

APÊNDICE C – Aplicabilidade do uso de índices morfodinâmicos em praias arenosas intermediárias (artigo no prelo)

O uso de índices morfodinâmicos para parametrizar as características de uma praia é um trabalho recorrente, tendo se intensificado nas últimas décadas. No entanto, a aplicação de tais índices com a validação da observação *in situ* é raramente reportada na literatura. Neste sentido, o presente trabalho busca avaliar a aplicabilidade dos índices mais utilizados (número de Iribarren, coeficiente de gradação do surfe, parâmetro ômega e parâmetro delta) em praias arenosas com características intermediárias localizadas no litoral sul da costa do Rio de Janeiro. Através do levantamento amostral realizado entre julho de 2016 e outubro de 2018 (detalhes na seção 4.2), foram confeccionados índices morfodinâmicos, os quais foram avaliados quanto à sua concordância entre si e entre o registro realizado em campo. Os resultados obtidos mostram que o número de Iribarren é o que apresenta melhor concordância com o registro de campo, enquanto que os demais índices apresentam baixa concordância, tanto entre si, quanto em relação ao registrado em campo. Como a área de estudo se encontra dentro da classe morfodinâmica intermediária, em que fatores mais complexos estão envolvidos no comportamento praias, a aplicação dos índices sem ajuste e/ou calibração para a realidade local pode induzir a erros, podendo envolver danos quanto à elaboração de projetos de engenharia costeira e planejamento urbano/ambiental na área.

1 INTRODUÇÃO

A tentativa de modelar e classificar o ambiente praias baseando-se em seus processos e suas formas resultantes tem sido um esforço de muito tempo e de muitos pesquisadores (CHAPELL; ELIOT, 1979; SHORT 1979; WRIGHT et al., 1979; WRIGHT; SHORT, 1984; WRIGHT et al., 1987). No estudo da morfodinâmica costeira, uma das classificações mais utilizadas é o da Escola Australiana (WRIGHT; SHORT, 1984; SHORT, 2006), que se baseou no estudo de praias arenosas ao longo da linha de costa exposta a alta energia de ondas, sob regime de micromaré, em *New South Wales*, Austrália. Para classificar as praias os autores utilizaram o parâmetro ômega (Ω) (DEAN, 1973) fornecido pela razão (Eq.16):

$$\Omega = \frac{H_b}{w_s T} \quad (\text{Eq. 16})$$

onde H_b é a altura significativa da onda na arrebentação, w_s é a velocidade média de decantação dos sedimentos na face de praia e T é o período médio das ondas. De acordo com Calliari et al. (2003), este parâmetro indica se o grão de areia pode sedimentar, ou não, no tempo em que o fluxo da água é em direção à praia: em caso positivo produz-se um perfil mais refletivo (acrecção), em caso negativo, perfil mais dissipativo (erosão). Também se leva em consideração a importância da altura da onda na arrebentação – uma maior variabilidade da altura da onda resulta em sistemas praias de maior mobilidade (praias intermediárias). Wright et al. (1985) estabeleceram os valores médios do parâmetro Ω para cada estágio morfodinâmico conforme a Tabela 15.

Tabela 15 - Limites dos estágios morfodinâmicos do parâmetro ômega (Ω).

Estágio Morfodinâmico	Valores limites
Refletivo (R)	< 1,50
Terraço de baixa mar (TBM)	2,40
Bancos transversais (BT)	3,15
Banco e praia de cúspides (BPC)	3,50
Banco e calha longitudinal (BCL)	4,70
Dissipativo (D)	> 5,50

Fonte: Wright et al., 1985.

O uso amplo deste modelo em áreas em que o ambiente e as forças hidrodinâmicas são bem diferentes daquelas onde o modelo foi desenvolvido, culmina em resultados não condizentes com a realidade. Desta forma, é importante ressaltar a relevância da realização de modificações no modelo para que ele possa ser implementado satisfatoriamente em áreas distintas de sua aplicação original (LOUREIRO et al., 2013; SCOTT et al., 2011).

Com intuito de melhorar a classificação das praias intermediárias, Muehe (1998) desenvolveu o parâmetro delta (Δ) (Eq. 17):

$$\Delta = \frac{(\sin\beta \cdot D_{esp})/H_b}{T_{esp}/T} \quad (\text{Eq. 17})$$

onde β é a declividade da face de praia, D_{esp} é a distância do espraçamento, T_{esp} é a duração do espraçamento e T é o período da onda. A relação T_{esp}/T caracteriza o regime de fluxo proposto por Kemp e Plinston (1968). Se a relação é menor que 0,5 o regime é de fase

baixa, ou seja, o fluxo e refluxo do espraçamento se completam antes da chegada de uma nova onda. Se a relação apresentar valores entre 0,5 e 1,0 é caracterizada como fase média, quando o ciclo é interrompido pela chegada de uma nova onda. Caso a relação apresente valores maiores que 1,0 é caracterizada como fase alta, quando não ocorre refluxo. Muehe (1998) formulou o parâmetro Δ ao considerar que os parâmetros da onda na zona de espraçamento comparados aos parâmetros da onda na arrebentação representariam um diagnóstico mais apurado do estágio morfodinâmico praiar que o parâmetro Ω . Assim, Muehe (1998) determinou os limites do parâmetro Δ para cinco estágios morfodinâmicos (Tabela 16).

Tabela 16 – Limites dos estágios morfodinâmicos do parâmetro delta (Δ).

Estágio Morfodinâmico	Valores limites
Dissipativo	< 0,5
Banco e calha longitudinal	0,5 – 0,8
Bancos transversais	0,8 – 1,0
Terraço de baixa mar	1,0 – 2,0
Refletivo	> 2,0

Fonte: Muehe, 1998.

Além do estágio morfodinâmico, as características das ondas na arrebentação também constituem um parâmetro importante no entendimento da dinâmica e da variabilidade praiar e são amplamente empregados nos estudos de engenharia costeira (ALTOMARE et al., 2014; KUMAR; PRASSAD, 2014; LÓPEZ-RUIZ et al., 2014; PIAN et al., 2014; RYBKIN et al., 2014; MATIAS et al., 2016; GARCIA-MEDINA et al., 2017; HUYNH et al., 2017). A quantificação da transição da onda de águas profundas para águas rasas e a determinação se haverá a quebra ou não foi primeiramente proposta por IRIBARREN e NOGALES (1949), sendo conhecida como parâmetro de gradação do surfe (ξ) (Eq. 18):

$$\xi = \frac{S}{\left(\frac{H_b}{L_\infty}\right)^{1/2}} \quad (\text{Eq. 18})$$

onde S corresponde à declividade da praia, H_b altura de onda significativa em águas rasas e L_∞ é o comprimento de onda em água profunda. Battjes (1974) propôs que a expressão fosse chamada de número de Iribarren e associou os valores obtidos à classificação de Galvin (1968), estabelecendo limites aos tipos de ondas (Tabela 17).

Tabela 17 – Limites dos tipos de onda a partir do número de Iribarren (ξ).

Tipo de onda	Valores limites
Deslizante	< 0,5
Mergulhante	0,5 a 3,3
Ascendente	> 3,3

Fonte: Battjes, 1974.

Outro parâmetro empregado para classificar o tipo de onda na arrebentação é o coeficiente de gradação do surfe (ε) (Eq. 19), proposto por Carrier e Greenspan (1958) e modificado por Guza e Bowen (1975) e Guza e Inman (1975):

$$\varepsilon = \frac{a_b 2\pi^2}{gT^2 \tan\beta^2} \quad (\text{Eq. 19})$$

onde a_b é a amplitude da onda na arrebentação, g é a aceleração da gravidade, $\tan\beta$ é a declividade da praia e $2\pi/T$ corresponde à frequência angular da onda incidente (ω). Wright e Short (1984) propuseram a seguinte classificação (Tabela 18).

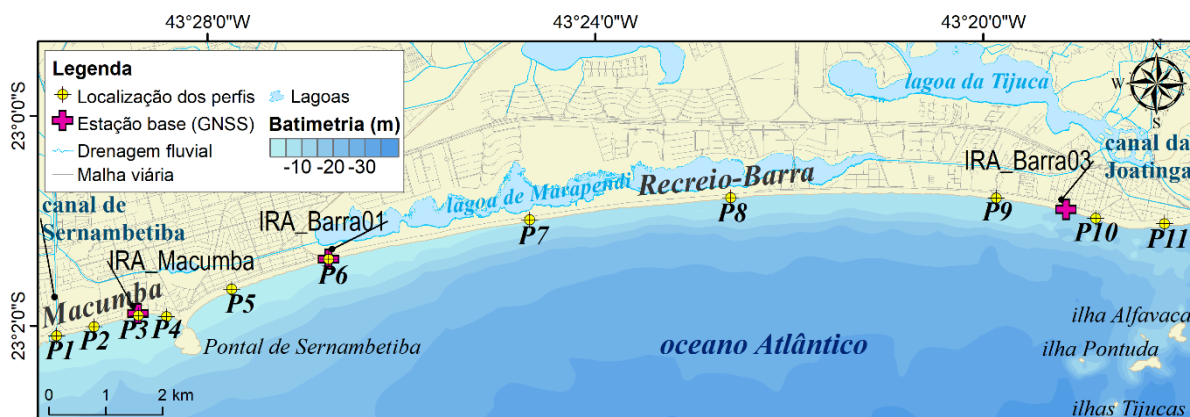
Tabela 18 – Limites dos tipos de onda a partir do número do coeficiente de gradação do surfe (ε).

Tipo de onda	Valores limites
Ascendente	$\leq 2,5$
Colapsante	2,5 a 20

Fonte: Wright e Short, 1984.

Assim, nesta seção são comparados os estágios morfodinâmicos e os tipos de quebra de ondas observados e calculados a partir dos índices apresentados acima nas praias arenosas da Macumba e Recreio-Barra (Figura 101), explorando a concordância dos resultados com a realidade encontrada em campo e avaliando a aplicabilidade destes índices para classificar os estágios praias em diferentes condições ambientais.

Figura 101 – Localização dos pontos de monitoramento ao longo das praias da Macumba e Recreio-Barra.



Nota: Projeção Universal Transversa de Mercator (datum horizontal: WGS 84, zona de referência: 23).

Fonte: Arquivos vetoriais na escala 1:25.000 (BRASIL, 2016) e 1:10.000 (RIO DE JANEIRO, 2016), organizados pela autora, 2019.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

Os dados utilizados para confecção dos índices morfodinâmicos foram adquiridos em onze perfis praias distribuídos ao longo do arco praiial Macumba-Barra (Figura 101), entre julho de 2016 e agosto de 2017, totalizando vinte e duas campanhas amostrais com levantamento topográfico, coleta de sedimentos e observação de ondas (detalhes nas seções 4.2.2 e 4.2.3). Adicionalmente, dados de ondas em águas profundas e águas rasas foram adquiridas por meio das boias oceanográficas dos programas PNBOIA e SiMCosta, respectivamente (detalhes na seção 4.2.1).

A velocidade de decantação dos grãos frequentemente utilizada para o cálculo do parâmetro Ω é a proposta por Stokes (1850) (Eq. 20):

$$w_s = \frac{(\rho_s - \rho)gd^2}{18\mu} \quad (\text{Eq. 20})$$

onde ρ_s é a densidade do sedimento, ρ é a densidade da água, g é a aceleração da gravidade, d o diâmetro médio do sedimento e μ é a viscosidade dinâmica da água. Em geral, os trabalhos que utilizam esta fórmula obtêm o d a partir de tubos de sedimentação (p. ex. MUEHE, 1998; SCOTT et al., 2011). No entanto, ao realizar os cálculos usando esta fórmula foram encontrados valores não condizentes com a realidade e optou-se por testar outras fórmulas de velocidade de decantação dos sedimentos (Tabela 19; Eq. 21 a 28), optando-se pela utilização da fórmula de Zhiyao et al. (2008) para confecção do parâmetro Ω . Esta

escolha deveu-se ao fato do parâmetro Ω apresentar maior número de casos de concordância com a observação visual quando utilizava-se esta fórmula de velocidade de decantação dos grãos.

Tabela 19 – Fórmulas de velocidade decantação dos grãos testadas neste trabalho.

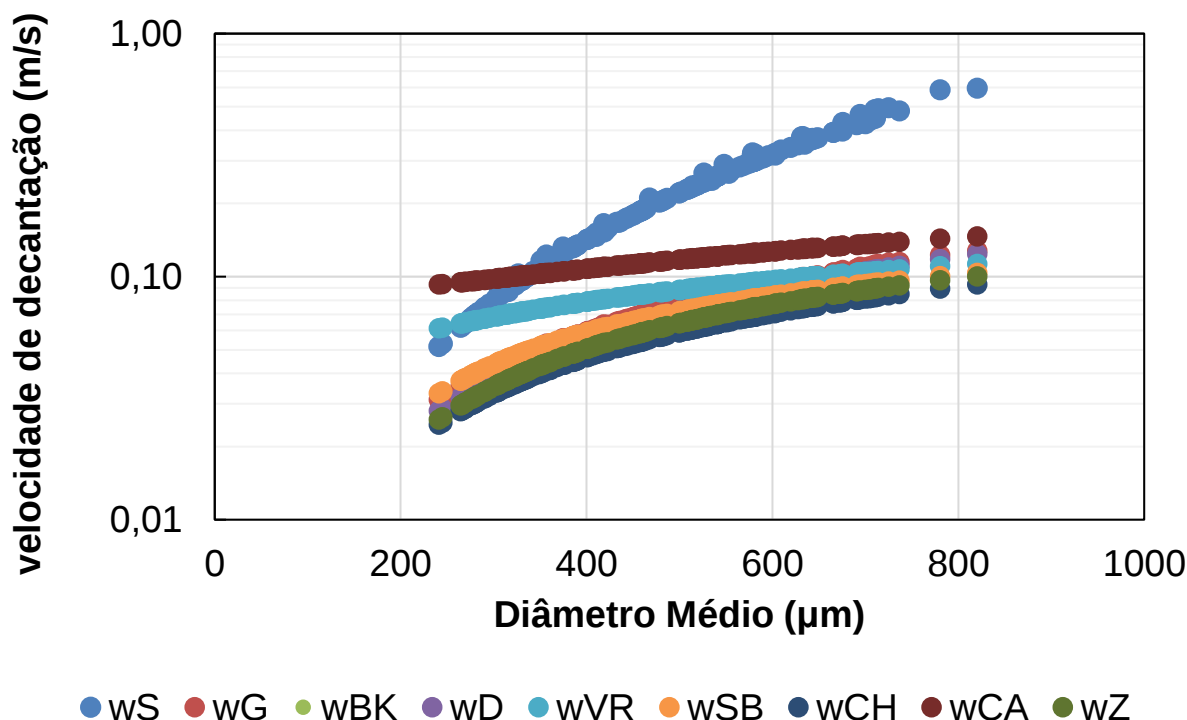
Autor	Fórmula	Equação
Gibbs et al. (1971)	$w_G = \frac{-3\eta\sqrt{9\eta^2 + gr^2\rho(\rho_s - \rho)(0,015476 + 0,1941r)}}{\rho(0,011607 + 0,14881r)}$	(Eq. 21)
Baba e Komar (1981)	$w_{BK} = 0,977w_G^{0,913}$	(Eq. 22)
Dietrich (1982)	$w_D = R_3 10^{R_1 + R_2}(s - 1)gv^{1/3}$	(Eq. 23)
Van Rijn (1993)	$w_{VR} = \frac{1}{18}(s - 1)\frac{gd^2}{v}$	(Eq. 24)
Soulsby (1997)	$w_{SB} = \frac{10,36v}{d} \left[\left(1 + 0,156 \frac{(s - 1)gd^3}{16v^2} \right)^{0,5} - 1 \right]$	(Eq. 25)
Cheng (1997)	$w_{CH} = \frac{v}{d} \left(\sqrt{25 + 1,2d_*^2} - 5 \right)^{1,5}$	(Eq. 26)
Camenen (2007)	$w_{CA} = \frac{v}{d} d_*^3 \left[\left(\frac{3A}{4} \right)^{2/n} + \left(\frac{3B}{4} d_*^3 \right)^{1/n} \right]^{-n/2}$	(Eq. 27)
Zhiyao et al. (2008).	$w_Z = \frac{v}{d} d_*^3 \left[38,1 + 0,93d_*^{12/7} \right]^{-7/8}$	(Eq. 28)

Fonte: A autora, 2019.

Através de observação visual, além do registro de tipo de quebra na onda na arrebenção, foram medidas a distância do espraçamento das ondas na face de praia (D_{esp}), o período de espraçamento (T_{esp}) e de espraçamento-refluxo (T_s). O período do espraçamento corresponde ao tempo que a onda leva do máximo refluxo até o ponto máximo que ela atinge a face de praia e o período de espraçamento-refluxo corresponde ao ciclo de subida e descida (KEMP; PLINSTON, 1968).

A partir dos dados adquiridos durante as campanhas amostrais foi possível calcular os índices morfodinâmicos: para comparar os tipos de quebra da onda foram usados o número de Iribarren (ξ) (IRIBARREN; NOGALES, 1949) e o coeficiente de gradação do surfe (ε) (CARRIER; GREENSPAN, 1958); já os estágios morfodinâmicos foram calculados através do parâmetro Ω (DEAN, 1973) e do parâmetro Δ (MUEHE, 1998). Os valores de período de pico – e o comprimento de onda derivado do período ($1,56 \cdot T^2$) – foram oriundos da boia meteo-oceanográfica de água profunda.

Figura 102 – Velocidade de decantação dos grãos.



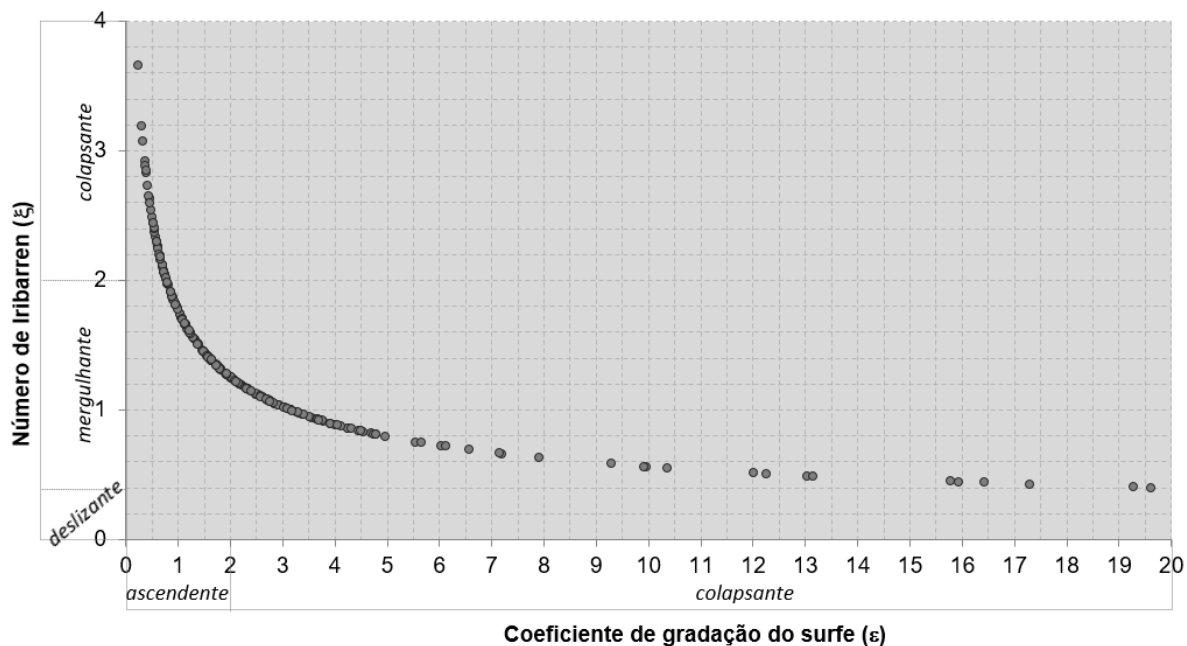
Legenda: velocidade de decantação dos grãos a partir da fórmula de Stokes (1850) (wS); Gibbs et al. (1971) (wG); Baba e Komar (1981) (wBK); Dietrich (1982) (wD); Van Rijn (1993) (wVR); Soulsby (1997) (wSB); Cheng (1997) (wCH); Camenen (2007) (wCA); Zhiyao et al. (2008) (wZ).

Fonte: A autora, 2019.

3 RESULTADOS

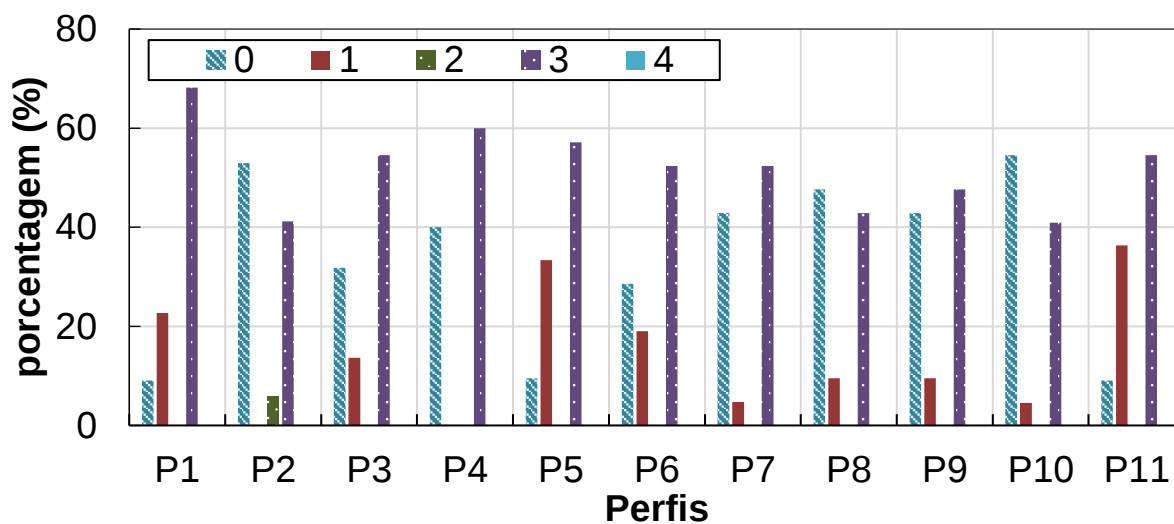
De acordo com o cálculo do número de Iribarren (ξ), nota-se que os resultados obtidos se encontram dentro da classe de quebra de onda mergulhante, ao passo que os resultados obtidos com o coeficiente de gradação do surfe (ε) mostram o oposto, concentração do tipo de quebra ascendente (Figura 103). Na Figura 104 são comparados os resultados da previsão (ξ e ε) com a observação registrada em campo. Nota-se que o ε apresentou os piores resultados se comparados às observações de campo, pois segundo a classificação proposta a maioria dos resultados seria classificada como onda ascendente, um tipo de quebra da onda que não foi registrado na área de estudo durante o tempo de monitoramento. Já os resultados oriundos da aplicação do ξ foram satisfatórios em quase sua totalidade.

Figura 103 – Comparação dos tipos de quebra de onda segundo o número de Iribarren (ξ) e o coeficiente de gradação do surfe (ε).



Fonte: A autora, 2019.

Figura 104 – Frequência de concordância entre os índices de tipo de quebra de onda e a observação visual.

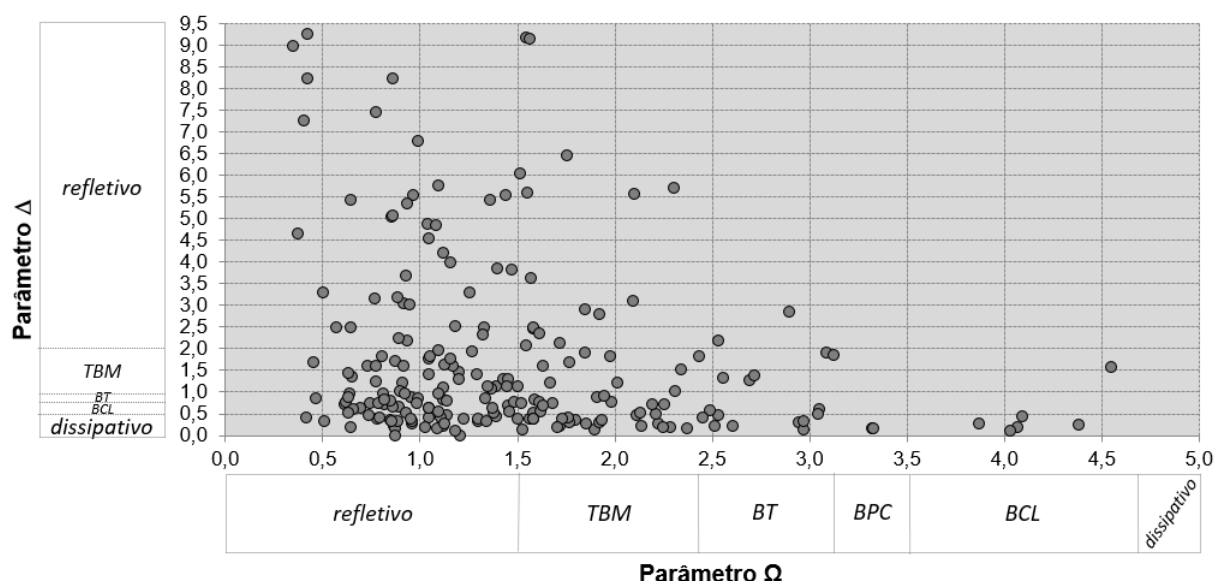


Legenda: 0: nenhum parâmetro coincide; 1: coeficiente de gradação do surfe (ε) e observação visual coincidem; 2: número de Iribarren (ξ) e coeficiente de gradação do surfe (ε) coincidem; 3: número de Iribarren (ξ) e observação visual coincidem; 4: coeficiente de gradação do surfe (ε), número de Iribarren (ξ) e observação visual coincidem.

Fonte: A autora, 2019.

A aplicação do parâmetro ômega (Ω) resultou na concentração dos valores no estágio refletivo, seguido do estágio intermediário terraço de baixa mar. Já os resultados obtidos pelo parâmetro delta (Δ), mostram valores concentrados nos estágios dissipativo, banco e calha longitudinal e bancos transversais (Figura 105).

Figura 105 – Comparação dos estágios morfodinâmicos segundo o parâmetro ômega (Ω) e o parâmetro delta (Δ).

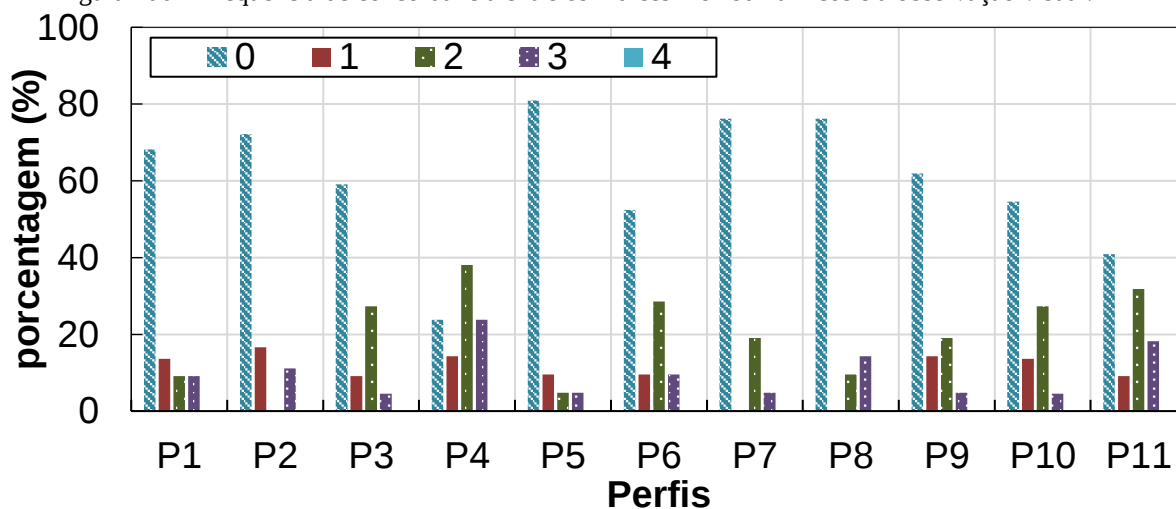


Legenda: TBM: terraço de baixa mar; BT: bancos transversais; BCL: banco e calha longitudinal; BPC: banco e praia de cúspides.

Fonte: A autora, 2019.

Ao comparar os índices às observações visuais (Figura 106), há frequência maior dos casos em que nenhum índice e nem a observação visual concordam (>50%). Contudo, ainda assim é possível constatar duas tendências: (1) no setor oeste da praia Macumba, entre os perfis 1 e 2, há maior percentual de concordância entre o parâmetro Δ e a observação visual e (2) no setor leste da praia da Macumba e no arco praial Recreio-Barrahá maior percentual de concordância entre o parâmetro Ω e a observação visual.

Figura 106 – Frequência de concordância entre os índices morfodinâmicos e a observação visual.



Legenda: 0: nenhum parâmetro coincide; 1: parâmetro Ω e observação visual coincidem; 2: parâmetro Ω e Δ coincidem; 3: parâmetro Δ e observação visual coincidem; 4: parâmetro Ω , parâmetro Δ e observação visual coincidem.

Fonte: A autora, 2019.

4 DISCUSSÃO

Na área de estudo, poucos trabalhos foram realizados com intuito de avaliar a morfodinâmica costeira e quando realizados, a aplicação de índices morfodinâmicos não foi avaliada frente a observação registrada em campo. Diante de um panorama de alta variabilidade morfológica e hidrodinâmica, como é observado na área estudo, a configuração morfodinâmica das praias estudadas será resultado de complexas interações entre forma e processo, fato este que pode explicar os péssimos resultados encontrados através da aplicação dos índices morfodinâmicos, já que os mesmos se limitam a determinados parâmetros e não a todo conjunto de fatores que moldam a praia.

A aplicação de índices e sua concordância com a observação visual já foi discutida por diversos pesquisadores (MUEHE, 1998; JIMÉNEZ et al., 2008; MARTÍNEZ; SALINAS, 2009). De acordo com Veas et al. (2016), tais incongruências podem ser resultado da baixa capacidade de discriminação (WRIGHT et al., 1979), do controle geológico (JACKSON et al., 2005), da variabilidade praial e do clima de ondas local (GÓMEZ-PUJOL et al., 2007) e das mudanças granulométricas dos sedimentos (GALLANGHER et al., 2011). Vale ainda destacar que durante a construção dos modelos morfodinâmicos realizada no trabalho de Wright e Short (1984), os pesquisadores utilizaram uma série temporal de 7 anos de dados diários de ondas e de sedimentos das praias australianas, com isto o modelo pode ser refinado.

Diante dos resultados apresentados, pode-se afirmar que quando a observação visual se refere à uma classe extrema (estágios refletivo ou dissipativo), há maior chance de concordância com os índices – na Macumba há momentos em que a praia apresenta estágio refletivo, concordando com os resultados oriundos do parâmetro Ω e no extremo do arco praial Recreio-Barra há momentos em que a praia se encontra mais dissipativa, concordando com os resultados obtidos através do parâmetro Δ . A respeito deste comportamento, é possível avaliar que a variabilidade na declividade das praias estudadas influencie os resultados dos índices que usam tal parâmetro, tornando-os sensíveis à tal variável. No caso do parâmetro Δ , que não apresentou resultados satisfatórios nas classes refletivas e intermediárias, a variabilidade da declividade pode ter sido um dos fatores negativos, bem como as imprecisões das mensurações do tempo e da distância do espraçamento. Ao comparar os resultados dos parâmetros Ω e Δ , ambos apresentam resultados insatisfatórios para as classes intermediárias, classe mais frequente nas praias analisadas. O coeficiente de gradação do surfe (ε) não apresentou quase nenhum resultado válido, ao contrário do número de

Iribarren (ξ), em que quase a totalidade dos resultados concordavam com o observado. Desta forma, é possível calibrar tal índice de modo que ele possa apresentar resultados ainda mais apurados.

Um dos problemas enfrentados, não apenas neste trabalho, mas em outras partes do mundo, é a falta de um contínuo monitoramento das condições morfológicas e hidrodinâmicas das áreas costeiras, possibilitando uma análise de longo-prazo e a calibração dos índices, ou mesmo a configuração de novos índices, que atendam a realidade local. Diante de tal realidade, é necessário cuidado na aplicação de tais índices em estudos de obras de engenharia ou gerenciamento costeiro, pois cálculos errados podem levar a prejuízos não apenas materiais, como também socioeconômicos.

5 CONCLUSÕES

Este trabalho buscou avaliar a aplicabilidade do uso de índices morfodinâmicos em um setor do litoral do Rio de Janeiro composto por praias oceânicas arenosas, expostas a eventos de tempestade e altamente urbanizadas em quase todo seu comprimento. Ao longo de dois anos de monitoramento, observou-se a grande variabilidade morfológica da área estudada, com o setor mais a oeste apresentando altas declividades e granulometria composta de sedimentos mais grossos e moderadamente selecionados, em contraponto com o setor leste, em que as declividades são mais suaves e a granulometria é composta de sedimentos mais finos e melhores selecionados. Neste tempo, as condições hidrodinâmicas mostraram grande variação, com altura das ondas variando entre 0,5 e 3,0 m (as maiores alturas foram registradas em eventos de ressaca marinha), período oscilando entre 4 e 18 s e direção variando entre L e SO, com predomínio da direção SE. A complexidade morfodinâmica encontrada nas praias estudadas e os resultados insatisfatórios na aplicação de índices morfodinâmicos – exceto número de Iribarren que apresentou valores condizentes com o observado – permitem dizer que o uso indiscriminado de índices sem a reflexão se os resultados condizem com a realidade observada precisa de atenção, pois índices não deixam de ser parametrizações daquilo que é observado e para fornecerem resultados corretos, precisam ser repensados e reformulados para a realidade local.

REFERÊNCIAS

Altomare, C.; Crespo, A.J.C.; Domínguez, J.M.; Gómez-Gesteira, M.; Suzuki, T.; Verwaest, T., 2015. Applicability of smoothed particle hydrodynamics for estimation of sea wave

impact on coastal structures. *Coastal Engineering*, 96, 1–12. doi: 10.1016/j.coastaleng.2014.11.001

Baba, J.; Komar, P.D., 1981, Measurements and analysis of settling velocities of natural quartz sand grains. *Jour. Sed. Petology*. 51 (2), 631–640.

Battjes, J.A., 1974. Computation of set-up, longshore currents, run-up and overtopping due to wind-generated waves. Technische Universiteit Delft.

Brasil, 2017. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. . Base cartográfica vetorial contínua do estado do Rio de Janeiro na escala 1:25.000. Disponível em: <ftp://geoftp.ibge.gov.br/cartas_e_mapas/bases_cartograficas_continuas/bc25/rj>. Acesso em: 31 jul. 2019.

Calliari, L.J.; Muehe, D.; Hoefel, F.G.; Toldo, J.R.E., 2003. Morfodinâmica praial - uma breve revisão. *Revista Brasileira de Oceanografia*, 51, 63–78.

Camenen, B. 2007. Simple and general formula for the settling velocity of particles. *Journal of Hydraulic Engineering*, 133 (2), 229–233.

Carrier, G.F., Greenspan, H.P., 1958. Water waves of finite amplitude on a sloping beach. *J. Fluid Mech.* 4, 97–109.

Cheng, N.S. 1997. Simplified settling velocity formula for sediment particle. *Journal of Hydraulic Engineering*, 123 (2), 149–152.

Chappell, J.; Eliot, I.G., 1979. Surf-beach dynamics in time and space - An Australian case study, and elements of a predictive model. *Marine Geology*, 32 (3-4), 231-250.

Dean, R.G., 1973. Heuristic models of sand transport in the surf zone. *Proc. Conf. on Engineering Dynamics in the Surf Zone*, Sydney, N.S.W., 208-214.

Dietrich, W.E., 1982. Settling velocity of natural particles. *Water Resource. Research*. 18(6), 1615–1626.

Gallagher, E.L.; MacMahan, J.H.; Reniers, A.J.H. M.; Brown, J.A.; Thornton, E.B., 2011, Grain size variability on a rip-channeled beach, *Mar. Geol.*, 287, 43–53.

Galvin, C.J., 1968. Breaker type classification on three laboratory beaches. *J. Geophys. Res.* 73, 3651–3659.

García-Medina, G.; Özkan-Haller, H.T.; Holman, R. A.; Ruggiero, P., 2017. Large runup controls on a gently sloping dissipative beach, *J. Geophys. Res. Oceans*, 122, 5998–6010, doi:10.1002/2017JC012862.

Gibbs, R.J., Matthews, M.D., Link, D.A., 1971. The relationship between sphere size and settling velocity. *J. Sediment. Petrol.*, 41, 7-18.

Gómez-Pujol, L.; Orfila, A.; Cañellas, B.; Alvarez-Ellacuria, A.; Méndez, F.J.; Medina, R.; Tintoré, J., 2007. Morphodynamic classification of sandy beaches in low energetic marine environment. *Marine Geology*, 242 (4), 235–246.

- Guza, R.T., Bowen, A.J., 1975. The resonant instabilities of long waves obliquely incident on a beach. *J. Geophys. Res.* 80, 4529–4534. <https://doi.org/doi:10.1029/Jc080i033p04529>
- Guza, R.T., Inman, D.L., 1975. Edege waves and beach cusps. *J. Geophys. Res.*, 80, 2997–3012. <https://doi.org/10.1029/Jc080i021p02997>
- Huynh, V.L.; Dodd, N.; Zhub, F., 2017. Coastal morphodynamical modelling in nonlinear shallow water framework using a coordinate transformation method. *Advances in Water Resources*, 107, 326-335.
- Iribarren, C.R., Nogales, C.M., 1949. Protection des ports, Pianc Congress. Pianc, Lisboa.
- Jackson, D.W.T; Cooper, J.A.G.; Del Río, L., 2005. Geological control of beach morphodynamic state. *Marine Geology*, 216, 297-314.
- Jiménez, J.A.; Guillén, J.; Falqués, A., 2008. Comment on the article “Morphodynamic classification of sandy beaches in low energetic marine environment” by Gómez-Pujol, L., Orfila, A., Cañellas, B., Alvarez-Ellacuria, A., Méndez, F.J., Medina, R. and Tintoré, J. *Marine Geology*, 242, pp. 235–246, 2007. *Marine Geology*, 255 (1-2), 96-101.
- Kemp, P.H.; Plinston, D.T., 1968. Beaches Produced by waves of low phase difference. *J. Hydraul. Eng.* 94, 1183–1195.
- Kumar, S.V.V.A.; Prasad, K.V.S.R., 2014. Rip current-related fatalities in India: a new predictive risk scale for forecasting rip currents. *Nat. Hazards*, 70, 313-335.
- López-Ruiz, A.; Ortega-Sánchez, M.; Baquerizo, A.; Losada, M. Á., 2014. A note on alongshore sediment transport on weakly curvilinear coasts and its implications, *Coast. Eng.*, 88, 143–153, doi:10.1016/j.coastaleng.2014.03.001.
- Loureiro, C.; Ferreira, Ó.; Cooper, J.A.G., 2013. Applicability of parametric beach morphodynamic state classification on embayed beaches. *Mar. Geol.* 346, 153–164. <https://doi.org/10.1016/J.Margeo.2013.09.005>
- Martínez C; Salinas S., 2009. Morfodinámica y evolución reciente de playa Tunquén, Chile central. *Revista de Biología Marina y Oceanografía*, 44 (1): 203–215.
- Matias, A.; Masselink, G.; Castelle, B.; Blenkinsopp, C.E.; Kroon, A., 2016. Measurements of morphodynamic and hydrodynamic overwash processes in a large-scale wave flume. *Coastal Eng.*, 113, 33–46.
- Muehe, D., 1998. Estado morfodinâmico praial no instante da observação: uma alternativa de identificação. *Rev. Bras. Oceanogr.* 46, 157–169.
- Pian, S.; Menier, D.; Sedrati, M., 2014. Analysis of morphodynamic beach states along the South Brittany coast. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 20 (3), 261-274.
- Rio de Janeiro. Instituto Pereira Passos. . Base cartográfica vetorial do município do Rio de Janeiro na escala 1:10.000. 2016. Disponível em: <<http://www.data.rio/>>. Acesso em: 31 jul.

2019.

Rybkin, A.; Pelinovsky, E.; Didenkulova, I., 2014. Nonlinear wave run-up in bays of arbitrary cross-section: generalization of the Carrier-Greenspan approach. *J. Fluid Mech.*, 748, 416–432.

Scott, T.; Masselink, G.; Russell, P., 2011. Morphodynamic characteristics and classification of beaches in England and Wales. *Mar. Geol.* 286, 1–20.
<https://doi.org/10.1016/J.Margeo.2011.04.004>

Short, A.D., 1979. Wave power and beach stages — a global model. *Proceedings of the 16th International Conference on Coastal Engineering*. Hamburg, 1145–1162.

Short, A.D., 2006. Australian beach systems — nature and distribution. *Journal of Coastal Research*, 22 (1), 11–27.

Soulsby, R. L. 1997. *Dynamics of marine sands*, Thomas Telford, London.

Stokes, G.G., 1850. On the effect of the internal friction of fluids on the motion of pendulums. *Trans. Cambridge Philosophical Soc.*, 9, 8–106.

Van Rijn, L.C. 1989. *Handbook: Sediment transport by currents and waves*. Rep. No. H 461, Delft Hydraulics, Delft, The Netherlands.

Veas, R.; Hernández-Miranda, E.; Martinez, C.; Lercari, D.; Quiñones, R.A; 2016. Spatial-temporal changes of the morphodynamic beach state before and after the 2010 mega-earthquake and tsunami along south-central Chile, *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research*, DOI: 10.1080/00288330.2016.1206577

Wright, L.D.; Chappell, J.; Thom, B.G.; Bradshaw, M.P.; Cowell, P., 1979. Morphodynamics of reflective and dissipative beach and inshore systems: Southeastern Australia. *Marine Geology*, 32 (1–2), 105–140.

Wright, L.D., Short, A.D., 1984. Morphodynamic Variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Mar. Geol.* 56, 93–118. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90008-2](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90008-2)

Wright, L.D.; Short, A.D.; Boon Iii, J.D.; Hayden, B.; Kimball, S.; List, J.H., 1987. The morphodynamic effects of incident wave groupiness and tide range on an energetic beach. *Marine Geology*, 74 (1–2), 1–20.

Wright, L.D.; Short, A.D.; Green, M.O. 1985. Short term changes in the morphodynamic states of beaches and surf zones: an empirical predictive model. *Mar. Geol.*, 62 (3–4), 339–364.

Zhiyao, S.; Tingting, W.; Fumin, X.; Ruijie, L., 2008. A simple formula for predicting settling velocity of sediment particles. *Water Science and Engineering*, 1 (1), 37–43.