



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS – UFAL
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA



ALEXSANDRA SANTOS DE LIMA

**CLIMATOLOGIA DAS ONDAS NO ESTADO DE ALAGOAS: UMA APLICAÇÃO
DO MODELO SWAN (1979-2009)**

MACEIÓ – AL
2020

ALEXSANDRA SANTOS DE LIMA

**CLIMATOLOGIA DAS ONDAS NO ESTADO DE ALAGOAS: UMA APLICAÇÃO
DO MODELO SWAN (1979-2009)**

Dissertação de mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas, como parte dos requisitos para o grau de mestre em meteorologia.

Orientador: Prof. Dr. Geórgenes Hilário Cavalcante

MACEIÓ – AL

2020

Catálogo na fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central
Divisão de Tratamento Técnico

Bibliotecário: Marcelino de Carvalho Freitas Neto – CRB-4 - 1767

L732c Lima, Alexsandra Santos de.
Climatologia das ondas no estado de Alagoas : uma aplicação do modelo Swan (1979-2009) / Alexsandra Santos de Lima. – 2020.
52 f. : il.

Orientador: Geórgenes Hilário Cavalcante.
Dissertação (mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas.
Instituto de Ciências Atmosféricas. Maceió, 2020.

Bibliografia: f. 49-52.

1. *Simulating Waves Nearshore*. 2. Ondas (Oceanografia). 3. Climatologia - Alagoas. I. Título.

CDU: 551.58 (813.5)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO

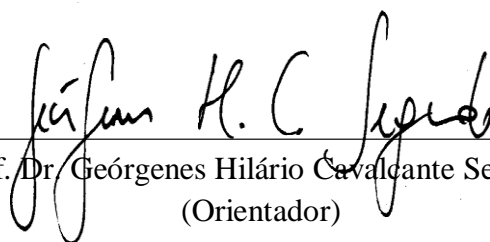
N.º de ordem: MET-UFAL-MS-171.

**“CLIMATOLOGIA DAS ONDAS NO ESTADO DE ALAGOAS:
UMA APLICAÇÃO DO MODELO SWAN (1979-2009).”**

ALEXSANDRA SANTOS DE LIMA

Dissertação submetida ao colegiado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas - UFAL, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.

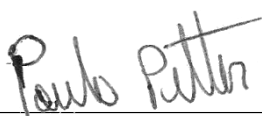
Aprovado pela Banca Examinadora composta por:



Prof. Dr. Geórgenes Hilário Cavalcante Segundo
(Orientador)



Prof. Dr. Heliofábio Barros Gomes
(Membro Interno)



Prof. Dr. Paulo Ricardo Petter Medeiros
(Membro Externo)

Junho/2020

AGRADECIMENTOS

A Deus, pelo dom da vida e por me permitir realizar tantos sonhos nesta existência. Obrigada por Sua eterna misericórdia e longanimidade por Seu infinito amor, e pela dádiva de ter me dado uma família tão especial, enfim, obrigada meu Senhor por tudo.

Ao Prof. Dr. Geórgenes, pela orientação, competência, profissionalismo e dedicação tão importantes. Obrigada por acreditar em mim. Tenho certeza que não chegaria neste ponto sem o seu apoio.

Aos raros amigos do ICAT, pelos trabalhos e disciplinas realizados em conjunto e, principalmente, pela preocupação e apoio constantes.

Aos meus pais deixo um agradecimento especial, por todas as lições de amor, companheirismo, amizade, e exemplos que vocês me dão a cada novo dia. Sinto-me orgulhosa e privilegiada por ter pais tão especiais.

Ao meu amado esposo Allisson, por todo amor, carinho, compreensão e apoio em tantos momentos difíceis desta caminhada. Obrigada por permanecer ao meu lado, e por saber me fazer feliz.

Ao meu príncipe João Pedro, por todo amor incondicional que você sempre me deu, mesmo sem ainda compreender. A sua existência é o reflexo mais perfeito da existência de Deus.

RESUMO

O complexo processo de transformação de ondas geradas no largo e se propagam até à zona costeira tem impacto no transporte de sedimentos, afetando diretamente a morfologia costeira. Apesar da importância do conhecimento do clima das ondas para, principalmente, o desenvolvimento de obras nas regiões costeiras, o elevado custo e manutenção de equipamentos para medir os parâmetros ligados à climatologia das ondas são os fatores principais na aquisição dos dados e posterior entendimento desses processos. Neste sentido, a modelação numérica das ondas, aliada às observações por satélite são importantes ferramentas para auxiliar no conhecimento desta importante variável ambiental. Em Alagoas, o conhecimento dos padrões das ondas nas regiões ao longo da costa é escasso ou quase inexistente. Desta forma, visando preencher esta lacuna sobre o conhecimento da climatologia das ondas em Alagoas foi utilizado o modelo numérico SWAN, aliado aos dados de ondas medidos por satélites para analisar as variações de curto e longo prazos do clima de ondas em toda a costa do estado de Alagoas para as três últimas décadas (1979-2009). O modelo foi utilizado para fornecer uma descrição do clima de ondas global, sazonal e tendências no litoral de Alagoas. Os cálculos foram realizados em cada ponto da grade do modelo, a fim de apresentar a variabilidade espacial das condições da onda. Os resultados mostraram que o modelo apresenta desempenho relativamente bom, quando comparado as medições de campo e os dados do satélite. As tendências do clima de ondas indicaram que a área mais energética situa-se nas regiões mais distantes da costa, durante o inverno (JJA) e primavera (SON). O padrão de energia climática das ondas indicou ondas mais energéticas durante o inverno, seguido pela primavera, e uma maior redução no outono e verão. A variação espacial na altura das ondas (H_{m0}) confirma que a área mais energética está na região norte em comparação com a área total. A altura (H_{m0}) média mostra uma tendência positiva máxima de aproximadamente 0,4% / ano para todo o período de estudo.

Palavras-Chave: Ondas, Climatologia, Modelo Swan, Estado de Alagoas.

ABSTRACT

The complex process of transforming waves generated in the offshore and propagating to the coastal zone has an impact on sediment transport, and in turn affects the coastal morphology. Despite the importance of understanding the wave climatology for, principally, coastal development projects, the high cost and maintenance of equipment to measure wave parameters are the main factors responsible for the nonexistence of wave data in many regions and subsequent understanding of the processes associated to wave forcings. In that sense, the numerical modeling of waves, combined with satellite observations are important tools to assist in the knowledge of this important environmental variable. In Alagoas state, knowledge of wave patterns in regions along the coast is scarce or almost non-existent. Thus, aiming to fill this gap the SWAN numerical model coupled with wave data measured by satellites were used to analyze the short and long term variations of the wave climate across the Alagoas state coastal region. The period of simulation and data acquired encompasses the last three decades (1979-2009). The model was used to provide a description of the global, seasonal and trends based on the wave climate analysis on the coast of Alagoas. The calculations were performed at each point of the model grid, in order to present the spatial variability of the wave conditions. The results showed that the model has a relatively good performance when compared to the satellite data. The wave trends analysis indicates that the most energetic area is located in the most distant regions off the coast, for winter (JJA) and spring (SON) months. The climatic wave energy pattern indicated more energetic waves during winter, followed by spring, and a further reduction in autumn and summer. The spatial variation in the height of the waves (H_{m0}) confirms that the most energetic area is in the north compared to the total area. The average height (H_{m0}) shows a maximum positive trend of approximately 0.4% / year for the entire study period.

Keywords: Wave, climatology, SWAN model, Alagoas State.

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Diferenças, entre oceano e atmosfera	17
Tabela 2 - Validação do modelo SWAN com dados de satélites para o período de estudo. ...	36

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Características de uma onda	16
Figura 2 - O diâmetro orbital das partículas dentro de uma onda e a sua diminuição de velocidade associada com a profundidade.	18
Figura 3 - Estatísticas da altura ou uma abordagem da análise espectral de uma onda.....	20
Figura 4 - A análise de uma onda geralmente envolve uma consideração sobre as estatísticas da altura ou uma abordagem da análise espectral.	23
Figura 5 – Refração da Onda.....	24
Figura 6 – Representação do efeito das interações ressonantes não lineares a quatro ondas em águas profundas	29
Figura 7 – Estado de Alagoas.	32
Figura 8 – Batimetria das áreas junto à costa de Alagoas e oceano aberto utilizado no modelo SWAN.	34
Figura 9 – Densidade significativa da altura média das ondas – Satélite vs Modelo.....	37
Figura 10. Altura significativa e período da onda (m): média (esquerda), percentil 90 (meio) e percentil 99 (direita).....	38
Figura 11 – Sazonalidade da altura significativa da onda (m): média (esquerda), percentil 90 (meio) e percentil 99 (direita).....	40
Figura 12 – Sazonalidade do pico da onda (s): média (esquerda), percentil 90 (meio) e percentil 99 (direita).....	41
Figura 13– Tendência da altura significativa da onda (percentual por ano): média (esquerda), percentil 90 (meio) e percentil 99 (direita).....	43
Figura 14 – Tendência sazonal da altura significativa da onda (% por ano): média (esquerda), percentil 90 (meio) e percentil 99 (direita).....	44
Figura 15 – Sazonalidade da velocidade do vento (m/s): média (esquerda), percentil 90 (meio) e percentil 99 (direita)	44
Figura 16 – Tendência sazonal da altura significativa da onda (% por ano): média (esquerda), percentil 90 (meio) e percentil 99 (direita).....	46
Figura 17 – Tendência sazonal da altura significativa da onda (% por ano): média (esquerda), percentil 90 (meio) e percentil 99 (direita).....	47

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	12
1.1 Problema.....	13
1.2 Justificativa.....	13
1.3 Objetivos.....	14
1.3.1 Geral.....	14
1.3.2 Específicos.....	14
2. REFERENCIAL TEÓRICO	15
2.1 TEORIA DAS ONDAS	15
2.1.1 Ondas Superficiais de Gravidade.....	16
2.1.2 Ondas Geradas pelo Vento.....	17
2.1.3 Ondas em Águas Profundas.....	19
2.1.4 Dispersão das Ondas.....	21
2.1.5 Ondas em águas rasas.....	22
2.1.6 Refração.....	23
2.2 MODELAGEM DE ONDAS EM ZONAS COSTEIRAS: O MODELO SWAN.....	25
2.2.1 O Modelo Matemático.....	26
2.2.1.1 A Equação do Balanço Geral.....	26
2.2.2 Os Termos de Propagação.....	27
2.3 O Modelo Numérico.....	30
2.3.1 Considerações Gerais.....	30
2.3.2 Propagação no Espaço Geográfico e Espectral.....	31
3. METODOLOGIA	32
3.1 Área de Estudo.....	32
3.2 Configuração do Modelo.....	33
3.3 Validação do Modelo.....	35
3.3.1 Altimetria por Satélite.....	35
3.3.2 Desempenho do Modelo.....	35
3.4 Clima e Análise de Tendências.....	37
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	38

4.1 Climatologia das Ondas.....	38
4.2 Tendência da Climatologia das Ondas	42
CONCLUSÃO	48
REFERÊNCIAS.....	49

1. INTRODUÇÃO

Os aspectos hidrológicos estão relacionados à ação de ondas, marés e ventos, e as correntes geradas por cada um desses agentes. Os fatores climáticos afetam mais diretamente as variações do nível relativo do mar (NM), diárias, sazonais e de longo período, e na atuação dos ventos, agindo também no comportamento do clima de ondas e, conseqüentemente, interferindo nas características das correntes costeiras (Baptista Neto et al., 2004).

A caracterização do clima marítimo e a determinação da altura de onda são fatores de extrema importância, pois representam aspectos fundamentais na segurança e comodidade da população, não só a nível econômico, como também turístico, pois estas dependem das condições marítimas para salvaguardar estes valores.

As ondas do mar são resultantes das ações de forças sobre um fluido, de maneira a perturbar seu estado inicial, ou seja, deformá-lo. Estas forças têm ação direta de vários fatores físicos como a ação do vento, terremotos, movimento de embarcações, etc (PICCOLI, 2008).

Dessa forma, o complexo processo de transformação de ondas que são geradas no largo e se propagam até à zona costeira tem impacto no transporte de sedimentos, afetando diretamente a morfologia costeira. Com isso, o conhecimento minucioso da agitação marítima presente nestas zonas é de fundamental importância.

Uma forma de se precisar a agitação marítima é tomar como base os dados do estudo empírico, no entanto, a obtenção é uma tarefa difícil, dado que envolve capital fixo, recursos humanos e financeiros. Além disso, em certo local de estudo, quando existe dados, estes são pontuais e com pouca representatividade espacial. A coleta de dados que permitam adequada distribuição espacial e temporal do clima de ondas esbarra em dificuldades operacionais e econômicas, uma vez que exigem longos períodos de medição com ampla espacialização de estações de medição.

O uso e a ocupação da zona costeira defrontam-se com ambiente de interface entre o continente, o oceano e a atmosfera (Baptista Neto *et al.*, 2004). Portanto, as feições morfológicas encontradas nestas regiões representam a resposta da integração das contribuições dos agentes oriundos dos processos continentais, oceânicos e atmosféricos. Esta resposta se dá continuamente no tempo e está sujeita as variações de agentes motrizes e passivos de origem natural e/ou antrópica (ROSMAN, 2005).

Matos (2013) detalha que a modelação numérica das ondas, aliada às observações de campo, aparece como uma ótima alternativa para a caracterização da agitação marítima, pois permite prever as características do clima de ondas de dada região e, sobretudo, provê as análises a curto, médio e longo prazos. Constituindo, portanto, uma importante ferramenta de gestão costeira, especialmente em regiões costeiras e carentes de observações in situ, que descrevam a agitação marítima em detalhe, como é o caso da costa nordeste do Brasil e da maioria das zonas costeiras do mundo.

1.1 Problema

Considerando a importância no conhecimento do clima de ondas para o desenvolvimento costeiro de uma região, através de obras junto à costa, e mais especificamente, a escassez de dados observados na costa de Alagoas, esta dissertação traz como problema de pesquisa a seguinte pergunta: Qual o padrão de ondas nas regiões “*offshore*” e junto à costa do estado de Alagoas.

1.2 Justificativa

A escolha do tema se deu pelo fato do mesmo ter alta relevância, pois o estudo da climatologia das ondas se faz necessário para entender os impactos das ondas no ambiente, bem como sua ação para atividades econômicas, sociais e culturais, de modo que não há estudos, com esta metodologia, para o estado de Alagoas.

O corte temporal foi selecionado com base em Young (1999), o qual aponta que para a determinação do clima de ondas de uma região o período de coleta deve ser suficiente para abranger variabilidades sazonais, inter-anuais e de longo prazo. Sendo assim, com o intuito de preencher esta lacuna, a utilização da modelagem numérica de ondas torna-se importante, uma vez que permite estimar situações pretéritas de estado de mar e, assim, caracterizar o clima de ondas numa determinada região com base em reconstituições de longo termo.

1.3 Objetivos

1.3.1 Geral

O objetivo deste trabalho é analisar as mudanças do clima de ondas ao longo da costa do estado de Alagoas para o período de 1979 a 2009.

1.3.2 Específicos

- Aplicar e validar o modelo numérico SWAN quanto à determinação do clima de ondas;
- Aferir as potencialidades e limitações do modelo para a região de interesse;
- Avaliar a evolução do padrão de ondas ao longo da costa de Alagoas;
- Analisar a tendência sazonal e espacial da altura da onda;
- Estudar a tendência sazonal e espacial do período da onda.

Sendo assim, essa dissertação está dividida em cinco seções. Após esta introdução, segue-se a segunda seção, que traz um referencial teórico, onde é abordada parte da literatura sobre teoria das ondas, mostrando a sua importância para a climatologia das mesmas. Ainda na segunda seção será detalhado o modelo Swan, o qual simula, através de modelos numéricos, o comportamento das ondas. A terceira seção apresenta a metodologia utilizada neste trabalho, especificando como foram calculadas as variáveis, uma caracterização da área de estudo, configuração e calibração do modelo Swan. A quarta seção mostra os resultados obtidos com este trabalho. A quinta parte traz as considerações finais.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

Visando maior compreensão sobre as ondas, é necessário que alguns aspectos teóricos que são adotados nesta dissertação sejam analisados. Nesse sentido, o presente capítulo discorre, de forma sucinta, sobre a teoria das ondas e o modelo de Swan. Em relação à seção 2.1 (Teoria das Ondas) o texto foi baseado, no capítulo 1, Cavalcante et al. (2017).

2.1 TEORIA DAS ONDAS

As ondas geradas na superfície dos mares e oceanos são consequência do atrito do ar sobre a superfície do mar. Desta forma, nas áreas mais distantes da costa as ondas dependem da intensidade do vento, do tempo em que o vento sopra sobre a superfície do mar, sobre qual área o vento afeta a superfície (fetch) e em que direção o vento sopra (SWIFT et al., 1986).

Existem diferentes teorias que explicam a geração de ondas pelo vento. Uma das mais aceitas (WALKER & PLINT, 1992) propõem que as ondas obtêm energia do vento em virtude das diferenças de pressão causadas pelo efeito de bloqueio exercido pelas cristas da mesma onda. Portanto, o vento exerce um aumento da pressão na parte traseira da crista (+) e uma diminuição na parte dianteira da crista (-), este gradiente de pressão impulsiona a perturbação para frente.

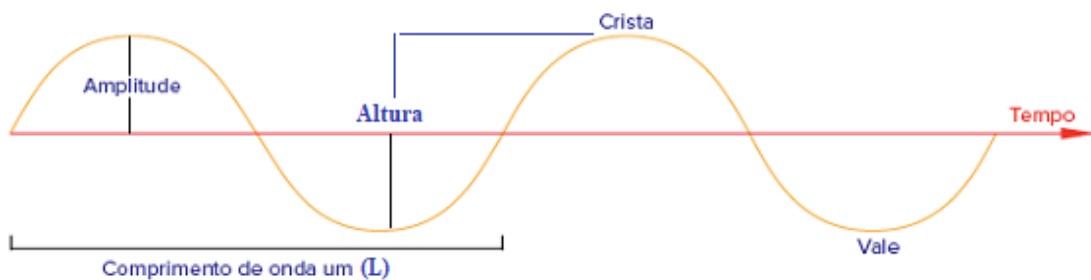
As costas onde as ondas predominam são muito dinâmicas. A configuração do fundo arenoso sob águas pouco profundas, é constantemente alterada pelas variações na intensidade de energia das ondas, seu comprimento, frequência e ângulo de incidência com a linha de costa (SWIFT, 1986).

Cavalcante et al. (2017) detalha que as ondas são, entre os fenômenos naturais, um dos mais conhecidos e estudados. Desde a antiguidade o homem procura explicar seu funcionamento mecânico com intuito de prever o seu comportamento, tanto em águas profundas quanto em águas rasas, através de desenvolvimentos matemáticos mais ou menos complexos. Como exemplo Aristóteles (384-322 a.C.) As ondas provocam movimentos oscilatórios das águas com o fundo, e estes, geralmente restringe-se entre os 5 e 15 m de profundidade em períodos de bom tempo, porém, a ação de ondas de tempestade pode afetar regiões muito mais profundas.

A profundidade de atuação das ondas seria igual à metade do comprimento das mesmas e, a profundidade de retrabalhamento do fundo se restringiria a cerca de 10 cm abaixo do leito marinho (WALKER & PLINT, 1992).

No que tange à nomenclatura, é possível explicitar que o padrão ondulatório segue algumas características, conforme Figura 1.

Figura 1 – Características de uma onda



Fonte: Walker e Plint (1992).

Por meio da figura acima, é possível compreender os principais parâmetros utilizados na descrição das ondas, onde:

Cristas = parte alta da onda,

Vale = parte baixa da onda,

L = comprimento da onda (m), distância entre duas cristas consecutivas,

T = período (s), intervalo de tempo necessário para uma crista percorrer “L”,

H = altura da onda (m), distância vertical entre a crista e a cava da onda,

d = profundidade local (m). A partir destes parâmetros básicos é possível formular as seguintes relações:

$C = L/T$ (velocidade de fase),

$T = d/L$ (profundidade relativa),

$\lambda = H/L$ (esbeltez)

2.1.1 Ondas Superficiais de Gravidade

Em conformidade com Wright e Short (1984) a importância depositada no estudo das ondas é sua fonte de energia, a qual se processa principalmente através da ação dos ventos

(ondas geradas pelo vento), da atração produzida pelo sol/lua (maré), como produto das variações da pressão atmosférica ou ainda como resultado dos movimentos crustais (tsunami).

Como o planeta Terra é coberto, em sua maioria, por água (aproximadamente 70%) e os oceanos absorvem a maior parte da energia solar não refletida para o espaço, esta energia aquece a água, a qual por sua vez aquece o ar que está sobre o oceano, gerando então as correntes de ar, produto das diferenças de temperatura na atmosfera. Estas correntes de ar atuando sobre a superfície oceânica repõem alguma energia para a água, a qual resulta na formação das ondas (WRIGHT e SHORT, 1984 *apud* Cavalcante et al., 2017).

Tabela 1 - Diferenças, entre oceano e atmosfera

ATMOSFERA	OCEANOS
Menor densidade	Maior densidade
Menor viscosidade	Maior viscosidade
Absorção seletiva da radiação solar	Grande absorção da radiação solar

Fonte: Autor, adaptado de Wright e Short (1984).

Em síntese, com a ação da gravidade, uma porção elevada da superfície do mar é empurrada forçando a água para baixo, provocando uma elevação do nível do mar na porção vizinha. Conseqüentemente, à medida que uma crista de onda está sendo forçada para baixo, uma porção de água próxima a ela está se elevando, o que provoca a propagação das ondas.

2.1.2 Ondas Geradas pelo Vento

As ondas geradas pelo vento são também denominadas de ondas oscilatórias e são determinadas pela altura (H), comprimento (L), e período (T). Dessa forma, uma onda ideal representada por H, L e T, pode ser definida por uma função de seno e cosseno, onde a velocidade de fase (C) é dada por:

$$C = LT \quad \text{Eq. 1}$$

A distinção entre a “forma da onda” e o “movimento da massa d’água” é muito importante. Ondas são meramente a forma de superfície, e seu movimento está associado aos

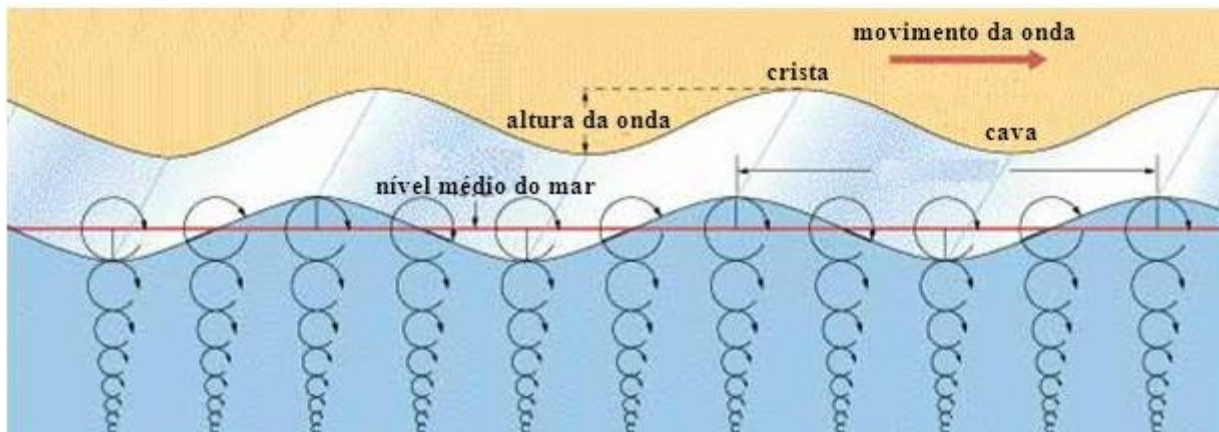
deslocamentos d'água dentro da onda, o qual consiste na rotação de cada partícula d'água em uma órbita cujo diâmetro orbital (X) está relacionado à altura da onda:

$$X = H e \quad \text{Eq. 2}$$

Onde:

$$n = (2\pi/L)*d$$

Figura 2 - O diâmetro orbital das partículas dentro de uma onda e a sua diminuição de velocidade associada com a profundidade.



Fonte: Gourlay, 1992.

Cabe destacar que a expressão supracitada é válida para águas profundas e determina que o diâmetro orbital da partícula d'água (X) decaíra em direção ao fundo (figura 2). Para condições de águas rasas temos:

$$x = (H T \sqrt{gd})/d^2 \quad \text{Eq. 3}$$

Onde,

π = valor matemático de 3,14

L = comprimento da onda

g = aceleração da gravidade (9,81 m/s²)

d = profundidade do meio

Senh = seno hiperbólico.

É válido ressaltar que as ondas são acometidas por consideráveis perdas de energia relacionadas à fricção interna do fluido, interações com o ar, e quando de suas aproximações à zona costeira, sofrem perdas decorrentes da interferência do fundo e efeitos da turbulência da zona de rebentação (WRIGHT e SHORT, 1984).

2.1.3 Ondas em Águas Profundas

Gourlay (1992) explica que, em geral, as ondas no mar não exibem a forma sinusoidal suavizada observada na Figura 1, dado que a ação dos ventos gera uma complexa mistura de ondas, com alturas e períodos distintos, todas se movimentando em diferentes direções.

Matematicamente é complexo e difícil descrever o fenômeno das ondulações, em função da não linearidade e das características tridimensionais da onda. O oceano aberto é que determina estas características pelo campo de ação dos ventos ou pista (“fetch”), bem como pela velocidade, duração e direção dos ventos, pela profundidade oceânica e pela distância e o tempo de deslocamento da onda após abandonar a área de geração (WRIGHT, 1985).

Para o registro obter registros de ondas, a partir de ferramentas ou visualmente, é necessário um método analítico para prover uma base descritiva do padrão ou clima de ondas, ao longo da costa. A análise estatística da altura da onda pode ser efetuada através da definição da altura máxima do registro de ondas ($H_{m\acute{a}x}$), ou da definição da altura média (H), ou da definição da raiz quadrada da altura da onda (H_{rms}). Em estudos sobre a dinâmica costeira emprega-se normalmente a altura significativa (H_s), a qual é definida como a média sobre 1/3 das ondas de maiores alturas em uma dada série (GOURLAY, 1992).

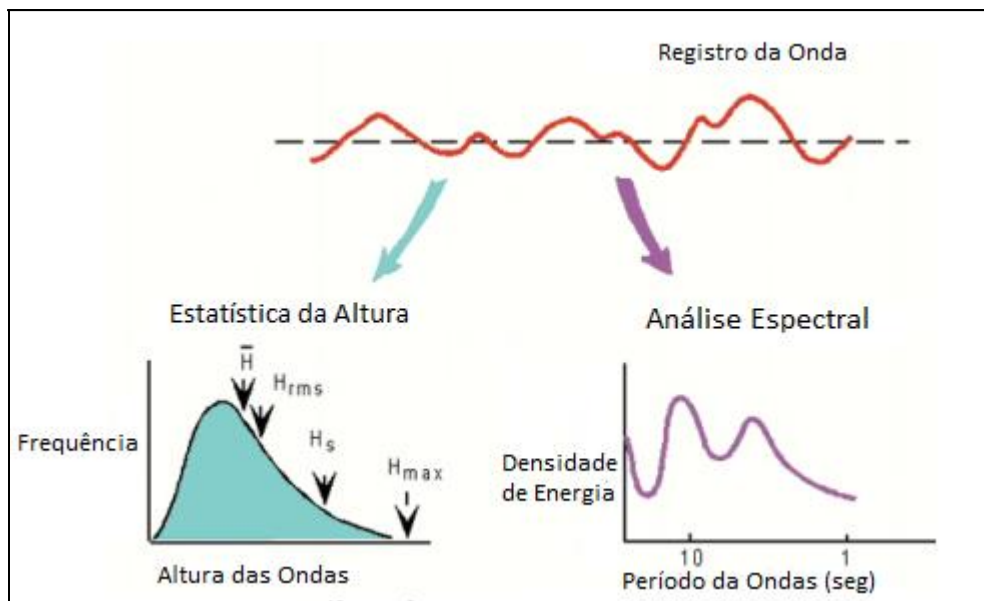
Existem muitas teorias para definir matematicamente a onda, entretanto nenhuma delas provê uma explanação completa. As três teorias mais utilizadas são:

- Teoria de Airy (1845) - aplicada para ondas de pequena amplitude e em águas profundas,
- Teoria de Stokes (1847) - aplicada para ondas em qualquer profundidade,
- Teoria da Onda Solitária - aplicada para ondas em águas rasas.

De acordo com Cavalcante et al. (2017) as hipóteses fundamentais utilizadas nas deduções para a descrição matemática das ondas de pequena amplitude são: (1) o fluido é

homogêneo, incompressível, com densidade constante, e sem viscosidade, (2) a tensão superficial e o efeito Coriolis são desprezíveis, (3) a pressão na superfície livre é uniforme e constante, (4) o fundo é plano, fixo e impermeável, (5) a forma da onda não varia ao longo do tempo e do espaço, (6) a altura da onda é pequena, em relação ao comprimento, (7) a onda é plana, ou seja, bidimensional.

Figura 3 - Estatísticas da altura ou uma abordagem da análise espectral de uma onda



Fonte: Cavalcante *et al.* (2017)

Utilizando princípios básicos de continuidade de massa e energia, a teoria de Airy nos oferece uma relação fundamental entre o comprimento e o período da onda:

$$L = ((g T^2)/(2 \pi))r \quad \text{Eq. 4}$$

Onde,

$$r = \tanh 2\pi d/L$$

\tanh = tangente hiperbólica

d = profundidade da água

Fica evidente que a duplicidade de L na equação acima reduz a possibilidade para calcular este valor. Entretanto, calculando alguns valores de r para várias combinações de

profundidade d'água e comprimento de onda, resolve a impossibilidade de calcular L, pois quando a razão d/L começa a ficar maior que 1/2, o valor de r torna-se igual a 1.0.

Portanto, esta expressão fica restrita para águas onde d/L começa a ficar maior que 1/2. Como o comprimento da onda raramente excede a 400m, isso indica que para águas profundas com mais de 100m nós podemos calcular o comprimento da onda a partir do seu período, com base na (equação 1): $C_0 = 1,56 T^2$, onde o sufixo ₀ indica que só é válido para águas profundas.

Em síntese, estas implicações tornam-se essenciais para estudos da zona costeira, pois grandes ondas movem-se rapidamente com pequena perda de energia, enquanto que ondas curtas movem-se mais lentamente e para um mesmo deslocamento perdem mais energia antes de alcançar a costa.

2.1.4 Dispersão das Ondas

Gourlay (1992) explica que a energia do vento impacta diretamente nas ondas quando ambas se propagam na mesma direção e enquanto o vento exceder em velocidade de propagação. O vento pode ter sua força reduzida ou mudar de direção ou a onda pode propagar-se fora da zona de geração de modo que para qualquer um destes ventos as ondas começam a decair.

Outro aspecto importante no exame da dispersão das ondas resulta da comparação entre o afastamento de uma onda e de um grupo de ondas, onde a velocidade de fase do grupo (C_g) de ondas é aproximadamente metade da velocidade de fase de uma onda simples, então:

$$C_g = C/2 \qquad \text{Eq. 5}$$

Dessa forma, um grupo de ondas se desenvolve de maneira mais lenta que uma onda individual e em termos de ocorrência e propagação das ondas a velocidade do grupo de ondas é mais significativa que a velocidade de uma onda individual.

Em função da redução do comprimento da onda e elevação de sua altura, a esbeltez da onda (H/L) tende a aumentar progressivamente até que a onda instabilize-se e quebre.

Em tese, ondas que excedem a esbeltez em 0,14 (1/7), começam a se instabilizar e rebentam. Na prática, ondas com esbeltez maior que 0,1 raramente são encontradas, enquanto que no outro exemplo, poucas apresentam esbeltez menor que 0,056 (1/18), (SOULSBY, 1987).

Em relação à energia da onda, percebe-se que esta manifesta-se, conforme Cavalcante et al. (2017), de duas formas: (1) como energia potencial, devido a deformação da onda acima do nível d'água, (2) energia cinética, devido ao movimento orbital da partícula d'água dentro da onda. A teoria de ondas de Airy prediz que estas duas formas de energia são iguais e o total é diretamente relacionado ao quadro da altura de onda:

$$E = 18\rho g H^2 \quad \text{Eq. 6}$$

Onde,

E = energia da onda por unidade de superfície (J/m^2),

ρ = densidade da água (kg/m^3).

Esta expressão equivale a energia por unidade de crista de onda.

2.1.5 Ondas em águas rasas

De acordo com Gourlay (1992), quando há redução da profundidade, as transformações ocorrem quando a relação d/L atinge valores críticos ou menores que $1/2$. Nestas condições o valor r na teoria de Airy (equação 3) deixa de ser uma constante ($r = 1$). Quando d/L começa a ficar menor que $1/20$, isto é, quando a profundidade da água é menor que $1/20$ do comprimento da onda, o valor r começa a ficar aproximadamente igual a $2\pi d/L$, ou seja, a tangente hiperbólica é desconsiderada, e deste modo:

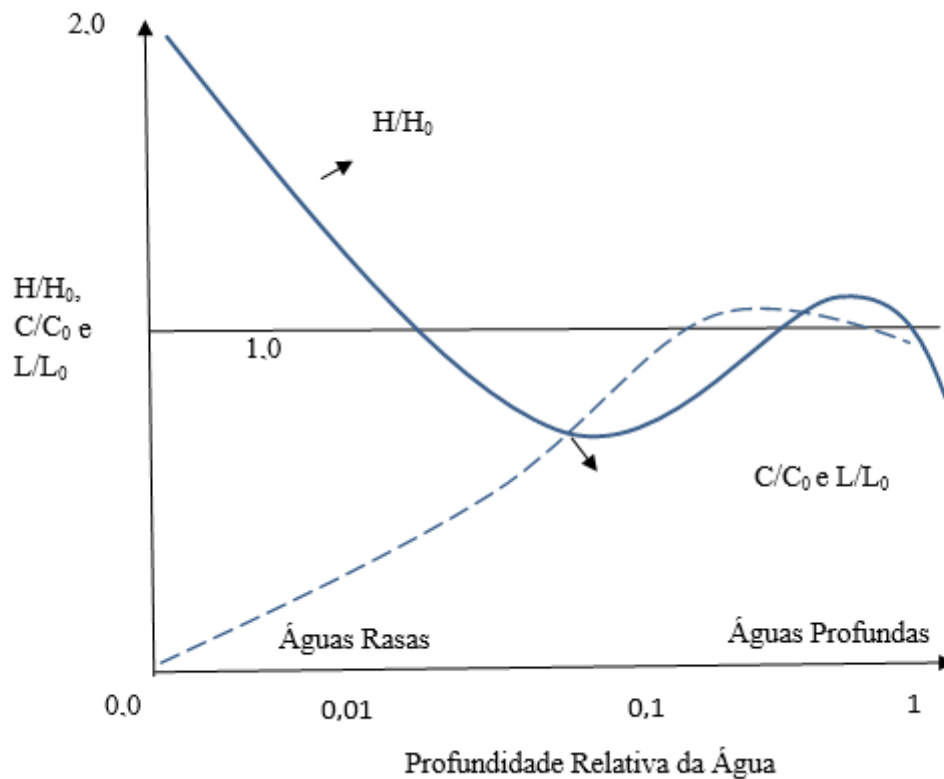
$$L = (g T^2 / 2 \pi) * (2 \pi d / L) \quad d/L < 1/20 \quad \text{Eq. 7}$$

$$L = T \sqrt{gd} \quad \text{Eq. 8}$$

Então a partir da equação 1, temos:

$$C = \sqrt{gd} \quad \text{Eq. 9}$$

Figura 4 - A análise de uma onda geralmente envolve uma consideração sobre as estatísticas da altura ou uma abordagem da análise espectral.



Fonte: Autor, modificado de Gourlay (1992)

As equações 8 e 9 são de extrema relevância para a previsão das transformações da onda em águas rasas. Estas apontam que o comprimento da onda bem como sua velocidade de fase decresce, com o decréscimo da profundidade. Também é possível notar que em águas rasas a velocidade de fase da onda é mais determinada pelo seu período.

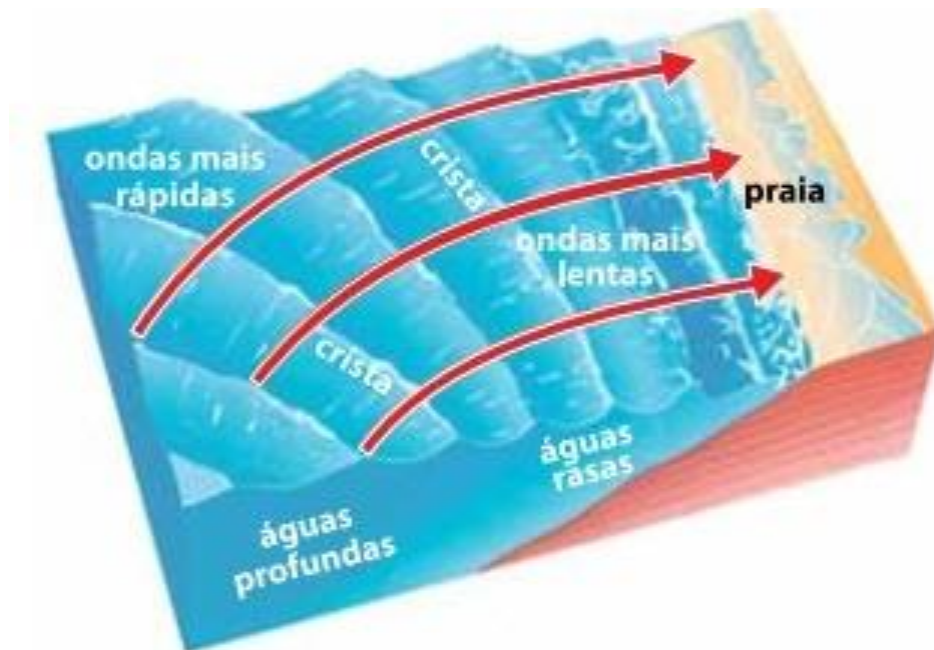
Dessa forma, a influência da redução da profundidade sobre a altura da onda não é tão simples como no caso das modificações da celeridade e comprimento da onda.

2.1.6 Refração

As transformações da onda em águas rasas também assumem grande importância quando do exame do fenômeno da refração (Cavalcante et al., 2017).

A onda detém, em certo momento, parte da crista em condições de águas rasas e outra parte em condições de águas profundas. De acordo com a equação 9, a velocidade da fase da onda está diretamente ligada à profundidade, dessa forma, a parte da onda que se encontra em condições de águas rasas terá um movimento mais lento que a outra parte da mesma onda ainda em condições de águas profundas e, portanto, avançando mais rapidamente.

Figura 5 – Refração da Onda



Fonte: Cavalcante et al., 2017

Parte da crista, em situação águas rasas e outra parte em águas profundas. Como a velocidade da fase da onda (equação 9) tem relação direta com a profundidade, isto indica que a parte da onda que se encontra em condições de águas rasas terá um movimento mais lento que a outra parte da mesma onda ainda em condições de águas profundas e, portanto, avançando mais rapidamente (Cavalcante et al., 2017).

Diante do exposto, fica claro que a refração da onda é o processo pelo qual a crista curva-se para tornar-se paralela aos contornos batimétricos. Como resultado deste processo as ondas atingem a linha de costa normalmente de forma oblíqua (figura 5).

O fenômeno da refração resulta em uma convergência (concentração de energia) ou divergência (dispersão de energia) dos raios das ondas (linhas traçadas em ângulo reto com a crista da onda). Sendo assim, quando ocorrer convergência, a altura da onda se elevará junto à costa e onde ocorre divergência, haverá redução da altura da onda.

Nesse sentido, refração pode ser tratada analiticamente através da lei de Snell, ou partir da geometria dos raios da onda.

$$C = \sqrt{gd} \quad \text{Eq. 10}$$

Onde,

KR = coeficiente de refração,

b₀ = distância entre ortogonais em águas profundas,

b = distância entre ortogonais em águas rasas.

α = ângulo da crista da onda com um contorno de fundo

α_0 = ângulo da crista da onda com próximo contorno de fundo

Em síntese, segundo Gourlay (1992), a importância do exame do fenômeno da refração deve-se pelos seguintes aspectos:

- a) Tem significativa influência na altura da onda e distribuição da energia ao longo da costa,
- b) A refração contribui para a alteração da topografia de fundo, por efeitos de erosão e deposição de sedimentos,
- c) A refração da onda resulta também de outros processos, como quando a onda intercepta uma corrente costeira.

2.2 MODELAGEM DE ONDAS EM ZONAS COSTEIRAS: O MODELO SWAN

A capacidade de descrever com precisão a geração e transformação das ondas desde o largo até à zona costeira é de importância capital para o entendimento dos processos existentes na costa.

Os modelos numéricos de geração e propagação das ondas são ferramentas alternativas para a inferência das características da agitação marítima em regiões costeiras. Sendo assim, utilizados para modelar a geração de ondas pelo vento e transformação das suas características (altura, direção e período) de um local na costa até a área de estudo.

Um dos modelos mais utilizados é o SWAN (Simulating Waves Nearshore), desenvolvido na Holanda, pela Universidade Técnica de Delft (TUDelft), que é um modelo numérico de terceira geração que permite o cálculo da evolução do espectro direcional desde a zona de geração até à zona costeira, obtendo-se os parâmetros da ondulação característicos dos locais de interesse (BOOIJ et al., 1999).

Booji et al. (1999) explica que o SWAN, baseado na equação de balanço espectral de variância, surge da necessidade de complementar os modelos de terceira geração desenvolvidos, essencialmente, para aplicações operacionais em águas profundas.

Conforme Komen et al. (1994) o modelo propaga, no domínio geográfico, o espectro direcional e, conseqüentemente, calcula a evolução das ondas geradas pelo vento em zonas costeiras. O modelo matemático incorpora não apenas os fenômenos de geração, dissipação e interação não linear entre quatro ondas característicos bem como os processos existentes em águas pouco profundas, como a dissipação devido ao atrito do fundo, interação não linear entre três ondas e rebentação induzida pela diminuição de profundidade.

Matos (2013, p. 22) detalha o seguinte:

A propagação de agitação é feita através de esquemas numéricos implícitos nos espaços espectral e geográfico e pode ser realizado em modo estacionário ou não estacionário. Para tanto, é necessário fornecer ao modelo uma malha batimétrica e uma computacional, que podem ser descritas em coordenadas cartesianas ou esféricas, juntamente condições de fronteira e outros parâmetros de cálculo. Complementarmente podem ser introduzidos outros tipos de dados para melhorar a modelagem, como as informações de ventos e correntes. Estes campos que poderão ser variáveis no espaço e/ou no tempo.

2.2.1 O Modelo Matemático

O espectro de variância caracteriza satisfatoriamente a superfície livre do mar, em termos estatísticos.

2.2.1.1 A Equação do Balanço Geral

A equação do balanço da energia espectral $E(f, 0; x, y, t)$ é formulada em coordenadas Eulerianas, a saber:

$$\frac{\partial E(f, 0; x, y, t)}{\partial t} + \frac{\partial c_{g,x}(f, 0; x, y, t)}{\partial x} + \frac{\partial c_{g,y}(f, 0; x, y, t)}{\partial y} + \frac{\partial c_o E(f, 0; x, y, t)}{\partial o} \quad \text{Eq. 11}$$

Booji (1999) fundamenta que ao considerar correntes marítimas deve-se levar em consideração a transferência de energia entre as ondas e as correntes e os efeitos associados a

este fenômeno, definindo-se a densidade de ação $N(x, t, \theta, 0)$, no espaço e no tempo t , grandeza que se conserva na presença de correntes, o que não acontece à energia, a saber:

Onde,

$$N(\theta, 0) = \frac{E(\theta, 0)}{e} \quad \text{Eq. 12}$$

Onde σ é a frequência relativa e θ a direção da onda.

Deste modo, a equação do balanço da ação de onda, definida para coordenadas cartesianas, é expressa por:

$$S(\theta, 0; x, y, t) / \theta \quad \text{Eq. 13}$$

O lado esquerda da expressão refere-se à parte cinemática da equação. A primeira representa a taxa de variação local da densidade de ação de onda no tempo, a segunda e terceira representam a propagação da ação no espaço geográfico (com velocidades de propagação $c_{g,x}$ e $c_{g,y}$). Já a quarta parte diz respeito à refração induzida pelas correntes e variação de profundidade, enquanto a quinta faz referência à alteração da frequência relativa devido a variações na profundidade e nas correntes, sendo nulo na ausência de correntes. As quantidades $c\theta$ e $c\sigma$ representam as velocidades de propagação no espaço espectral (Komen et al., 1994 *apud* Matos, 2013).

O termo $S(\sigma, \theta)$ no lado direito da equação engloba todas as fontes e sumidouros associados aos fenômenos físicos que geram, dissipam ou redistribuem a energia da onda.

2.2.2 Os Termos de Propagação

Durante o processo de propagação da onda, desde a zona de geração até ao local onde arrebenta, normalmente em zonas costeiras, a variação da profundidade e outros fatores ambientais impactam, de maneira intensa, vários aspectos caracterizam a agitação marítima pela diminuição do comprimento de onda e da velocidade de propagação em águas rasas, como pode ser verificado pela relação de dispersão:

$$\sigma^2 = gk \tanh(kh) \quad \text{Eq. 14}$$

Ao longo da propagação, a onda está sujeita a alguns fenômenos, tais como: empolamento, refração, interação ondas/correntes e rebentação. Para o cálculo da refração, recorre-se à aproximação Euleriana que discretiza o espaço geográfico em várias células. Esta aproximação requer o valor da velocidade de mudança de direção da onda (Gourlay, 1992).

Levando-se consideração a presença de correntes no meio marítimo, são adotadas as seguintes expressões no modelo SWAN (Equações 15 a 17) para as velocidades de propagação da energia da onda $C_g + u$, $c \theta$ e $c \sigma$ no espaço x, y , com espaço definido por θ e espaço da frequência relativa, σ :

$$\frac{dx}{dt} = c_g + u = \frac{1}{2} \left[1 + \frac{2kh}{\text{Sen}(2kh)} \right] \frac{\sigma k}{k^2} + u \quad \text{Eq. 15}$$

$$\frac{d\theta}{dt} = c\theta = \frac{1}{k} \left[1 + \frac{d\sigma}{dh} + k \frac{du}{dm} \right] \quad \text{Eq. 16}$$

$$\frac{d\sigma}{dt} = c\sigma = \frac{d\sigma}{dh} \left(\frac{dh}{dt} + uvh \right) - c_g k \frac{du}{ds} \quad \text{Eq. 17}$$

Onde s é o deslocamento na direção de propagação, h a profundidade e m o deslocamento na perpendicular.

2.2.3 Forçamento Pelos Campos de Ventos

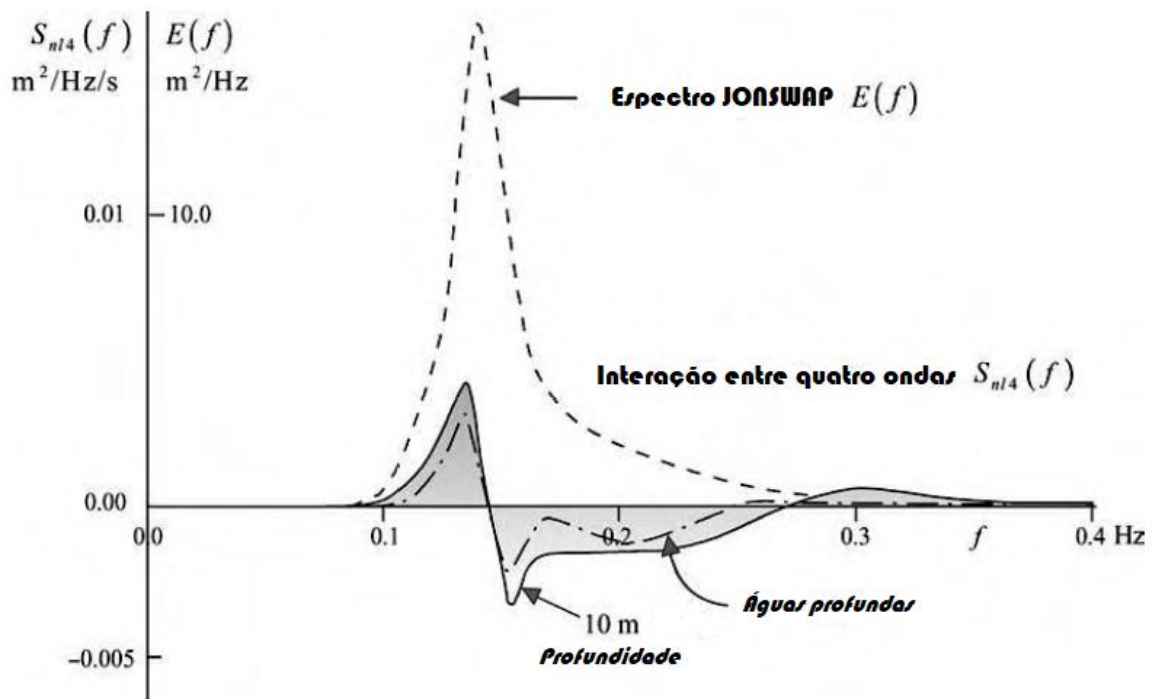
O modelo SWAN converte os valores de entrada do campo de ventos medidos a 10 m de elevação U_{10} na velocidade de atrito, através da seguinte expressão:

$$U^2 = C_D U_{10}^2 \quad \text{Eq. 18}$$

A expressão do coeficiente de arrastamento C_D é inserida no SWAN da seguinte maneira (HOLTHUIJSEN, 2007):

$$C_D = \begin{cases} 1,2875 \cdot 10^{-3} & \text{para } U < 7,5 \text{ m/s} \\ (0,8 + 0,065U^{10}) \cdot 10^{-3} & \text{para } U \geq 7,5 \text{ m/s} \end{cases} \quad \text{Eq. 19}$$

Figura 6 – Representação do efeito das interações ressonantes não lineares a quatro ondas em águas profundas



Fonte: HOLTHUIJSEN (2007)

Vale a pena destacar que as interações ressonantes não lineares a quatro ondas em águas profundas, uma vez que estas determinam a evolução do espectro observando-se a transposição de energia do pico do espectro para frequências mais baixas e parcialmente para frequências mais elevadas, cujo fenômeno tem relevância na redistribuição de energia do espectro (RIS, 1997).

Em locais mais rasos, as interações não lineares quase ressonantes a três ondas transferem energia das frequências mais baixas para as mais altas, tendo como resultado super harmônicas (SWAN Team, 2008).

2.3 O Modelo Numérico

2.3.1 Considerações Gerais

HOLTHUIJSEN (2007) detalha que, em se tratando de um modelo de terceira geração que calcula as interações quádruplas não lineares onda-onda, no SWAN o espectro desenvolve-se livremente sem qualquer imposição de forma a priori, propagando o espectro a partir das condições de fronteira, vento, batimetria e correntes, baseado na equação de balanço espectral (BOOIJ et al., 1999) com exatidão condicionada pelas aproximações numéricas dos fenômenos físicos.

A decisão em relação aos esquemas numéricos para a propagação das ondas através do espaço geográfico é de absoluta relevância, tendo que satisfazer critérios de estabilidade, consistência e convergência dentro de um tempo de cálculo que seja viável (SMITH, 1978).

O espaço temporal utilizado, para aplicações em águas rasas, deveria ser muito pequeno, tornando os cálculos economicamente inviáveis. Esta assertiva é derivada do critério de Courant-Fredrichs-Levy (CFL), o qual explica que a energia da onda, em um intervalo de tempo, não se pode propagar nas direções x e y através de mais do que uma célula geográfica Δx e Δy , ou, limitado as velocidades de propagação no espaço numérico a seguir:

$$\Delta t \leq \frac{\Delta x}{c_{g,x}} ; \Delta t \leq \frac{\Delta y}{c_{g,y}} \quad \text{Eq. 20}$$

No modelo SWAN a equação do balanço de ação (Equação 11) é integrada através de esquemas numéricos implícitos, pelo método de diferenças finitas, no tempo, espaço geográfico e espaço espectral, a despeito dos modelos baseados em esquemas explícitos e de diferenças finitas em águas profundas.

Segundo Matos (2013, p. 31).

(...) o tempo é dividido em um intervalo Δt constante para integrar simultaneamente os termos relativos à propagação das ondas e os termos fonte $S(\sigma, \theta)$. O espaço geográfico é descrito por uma malha retangular definida por células Δx e Δy constantes nas direções x e y respectivamente. O espaço espectral é discretizado através de uma resolução constante direcional $\Delta \theta$ e de frequência relativa $\Delta \sigma / \sigma$.

O SWAN adota o valor de m mediante a formulação escolhida para o termo associado ao forçamento por vento.

2.3.2 Propagação no Espaço Geográfico e Espectral

O modelo numérico empregado pelo SWAN é implícito e resolve pelo método de diferenças finitas as derivadas parciais relacionadas ao processo de propagação no espaço de frequência e direção.

HOLTHUIJSEN et al. (1989) verificaram, empiricamente, através do modelo de segunda geração HISWA que para zonas costeiras, modelos baseados na equação de balanço espectral podem ser associados, para a propagação no espaço geográfico, a esquemas numéricos implícitos de primeira ordem de diferenças regressivas, denominados “upwind schemes” (HOLTHUIJSEN, 2007).

O modelo SWAN apresenta três alternativas na escolha do esquema numérico implícito a usar para o processo de propagação das ondas no espaço geográfico e espectral, escolhidas mediante critérios de tempo de processamento e precisão mínima dos resultados, a saber:

- O esquema de primeira ordem de diferenças retardadas Backward Space, Backward Time (BSBT), aplicado para condições estacionárias ou não estacionárias – em casos de fronteiras abertas, obstáculos ou costas, é sempre utilizado;
- O esquema de segunda ordem S&L (STELLING e LEENDERTSE, 1992) usado para condições não estacionárias;
- O esquema de segunda ordem Second ORDer, UPwind (SORDUP) (ROGERS et al., 2003), utilizado para condições estacionárias.

Segundo Matos (2010), os esquemas S&L e SORDUP oferecem bases de cálculos mais precisas, uma vez que substituem os termos que representam a propagação no espaço geográfico por outras expressões dentro das integrações.

Os arquivos de entrada com dados de batimetria e parâmetros de configuração do modelo devem ser inseridos para iniciar o cálculo com o modelo SWAN. Estes parâmetros estão relacionados com as condições de fronteira, a definição do domínio geográfico, espectral e temporal (caso se introduza o modo não estacionário), os fenômenos físicos a considerar nos cálculos e o tipo de saída de dados. De forma a integrar numericamente a equação do balanço de ação, o usuário deve fornecer também as condições de fronteira no espaço geográfico e espectral da malha.

3. METODOLOGIA

De acordo com Miguel (2010), a importância metodológica de um trabalho pode ser justificada pela necessidade de embasamento científico adequado, pela busca da melhor abordagem para endereçar as questões da pesquisa.

3.1 Área de Estudo

A Bacia Alagoas ocupa uma faixa costeira alongada de cerca de 220 km de extensão, e com 40 km de largura média, tendo como limite norte, com a Bacia Pernambuco-Paraíba, o alto de Maragogi, e ao sul o Alto de Japoatã-Penedo com a Bacia Sergipe (Figura 7).

Figura 7 – Estado de Alagoas.



Fonte: Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/INPE, 2019.

De acordo com Marques (1987), as ondas, na maior parte do ano, no estado de Alagoas, são do quadrante SE, no entanto, entre dezembro e fevereiro se propagam na direção E/SE com altura média de 1,0 m. De junho a agosto (inverno), a altura média varia entre 0,65 e 1,15 m. Durante o verão, a convergência das ortogonais de ondas de 5 a 6,5 s sofrem influência do canyon de Maceió, direcionando o transporte de sedimentos de NE

para SW, e as ortogonais de onda de 8 a 10,5 segundos, de menor ocorrência que as anteriores, mostram uma relação de divergência com o canyon de Maceió.

Oliveira & Kjerfve (1993) citam os estudos de registro de ondas realizados pelo Danish Hydraulic Institut (1972-73), numa área defronte a Salgema, na cidade de Maceió, onde se conclui que as ondas mais frequentes são as que chegam normais à praia, com período de 5 a 9 segundos, e menos de 1 metro de altura. Nos meses de janeiro a abril as ondas são características de tempo bom, podendo apresentar condições de tempestade nos meses de junho a outubro, alcançando alturas de 2,0 m e período acima de 9 segundos. Araújo & Lima (2000), estudando as praias do município de Paripueira registraram, através de observações visuais, altura significativa das ondas na zona de arrebentação variando de 0,30 a 0,52 m, com período de 6 segundos.

3.2 Configuração do Modelo

A Versão 41.20AB de SWAN foi aplicada neste estudo. O SWAN é um modelo de terceira geração, fase média, com base na equação de equilíbrio de ação espectral. Este é capaz de representar o crescimento da onda pelo vento, ondas e dissipação de ondas marítimas, atrito inferior, refração, interações não-lineares entre três e quatro ondas e quebra (SWAN et al., 2018).

A equação de SWAN, em coordenadas cartesianas, é:

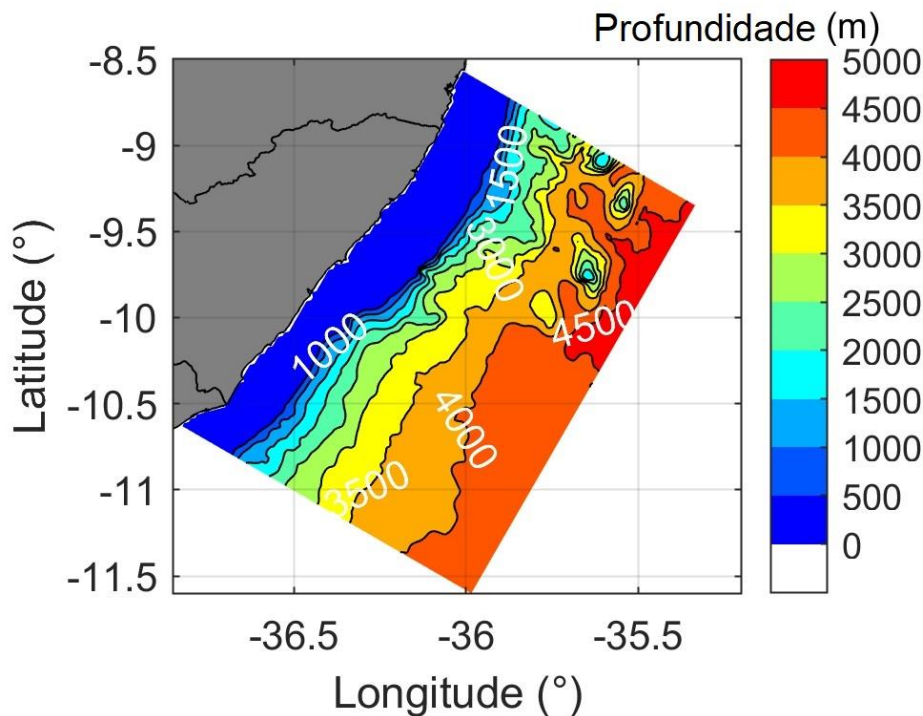
$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial c_x N}{\partial x} + \frac{\partial c_y N}{\partial y} + \frac{\partial c_\sigma N}{\partial \sigma} + \frac{\partial c_\theta N}{\partial \theta} = \frac{S_{tot}}{\sigma} \quad \text{Eq. 21}$$

Onde σ é a frequência em radianos (como observado em um frame de movimento de referência com a velocidade da corrente), N é a densidade de ação das ondas, igual à densidade de energia dividida pela frequência relativa ($N = E / \sigma$), θ é direção de propagação da onda, c é a velocidade de propagação da onda de ação no espaço (x, y, σ, θ) e S_{tot} é o termo de origem não-conservativa / dissipador, expressos como a densidade de energia das ondas que representa todos os processos físicos que geram ou dissipam a energia de redistribuição da onda. O SWAN utiliza um esquema implícito de fluxo ascendente para propagar a densidade de ação das ondas, o qual tem a grande vantagem de que o espaço de

tempo de propagação não é limitado por qualquer condição numérica, desde que o regime seja incondicionalmente estável nos espaços geográficos e espectrais (SWAN Team, 2008).

O modelo de SWAN foi implementado para a área geográfica entre 37 °W e 35.7 °W, e 8.6 °S a 11.6 °S. O modelo tem uma resolução de grade de 0,05 ° em ambas as direções correspondentes a 191 por 141 pontos de quadriculado. Somente ilhas maiores do que 0,05 ° foram incluídos como células secas. A informação batimétrica foi obtida a partir do Plano Geral batimétrico dos Oceanos, GEBCO (O GEBCO_2014 Grade, <http://www.gebco.net>) e litorais do Global.

Figura 8 – Batimetria das áreas junto à costa de Alagoas e oceano aberto utilizado no modelo SWAN.



Fonte: Autor

O modelo foi ajustado com 1 hora de intervalo para o Sistema de Reanálise de Previsão de Clima (CFRS) com campos de vento dos Centros Nacionais de Previsão Ambiental (NCEP) e reanálise do conjunto de dados (Saha et al., 2010), disponível a partir de janeiro de 1979 a dezembro de 2009, com uma resolução espacial de ~ 0,3 ° em ambas as direções. Este conjunto de dados foi usado em vários estudos de climatologia das ondas: Stopa (2018), Campos et al. (2018), Perez et al. (2017).

O modelo foi implementado com instruções 36 (10 ° bins) e 31 frequências espaçadas logaritmicamente a partir de 0,05 Hz a 1 Hz em intervalos de $Af/f = 0,1$. Também foi executado no modo não-estacionário e o espaço de tempo de propagação foi ajustado para 15

min. A formulação de Komen et al. (1994), foi adotada para a geração de ondas. Todos os parâmetros restantes do modelo foram mantidos como padrão. Foi operado ao nível do mar e os resultados foram obtidos a cada 1h.

3.3 Validação do Modelo

3.3.1 Altimetria por Satélite

Os dados de altimetria por satélite usados neste estudo foram obtidos a partir do Australian Oceano Rede de Dados (AODN) Portal (Ribal and Young, 2018). O conjunto é consistente, de qualidade controlada, e foram coletados, para um período de 30 anos (1979 e 2009) a partir de 13 satélites: GEOSAT, ERS-1, TOPEX, ERS-2, GEOSAT seguimento (FOC), Jason -1, ENVISAT, Jason-2, CryoSat-2, HY-2A, Saral, Jason-3 e SENTINEL-3A. Somente satélites que possuem dados simultâneos para a reanálise do vento (1979-2009) e dados com controle de qualidade igual a 1 (correspondente a “boa qualidade”) foram utilizados neste estudo.

3.3.2 Desempenho do Modelo

De acordo com o nosso conhecimento, dados *in situ* de ondas na região de estudo é praticamente inexistente, e portanto, o uso de dados por satélite tornar-se indispensável para avaliação do modelo SWAN. Para os pontos de dados do altímetro, uma vez que estes variam no espaço e no tempo, foi implementada uma rotina para extrair o ponto mais próximo no espaço e no tempo a partir da grade de saída do modelo. Estatísticas de desempenho do modelo foram calculadas para a altura significativa da onda (H_{m0}) e período de pico da onda (T_p). As estatísticas incluem: Bias, Desvio Padrão, RMSE (Root mean square), coeficiente de dispersão (SI) e coeficiente de correlação (r). As estatísticas podem ser definidas pelas fórmulas:

$$\text{Bias} = \bar{y} - \bar{x} \quad \text{Eq. 22}$$

$$SI = \frac{RMSE}{\bar{x}} \quad \text{Eq. 23}$$

$$r = \frac{\sum_i ((x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}))}{\sqrt{\sum_i (x_i - \bar{x})^2 \sum_i (y_i - \bar{y})^2}} \quad \text{Eq. 24}$$

Em que x e y representam os valores medidos e modelados, respectivamente.

Os dados foram filtrados utilizando média móvel e comparando com os resultados do modelo (Tabela 2). De forma geral, o modelo apresentou um desempenho bastante satisfatório com coeficiente de correlação (R) acima de 0,8 em quatro dos seis satélites analisados (Tabela 2).

Tabela 2 – Validação do modelo SWAN com dados de satélites para o período de estudo.

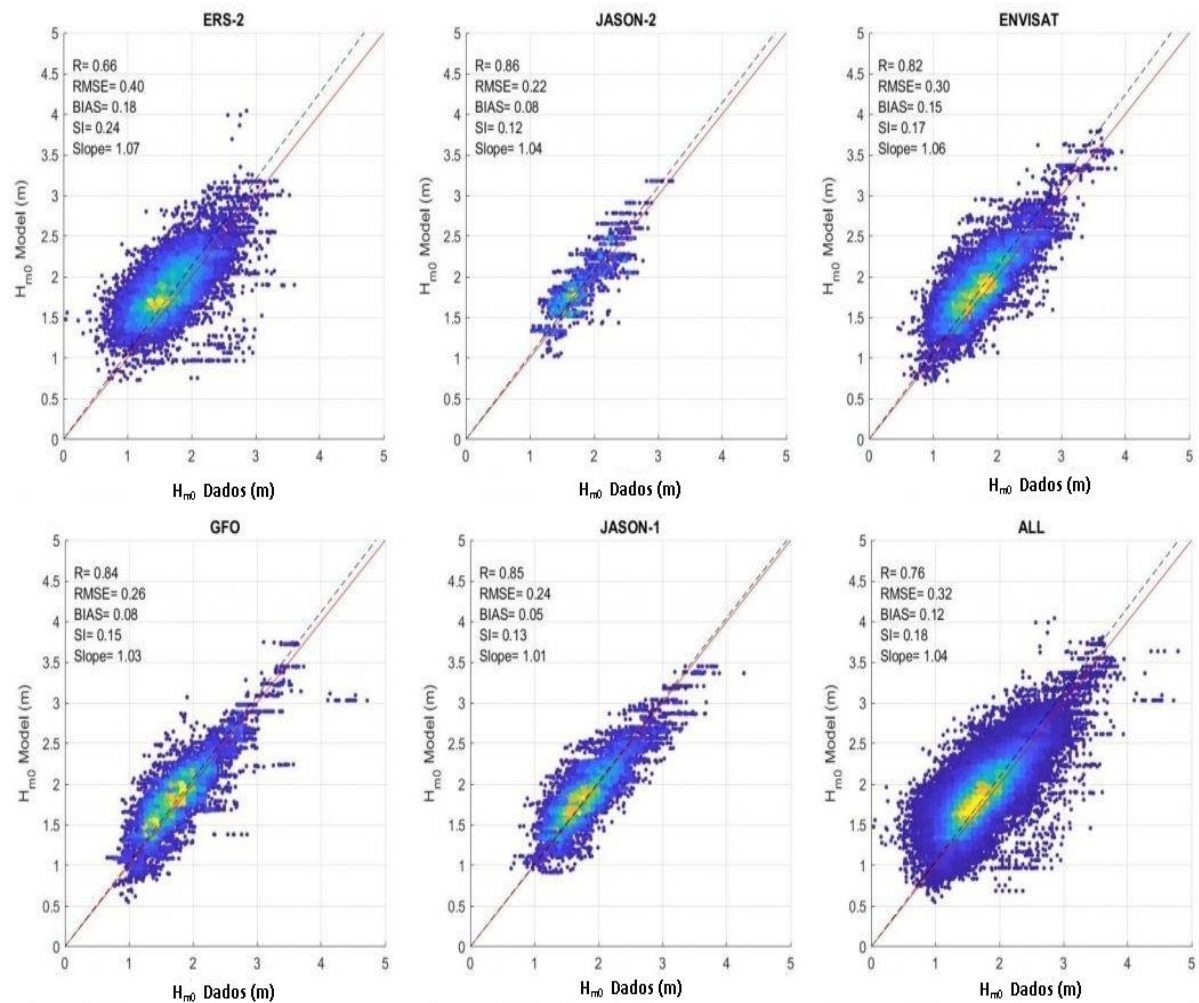
SATÉLITE	R	RMSE	BIAS	SI	SLOPE
ERS-2	0,66	0,4	0,18	0,24	1,07
GFO	0,84	0,26	0,08	0,15	1,03
JASON-1	0,85	0,24	0,05	0,13	1,01
ENVISAT	0,82	0,3	0,15	0,17	1,06
JASON-2	0,86	0,22	0,08	0,12	1,04
TODOS	0,76	0,32	0,12	0,18	1,04

Fonte: Autor.

As alturas das ondas do modelo são comparadas com os dados de altimetria dos satélites mencionados na Tabela acima. Para os dados coletados dos satélites foram utilizadas algumas condições como controle de qualidade e excluídos aqueles valores dentro dos critérios mencionados, tais como: distância da costa mais perto do que 10 km, profundidade de água inferior a 20 m e o desvio padrão maior que 1m em relação à altura das ondas. Os resultados mostram que o ajuste é razoável com um pequeno bias (< 2 centímetros para todos os satélites). O coeficiente de correlação e o coeficiente de dispersão (< 0,2 para a maioria dos satélites) são razoavelmente bons. Espera-se que o erro das estatísticas para os diferentes conjuntos de dados (modelo vs satélite) sejam diferentes devido à natureza dos dados.

A comparação das séries temporais, representadas na Figura 9, mostram concordância significativa entre o modelo e os dados de altura e pico da onda. O coeficiente de correlação para os satélites JASON 1 e 2 é de 0,85 e 0,86 H_{m0} foram os que apresentaram melhores resultados. Para o satélite ERS-2 obteve-se o menor coeficiente com $R = 0,66$. Assumindo todos os satélites, o coeficiente de correlação foi de $R = 0,76$, o que pode ser considerado um bom desempenho do modelo contra as medidas de satélite. Os resultados da análise estatística para H_{m0} demonstraram o bom desempenho do modelo. Os resultados para T_p são razoáveis considerando que este parâmetro tem uma maior variabilidade.

Figura 9 – Densidade significativa da altura média das ondas – Satélite vs Modelo



Fonte: Autor

3.4 Clima e Análise de Tendências

Os resultados do modelo, para o período em estudo, foram analisados para fornecer uma descrição do clima de ondas global, sazonal e tendências no litoral de Alagoas. Os cálculos foram realizados em cada ponto da grade do modelo, a fim de apresentar a variabilidade espacial das condições de onda. As condições médias foram obtidas através da média dos parâmetros de onda para o período de 30 anos.

Os percentis 90 e 99 também foram calculados em cada ponto de grade do modelo considerando o período de simulação. Valores sazonais são calculados utilizando períodos de três meses e foram divididos em Dezembro/Janeiro/Fevereiro (DJF), Março/Abril/Maio

(MAM), Junho/Julho/Agosto (JJA) e Setembro/Outubro/Novembro (SON), correspondendo ao verão do hemisfério sul, outono, inverno e primavera, respectivamente.

O desvio padrão, o coeficiente de correlação e o índice de dispersão são razoavelmente bons, considerando que os dados do altímetro não são calibrados para o estado de Alagoas, devido à disponibilidade limitada de medições de campo e número relativamente pequeno de observações do altímetro.

A tendência linear com base no método dos mínimos quadrados foi aplicada a cada ponto modelo para estimar as tendências históricas da altura da onda. O significado da evolução foi analisado com o teste de Mann-Kendall (MK) (Mann, 1945; Kendall, 1975). Este teste não-paramétrico de aleatoriedade para a tendência foi anteriormente usado em outros estudos de climatologia de ondas, tais como Young (2011) e Aydogan e Ayat (2018).

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

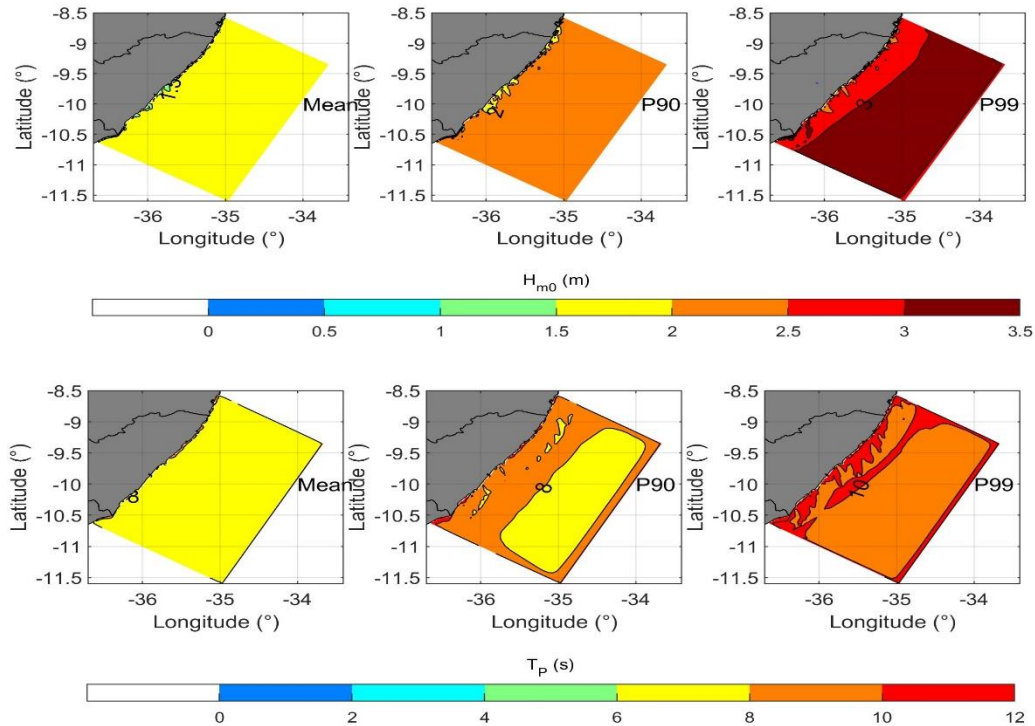
4.1 Climatologia das Ondas

A combinação orientação costeira e direção das ondas gera variações significativas no clima das ondas em determinadas áreas. Portanto, é altamente desejável uma caracterização espacial do clima de ondas multivariadas, definida por dados offshore em um local específico (Camus et al., 2011).

A caracterização das ondas com base em técnicas de mapas auto-organizados (Camus et al., 2011) permitiu a identificação das combinações mais frequentes de alturas significativas de ondas, períodos de pico e direções médias, juntamente com os estados mais energéticos em áreas representativas.

A Figura 10 mostra os percentis médios, 90° (P90) e 99° (P99) de H_{m0} e TP no estado de Alagoas, para o período 1979-2009. Os resultados mostram que a altura média mais significativa das ondas ($H_{m0} > 1.5\text{m}$) está localizada no litoral da cidade de Maceió (entre -9,5 e 10 °S). As maiores ondas P90 ($H_{m0} > 2\text{m}$) ficam localizadas na região do litoral sul (entre 9,0 e 10 °S). A região com P99, com H_{m0} acima de 3m, está concentrado nas áreas longe da costa cobrindo todo o litoral do estado (entre 8,5 e 10,5 °S), o que está de acordo com os ventos predominantes e mais fortes do sul (Figura 10).

Figura 11 – Altura significativa e período da onda (m): média (esquerda), percentil 90 (meio) e percentil 99 (direita)



Fonte: Autor

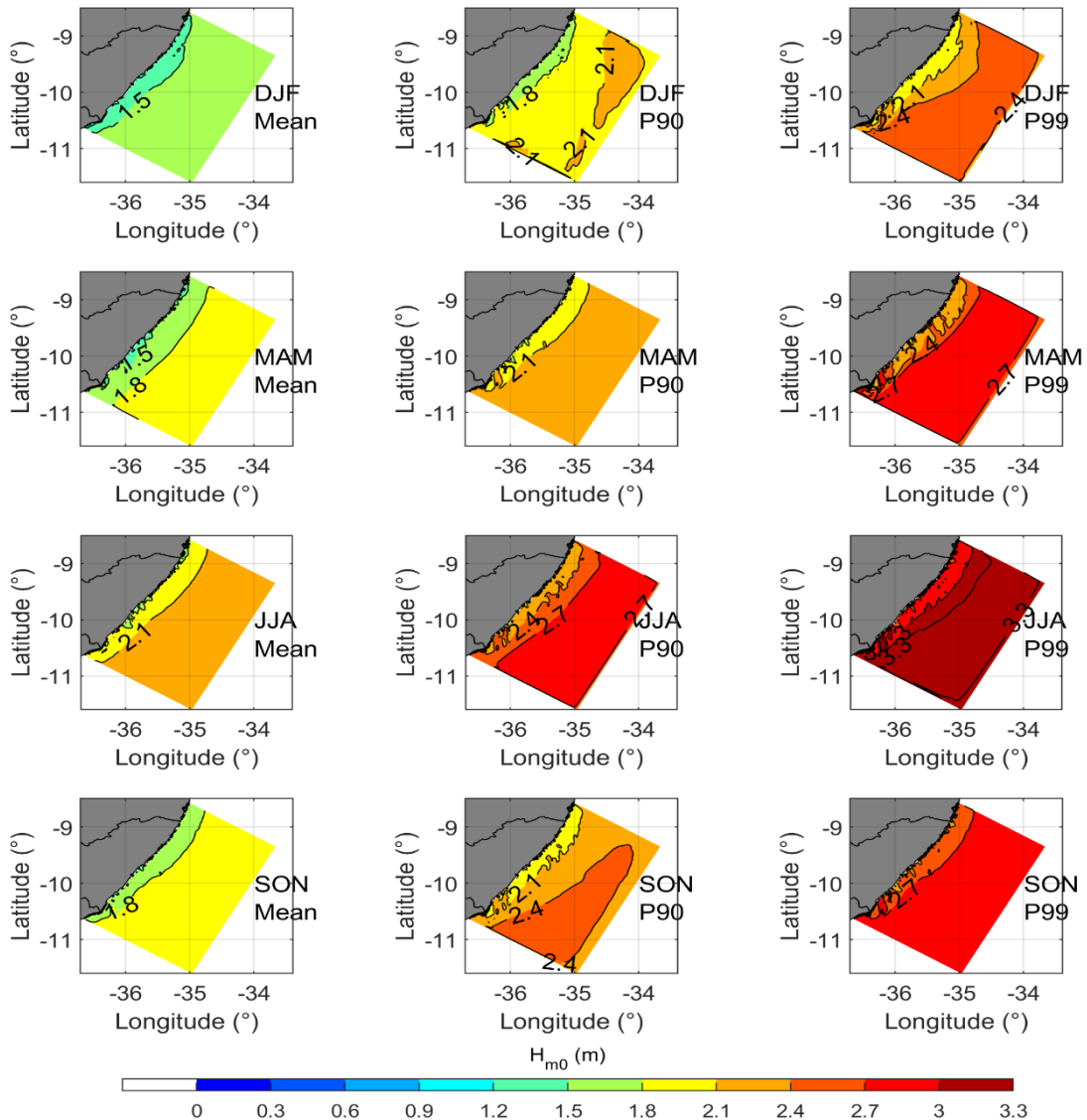
Mapas sazonais, para o estado de Alagoas, estão disponíveis com a média, P90 e P99, para o verão (Dezembro, janeiro e fevereiro), outono (março, abril e maio), inverno (junho, julho e agosto) e primavera (setembro, outubro e Novembro) levando-se em consideração a altura (H_{m0}) e o período (T_P) das ondas (Figura 11). O clima sazonal das ondas é apresentado nas figuras 9 e 10 para H_{m0} e T_P , respectivamente. Os resultados mostram que o clima das ondas é mais enérgico durante os meses de inverno (JJA) ($H_{m0} > 2.1$ m e $T_P > 8$ s para a média, $H_{m0} > 2,7$ m e $T_P > 10$ s para P90 e $H_{m0} > 3,3$ m e $T_P > 12$ s para P99), seguidos pelos meses de primavera (SON) e outono (MAM). A estação mais calma é o verão (DJF) ($H_{m0} > 1,5$ m e $T_P > 8$ s para a média, $H_{m0} > 2,1$ m e $T_P > 19$ s para P90 e $H_{m0} > 2,4$ m e $T_P > 12$ s para P99).

Kench *et al.* (2006) destaca que mudanças bruscas das características das ondas e a consequente redução de sua energia, as formações de arrecifes naturais, como os arrecifes de corais e arrecifes de arenito, agem como barreiras submersas contra as ondas, assim, protegendo contra a erosão costeira.

Por outro lado, em áreas sem arrecifes, são profundamente afetadas pela alteração no padrão climático das ondas, ou seja, percebe-se que este (padrão) influencia diretamente no

processo de erosão costeira, através do transporte de sedimentos, impactando na degradação dos ambientes ocupados, e possível reflexo sobre aspectos sociais, econômicos e culturais.

Figura 12 – Sazonalidade da altura significativa da onda (m): média (esquerda), percentil 90 (meio) e percentil 99 (direita)

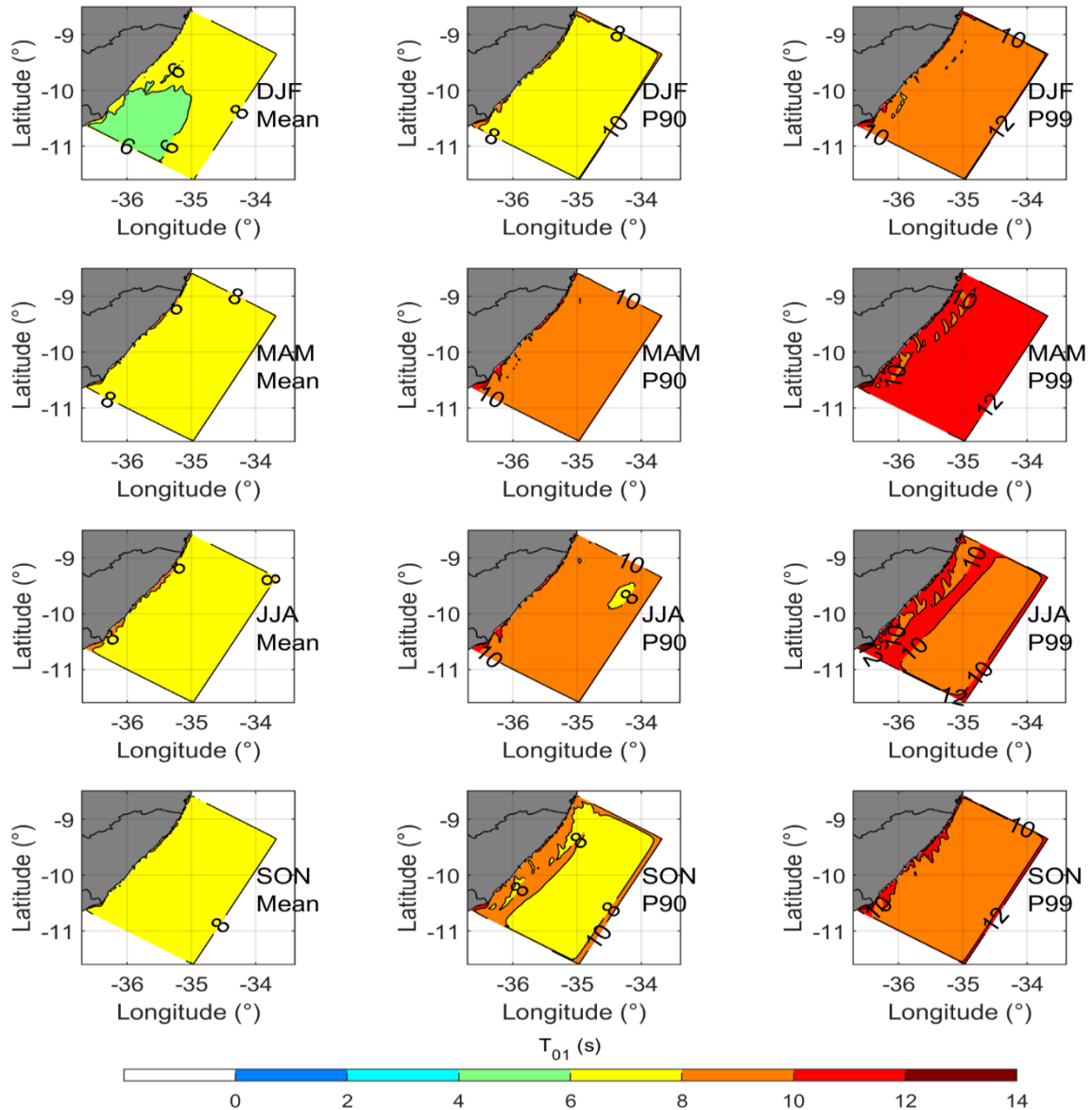


Fonte: Autor

Os resultados também mostram que a área mais energética fica nas regiões mais distantes da costa (entre $-9,5$ e 11 °S) durante o inverno (JJA) e primavera (SON) estações do ano (Figuras 11 e 12). Essa área muda levemente para o sul, durante o inverno (JJA) e outono (SON). Isto é provavelmente devido ao fato de que o inverno é mais forte na região norte, enquanto, durante o verão, as velocidades mais altas do vento são deslocadas para a área central do litoral.

Os resultados supracitados coincidem com o período que Gan & Rao (1991) encontraram ao estudarem a frequência de ciclogêneses sobre a América do Sul, no qual a estação do inverno, principalmente o mês de maio, apresenta uma maior frequência de ciclogênese, enquanto que a menor frequência foi encontrada no mês de dezembro.

Figura 13 – Sazonalidade do pico da onda (s): média (esquerda), percentil 90 (meio) e percentil 99 (direita).



Fonte: Autor

Vale ressaltar que litoral alagoano possui regiões densamente povoadas (na capital e em cidades turísticas) com atividades econômicas intensas, como turismo, navegação, pesca e

recreação. Devido à maior importância dessas áreas para os aspectos ambientais, econômicos e sociais do país, o conhecimento e a análise dos mecanismos que atuam nessas regiões são cruciais para o correto manejo e mitigação dos possíveis impactos causados por sua ocupação (Neves et al., 2012).

O transporte de sedimentos de longa distância é um fator condicionante para a ocorrência de mudanças morfológicas nos ambientes costeiros. Portanto, entender o clima local das ondas e o transporte de sedimentos na costa é crucial para o desenvolvimento de projetos, planos de manejo costeiro e análises de risco de erosão. Nesse sentido, percebe-se que, durante o inverno, o processo de erosão se intensifica, o que requer acompanhamento constante.

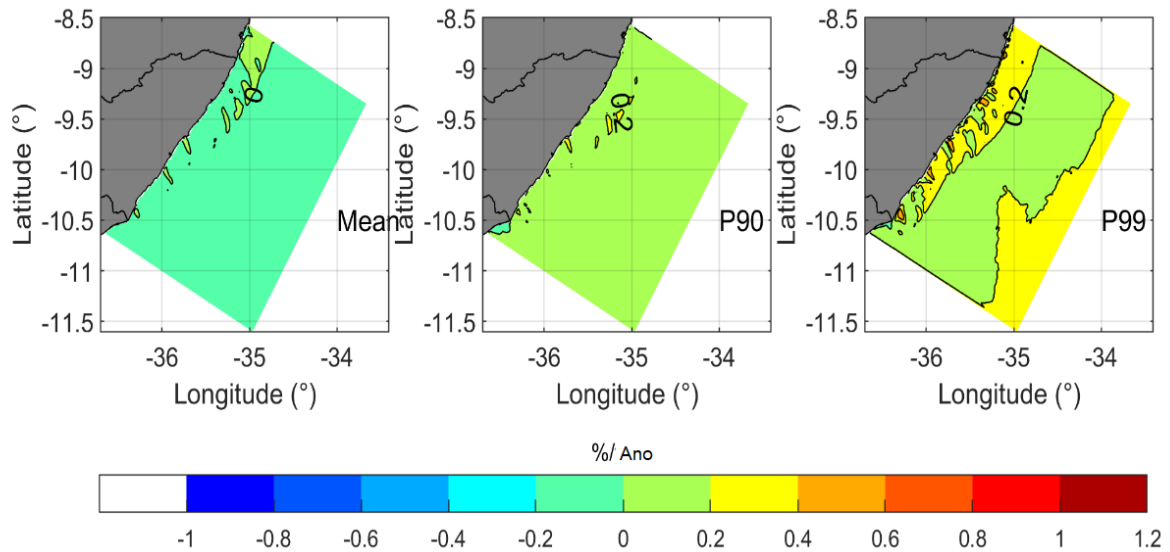
Em síntese, as ondas são mais intensas no inverno e primavera, quando levado em consideração a altura significativa das ondas, pois os períodos são iguais em todas as estações.

4.2 Tendência da Climatologia das Ondas

Angelocci e Sentelhas (2010) explicam que a variação espacial e a flutuação temporal são características inerentes ao tempo e ao clima. A flutuação temporal é uma característica que deve ser abordada com maior riqueza de detalhes, uma vez que sua compreensão, nas mais diferentes escalas cronológicas, permite ter *insights* de como era o clima de determinada região no passado, e como o é no presente, além de permitir, a partir de modelos, simular situações de clima no futuro. Para um melhor entendimento do estudo das flutuações climáticas, é necessário entender os conceitos de variabilidade, tendência, anomalia e mudança climática. Ao se referir ao clima, deve-se lembrar que está se trabalhando com escalas de tempo de no mínimo 30 anos, podendo estas serem prolongadas à escalas tão grandes, como a de eras geológicas.

As tendências significativas da altura das ondas durante a simulação de 30 anos estão exibidas na Figura 13. Os resultados mostram que há uma leve tendência de 0% ao ano, na altura média, no estado de Alagoas.

Figura 14– Tendência da altura significativa da onda (percentual por ano): média (esquerda), percentil 90 (meio) e percentil 99 (direita)



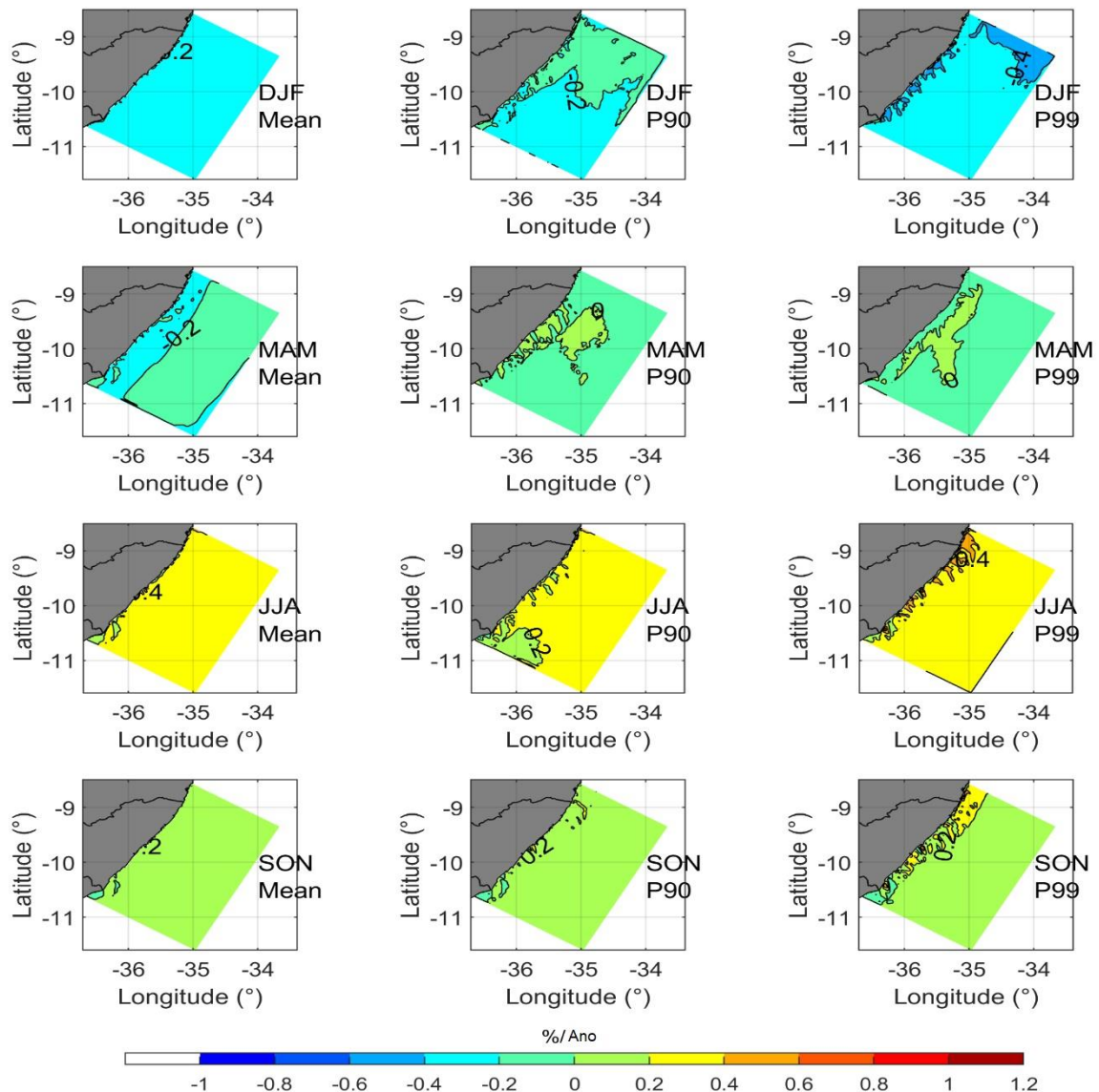
Fonte: Autor

Neves e Muehe (1995) identificaram, ao estudar o litoral de Pernambuco, que há também uma tendência geral de retrogradação do litoral nesta, causada principalmente pela elevação do nível do mar, bem como o aumento do número de eventos de tempestade significativa registradas (NEVES; MUEHE, 1995).

As tendências sazonais do clima das ondas podem ser vistas na figura 14. Para o verão, inverno e primavera há uma tendência positiva na altura da onda (H_{mo}), na média e nos percentis 90 e 99. No outono (MAM), há é uma tendência negativa para a média, não apresentando tendência (nula) nos percentis 90 e 99.

Diferentemente do regime médio e das climatologias, as tendências de aumento das alturas significativas não estão focadas mais em um oceano do que em outro, mas sim espalhadas por entre os pontos. Isto leva a crer que os mecanismos que regem as alturas significativas de eventos extremos de ondas sejam diferentes dos mecanismos que regem os eventos de alturas significativas médias, assim como apontado por Menéndez et al. (2008).

Figura 15 – Tendência sazonal da altura significativa da onda (% por ano): média (esquerda), percentil 90 (meio) e percentil 99 (direita)



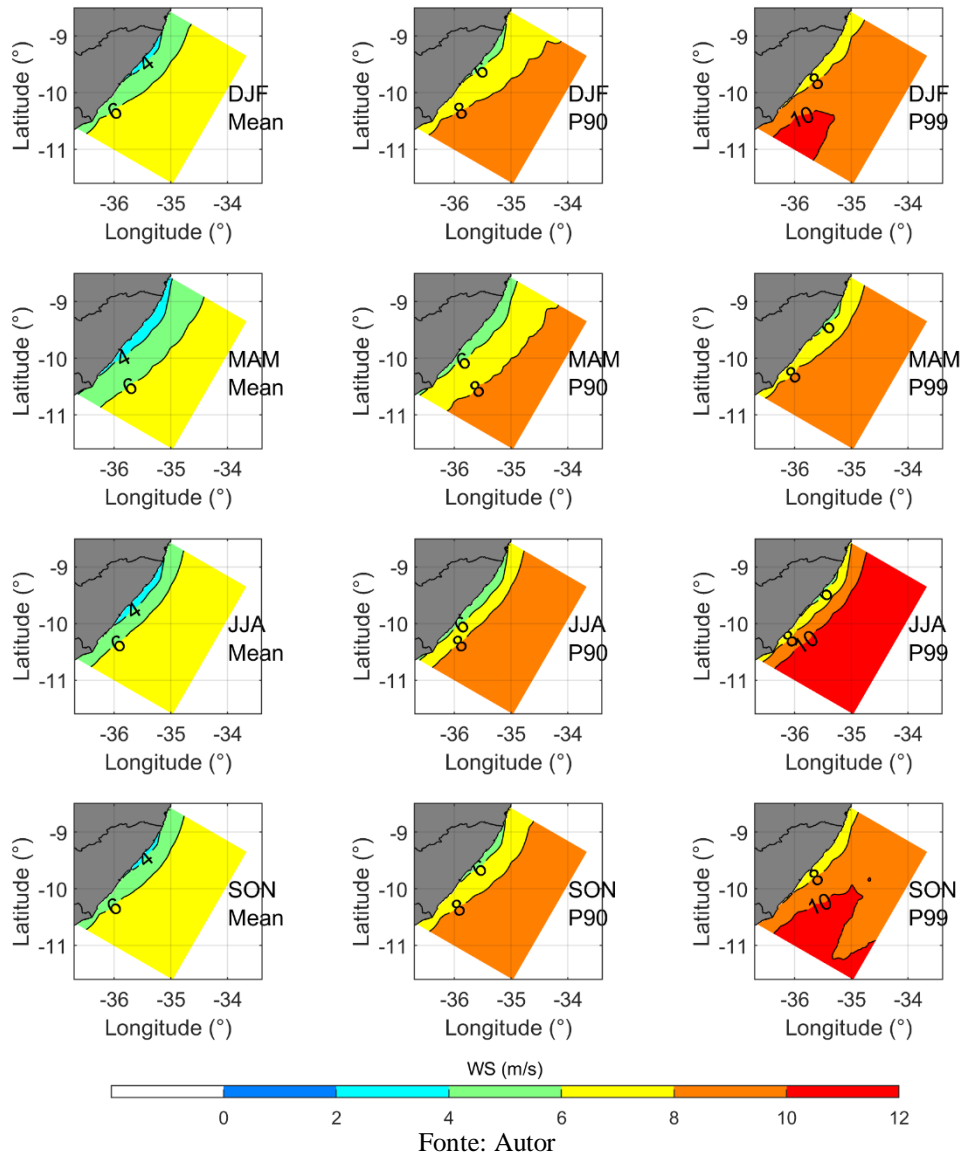
Fonte: Autor

De acordo com a figura 15 é possível perceber que a tendência da altura da onda (H_{mo}) está fortemente correlacionada com a velocidade dos ventos (m/s), uma vez que pela ação dos ventos as ondas vão se modificando. As estações que apresenta maior variação percentual por ano na altura da onda são o verão e o inverno, que coincide com as estações que exibem maiores velocidades do vento.

Segundo Bezerra (2013), através de análise da dados de ondas obtido através de Radar WAMOS II, durante um período de 13 meses de coletas, foi observada a presença de ondas do tipo vagas, com altura significativa predominante entre 1,0 m e 1,5 m, com as maiores alturas

observadas em períodos de maior velocidade do vento, entre os meses de julho a outubro de 2010, principalmente, e menores valores em períodos de menor velocidade do vento, nos meses entre dezembro de 2010 a março de 2011.

Figura 16 – Sazonalidade da velocidade do vento (m/s): média (esquerda), percentil 90 (meio) e percentil 99 (direita)

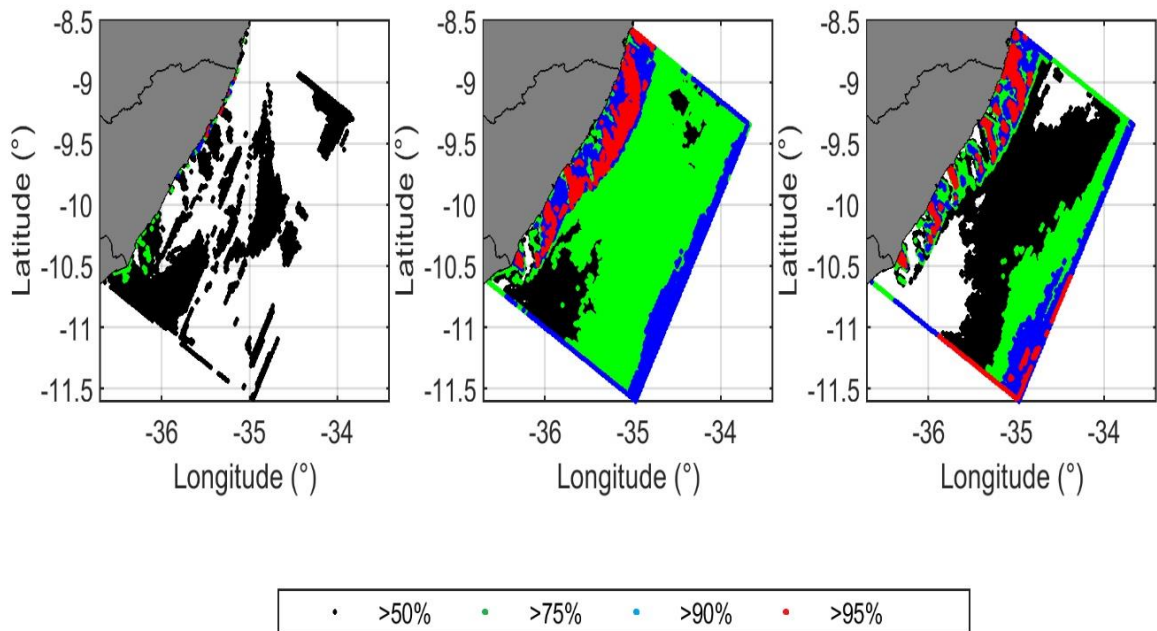


Ainda em conformidade com Bezerra (2013) estas ondas apresentaram período predominante entre 10 s e 13 s, e altura significativa predominante baixa, variando de 0,5 m a 0,7 m, porém havendo registro de ondas provenientes do Oceano Atlântico Norte (swell de norte 6,97% e swell de nordeste 4,38%). Neste período foi registrado a altura máxima de onda que predominando entre 1,2 e 2,1 m.

Ou seja, os resultados apresentados por Bezerra (2013) coincidem com os apresentados nesta dissertação, onde as alturas significativas das ondas são mais enérgicas nas estações onde a velocidade do vento é maior.

Na figura 16 é possível notar a significância da tendência nos pontos de grade do modelo para a média, e percentis 90 e 99 para diferentes níveis de confiança (50%, 75%, 90% e 95%). A figura 16 mostra que as áreas onde as tendências têm maior magnitude (positiva ou negativa) são bastante significativas (acima de 90% nível de confiança).

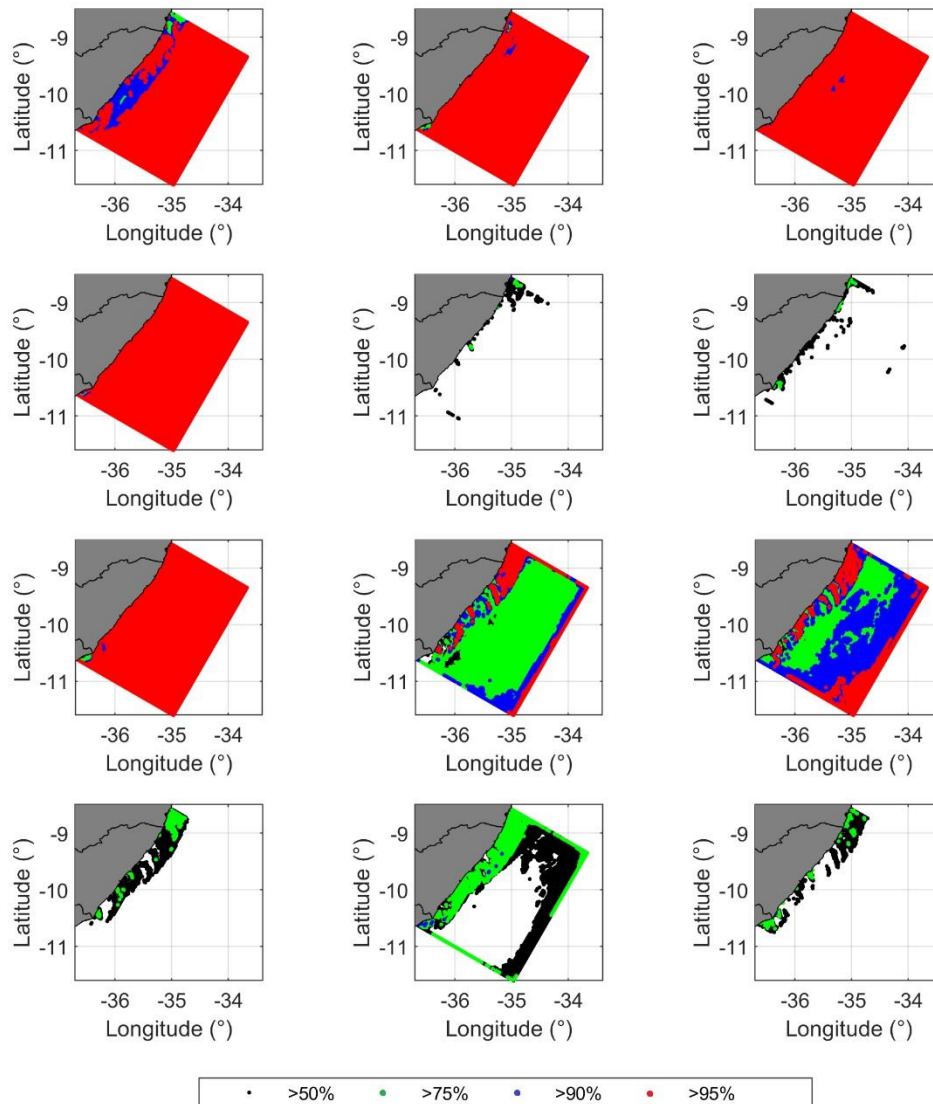
Figura 17 – Tendência sazonal da altura significativa da onda (% por ano): média (esquerda), percentil 90 (meio) e percentil 99 (direita)



Fonte: Autor

A Figura 17 mostra a significância da tendência sazonal para a média, percentil 90 e 99. Os números expressos nas Figuras 13 e 14 indicam que os resultados estatisticamente mais significativos estão nas áreas em que a magnitude tem maior tendência de ocorrer. Isso pode ser observado na condição media para o verão (primeira linha), onde a maior parte do litoral do estado alagoano é estatisticamente significativo no Nível de 95%. Os resultados do P90 na primavera, onde as tendências têm taxas que são principalmente menores que 0,2% / ano, são estatisticamente menos significantes.

Figura 18 – Tendência sazonal da altura significativa da onda (% por ano): média (esquerda), percentil 90 (meio) e percentil 99 (direita)



Fonte: Autor

Observa-se, ainda, na figura acima que o clima de ondas vem sofrendo alterações temporais e espaciais consideráveis, principalmente H_{m0} , que apresentou a tendência de alta, principalmente no verão, ou seja, onde há maior incidência de erosão da costa.

CONCLUSÃO

Esta dissertação desenvolveu um modelo de ondas espectrais para o litoral do estado de Alagoas. Este foi validado com base em medições de campo e dados do altímetro de satélite. Os resultados mostram que o modelo apresenta desempenho relativamente bom, quando comparado com as medições de satélite.

O estudo identificou que o padrão de energia climática das ondas se altera de acordo com as estações do ano em todo o litoral de Alagoas. As ondas são mais intensas durante o inverno, seguido pela primavera, se tornando mais amenas no outono e verão.

A variação espacial na altura das ondas (H_{m0}) confirma que a área mais energética está na região norte em comparação com a área total. A altura (H_{m0}) média mostra uma tendência positiva máxima de aproximadamente 0,4% / ano para todo o período de estudo.

A altura média mostra uma tendência negativa máxima de 0,2% / ano durante o verão. A tendência positiva máxima é durante o outono (0,4% / ano). As tendências de altura das ondas podem ser explicadas pelas tendências das velocidades do vento. Os números indicam que os resultados estatisticamente mais significativos estão nas áreas em que ocorre a maior magnitude da tendência. Os resultados deste estudo são essenciais para entender e avaliar possíveis impactos futuros do clima das ondas nas áreas costeiras e offshore do litoral do estado de Alagoas.

Propostas futuras

Para possibilitar melhorias em estudos futuros relacionados à climatologia das ondas no litoral do Nordeste, e, particularmente no estado de Alagoas, são apresentadas algumas sugestões. Primeiramente, propõe-se que os dados sejam mais detalhados para que outras áreas também sejam consideradas. Além disso, após a aquisição de dados *in situ* outras metodologias para a estimativa da tendência do clima podem ser aplicadas, permitindo uma comparação com os resultados produzidos neste estudo.

REFERÊNCIAS

AIRY, G.B., "On Tides and Waves", Encyclopaedia Metropolitana, 1845.

ANGELOCCI, L. R; SENTELHAS, P. C. Variabilidade, tendência, anomalia e mudança climática. Material didático de uso na disciplina LCE 30 Meteorologia Agrícola. Departamento de Engenharia de Biosistemas - setor de Agrometeorologia, ESALQ/USP, 2010.

ARAÚJO, T.C.M., LIMA, R.C.A. – 2000 – Caracterização morfodinâmica das praias do município de Paripueira – AL. Anais do Simpósio Brasileiro sobre Praias Arenosas, Itajaí-SC, 158-159

AYDOGAN, B., AYAT, B., 2018, Spial variability of long-term trends of significant wave heights in the Black Sea, Applied Coastal Research 79, 20-35.

BAPTISTA NETO, J.A., PONZI, V.R.A. & Sichel, S.E. (Orgs.). 2004. Introdução à geologia marinha. 1a. ed. Rio de Janeiro: Editora Interciência, vol. 1, 279 p.

BEZERRA, C. S. Clima de Ondas e Correntes no Litoral de Boa Viagem (Recife – Pe): Aplicação do Sistema de Radar Náutico de Clima de Ondas e Correntes no Litoral de Boa Viagem (Recife – Pe): Aplicação do Sistema de Radar Náutico de Banda-X. 2013. UFPE, 2013.

BOOIJ, N.; RIS, R. C. HOLTHUIJSEN, L. H. A third-generation wave model for coastal regions, part I, model description and validation. Journal Geophysical Research, v. 104, n.4, p. 7649-7666, 1999.

CAMPOS, R.M., ALVES, J.H.G.C., GUEDES, Soares C., GUIMARAES, L.G., PARENTE, C.E., 2018. Extreme wind-wave modeling and analysis in the south atlantic ocean. Ocean Model. 124, 75–93. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2018.02.002>.

CAMUS, P., Cofiño, A.S., Méndez, F.J., MEDINA, R., 2011. Multivariate wave climate using self-organizing maps. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology 28, 1554–1568. <http://dx.doi.org/10.1175/JTECH-D-11-00027.1>.

CAVALCANTE SEGUNDO, Geórgenes Hilário; ALMEIDA, Hugo Carvalho de; MITANGE, Lionete Antonio. **INTRODUÇÃO À GERAÇÃO DE ONDAS NO OCEANO E ÁGUAS COSTEIRAS** in NUNES, André Becker; MARIANO, Glauber Lopes. Meteorologia em tópicos: volume 4. Pelotas: Clube dos Autores, 2017.

GOURLAY, VM.R. 1992. Wave set-up, wave run-up and beach water table: Interaction between surf zone hydraulics and groundwater hydraulics. Coastal Engineering, v.17, p.93—144.

GAN, Manoel Alonso; RAO, Vadlamudi Brahmananda. Surface cyclogenesis over South America. *Monthly Weather Review*, v. 119, n. 5, p. 1293-1302, 1991.

HOLTHUIJSEN, L. H.; BOOIJ, N.; HERBES, T. H. A prediction model for stationary, shortcrested waves in shallow waters with ambient currents. *Coastal Engineering*, v. 13, p. 23-54, 1989.

HOLTHUIJSEN, L. H. Waves in oceanic and coastal waters. Cambridge University Press, 387p., 2007.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS (INPE). Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC). Foto de satélite: Estado – Alagoas. Disponível em: <<http://satelite.cptec.inpe.br/home/index.jsp>>. Acesso em: janeiro de 2020.

KENCH, P. S.; BRANDER, R. W. Wave Processes on Coral Reef Flats: Implications for Reef Geomorphology Using Australian Case Studies. *Journal of Coastal Research*, v. 22, n. 1, p. 209–223, 2006.

KENDALL, M. G., 1975, Rank Correlation Methods, Oxford, England: Griffin

KOMEN, G.J., Hasselmann, S., Hasselmann, K., 1984. On the existence of a fully developed wind sea spectrum. *J. Phys. Oceanogr.* 14, 1271–1285. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1984\)014<1271:OTEOAF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1984)014<1271:OTEOAF>2.0.CO;2).

KOMEN, G. J.; CAVALERI, L.; DONELAN, M.; HASSELMANN, K.; HASSELMANN, S.; JANSSEN, P. A. E. M. Dynamics and modelling of ocean waves. Cambridge University Press, 1994, 532p.

MANN, H. B., 1945, Nonparametric tests against trend, *Econometrica*, 13, 245– 259. doi:10.2307/1907187.

MARQUES, R.C. – 1987 – Geomorfologia e evolução da região costeira do complexo estuarino lagunar MundaúManguaba. Dissertação de mestrado, UFRJ, 150p.

MATOS, Maria de Fátima Alves de. Modelagem do clima de ondas e seus efeitos sobre as feições morfológicas costeiras no litoral setentrional do Rio Grande do Norte. 249 p. Tese de doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica. Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Natal. 2013.

MENÉNDEZ, M. et al. Variability of extreme wave heights in the northeast Pacific Ocean based on buoy measurements. *Geophysical Research Letters*, v. 35, n. 22, 27 nov. 2008.

NEVES, R., BASTOS, AC, NEVES, RC, 2012. Transporte sedimentar em baías costeiras: estudo de caso nas Baías de Vitória e Espírito. *Rev. Bras. Geofísica* 30 (2), 181-189.

NEVES, C. F.; MUEHE, D. Potential Impacts of Sea-Level Rise on the Metropolitan Region of Recife, Brazil. *Journal of Coastal Research*, n. SPECIAL ISSUE NO. 14, p. 116– 131, 1995.

MIGUEL, P. A. C. (org.). Metodologia de pesquisa em engenharia de produção e gestão de operações. Rio de Janeiro: Elsevier, 2010.

OLIVEIRA, A.M., KJERFVE, B. – 1993 – Environmental responses of a tropical coastal lagoon system to hydrological variability: Mundau-Manguaba, Brasil. *Estuarine, Coastal and Science*, 37, 575-591.

PEREZ, J., MENEDEZ, M., LOSADA, I.J., 2017. GOW2: a global wave hindcast for coastal applications. *Coast Eng.* 124, 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2017.03.005>. Ribal, A., Young, I., 2018. Australian

PICCOLI, F. P. Estudo numérico de ondas monocromáticas em duas praias e sobre um recife artificial multifuncional na Baía do Espírito Santo, Vitória, ES. 2008. 150 f. Dissertação - Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória.

RIBAL, A., YOUNG, I., 2018. Australian Ocean Data Network. <https://doi.org/10.26198/5c184f4a5cd2e>.

RIS, R.C. Spectral modelling of wind waves in coastal areas. 1997. PhD Thesis. Delft University of Technology, The Netherlands, 1997.

ROGERS, W.; HWANG, P.; WANG, D. Investigation of wave growth and decay in the SWAN model: three regional-scale applications. *Journal Physical Oceanography*. v. 33, p. 366 – 389, 2003.

ROSMAN, P.C.C. 2005. Referência Técnica do SisBaHiA - Sistema Base de Hidrodinâmica Ambiental. Área de Engenharia Costeira e Oceanográfica, Universidade Federal do Rio de Janeiro (COPPEEnO/UFRJ), Rio de Janeiro, 188 p.

SAHA, S., MOORTHI, S., PAN, H.-L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Kistler, R., Woollen, J., Behringer, D., Liu, H., Stokes, D., Grumbine, R., Gayno, G., Wang, J., Hou, Y.-T., Chuang, H., Juang, H.-M.H., Sela, J., Iredell, M., Treadon, R., Kleist, D., Delst, P.V., Keyser, D., Derber, J., Ek, M., Meng, J., Wei, H., Yang, R., Lord, S., van den Dool, H., Kumar, A., Wang, W., Long, C., Chelliah, M., Xue, Y., Huang, B., Schemm, J.-K., Ebisuzaki, W., Lin, R., Xie, P., Chen, M., Zhou, S., Higgins, W., Zou, C.-Z., Liu, Q., Chen, Y., Han, Y., Cucurull, L., Reynolds, R.W., Rutledge, G., Goldberg, M., 2010. The NCEP climate forecast system reanalysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 91 (8), 1015–1058. <https://doi.org/10.1175/2010bams3001.1>.

SENAFI, F., ANIS, A., 2015. Shamals and climate variability in the northern arabian/ Persian Gulf from 1973 to 2012. *Int. J. Climatol.* 35, 4509–4528. <https://doi.org/10.1002/joc.4302>.

SMITH, G. D. **Numerical solution of partial different equations**. Oxford University Press, Walton Street, Oxford, 1978.

SOULSBY, R.L. Calculating Bottom Orbital Velocity Beneath Waves. *Coastal Engineering*, v.11, p.371—380. 1987.

STELLING, G. S.; LEENDERTSE, J. J. Approximation of convective processes by cyclicAOI methods. In: PROC. INTERNATIONAL CONFERENCE ESTUARINE AND

COASTAL MODELLING, 1992, 2, New York. Book of Abstrac. New York: ASCE, 1992, p. 771 – 782.

STOKES, G. G. , "On the Theory of Os ci l la tory Waves "-Trans. Cambridge Phil. Soe., Vol. 8, 1847.

STOPA, J., 2018. Wind forcing calibration and wave hindcast comparison using multiple reanalysis and merged satellite wind datasets. *Ocean Model.* 127, 55–69. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2018.04.008>.

SWAN Team. SWAN technical documentation. SWAN cycle II version 40.51. Delft University of Technology, 2008.

SWIFT, D. J. P., HAN, G., VINCENT, C. E., 1986. Fluid process and sea floor response on a modern storm-dominated shelf: middle Atlantic shelf of North America. Part 1, the storm current regime. In: *Shelf Sands and Sandstones Reservoirs* (Eds Knight, R. J. & McLean, J. R.). Canadian Society of Petroleum Geologist Memoirs, 11: 99-119.

WALKER, R. G. & PLINT, A. G., 1992. Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In: Walker, R. G. & James N. P. (eds.), *Facies models response to sea level changes*. Geological Association of Canada. 219-238.

WRIGHT, L.D.; SHORT, A.D. Morphodynamic variability of surf zones and beaches. A synthesis. *Marine Geology.* v.56, p. 93—118. 1984.

WRIGHT, L.D., 1985. Elementary notes concerning the physical energy regime of costal zone. Department of Geological Oceanography, School of Marine Science, Virginia Institute of Marine Science of the College of William and Mary

YOUNG, I.R., Zieger, S., Babanin, A.V., 2011, Global Trends in Wind Speed and Wave Height, *Science* 332, April. <https://doi.org/10.1126/science.1197219>.