Dean, R. G. (1991). Equilibrium beach profiles: Characteristics and applications. *Journal of Coastal Research*, 7(1):53–84.
- Dean, R. G. and Dalrymple, R. A. (1991). *Water Wave Mechanics for Engineers and Scientists*. WORLD SCIENTIFIC.
- Dean, R. G. and Maurmeyer, E. M. (2018). Models for beach profile response. In Komar, P. D. and Moore, J. R., editors, *Handbook of coastal processes and erosion*, CRC series in marine science, chapter 7, pages 151–165. CRC Press; 1st edition.
- Fernandes, E. H. L., Junior, O. O. M., and Cuchiara, D. C. (2015). Ondas. In Castello, J. P. and Krug, L. C., editors, *Introdução às Ciências do Mar*, chapter 8, pages 196–224. Editora Textos.
- Guza, R. T. and Inman, D. L. (1975). Edge waves and beach cusps. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 80(21):2997–3012.
- Holland, K., Holman, R., Lippmann, T., Stanley, J., and Plant, N. (1997). Practical use of video imagery in nearshore oceanographic field studies. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 22(1):81–92.
- Holman, R., Plant, N., and Holland, T. (2013). CBathy: A robust algorithm for estimating nearshore bathymetry. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(5):2595–2609.

- Holman, R. A., Holland, K. T., Lalejini, D. M., and Spansel, S. D. (2011). Surf zone characterization from Unmanned Aerial Vehicle imagery. *Ocean Dynamics*, 61(11):1927–1935.
- Holthuijsen, L. H. (2007). *Waves in Oceanic and Coastal Waters*.
- Iribarren, C. R. and Nogales, C. M. (1949). Protection des ports. *PIANC congress 1949 SII-C4*, pages 180–193.
- Komar, P. D. (2018a). Beach processes and erosion an introduction. In Komar, P. D. and Moore, J. R., editors, *Handbook of coastal processes and erosion*, CRC series in marine science, chapter 1, pages 1–20. CRC Press; 1st edition.
- Komar, P. D. (2018b). Computer models of shoreline changes. In Komar, P. D. and Moore, J. R., editors, *Handbook of coastal processes and erosion*, CRC series in marine science, chapter 10, pages 151–165. CRC Press; 1st edition.
- Longuet-Higgins, M. S. and Stewart, R. W. (1960). Changes in the form of short gravity waves on long waves and tidal currents. *Journal of Fluid Mechanics*, 8(4):565–583.
- Longuet-Higgins, M. S. and Stewart, R. W. (1962). Radiation stress and mass transport in gravity waves, with application to surf beats. *Journal of Fluid Mechanics*, 13(4):481–504.
- Masselink, G. ; Kroon, A. (2009). Morphology and morphodynamics of sandy beaches. In Isla, F. I., editor, *Coastal Zone and Estuaries*, Encyclopedia of Life Support Systems(EOLSS), chapter 9, pages 221–243.
- Ruessink, B. G., Kleinhans, M. G., and van den Beukel, P. G. L. (1998). Observations of swash under highly dissipative conditions. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 103(C2):3111–3118.
- Short, A. D. (1999). Beaches. In Short, A. D., editor, *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*, Chichester, chapter 1, pages 1–20.
- Stelling, G. and Zijlema, M. (2003). An accurate and efficient finite-difference algorithm for non-hydrostatic free-surface flow with application to wave propagation. *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, 43(1):1–23.
- Stelling, G. S. and Duinmeijer, S. P. A. (2003). A staggered conservative scheme for every froude number in rapidly varied shallow water flows. *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, 43(12):1329–1354.
- Stockdon, H. F., Holman, R. A., Howd, P. A., and Sallenger, A. H. (2006). Empirical parameterization of setup, swash, and runup. *Coastal Engineering*, 53(7):573–588.

- The Open University (1999). Chapter 5 - beaches. In The Open University, editor, *Waves, Tides and Shallow-Water Processes*, Open University Oceanography, pages 125–148. Butterworth-Heinemann, Oxford.
- Whitham, G. B. (1962). Mass, momentum and energy flux in water waves. *Journal of Fluid Mechanics*, 12(1):135–147.
- Wright, L. and Short, A. (1984). Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. *Marine Geology*, 56(1):93–118.
- Wright, L. D. and Short, A. D. (2018). Morphodynamics of beaches and surf zones in australia. In Komar, P. D. and Moore, J. R., editors, *Handbook of coastal processes and erosion*, CRC series in marine science, chapter 3, pages 35–64. CRC Press; 1st edition.
- Zijlema, M., Stelling, G., and Smit, P. (2011). SWASH: An operational public domain code for simulating wave fields and rapidly varied flows in coastal waters. *Coastal Engineering*, 58(10):992–1012.
- Zijlema, M. and Stelling, G. S. (2005). Further experiences with computing non-hydrostatic free-surface flows involving water waves. *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, 48(2):169–197.

---

# The effect of shallow water bathymetry on swash and surf zones modelled by SWASH

---

*Juliana Franco Lima*<sup>1</sup>; *Leandro Farina*<sup>2</sup>; *Pedro Veras Guimarães*<sup>3</sup>; *Ana Flávia Caetano Bastos*<sup>3</sup>; *Pedro de Souza Pereira*<sup>3</sup>; *Mauro Michelena Andrade*<sup>4</sup>

1. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Campus do Vale Av. Bento Gonçalves 9500, Porto Alegre, RS, Brasil
2. Instituto de Matemática, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Campus do Vale Av. Bento Gonçalves 9500, Porto Alegre, RS, Brasil
3. Universidade Federal de Santa Catarina Departamento de Engenharia Mecânica - Rua Eng. Agrônomo Andrey Cristian Ferreira Florianópolis, SC, Brasil
4. Universidade Federal de Santa Catarina Programa de Pós Graduação em Oceanografia - Rua Eng. Agrônomo Andrey Cristian Ferreira Florianópolis, SC, Brasil
5. Universidade do Vale do Itajaí, Escola do Mar, Ciência e Tecnologia. , UNIVALI - Universidade do Vale do Itajaí, Centro, 88302901 - Itajaí, SC - Brasil

### Abstract

The submerged topography in shallow waters is fundamental in the propagation and dissipation of ocean waves in the surf and swash zones. However, obtaining accurate bathymetric data in this region is challenging due to the high temporal and spatial environmental variability. The bottom boundary condition can directly affect the accuracy

of numerical models used for shallow water simulations. In this study, the performance of the SWASH numerical model in describing wave run-up in the swash zone is assessed by using two different bathymetric boundary conditions. The first method involves using data measured in the surf zone obtained by a Unmanned Aerial Vehicle (UAV), and analyzing it using the cBathy algorithm (Holman et al., 2013). The second method employs a regular bathymetric mesh generated from Dean’s equilibrium profile (Dean and Dalrymple, 1991), which is commonly used in situations where detailed or updated beach profile data is unavailable. Based on the numerical simulations performed, not incorporating data from the surf zone resulted in a 6% increase in the run-up estimated and approximately a  $-2\%$  difference in identifying the swash zone position. The method used in this article is cost-effective and can be used to reduce uncertainties in the surf zone numerical simulations induced by the lack of knowledge about the bottom conditions.

**Keyword:** Wave model; Run-up; Surf zone; Beach profile, Unmanned Aerial Vehicle bathymetry

## 2.1 Introduction

Wave run-up refers to the maximum vertical height of seawater measured over the beach face, which is the sum of two parameters: swash and wave setup. Swash is defined as the fluctuations in the mean water level over the beach face, while wave setup is the superelevation of that level caused by wave breaking on the coast. Together, these parameters contribute to the overall height of the wave run-up, which is an important factor in understanding the impact of ocean waves on coastal regions (Ruggiero et al., 2004).

The run-up and swash zone is a dynamic region that determines the morphological changes of beaches and may be responsible for adding or removing sediment from the beach face (Bertin et al., 2017). Understanding the run-up and swash dynamics becomes especially important in extreme events where there is a considerable increase in the wave setup, which can generate impacts and risks to coastal structures, such as accidents and loss of frontal dunes, and loss of anthropic structures (Guimarães et al., 2015; Medellín et al., 2016; Harley, 2017).

Based on parameterizations, laboratory, and field analyses, Stockdon et al. defined the 2% maximum exceedance of the wave run-up, considering the slope of the sandy beaches, as

$$R_2 = 1.1 \left( 0.35\beta_f(H_oL_o)^{\frac{1}{2}} \frac{[H_oL_o(0.563\beta_f^2 + 0.004)^{\frac{1}{2}}]}{2} \right), \quad (2.1)$$

where  $H_o$  e  $L_o$  are the wave height and wavelength in deep water, respectively, and  $\beta_f$  is the foreshore beach slope. The latter is essential for the definition of  $R_2$  because  $\beta_f$  is considered a limited parameter to define and describe the phenomena and swash zone for

Lange et al. (2022), which is considered for the wave run-up analysis of a mid-surf zone slope. Aiming at the elaboration of a new equilibrium beach profile (EBP), Holman et al. (2014) using parametric models defined the parameter  $\beta_s$ , from the formula elaborated by Dean (1991) (Eq. 2.3 in subsection 2.2.3), representing the shoreline slope. In addition to this, other parameterizations were obtained, using and reformulating the wave run-up quantity from empirical models (Senechal et al., 2011b; Cox et al., 2013; Didier et al., 2020; Gomes da Silva et al., 2020).

More recent studies have been analyzing the risks of coastal flooding and the effects of storms on the coast through numerical wave models, taking into account the wave run-up exceedance values (e.g., Guimarães et al., 2015; Nicolae Lerma et al., 2016; Medellín et al., 2016; Nicolae Lerma et al., 2017; Valentini et al., 2019; de Lima et al., 2020; Castelle et al., 2021; Stokes et al., 2021; Rutten et al., 2021; Henderson et al., 2022).

One approach often used to numerically describe the surf and swash zone is through the SWASH model (Simulating WAVE till SHore Zijlema et al., 2011). This model uses the Shallow Water Non-Hydrostatic Equation to predict the behavior of the free surface. The accuracy of this approach strongly depends on the interaction between waves and the bathymetry of the surf zone, as well as the beach profile.

To evaluate the runup during storm events Guimarães et al. (2015) carried out simulations with the SWASH model. In their study, bathymetric data were obtained in intermediate waters outside the surf zone, which were then interpolated along with altimetric data obtained from LIDAR scans of the surface land. However, this approach creates a data gap or "shadow zone" in the surf zone where no data is available. Moreover, the collection of bathymetric data was carried out on different dates of the simulated experiments, which introduces the possibility of errors in the model's predictions of run-up and inundation risks.

On the other hand, Nicolae Lerma et al. (2017) employed remote sensing and in situ measurements to obtain more complex bathymetries for running the SWASH model in both 1D and 2D modes. To calibrate the model spectrally and parametrically, the authors assessed the model's capability to compute wave setup and run-up values during storm events. For the bottom condition, they used topo-bathymetric data collected by Senechal et al. (2011a) during a storm at the same location and time period as their study. Measurements in situ and remote sensing, were used to obtain topographic and bathymetric data. Daily topographic surveys were conducted using a GPS-equipped ATV in the dry areas, while in moderate water depths, a walking operator performed the surveys. Video system (Cam-Era-NIWA technology) was used to acquire images with two cameras deployed on the foredune that were processed following the methodology of Almar et al. (2010), using satellite images too for details of sub-tidal and inter-tidal bar systems.

Valentini et al. (2019) conducted an evaluation of the influence of embayed beach morphology on wave run-up variations in both 1D and 2D modes using the SWASH

model during storm events. For bathymetric data, transects were performed along the beach using GPS in the surface land area, while multibeam echo sounder technology was employed to acquire data in the submerged part. In the emerged part, a fixed camera was used for video acquisition, and the Structure from Motion method was employed for data processing (Westoby et al., 2012). Subsequently, the data were interpolated using the inverse distance weight interpolation method. According to Valentini et al. (2019), the variation in run-up values observed in the 2D mode of their evaluation can be attributed to numerical and physical factors. Another important aspect highlighted in the study is that the data collected from the emerged and submerged parts were obtained during different time periods, which may have introduced some unquantified errors in their analysis.

Despite the importance of the bathymetry in coastal processes and the surf zone, most of the previously mentioned studies (e.g., Guimarães et al., 2015; de Lima et al., 2020; Castelle et al., 2021; Stokes et al., 2021; Rutten et al., 2021), did not use a realistic bathymetry of the surf zone. Instead, they relied only on deep water bathymetry, beach profiles, and interpolation to create the numerical grid. Moreover, these studies typically applied this approach to simulate various wave scenarios, often using bathymetry data collected at different time periods.

To assess the interaction between waves and bathymetry, field experiments are usually conducted, and data such as topographic profiles, LIDAR, and nautical charts are obtained by high-frequency sensors, and/or global positioning systems (Holman, 1986; Ruggiero et al., 2004; Stockdon et al., 2006; Guimarães et al., 2015; Dodet et al., 2018; de Lima et al., 2020). However, obtaining accurate topographic and bathymetric data in the swash and surf zone is hampered by the high morphodynamic variability of this environment (Calliari et al., 2003).

In order to improve the acquisition of bathymetric data in shallow areas, researchers have explored the use of Unmanned Aerial Vehicles (UAVs) equipped with cameras to effectively determine bathymetries Holman et al. (2011, 2013); van Dongeren et al. (2008); Vos (2017) conducted studies using remote observations by UAVs and estimated bathymetries by applying the cBathy algorithm. This algorithm processes the captured video images and takes into account the wave dispersion relation (Eq. 2.2) and the variation in water surface intensity to calculate depth data through inverse bathymetry (Holman et al., 2013). These studies assessed the precision of the method and identified limitations arising from instabilities and adverse weather conditions that can affect video capture.

Due to the highly dynamic nature of the surf zone, characterized by the frequent migration of sandbars, traditional geophysical methods face challenges in accurately measuring depths at high frequencies. As a result, the bathymetric data obtained using these methods may differ from the actual conditions (Rutten et al., 2021). Consequently, when using numerical modeling to predict wave run-up, it is crucial to employ bathymetry collection methods that account for the dynamic nature of the surf zone and accurately

describe the morphology and bathymetry during the specific time period of each simulation (Vos, 2017; Nicolae Lerma et al., 2017; Valentini et al., 2019).

The main objective of this study is to analyze and evaluate the performance of the SWASH model in describing wave run-up and wave breaking zones. This evaluation is conducted using two different bathymetric inputs: one obtained by a UAV and analyzed using the cBathy algorithm, and the other based on an Equilibrium Beach Profile (EBP). The model results will be compared with UAV-generated images to assess the accuracy of the model in representing sandbar positions and the run-up line. To validate the obtained results, the influence of bathymetry on wave run-up variations will be compared to simulations performed with a parameterized bathymetry derived from Dean's profile Dean (1991). The structure of the paper is as follows: Section 2.2 provides an introduction to the Campeche Beach area, describes the experimental setup, and presents an overview of the methods used to create the bathymetric grids using UAVs, the cBathy algorithm, and Dean's profile. Section 2.3 details the SWASH model and its input parameters. In Section 2.4, the outputs from cBathy and the SWASH model are described and analyzed. Finally, Section 2.5 concludes the paper with the final considerations.

## 2.2 Material and Methods

### 2.2.1 Study area and data acquisition

The study area defined for this experiment is Campeche Beach in the state of Santa Catarina, southern Brazil. Located in Florianópolis (Fig. 12), Campeche Beach is predominantly an intermediate beach (Klein et al., 2016), with at least one longitudinal rhythmic sandbar, rip currents and beach cusps (Silveira et al., 2011). In Figure 12D it is also possible to observe, in the southeast of the study area, the presence of Campeche Island, and the computational domain used in the present work.

According to Klein et al. (2016) the wave regime along the coast of Florianópolis exhibits a seasonal variation, with multi-modal seas occurring more frequently during the summer and less frequently during the winter. In the region, bimodal seas also display a well-defined variation, characterized by waves with a period of 8 seconds coming from the east and an average significant wave height ( $H_s$ ) of 1.25 meters. In addition, swell waves with a period of 12 seconds originate from the south and exhibit an increasing  $H_s$  from summer to winter, ranging from 1.25 meters to 2 meters (Araujo et al., 2003; Klein et al., 2016).

During the experiment, an ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler), model Aquadopp 1 MHz, was moored at 18 m depth. The ADCP was located approximately 800 meters from the coast at coordinates  $48.468777^\circ\text{W}$  and  $27.672539^\circ\text{S}$  in longitude and latitude, as shown in Figure 12D. The ADCP acquired various wave parameters, including vertical currents profiles and sea level measurements. However, for the purposes



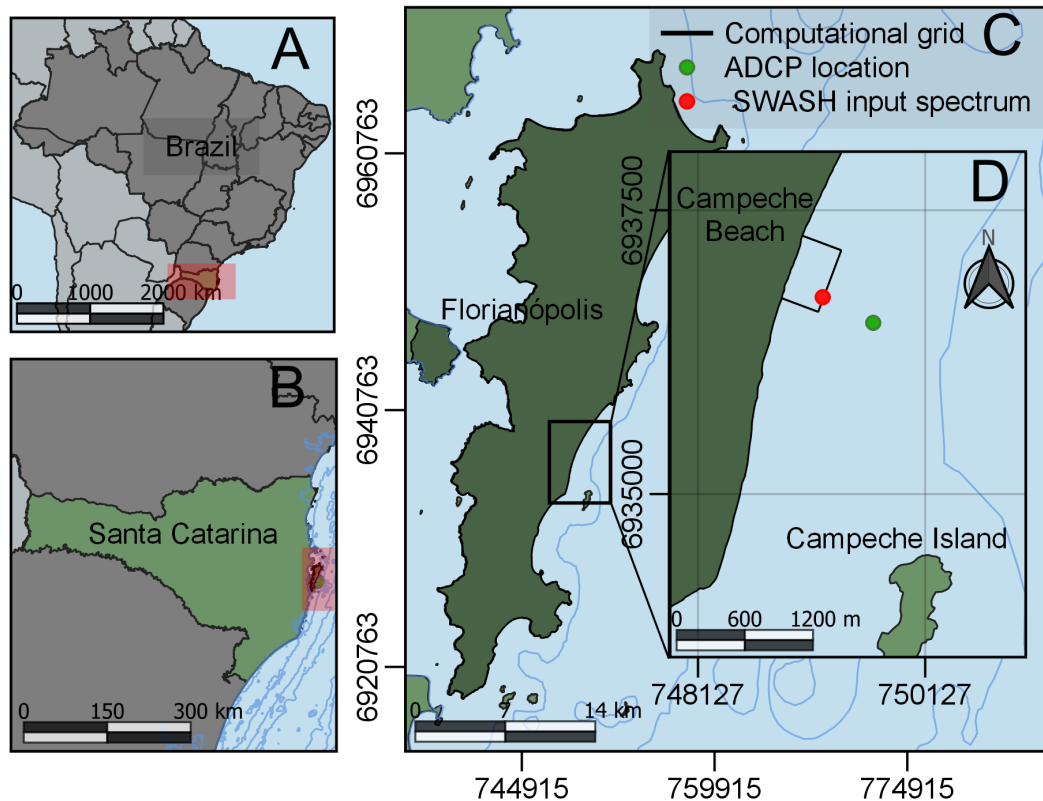


Figure 12 – (A, B, C) Map of the study area referring to the region in which the study was carried out, in the southeast portion of Florianópolis, Santa Catarina, Brazil. (D) Campeche Beach, where the field data were obtained. The red dot corresponds to the location where the wave spectrum has been input in the computational grid (black square) and the green dot represents the ADCP location. Datum: SIRGAS 2000/ UTM zone 22 J

of the analysis, only wave height, water level, and wave spectrum were considered. The measured wave spectrum served as a boundary condition in the SWASH model, specifically inputted at the eastern edge of the computational grid (refer to Figure 12). The coordinates used for the spectral condition in the SWASH model were approximately  $48.473271^{\circ}\text{W}$  and  $27.670582^{\circ}\text{S}$  in terms of longitude and latitude, respectively, which is approximately 300 meters offshore from the coast.

The experiment was carried out under average wave conditions, often observed in the region. The dominant direction of the wave spectrum was east and southeast, with wave heights of approximately 1.5 meters and a peak period of 8 seconds.

To measure beach and surf zone morphology, two different approaches were employed. The beach morphology was measured on April 27<sup>th</sup>, 2019, by surveying the beach topography using a TRIMBLE RTK R6 GPS receiver. The survey lines were established perpendicular to the coast and approximately 50 meters apart from each other. For the surf zone morphology, video processing techniques were utilized. A total of 17 minutes of video footage was captured using a DJI Mavic Pro Model, which is a quadcopter UAV (Unmanned Aerial Vehicle). The UAV was positioned in a stationary manner to ensure

consistent data collection and minimize camera motion. The videos were recorded in 4K format with a resolution of 3840x2160 pixels. Once the videos were collected, the images underwent processing to generate long exposure images and extract bathymetric information using the cBathy algorithm. The details of the cBathy algorithm will be elaborated in the following subsection, specifically in subsection 2.2.2.

### 2.2.2 Inverse bathymetry estimation

To convert image data into bathymetric data, the first step is image rectification. This process converts oblique images captured by the UAV into flattened and scaled images with a metric scale, enabling the identification and positioning of morphological features (Holland et al., 1997). The resulting images allow for automated tracking of wave trajectories.

The bathymetric grid was generated from these images by using the cBathy algorithm, which is a three-part algorithm that utilizes observations of surface wave light reflection patterns to estimate bathymetry data (Holman and Haller, 2013).

The dispersion relation used by the cBathy algorithm, as described by Dean and Dalrymple (1991), is given by:

$$\sigma^2 = gk \tanh(kh), \quad (2.2)$$

where,  $\sigma$  is the radial frequency ( $2\pi$  divided by the period  $T$ ),  $k$  the radial wave number ( $2\pi$  divided by the wavelength,  $L$ ),  $g$  the acceleration due to gravity and  $h$  the water depth.

To obtain bathymetry using the cBathy algorithm, three steps are needed (Holman et al., 2013; Bruder and Brodie, 2020). In stage 1 of the cBathy algorithm, the optical intensity time series for each pixel is Fourier transformed, providing wave number and frequency estimates. Using these wave numbers and frequencies, an equivalent water depth is estimated based on the dispersion relation. Additionally, a depth correction for the tidal stage is applied. This stage aims to estimate the depth-dependent properties of the waves observed in the video footage.

In stage 2 of the cBathy algorithm, the depth estimates obtained from stage 1 are combined to generate a single depth estimation for each point, along with error information. The algorithm seeks to find the depth value that provides the best fit between the observed wave number-frequency information and the dispersion relation. It is important to note that the depths obtained in both stage 1 and stage 2 of the cBathy algorithm need to be corrected for tidal variations in order to obtain bathymetric data referenced to the tidal datum. This ensures consistency and accuracy in the resulting bathymetry data.

The objective of the stage 3 analysis is to calculate a running average that smooths the individual hourly estimates in a way that weights the confidence in the new estimations

relative to the previous running average. The Kalman filter is applied at this stage, which is a method detailed in Kalman (1960). Validation and evaluation of the cBathy algorithm in accurately describing and defining features in the areas closest to the beach can be found at Holman et al. (2013), Vos (2017) and Brodie et al. (2018).

After completing the three stages of the cBathy algorithm, which provide bathymetric data for the Campeche beach area, the estimated bathymetry was interpolated along with the dry beach topographic data. In this study, a bathymetric grid with dimensions of 260m and 341m in width and length, respectively, with a spatial resolution of 1.5 m in the  $x$  direction and 1.7 m in the  $y$  direction, was generated (Fig. 13).

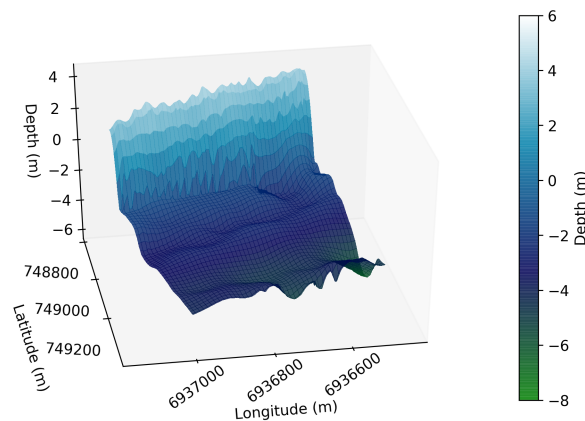


Figura 13 – 3D visualization of the Bathymetry generated using the cBathy algorithm.

As a by-product of the rectified aerial images, the *timex* which is a time average image of the light intensity can also be obtained. The high contrast at *timex* image, between wave braking foam coverage and darker pixels at the sea surface allows us to distinguish the average wave breaking position and scattering. These data will be used to validate the breakout position zone calculated by the Holland et al. (1997) model.

The variation of the wave run-up line position over time, known as the "wave run-up timestack" or "runUp pixel stack," is another important output obtained from the image rectification process (Holland et al., 1995). This timestack provides information about the maximum and minimum positions of the wave run-up line at different times. It is a valuable dataset that can be used to validate the results of our model. To visualize and analyze the maxima and minima of the wave run-up, an advanced automated edge detection routine was applied. This routine utilizes the *runupTool* (Vousdoukas et al., 2012), a specialized tool described in CIRN (2022), to highlight the position of the run-up limit in the timestack.

### 2.2.3 Equilibrium Beach Profile of Dean

To evaluate potential errors associated with the lack of bathymetric data in shallow waters, two theoretical bathymetries were created on the basis of the equilibrium profile

concepts (EBP) of Dean (1991, 1997), derived from Bruun (1954).

Dean (1991) considered a theoretical profile using the grain diameter. Consequently, this approach allows for the estimation of a beach profile based on the sedimentological and hydrodynamic characteristics operating at the site. Through laboratory analysis Dean (1991) proposed a beach equilibrium profile given by

$$h = Ay^{\frac{2}{3}}, \quad (2.3)$$

where  $h$  is the water depth at a seaward distance  $y$  from the shoreline and  $A$  is a scale parameter that depends primarily on sediment characteristics. There are several ways to calculate  $A$  (Komar, 1997), where the values usually vary between 0.2 and 1.2. According to Dean (1991),

$$A = \left[ \frac{24\mathcal{D}_*(D)}{5\rho g^{\frac{3}{2}}\kappa^2} \right]^{\frac{2}{3}}, \quad (2.4)$$

where  $\mathcal{D}_*$  is uniform wave energy dissipation per unit volume in the break zone, which depends on sediment particle diameter  $D$ ,  $\rho$  is the water mass density,  $g$  is gravity and  $\kappa$  is a constant relating wave height to water depth within the surf zone. The profile slope has been considered in studies to estimate wave runup and it is an important factor in estimating wave run-up (e.g, Stockdon et al., 2006; Yates et al., 2009; Holman et al., 2014; Matheen et al., 2021). In this study, a grain diameter ( $D$ ) of 1.36 mm was used (Pazini et al., 2022), along with a profile length ( $y$ ), that matches the length of the bathymetric grid generated by the cBathy algorithm. According to the calculation by Komar (1997), the obtained value for  $A$  was approximately 0.23. However, the closest value we have found for the measured profile on-site was  $A = 0.45$ . Figure 14a shows a comparison of profiles obtained with  $A = 0.23$  and  $A = 0.45$ .

The EBP was extrapolated to two dimensions to obtain a theoretical equilibrium profile for Campeche Beach with the same numerical grid dimensions (Fig. 14b, c, d).

## 2.3 Numeric model on shallow water

The numerical approach was carried out using the non-hydrostatic model *Simulating Wave till SHore* (SWASH), governed by non-linear shallow water equations, with the capacity of describing the mean depth and free surface flow, considering the conservation of mass and vertical momentum (Zijlema et al., 2011). The model is capable of accomplishing simulations in short and meso scale, but with a demand for high resolution, and can be applied in 1D and 2D modes.

The numerical simulations were conducted with five different scenarios, as outlined in Table 2. The wave conditions for each simulation were obtained from the ADCP data at the corresponding time, and the tide level was adjusted based on the start time of each simulation. A spin-up time of 5 minutes was used, with a time step of 0.001 s, with the model outputs recorded at a time interval of 1 s. The default maximum and minimum

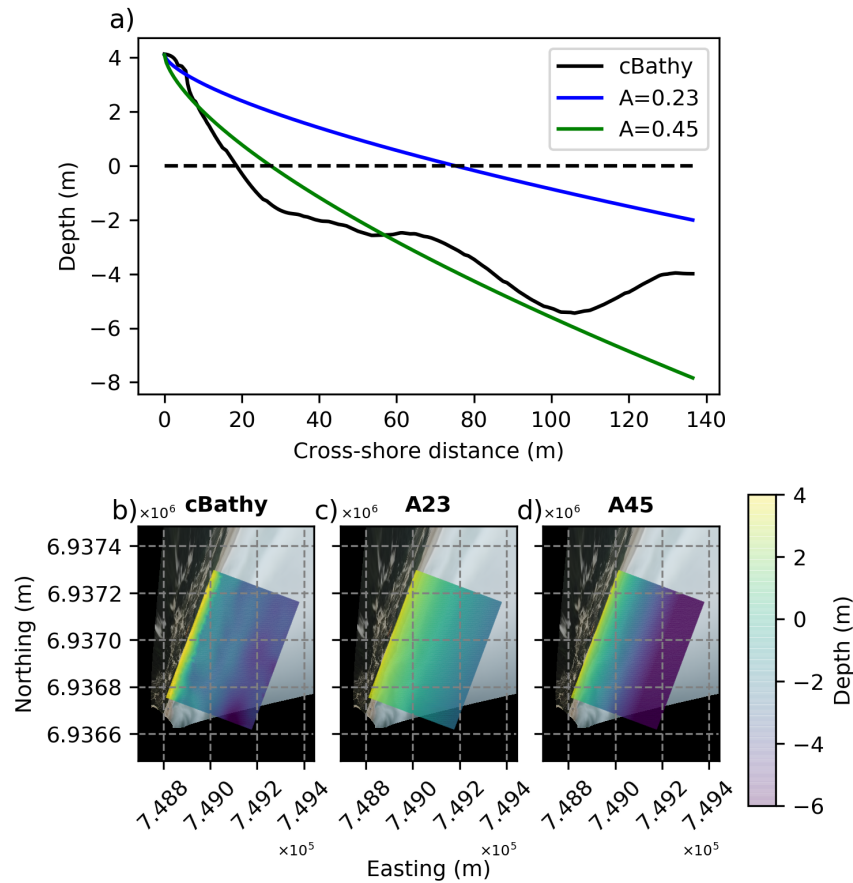


Figura 14 – (a) Equilibrium profiles of Dean with  $A = 0.23$  and  $A = 0.45$ , for Campeche beach compared to the selected profile of the bathymetric grid generated by the cBathy algorithm. Bathymetry generated by the cBathy algorithm in plan view (b) and bathymetries generated by the equilibrium profile from the equation of Dean with  $A = 0.23$  (c) and  $A = 0.45$  (d).

Courant numbers were used in the simulation, and the minimum depth for computation was set to 0.005 m. Further details for each simulation are presented in Table 2.

Tabela 2 – The simulations details during aerial surveys. The water level was obtained from ACDP data on the same day of data collection for the experiment with UAV.

Simulation scenarios	Starting time (a.m)	Water level(m)	Simulation time (min)
01	08:00	0.45 m	35 min
02	08:30	0.47 m	46 min
03	09:30	0.42 m	13 min
04	10:00	0.45 m	50 min
05	11:20	0.44 m	24 min

To evaluate the variation of wave run-up and wave breaking, output data was generated for the bottom level, horizontal run-up, water level, and wave breaking. The run-up and wave breaking outputs were represented by binary matrices, where a value of 0 indicated the absence of run-up or wave breaking, and a value of 1 indicated the presence of run-up or wave breaking at a specific location. These binary matrices provided a clear

representation of the spatial distribution of run-up and wave breaking throughout the simulation domain

The matrix generated for the wave run-up contains the average of the maximum values of that variable across the dataset, resulting in a single matrix. In this matrix, a value of 0 indicates dry zones where wave run-up does not occur, while a value of 1 indicates wet zones where wave run-up is present. On the other hand, for wave breaking, a separate matrix is generated for each simulation time step. Each matrix represents the positions where wave breaking occurs during that specific time step. Similar to the wave run-up matrix, a value of 1 in the wave breaking matrix indicates the occurrence of wave breaking at that particular location, while a value of 0 indicates the absence of wave breaking.

The profile corresponding to the maximum wave run-up point was identified using the *runuptoolbox* (Vousdoukas et al., 2012), a software tool developed for the analysis of wave run-up based on image data obtained from UAV surveys. The *runuptoolbox* analyzes the timestack, which is a series of images obtained through image rectification and identifies the maximum wave run-up point along the profile. In addition to the analysis of wave run-up using the UAV data, the maximum wave run-up was also calculated using the outputs of run-up obtained from the SWASH model simulations

The run-up maximum point in the binary matrix was identified for each simulation along the profile. To determine the vertical run-up height at this point, the corresponding value of the bottom level output (*bot*) from the SWASH simulations was obtained. Since the bottom level represents the elevation of the seabed, multiplying it by  $-1$  gives the run-up height value. Therefore, the vertical run-up height at the maximum run-up point is calculated as  $bot \times -1$ . This provides a measure of how much the wave has elevated above the original seabed level at that specific location.

In the results obtained from SWASH for wave run-up, the Sobel edge detection filter was applied to enhance the visualization of the wave run-up peaks along the coastline (Virtanen et al., 2020). The Sobel filter is a commonly used image processing technique that emphasizes edges in an image by calculating the gradient magnitude. By applying this filter, noise effects are reduced, and the prominent peaks of the wave run-up are highlighted. The filter identifies these points based on the matrix values of the image and extracts them, making it easier to analyze and interpret the wave run-up patterns (Kanopoulos et al., 1988; Gao et al., 2010; Ma et al., 2010).

The wave breaking frequency ( $F_b$ ) in this case was defined by the sum of the binary matrices obtained from the wave breaking output in SWASH (*brk*) divided by the total number SWASH output ( $n_t$ ), where 1 represents the position of the grid points where breaking is occurring and a value of 0 indicates areas where waves are not breaking. Thus,

$$F_b = \frac{\sum_{n=1}^{n_t} (brk)_n}{n_t} * 100, \quad (2.5)$$

where  $n = 1$  is the first frame after the 5 min spin-up period, which was excluded from the analysis. Some authors normalize the frequency by wave-length to highlight some contrasts (e.g., Gomes et al. (2016)). This, however, was not done in this work.

## 2.4 Results and discussion

Using the *timex* images it is possible to identify the wave breaking and scattering zone (e.g., Holland et al., 1997; Almar et al., 2010; Holman et al., 2013; Gomes et al., 2016; Vos, 2017). It is expected that the position of the breaking and swash zone corresponds with the numerical predictions by the SWASH model (Gomes et al., 2016).

The frequency of wave breaking is superimposed on the *timex* image collected at the same time as the numerical experiment in Figure 15. A concentration of wave breaking frequency is observed in the regions of longitudinal sandbars, which is the same location observed by *timex*. As expected, a much higher frequency of wave breaking is observed in the swash zone than over the sandbars, with a reduction of this frequency in areas of longitudinal troughs and at greater depths.

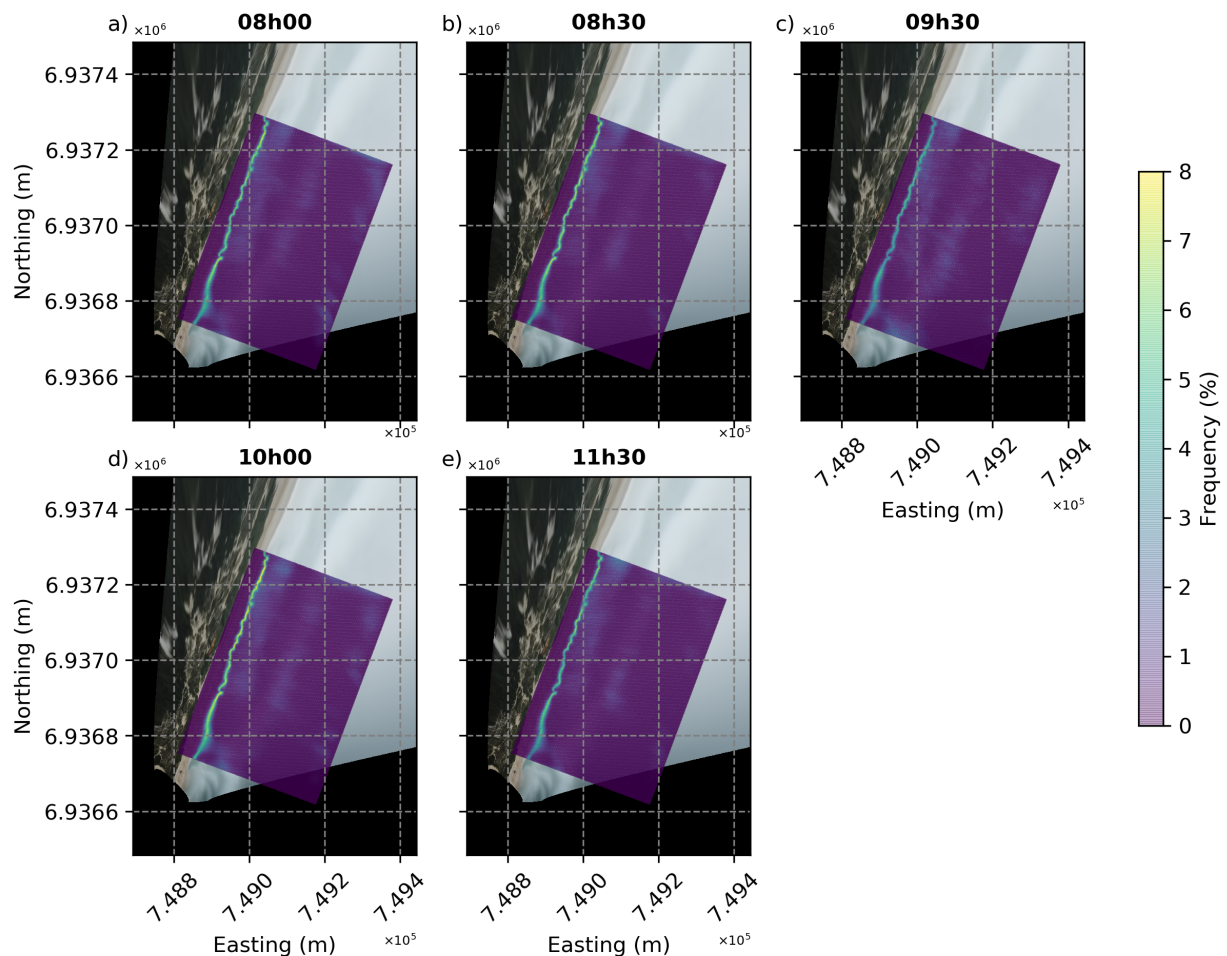


Figure 15 – Wave breaking frequency calculated by SWASH model for each simulation performed with the cBathy bathymetry, superimposed on the respective rectified *timex* image obtained by the UAV.



The wave breaking output of the SWASH model provides information about the active breaking waves at a specific output time frame. So, the active wave breaking frequency had its highest value above 8%, when compared to all water level outputs (considering breaking and non-breaking waves) mainly along the coastline where it was more incident.

In the simulation, the frequency of wave breaking was also observed in the surf and breaking zone, with approximately 6% to 4% of wave breaking in this region for the cBathy bathymetry. Similarly, the wave breaking generated by the EBP also exhibited a variation from 6% to 4% within the surf zone.

The wave breaking observations in the simulation indicated that the breaking predominantly occurred in zones closer to the swash zone, as depicted in Figure 16. On the other hand, the bathymetry generated using the EBP with a value of  $A = 0.23$  exhibited a higher breaking frequency near the east border of the grid, as illustrated in Figure 17a.

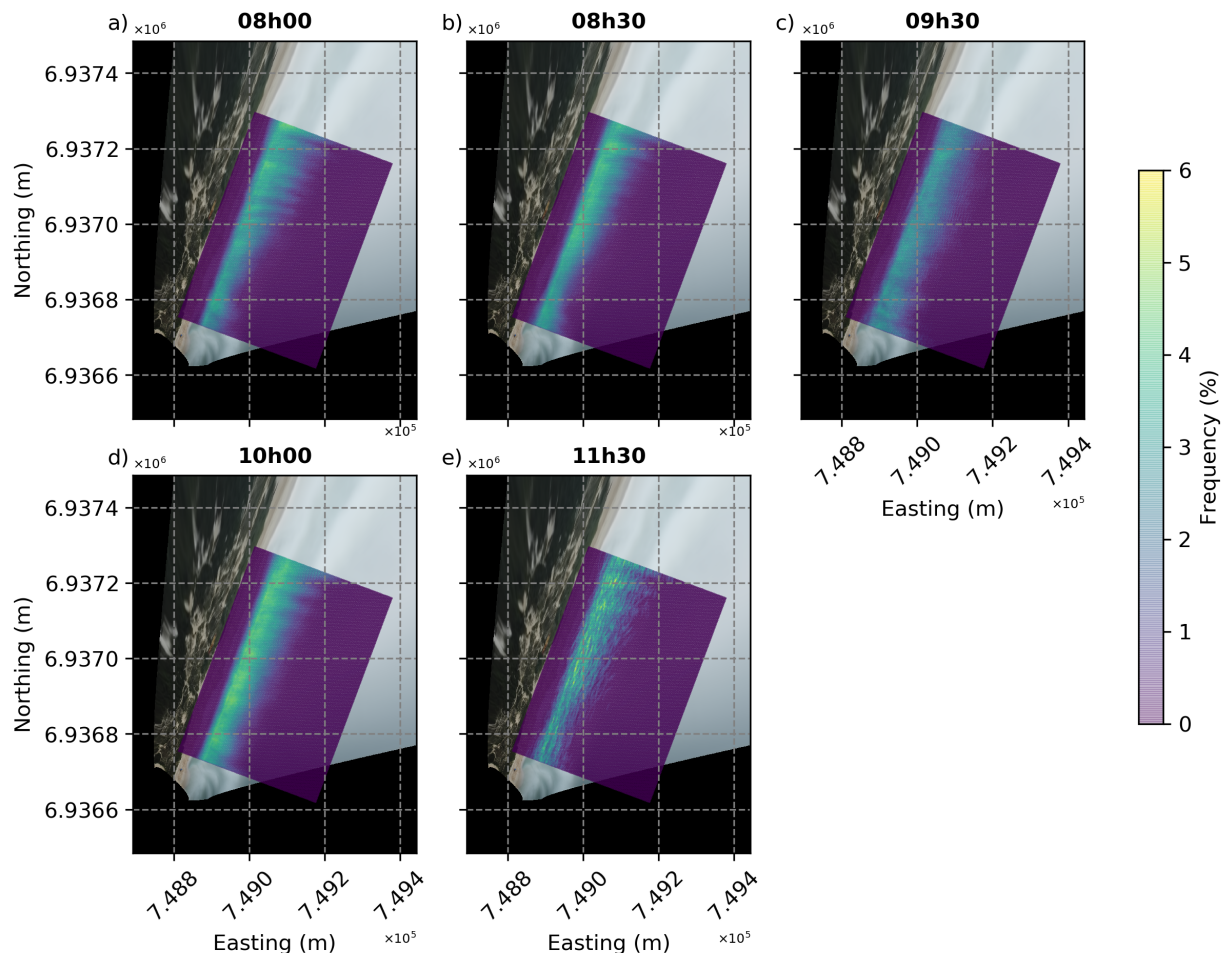


Figure 16 – Wave breaking frequency calculated from the SWASH results for each simulation performed for EBP bathymetry with  $A=0.45$ , superimposed on the observed, the *timex*.

The distance from the swash zone to the first point where the waves break, as



shown in the profile in Figure 16, was approximately 230 m at the first sandbar for the bathymetric grid generated by cBathy. Moreover, some of the simulations showed an average breaking distance of 318m, near the eastern edge of the grid, before the first sandbar located in the surf zone.

In contrast, for the EBP bathymetry with  $A= 0.45$ , the distance from the swash zone to the first wave breaking was approximately 150 m. However, for the EBP bathymetry with  $A=0.23$ , the wave breaking was concentrated near the eastern edge of the grid, likely due to the shallower profile of this grid compared to the other grids (Fig. 14).

Indeed, the values obtained from the timex images (based on average pixel intensity) and the EBP bathymetry (based on energy dissipation and maximum slope) cannot be directly compared deterministically. The nature of the data is different, but statistically, they are expected to converge to the same breaking point position. Foam coverage, as observed in the timex images, is an indication of the breaking point position according to Holland et al. (1997). The observed trend in the convergence of breaking wave positions can be explained by the fact that the timex data were used as input in the cBathy algorithm to generate the bathymetric grid, which, in turn, was used in the simulations by the SWASH model.

In a study carried out by Gomes et al. (2016), a qualitative comparison of the data generated by SWASH with data obtained through a video monitoring system (the Argus imagery) was carried out. SWASH was able to predict the wave breaking location in this study, and the simulations were performed on the same temporal scale as the image captured by Argus and the results obtained by SWASH reproduced the wave breaking trend, corroborating with what was observed in the SWASH results for breakpoint position with grid cBathy.

Figure 17 shows the average difference in the breaking frequency between the values obtained with cBathy and with EBP ( $A= 0.45$  and  $A= 0.23$ ). This difference was computed for each of the 5 simulations and then averaged.

The average difference observed between the bathymetric grids of cBathy and EBP A45 generate a difference of 6% approximately at 50m in cross-shore distance and of  $-2\%$  approximately at 100m in cross-shore distance. This values of average difference match with the maxima intensity of frequency of breaking observe in swash zone of each grid bathymetry, respectively. In Figure 17, it is possible to observe by the EBP, referring to the bathymetric grid of the cBathy, the two lines superimposed in the cBathy profile in the same cross-shore distance. And with a plan view for A23 and A45 the average difference between the cBathy and EBP. In the grid generated for the EBP A45 this difference is more visible, with the break lines in the swash zone between the two grids.

A more deterministic approach can be achieved by comparing the runup height obtained from the time stacks along a specific line with the runup value estimated from SWASH. In Figure 18, the maximum runup of the selected profile is depicted, with re-

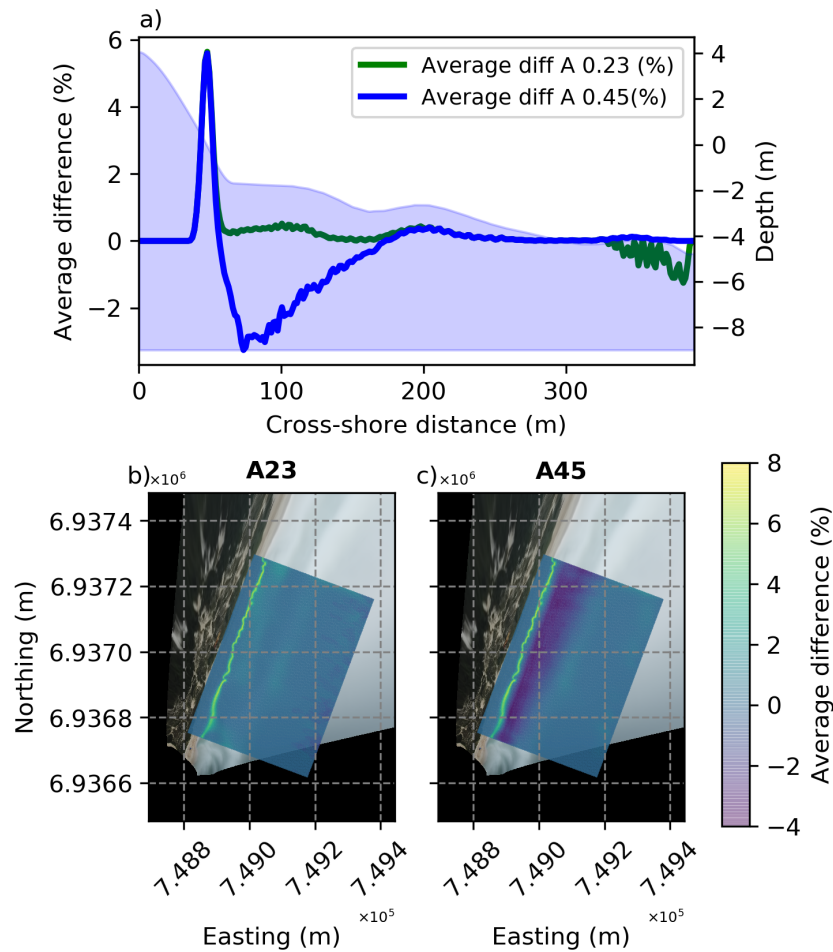


Figure 17 – The average difference in the wave breaking frequency computed with the values using cBathy and with Dean’s EBP ( $A= 0.45$  and  $A= 0.23$ ): (a) the cross-shore distance, (b) and (c) a plan view of the breaking line differences.

ference origin at coordinates 748851.3186 and 6936789.8774 (UTM, 22J) for the  $x$  and  $y$  axes, respectively (indicated by the green dot). The maximum run-up height measured at the collection time of 9 : 20 a.m is approximately 1.21m. It is also possible to observe the minimum point of the wave run-up is marked by a red dot in the figure.

In Figure 18, the edges of the run-up maxima captured by the runuptoolbox, are represented by a blue line. It is noticeable that there is a significant variation in the spread of the maximum and minimum points in the time stack, with a difference of approximately 12 meters between different points.

To validate the run-up results, the values of maximum run-up values simulated from SWASH results were selected in the same point of location obtained from the profile captured by the UAV (see Table 3).

A comparison between the vertical wave run-up elevation measured by the UAV *timestack* and the SWASH models outputs are presented in table 3. The observed wave run-up elevation ( $R_{\text{obs}}$ ) was 1.21m, from a *timestack* approximately 9 : 30a.m. This value is used as a reference to compare with the SWASH model results. The simulations using

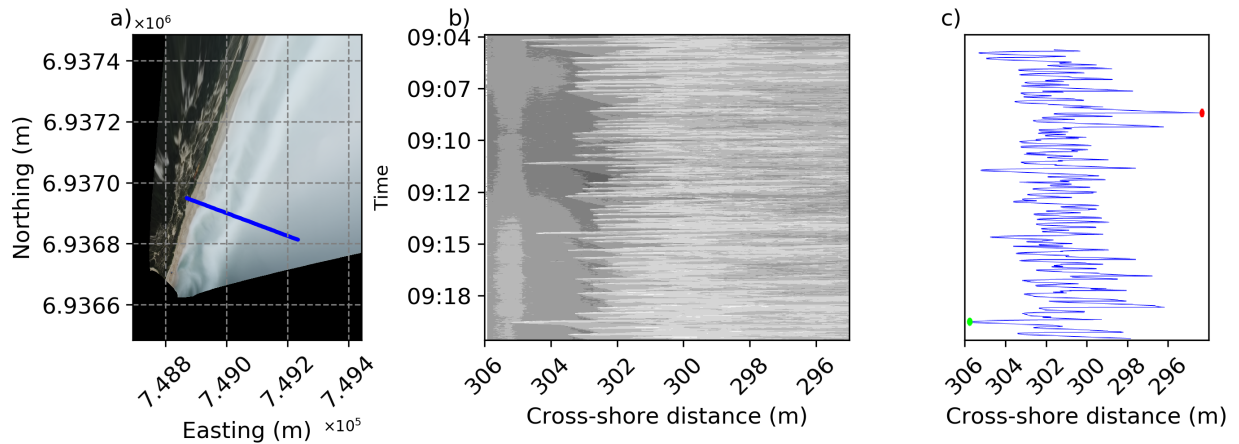


Figura 18 – Cross-shore transect (blue line) used for the analysis of swash data (a); timestack of wave runup showing time ( $x$  axis) and cross-shore distance ( $y$  axis) (b); and runup oscillation edges indicated by the maximum point (green dot), minimum point (red dot), and wave runup variation (blue line) (c).

Tabela 3 – Comparison of vertical wave run-up height ( $R$ ) between observed data ( $R_{\text{obs}}$ ) from timestack image, and numerically simulated by SWASH using UAV sub-products ( $R_{\text{cBathy}}$ ), and Dean profile with  $A=0.45(R_{A45})$ .

Simulation	Hour [a.m]	$R_{\text{obs}}$ [m]	$R_{\text{cBathy}}$ [m]	$R_{A45}$ [m]
01	08:00	-	1,39	1,16
02	08:30	-	1,53	1,14
03	09:30	1,21	1,42	1,19
04	10:00	-	1,24	1,03
05	11:20	-	1,56	1,04

the cBathy bathymetry condition ranged from 1.24m a 1.56m, corresponding to 10 : 00a.m and 11 : 20a.m, respectively, while the runup generated by the EBP with  $A = 0.45$  were slightly lower, between 1.03m to 1.19m. The results generated using EBP bathymetry with  $A=0.23$  did not vary over the simulations and the runup values were below 0.001. This occurs because  $A=0.23$  produces smooth bathymetry gradients that emerged before  $A=0.45$  EBP (see figure 14).

For the same sea state conditions, the wave energy dissipation rate in shallow water is mostly controlled by the sand bar positions and slope. The numerical simulation results using cBathy bathymetry show a slight tendency to overestimate the wave run-up. In other words, the dissipation rate at SWASH model might still need some adjustments. This was also observed in previous studies using bathymetries obtained by remote sensing (Nicolae Lerma et al., 2016; Valentini et al., 2019) and in other studies evaluating wave run-up using the model (Medellín et al., 2016; Henderson et al., 2022). The model provided a simplified description of the estimated parameters in this study.

Despite the numerical and physical uncertainties that can be present in the model, the absence of underwater topography or reliance on theoretical profiles such as Dean’s will often lead to incorrect results that are difficult to quantify. The use of cBathy algorithm

provides much more reliable underwater morphology, which is essential for shallow water wave transformations and energy dissipation, than simplified empirical beach profiles or unknown interpolated features. In this paper, this is demonstrated by using Dean (1997) beach profile, with  $A = 0.23$  the model produced very unrealistic results. The adjusted EBP for  $A = 0.45$  provided more comparable results, but yet needed a measured beach profile for reference.

## 2.5 Conclusion

Numerical models used to detail shallow waters processes are often limited by bathymetry data availability. Sandbar positioning and shape are essential for wave energy dissipation and energy spread in shallow waters. Without enough details, flood conditions can be under or overestimated. The surf zone is a highly energetic and dynamic system, so directly estimating the beach morphology is a challenging task.

This work examined a cost-effective, non-intrusive way to get bathymetric info in the surf zone. If compared to other traditional survey methods, the system can be low cost because requires only a UAV with 4K quality and an RTK-GPS for ground control points survey. Data collection can be carried out even in stormy conditions, as long as safe flight conditions are met.

The numerical simulation that used the cBathy algorithm was successful in estimating the breaking zone and swash zone location and provided the run-up elevation more precisely than the theoretical EBP with  $A=0.23$ . The exponential-based profile described by Dean (1991) lacks features such as sandbars and troughs, preventing waves from breaking and dissipating energy over the sandbars. The same limitation might be expected with interpolated or smoothed bathymetries.

Remote sensing can measure ocean depths and analyze flooding processes such as swash, run-up and wave setup with coastal modeling. This article proposes a simple and workable alternative for a thorough background condition for modeling coastal processes.

In this context, the present study aimed to develop a method that facilitates the estimation and analysis of bathymetry, enabling the use of a more realistic bathymetry for coastal numerical modeling, enhancing the accuracy and reliability of the simulations and leading to a better understanding of the dynamics and processes occurring in shallow water environments.

## 2.6 Referências

- Almar, R., Castelle, B., Ruessink, B., Sénéchal, N., Bonneton, P., and Marieu, V. (2010). Two- and three-dimensional double-sandbar system behaviour under intense wave forcing and a mesomacro tidal range. *Continental Shelf Research*, 30(7):781–792.
- Araujo, C. E. S., Franco, D., Melo, E., and Pimenta, F. (2003). Wave Regime Characteristics of the Southern. *International Conference on Coastal and Port Engineering in Developing Countries*, (097):1–15.
- Bertin, X., Olabarrieta, M., and McCall, R. (2017). *Hydrodynamics Under Storm Conditions*, chapter 2, pages 23–43. John Wiley & Sons, Ltd.
- Brodie, K. L., Palmsten, M. L., Hesser, T. J., Dickhudt, P. J., Raubenheimer, B., Ladner, H., and Elgar, S. (2018). Evaluation of video-based linear depth inversion performance and applications using altimeters and hydrographic surveys in a wide range of environmental conditions. *Coastal Engineering*, 136:147–160.
- Bruder, B. L. and Brodie, K. L. (2020). Cirn quantitative coastal imaging toolbox. *SoftwareX*, 12:100582.
- Bruun, P. (1954). *Coast Erosion and the Development of Beach Profiles*. Number 44.
- Calliari, L. J., Muehc, D., Hoefel, F. G., and Toldo Jr., E. (2003). Morfodinâmica praias: uma breve revisão. *Revista Brasileira de Oceanografia*, 51(unico):63–78.
- Castelle, B., Masselink, G., Scott, T., Stokes, C., Konstantinou, A., Marieu, V., and Bujan, S. (2021). Satellite-derived shoreline detection at a high-energy meso-macrotidal beach. *Geomorphology*, 383:107707.
- CIRN (2022). Runuptool-toolbox, coastal imaging research, disponível em: <https://github.com/Coastal-Imaging-Research-Network/runupTool-Toolbox>.  
url<https://github.com/Coastal-Imaging-Research-Network/runupTool-Toolbox>.
- Cox, N., Dunkin, L. M., and Irish, J. L. (2013). An empirical model for infragravity swash on barred beaches. *Coastal Engineering*, 81:44–50.
- de Lima, A. d. S., Khalid, A., Miesse, T. W., Cassalho, F., Ferreira, C., Scherer, M. E. G., and Bonetti, J. (2020). Hydrodynamic and waves response during storm surges on the southern brazilian coast: A hindcast study. *Water*, 12(12).
- Dean, R. G. (1991). Equilibrium beach profiles: Characteristics and applications. *Journal of Coastal Research*, 7(1):53–84.
- Dean, R. G. (1997). Models for barrier island restoration. *Journal of Coastal Research*, 13(3):694–703.

- Dean, R. G. and Dalrymple, R. A. (1991). *Water Wave Mechanics for Engineers and Scientists*. WORLD SCIENTIFIC.
- Didier, D., Caulet, C., Bandet, M., Bernatchez, P., Dumont, D., Augereau, E., Floc'h, F., and Delacourt, C. (2020). Wave runup parameterization for sandy, gravel and platform beaches in a fetch-limited, large estuarine system. *Continental Shelf Research*, 192:104024.
- Dodet, G., Leckler, F., Sous, D., Arduin, F., Filipot, J., and Suanez, S. (2018). Wave runup over steep rocky cliffs. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(10):7185–7205.
- Gao, W., Zhang, X., Yang, L., and Liu, H. (2010). An improved sobel edge detection. In *2010 3rd International Conference on Computer Science and Information Technology*, volume 5, pages 67–71.
- Gomes, E. R., Mulligan, R. P., Brodie, K. L., and McNinch, J. E. (2016). Bathymetric control on the spatial distribution of wave breaking in the surf zone of a natural beach. *Coastal Engineering*, 116:180–194.
- Gomes da Silva, P., Coco, G., Garnier, R., and Klein, A. H. (2020). On the prediction of runup, setup and swash on beaches. *Earth-Science Reviews*, 204:103148.
- Guimarães, P. V., Farina, L., Toldo, E., Diaz-Hernandez, G., and Akhmatskaya, E. (2015). Numerical simulation of extreme wave runup during storm events in tramandaí beach, rio grande do sul, brazil. *Coastal Engineering*, 95:171–180.
- Harley, M. (2017). *Coastal Storm Definition*, chapter 1, pages 1–21. John Wiley & Sons, Ltd.
- Henderson, C. S., Fiedler, J. W., Merrifield, M. A., Guza, R., and Young, A. P. (2022). Phase resolving runup and overtopping field validation of swash. *Coastal Engineering*, 175:104128.
- Holland, K., Holman, R., Lippmann, T., Stanley, J., and Plant, N. (1997). Practical use of video imagery in nearshore oceanographic field studies. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 22(1):81–92.
- Holland, K. T., Raubenheimer, B., Guza, R. T., and Holman, R. A. (1995). Runup kinematics on a natural beach. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 100(C3):4985–4993.
- Holman, R. and Haller, M. C. (2013). Remote sensing of the nearshore. *Annual Review of Marine Science*, 5:95–113.
- Holman, R., Plant, N., and Holland, T. (2013). CBathy: A robust algorithm for estimating nearshore bathymetry. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(5):2595–2609.

- Holman, R. A. (1986). Extreme value statistics for wave run-up on a natural beach. *Coastal Engineering*, 9(6):527–544.
- Holman, R. A., Holland, K. T., Lalejini, D. M., and Spansel, S. D. (2011). Surf zone characterization from Unmanned Aerial Vehicle imagery. *Ocean Dynamics*, 61(11):1927–1935.
- Holman, R. A., Lalejini, D. M., Edwards, K., and Veeramony, J. (2014). A parametric model for barred equilibrium beach profiles. *Coastal Engineering*, 90:85–94.
- Kalman, R. E. (1960). A New Approach to Linear Filtering and Prediction Problems. *Journal of Basic Engineering*, 82(1):35–45.
- Kanopoulos, N., Vasanthavada, N., and Baker, R. (1988). Design of an image edge detection filter using the sobel operator. *IEEE Journal of Solid-State Circuits*, 23(2):358–367.
- Klein, A. H. d. F., Short, A. D., and Bonetti, J. (2016). *Santa Catarina Beach Systems*, volume 17 of *Coastal Research Library*, chapter 17, pages 465–506. Springer International Publishing.
- Komar, P. (1997). *Beach Processes and Sedimentation*. Prentice Hall, 2nd Revised ed. edition, New Jersey.
- Lange, A. M., Fiedler, J. W., Becker, J. M., Merrifield, M. A., and Guza, R. (2022). Estimating runup with limited bathymetry. *Coastal Engineering*, 172:104055.
- Ma, C., Gao, W., Yang, L., and Liu, Z. (2010). An improved sobel algorithm based on median filter. In *2010 2nd International Conference on Mechanical and Electronics Engineering*, volume 1, pages V1–88–V1–92.
- Matheen, N., Harley, M. D., Turner, I. L., Splinter, K. D., Simmons, J. A., and Thran, M. C. (2021). Bathymetric data requirements for operational coastal erosion forecasting using xbeach. *Journal of Marine Science and Engineering*, 9(10).
- Medellín, G., Brinkkemper, J. A., Torres-Freyermuth, A., Appendini, C. M., Mendoza, E. T., and Salles, P. (2016). Run-up parameterization and beach vulnerability assessment on a barrier island: a downscaling approach. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 16(1):167–180.
- Nicolae Lerma, A., Pedreros, R., Robinet, A., and Sénéchal, N. (2017). Simulating wave setup and runup during storm conditions on a complex barred beach. *Coastal Engineering*, 123:29–41.
- Nicolae Lerma, A., Pedreros, R., and Senechal, N. (2016). Wave Set-up and Run-up Variability on a Complex Barred Beach During Highly Dissipative Storm Conditions. *Journal of Coastal Research*, (75 (10075)):882–886.

- Pazini, K. C., Bonetti, J., da Silva, P. G., and Klein, A. H. F. (2022). Spotting areas critical to storm waves and surge impacts on coasts with data scarcity: a case study in Santa Catarina, Brazil. *Natural Hazards*, 112(3):2493–2521.
- Ruggiero, P., Holman, R. A., and Beach, R. A. (2004). Wave run-up on a high-energy dissipative beach. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 109(C6).
- Rutten, J., Torres-Freyermuth, A., and Puleo, J. A. (2021). Uncertainty in runup predictions on natural beaches using XBeach nonhydrostatic. *Coastal Engineering*, 166(February):103869.
- Senechal, N., Abadie, S., Gallagher, E., MacMahan, J., Masselink, G., Michallet, H., Reniers, A., Ruessink, G., Russell, P., Sous, D., Turner, I., Arduin, F., Bonneton, P., Bujan, S., Capo, S., Certain, R., Pedreros, R., and Garlan, T. (2011a). The ECORS-Truc Vert’08 nearshore field experiment: Presentation of a three-dimensional morphologic system in a macro-tidal environment during consecutive extreme storm conditions. *Ocean Dynamics*, 61(12):2073–2098.
- Senechal, N., Coco, G., Bryan, K. R., and Holman, R. A. (2011b). Wave runup during extreme storm conditions. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(C7).
- Silveira, L. F., Klein, A. H. F., and Tessler, M. G. (2011). Classificação morfodinâmica de praias do estado de Santa Catarina e do litoral Norte do estado de São Paulo Utilizando Sensoriamento Remoto. *Brazilian Journal of Aquatic Science and Technology*, 15(2):13–28.
- Stockdon, H. F., Holman, R. A., Howd, P. A., and Sallenger, A. H. (2006). Empirical parameterization of setup, swash, and runup. *Coastal Engineering*, 53(7):573–588.
- Stokes, K., Poate, T., Masselink, G., King, E., Saulter, A., and Ely, N. (2021). Forecasting coastal overtopping at engineered and naturally defended coastlines. *Coastal Engineering*, 164:103827.
- Valentini, N., Saponieri, A., Danisi, A., Pratola, L., and Damiani, L. (2019). Exploiting remote imagery in an embayed sandy beach for the validation of a runup model framework. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 225:106244.
- van Dongeren, A., Plant, N., Cohen, A., Roelvink, D., Haller, M. C., and Catalán, P. (2008). Beach Wizard: Nearshore bathymetry estimation through assimilation of model computations and remote observations. *Coastal Engineering*, 55(12):1016–1027.
- Virtanen, P., Gommers, R., Oliphant, T. E., Haberland, M., Reddy, T., Cournapeau, D., Burovski, E., Peterson, P., Weckesser, W., Bright, J., van der Walt, S. J., Brett, M., Wilson, J., Millman, K. J., Mayorov, N., Nelson, A. R. J., Jones, E., Kern, R., Larson, E., Carey, C. J., Polat, Í., Feng, Y., Moore, E. W., VanderPlas, J., Laxalde,



- D., Perktold, J., Cimrman, R., Henriksen, I., Quintero, E. A., Harris, C. R., Archibald, A. M., Ribeiro, A. H., Pedregosa, F., van Mulbregt, P., and SciPy 1.0 Contributors (2020). SciPy 1.0: Fundamental Algorithms for Scientific Computing in Python. *Nature Methods*, 17:261–272.
- Vos, K. (2017). Remote sensing of the nearshore zone using a rotary-wing uav. Master’s thesis, Ecole Polytechnique Federale De Lausanne, Lausanne, Switzerland.
- Vousdoukas, M., Perakakis, P., Idrissi, S., and Vila, J. (2012). Svmt: A matlab toolbox for stereo-vision motion tracking of motor reactivity. *Computer Methods and Programs in Biomedicine*, 108(1):318–329.
- Westoby, M., Brasington, J., Glasser, N., Hambrey, M., and Reynolds, J. (2012). structure-from-motion photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology*, 179:300–314.
- Yates, M. L., Guza, R. T., and O’Reilly, W. C. (2009). Equilibrium shoreline response: Observations and modeling. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114(C9).
- Zijlema, M., Stelling, G., and Smit, P. (2011). SWASH: An operational public domain code for simulating wave fields and rapidly varied flows in coastal waters. *Coastal Engineering*, 58(10):992–1012.

## CAPÍTULO 3

---

### Considerações finais

---

A partir do modelo SWASH foi possível observar as alterações e dinâmica da zona de surfe e espraçamento utilizando a batimetria medida em campo via VANT e avaliar as variações em comparação com a batimetria calculada através do perfil de equilíbrio de Dean, como condição de contorno para o modelo de águas rasas.

O espectro de onda aplicado no modelo gerou condições de onda que corroboram com condições observadas em campo no dia da coleta dos dados utilizados no modelo.

Os pontos de quebra e runup de onda sofreram leves alterações de acordo com as batimetrias usadas, a linha de costa e zona de espraçamento também tiveram uma locomoção de acordo com a batimetria. A grade batimétrica gerada pelo algoritmo Cbathy foi capaz de descrever e determinar feições importantes da zona de surfe, como bancos e cavas longitudinais ao longo da praia, importante caracterização para a modelagem numérica de escala local.

Com a combinação entre a batimetria cBathy e o modelo SWASH, a partir do observado nesse estudo, pode ser capaz de determinar a escala de tempo da variabilidade dos estágios das praias e determinar a escala de tempo para essa variação

Essa combinação pode ainda ser utilizada para definir a resposta de uma determinada praia sob eventos de tempestade, já que a aquisição de batimetria por meio remoto permite a captura de dados durante esses eventos.

Adicionalmente, essa associação podem corroborar em estudos para análise de riscos erosivos em praias, com estruturas urbanas com ocupação próxima a zonas pós praia e também em ambientes sem essas estruturas, para análise de efeitos erosivos ou acrecionários. Além disto, este procedimento pode auxiliar no gerenciamento costeiro,

tanto para conservação de ambientes praias, ou recuperação desses ambientes.

A modelagem numérica é uma ferramenta versátil e variável e sua fácil adaptação, faz com que seja uma das principais formas atuais e futuras para o estudo de ambientes praias, principalmente nas zonas de surfe e espraiamento.

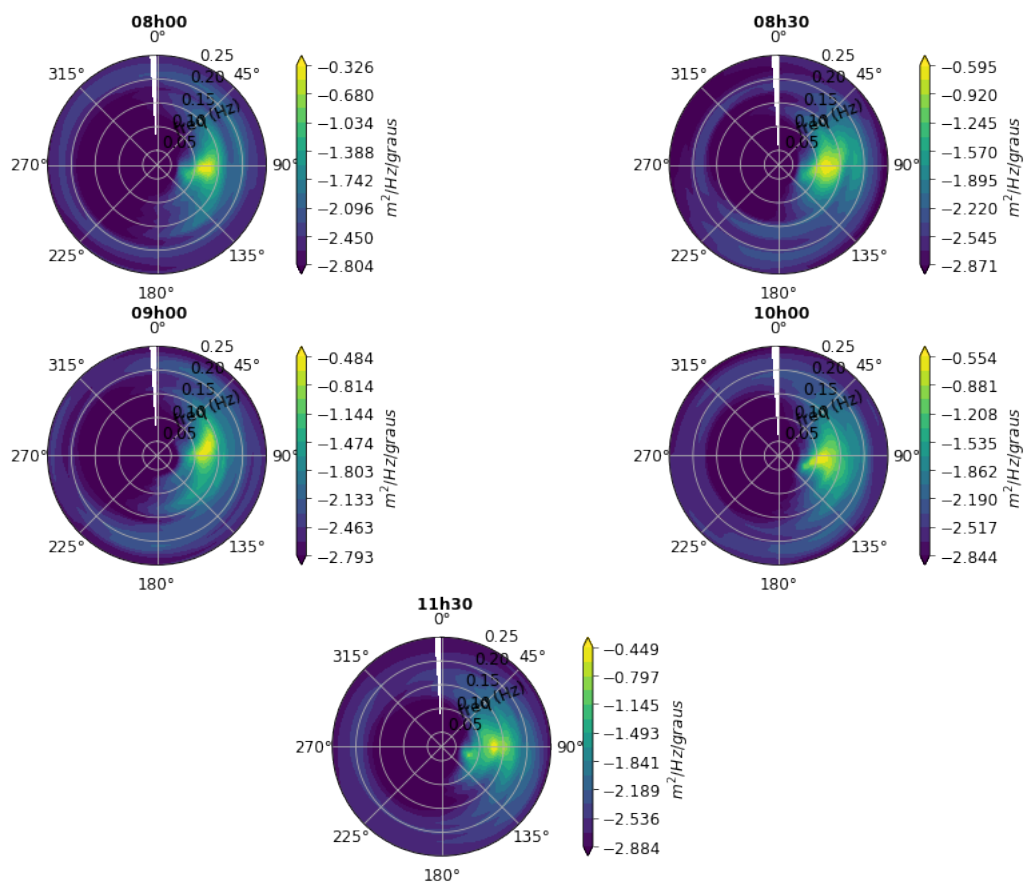
---

## Apêndice A

---

Espectros de onda referente a cada horário de simulação realizada ao longo do estudo. Os espectros estão em escala logarítmica para melhorar a visualização dos resultados (Fig. 19).

Figura 19 – Espectro de onda para a praia do Campeche, durante o dia de 27.04.2019



---

## Apêndice B

---

Aqui, de forma simplificada, é realizado uma descrição das principais características dos *scripts* (extensão .sws), utilizados nas simulações do SWASH. Também como material complementar para auxiliar alunos que queiram iniciar e, ou aplicar o modelo em uma determinada modelagem. Os detalhes a seguir são referentes as simulações para os resultados detalhados no Capítulo 2, para a simulação realizada para o horário de 09h00 (terceira simulação do estudo), todas as simulações seguiram a mesma configuração porém com alterações no nível da água e nos dados espectrais.

Os comandos utilizados para o estudo são descritos, de forma sucessiva como observado em **Campex01 3rd time**, a seguir:

Nos comandos iniciais é configurado em **SET**, o nível da água em metros (**LEVEL**), o ponto de referência da simulação em graus (**NOR**), o modo não hidrostático em 2 dimensões (**MODE NONST TWOD**) e as coordenadas cartesianas (**COORD CART**).

Nas simulações foram utilizadas uma grade computacional regular (**CGRID REG**), onde são informados os pontos iniciais de coordenadas, angulação da grade de -20.5 graus (alinhando à costa), comprimento e número de células (em metros), da grade computacional em x e y, respectivamente.

Foi adicionado à simulação dados de informações da batimetria da praia (.bot), dados obtidos pelo algoritmo cBathy e pelo perfil de equilíbrio de Dean. As batimetrias foram adicionadas com formato regular (**INP BOT REG**), seguido das coordenadas, angulação e com número e tamanho de células.

As componentes de nível da água e de velocidade foram configuradas em zero, ou seja, no início das simulações essas condições valeriam zero. Já a condição de contorno (.spec), obtidos dos dados da ADCP, foi posicionada na borda leste da grade (**BOU SIDE E**), com um período cíclico de 30 minutos.

Com o comando numérico não hidrostático (**NONHY**) o modelo adiciona a equação de águas rasas pressão. Já o **DISCRET COORDEP MINMOD** configura a forma como o modelo será discretizado, ou seja, como os termos advectivos da equação do momento serão distintos.

Nos parâmetros físicos é possível adicionar, à simulação, comandos que ativam processos na modelagem numérica. Como quebra de onda (**BRE**), fricção de fundo (**FRIC**) e mistura turbulenta (**VISC**), que foram utilizados aqui. Com esses comandos ativos o modelo considera esses fenômenos ao longo de toda simulação, permitindo o controle e desenvolvimento dos resultados simulados.

Para salvar os arquivos é utilizado o comando **BLOCK**, com o nome e extensão do arquivo (.mat), seguido do *lay-out* da escrita (**LAY 3**) e o nome das variáveis desejadas para serem salvas. Nesse caso foram salvas as variáveis ponto de quebra da onda (**BRKP**), pontos da grade em x e y (**XP** e **YP**), nível do fundo (**BOTL**), nível da água (**WATL**), e o máximo horizontal do runup de onda (**HRUN**). Os arquivos foram escritos após o 5 primeiros minutos da simulação e anotados de 1 em 1 segundo.

Para definir o tempo de simulação é utilizado o comando **COMPUTE**, seguido do tempo inicial e final da simulação. Entre esses dois tempos é definido o *time step* da simulação, passo de tempo no qual a simulação será realizada e a unidade de tempo (**SEC**), em segundos nesse caso. Para concluir a simulação, após inserir todos os comandos desejados é utilizado a função **STOP**.

O SWASH é um modelo dinâmico e que constantemente sofre modificações para o seu aperfeiçoamento. Para uma simulação simples, basta adicionar comando essenciais como grade computacional, uma batimetria, e alguns comandos para a física do modelo e por fim pedir ao modelo variáveis que sejam compatíveis ao *script* montado. Além de tudo é um modelo gratuito, com todos os manuais, exemplos e pacotes disponíveis para download em <https://swash.sourceforge.io/>.

```

$-----Campex01 3rd time-----
$
PROJ 'Campex01' 'C1'
$
$
$ Resultados Finais para Campex01, simulação 3 (09h00min)
$
$
$-----
$                               Start Commands
$-----
SET LEVEL=0.42 NOR=90. DEPMIN=0.005

```

MODE NONST TWOD  
COORD CART

\$-----

\$ Computational Grid

\$-----

\$

CGRID REGular 748821.458 6936594.1602 -20.5 390 580 260 341

\$

\$-----

\$ Bottom Input

\$-----

\$

INPgrid BOTtom REGular 748821.458 6936594.1602 -20.5 260 341 1.5 1.7

READinp BOTtom 1.0 'grid\_cbathy.bot' 3 0 FREE

\$

\$-----

\$ Initial Conditions

\$-----

INIT zero

\$

\$-----

\$ Boundary Conditions

\$-----

BOU SIDE E CCW BTYPE WEAK VAR SPECfile 5. 'speccmp01x9.8\_930.spec'

cycle 30 MIN

\$

\$-----

\$ Numerics

\$-----

\$

NONHYDrostatic

DISCRET CORRDEP MINMOD

\$

\$-----

\$ Physics

\$-----

BRE

FRIC

VISC

\$

\$-----

\$ Output Location

\$-----

\$

\$

BLOCK 'COMPGRID' NOHEAD 'brkcampex01-3rdtime.mat' LAY 3 BRKP OUTPUT  
000500.000 1 SEC

BLOCK 'COMPGRID' NOHEAD 'runcampex01-3rdtime.mat' LAY 3 XP YP BOTL  
WAIT HRUN OUTPUT 000500.000 1 SEC

\$

TEST 1,0

COMPUTE 000000.000 0.001 SEC 001306.000

STOP



## CONFIRMAÇÃO DE SUBMISSÃO DA REVISTA COASTAL ENGINEERING (QUALIS CAPES A1)

CENG-D-23-00301 - Confirming your submission to Coastal Engineering



**Coastal Engineering** <em@editorialmanager.com>  
para mim ▾

12 de jul. de 2023, 16:09 (há 1 dia) ☆ ↶ ⋮

🔍 Detectar idioma > inglês Ver mensagem traduzida

Sempre traduzir: inglês

\*This is an automated message.\*

The effect of shallow water bathymetry on swash and surf zone modelled by SWASH

Dear BSc Lima,

We have received the above referenced manuscript you submitted to Coastal Engineering. It has been assigned the following manuscript number: CENG-D-23-00301.

To track the status of your manuscript, please log in as an author at <https://www.editorialmanager.com/ceng/>, and navigate to the "Submissions Being Processed" folder.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,  
Coastal Engineering

CENG-D-23-00301 - Confirming your submission to Coastal Engineering

Caixa de entrada x



**Coastal Engineering** <em@editorialmanager.com>  
para mim ▾

qua., 12 de jul., 16:09 (há 2 dias) ☆ ↶ ⋮

\*This is an automated message.\*

de: Coastal Engineering <em@editorialmanager.com>  
responder a: Coastal Engineering <support@elsevier.com>  
The effect of shallow water bathymetry on swash and surf zone modelled by SWASH  
para: Juliana Franco Lima <francojuliana987@gmail.com>  
Dear BSc Lima,  
data: 12 de jul. de 2023, 16:09  
We have received the above referenced manuscript you submitted to Coastal Engineering  
assunto: CENG-D-23-00301 - Confirming your submission to Coastal Engineering  
enviado por: editorialmanager.com  
To track the status of your manuscript, please log in as an author at <https://www.editorialmanager.com/ceng/>, and navigate to the "Submissions Being Processed" folder.  
assinado por: editorialmanager.com  
Thank you for submitting your work to this journal.  
Segurança: 🔒 Criptografia padrão (TLS) Saiba mais  
👉 : Mensagem importante de acordo com o algoritmo do Google.

Kind regards,  
Coastal Engineering

More information and support

You will find information relevant for you as an author on Elsevier's Author Hub: <https://www.elsevier.com/authors>

<b>ANEXO I</b>
Título da Dissertação:
<b>IMPACTOS DA VARIAÇÃO DO PERFIL PRAIAL NA MODELAGEM NUMÉRICA DAS ZONAS DE SURFE E ESPRAIAMENTO”</b>
Área de Concentração: Geologia Marinha
Autora: <b>JULIANA FRANCO LIMA</b>
Orientador: Prof. Dr. Leandro Farina
Examinador: Prof. Dr. Felipe M. Pimenta
Data: 06/09/2023
Conceito: A (Ótimo).
<p><b>PARECER:</b></p> <p>A presente pesquisa refere-se ao aprimoramento da metodologia de modelagem da circulação e de ondas próximas à costa (<i>nearshore</i>) através da assimilação de dados topográficos e batimétricos. A integração dos dados é realizada combinando o uso de um drone quadricóptero (DJI Mavic Pro Model) para levantamentos de imagens na região imersa do <i>nearshore</i> e dados topográficos obtidos com um GPS (TRIMBLE RTK R6) para região emersa do pós-praia. O método de aquisição da batimetria envolve o processamento das imagens do drone e a aplicação de um método inverso, baseado na relação de dispersão das ondas de gravidade. O modelo numérico empregado é o SWASH (Simulating Waves till Shore), capaz de simular processos não-hidrostáticos com a superfície livre de um escoamento forçado por ondas, marés e pela tensão do vento. O modelo descreve campos de elevação da superfície e altura das ondas, além do campo de velocidades e o processo <i>run-up</i> sobre a parte emersa da praia.</p> <p>Um ADCP (Aquadopp 1 MHz), fundeado a 18 m de profundidade é utilizado para prescrição das condições de contorno do modelo SWASH na borda oeste. Adicionalmente, os resultados do modelo são comparados às imagens processadas do drone, as quais fornecem campos de frequência de quebra das ondas e seções de variação do <i>run-up</i>. A pesquisa demonstra a importância da assimilação da batimetria, contrastando simulações realísticas com simulações realizadas com perfis batimétricos teóricos. O tema da pesquisa possui caráter inovador e potencial de aplicação prática em projetos costeiros.</p> <p>Quanto à dissertação, o tamanho do texto está adequado. A seção inicial torna fácil entender a estrutura do trabalho, a qual está bem organizada.</p> <p>O referencial teórico cobre fundamentos importantes para leitores interessados no tema, mas o texto carece de maturação devido a erros de digitação e a necessidade de revisão de algumas sentenças e descrição de equações.</p>

O texto do artigo em inglês está maduro, bem escrito e conciso. As figuras, entretanto, merecem atenção quanto ao tamanho e clareza. É possível valorizar os resultados do modelo revisando as mesmas. Sugestões de correções ao texto e figuras foram incorporadas ao arquivo PDF via Adobe Reader.

Embora o foco da pesquisa seja no processo de *run-up*, outros aspectos da circulação *nearshore* paralela e através da costa poderiam ter sido explorados. Resultados como a distribuição dos campos de altura de ondas, campos de correntes horizontais, seções transversais da circulação (profundidade x distância da costa) são de interesse prático à estudos de transporte de sedimentos e qualidade de água. A interpretação destes resultados à luz do histórico do campo de ondas e ventos certamente valorizaria o método e o experimento.

Como continuidade à pesquisa e condução de novos experimentos, fica a sugestão de validação do modelo para região *nearshore*, através do uso de outros instrumentos de medição de correntes e ondas.

Agradeço o convite de participação da banca examinadora. Com votos de muitas felicidades a Juliana Franco Lima em sua carreira profissional, subscrevo-me.

Assinatura:

Data: 06/09/2023

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

## ANEXO I

**Título:** IMPACTOS DA VARIAÇÃO DO PERFIL PRAIAL NA MODELAGEM NUMÉRICA DAS ZONAS DE SURFE E ESPRAIAMENTO

**Autor:** Juliana Franco Lima

**Orientador:** Prof. Leandro Farina

**Examinador:** Prof. Elírio E. Toldo Jr

**Data:** 30/09/2023

**Conceito:** A

A Dissertação contém uma breve e adequada revisão dos conceitos básicos sobre a propagação e deformações das ondas em águas rasas e a interações com a morfodinâmica do perfil praial.

A candidata demonstrou conhecimento e amplo domínio dos métodos propostos no Plano da Dissertação.

No artigo não consta o local da amostragem para atribuição da mediana do sedimento ( $D$ ), constando apenas a fonte (Pazini et al). Segundo Dean, a recomendação do ponto amostral é a face da praia, para aplicação do conceito de perfil de equilíbrio. O melhor ajuste de  $A$ , conforme literatura, pode ser obtido em Dean (1981), e não Komar (1987). Também, a potência da função exponencial é  $m$ , sendo que  $2/3$  representa apenas a média dos mais de 500 levantamentos de perfis praias realizados por Dean ao longo do litoral da Flórida, portanto, o resultado é variável dependendo do estado modal da praia. O melhor encaminhamento para aplicação deste conceito empírico (perfil de equilíbrio) é começar com os ajustes dos parâmetros  $D$  (parâmetro fundamental) e  $A$ , não pela potência ( $m$ ). Provavelmente o perfil de equilíbrio apresentado na Figura 14 não está no melhor ajuste.

Segundo os autores os resultados modelados foram condizentes aos dados obtidos em campo. Entretanto, os dados topográficos medidos no campo (RTK), foram pobremente explorados no manuscrito. Os autores não definiram o método de observação *in situ* do *runup* da onda sobre a face da praia, principalmente, a extensão máxima do swash e a declividade da face da praia. Faltaram os perfis praias medidos no campo (perfil ativo, entre o pé da duna e a profundidade de fechamento), para correlações com os dados modelados. E como afirmado no manuscrito: *Despite the numerical and physical uncertainties that can be present in the model, the absence of underwater topography or reliance on theoretical profiles such as Dean's will often lead to incorrect results that are difficult to quantify*. A ausência do perfil ativo medido torna difícil a própria discussão do conceito de perfil de equilíbrio.

O tema da Dissertação é bastante original e contribui com aplicações práticas, propondo metodologias que devem ser difundidas no meio acadêmico, para obtenção de resultados necessários ao tema da gestão costeira. A complexidade dos processos físicos em águas rasas e a dificuldade do acesso ao local, tornam difícil o monitoramento dos problemas de erosão e das inundações costeiras. As ferramentas numéricas analisadas no manuscrito representam uma excelente alternativa.

*Elírio Toldo Jr*

Prof. Elírio Toldo Jr.

**ANEXO I**

Título da Dissertação:

**IMPACTOS DA VARIAÇÃO DO PERFIL PRAIAL NA MODELAGEM NUMÉRICA  
DAS ZONAS DE SURFE E ESPRAIAMENTO”**

Área de Concentração: Geologia Marinha

Autora: **JULIANA FRANCO LIMA**

Orientador: Prof. Dr. Leandro Farina

Examinador: Prof. Dr. Nelson Violante de Carvalho

Data: 06 de setembro 2023

Conceito: A

PARECER: Aprovado

Assinatura:



Data: 06 de setembro 2023

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: