

ONDAS

Elisa Helena Leão Fernandes, Osmar Olinto Möller Junior e Débora Copstein Cuchiara

I INTRODUÇÃO

As ondas, apesar de serem comumente observadas no nosso cotidiano – por exemplo, a perturbação provocada por uma pedra que cai na água (onda mecânica), o movimento das cordas de uma guitarra (onda mecânica), o som (onda mecânica) ou a luz (onda eletromagnética) – são de difícil definição direta. Para um melhor entendimento, é necessário ressaltar a diferença entre dois conceitos da física clássica: a **partícula**, que é uma concentração de massa capaz de transportar energia, e a **onda**, que é uma perturbação que se propaga, acompanhada por transferência de energia, sem que haja deslocamento de partículas. Pode-se então definir uma onda como uma perturbação ou oscilação que se propaga no tempo e no espaço, acompanhada por transferência de energia, sem que ocorra um deslocamento de partículas.

O foco, neste capítulo, são as ondas superficiais, que são deformações que ocorrem na interface entre dois corpos fluidos quaisquer. O tipo de onda superficial mais familiar é aquela que ocorre na interface entre a atmosfera e o oceano, onde as partículas de água são deslocadas da sua posição de equilíbrio e, para retornar a essa posição,

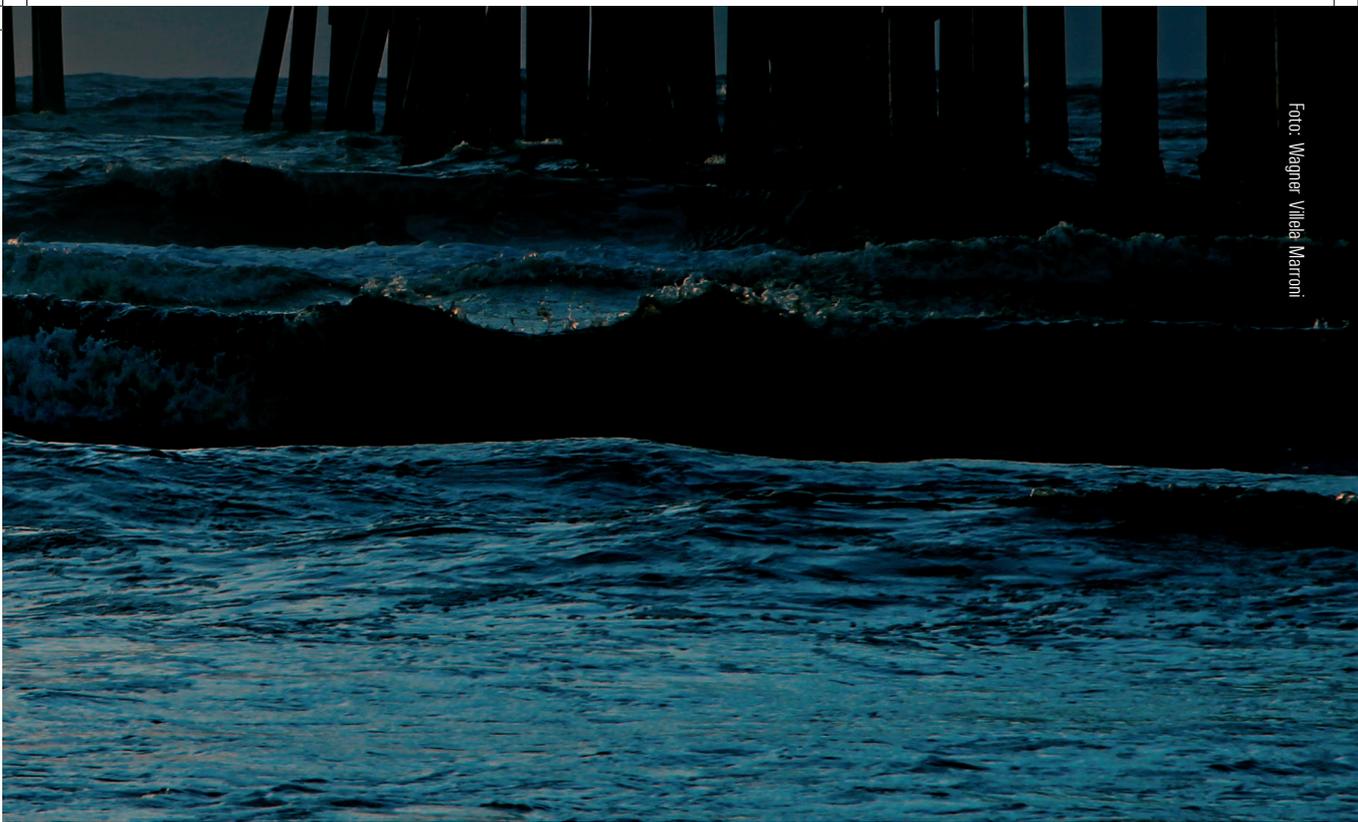


Foto: Wagner Villela Marroni

necessitam de uma força de restauração. Essa alternância entre deslocamentos e forças restauradoras estabelece o movimento oscilatório típico das ondas que, na sua forma mais simples, tem características senoidais (ou cossenoidais) e é denominado movimento harmônico simples. A Figura 8.1 resume alguns tipos de ondas superficiais, relacionando suas forças geradoras e restauradoras, seu período e sua variabilidade esquemática de energia.

As ondas superficiais aparecem divididas em ondas capilares (de pequeno período e dimensão), ondas de gravidade geradas por vento, ondas de longo período (tsunamis, ondas de tempestade, geradas por tempestades e terremotos), ondas de maré (ligadas à atração gravitacional do Sol e da Lua, com períodos de 12 a 24 horas) e ondas planetárias. O interesse aqui é dado pelas ondas superficiais de curto período (entre 1 e 30 s). Neste capítulo, serão abordadas suas características principais, seus processos de geração e propagação e seu comportamento (e alterações resultantes) ao se deslocar de águas profundas para águas rasas.

Cabe ainda salientar que o conhecimento do comportamento das ondas de uma região e a capacidade de previsão do estado de agitação marítima é importante pelo fato de que várias atividades ligadas ao mar, tais como esportivas, navais e portuárias (segurança para a praticabilidade do porto, transbordo de navios, condições para a navegação e outras) são fortemente influenciadas pelo estado do mar.

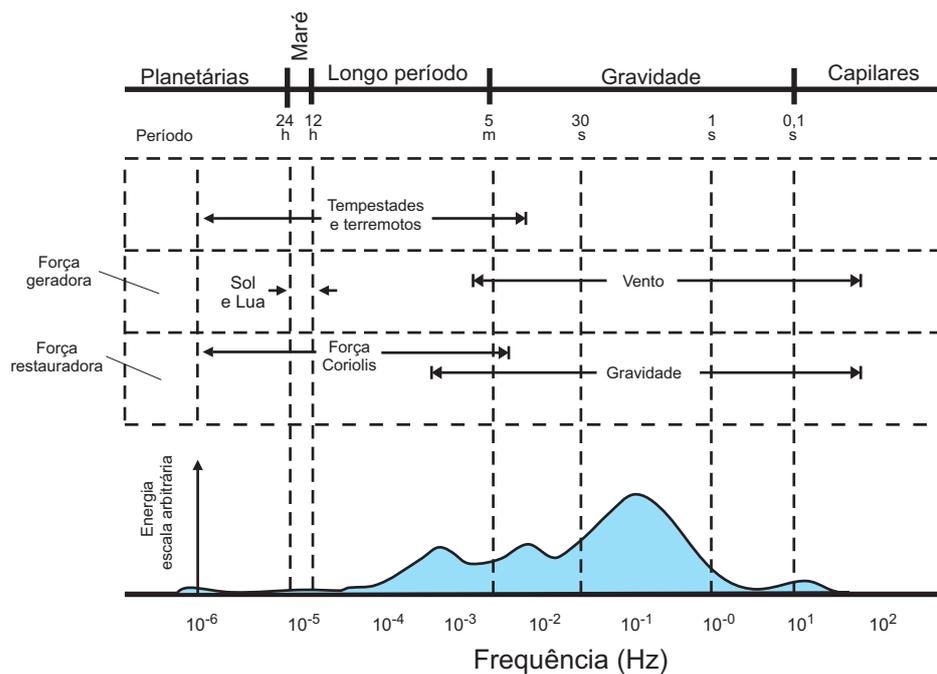


Figura 8.1 Tipos de ondas de superfície, relacionando forças geradoras e restauradoras, período e variabilidade esquemática de energia com a frequência (Hz: ciclo por segundo).

[Fonte: KINSMAN, 1965].

Em especial, as zonas costeiras são influenciadas por agentes oceânicos, atmosféricos e continentais, motivo pelo qual estão entre as áreas mais atingidas diretamente pelo aumento do nível do mar, exposição a eventos extremos, elevação da temperatura superficial do mar e acidificação do Oceano. Alterações na intensidade, na distribuição espacial dos grandes sistemas meteorológicos (por exemplo, ciclones extratropicais, tempestades tropicais) ou na climatologia de ventos produzem efeitos mais significativos sobre o Oceano e os corpos de água costeiros, gerando ondas e induzindo circulações de massas de água em várias escalas temporais e espaciais. As ondas provocam o transporte de sedimentos, alterando a morfologia das praias, produzem esforços sobre estruturas e afetam a navegação. Também merece destaque a interação entre ondas e correntes e suas consequências sobre a morfologia de embocaduras fluviais, o transporte de sedimentos de fundo, a movimentação de manchas de óleo e a dispersão de poluentes.

Por outro lado, considerando a importância das ondas em maior escala, os oceanos podem ser encarados como uma fonte limpa e inesgotável de energia renovável, que ainda é pouco explorada (ver Capítulo 14: Recursos Marinhos Não-Vivos). Ao longo de toda a costa brasileira, composta por grande diversidade de características geomorfológicas e oceanográficas, existem pontos onde a energia das ondas pode ser explorada, contribuindo efetivamente para a melhoria da qualidade da matriz energética nacional.

2 DESCRIÇÃO DAS ONDAS

Uma onda é descrita por parâmetros que definem sua forma e por características decorrentes da sua geração, propagação e modificação em direção à costa. A partir do corte lateral de uma frente de onda propagando-se em uma única direção e um plano médio de nível da água, alguns parâmetros utilizados para descrever as ondas são mostrados na Figura 8.2.

A crista é o nível máximo atingido pela passagem de uma onda, enquanto a cava (ou cavado) é o nível mínimo. A elevação (η) representa a definição física de uma onda como sendo uma perturbação, oscilante no espaço e periódica no tempo, em relação a um plano de referência, sendo vista como uma anomalia em torno do nível médio. A altura (H) é a distância vertical medida entre uma crista e uma cava, e a amplitude (A) é a altura correspondente à metade dessa distância vertical. O comprimento de onda (L) representa a distância que a frente de onda percorre em um período, podendo também ser entendido como a distância entre duas cristas ou duas cavas sucessivas em um dado ponto fixo. O número de onda (K) é o inverso do comprimento de onda. O tempo decorrido entre a passagem de duas cristas ou cavas define o período (T), que é o inverso da frequência (f), que representa o número de ciclos que a onda realiza em um intervalo de tempo. A esbeltez (λ) indica a inclinação da onda que, por definição, é a altura dividida pelo comprimento. Entre os parâmetros aqui descritos, o único que não se altera durante a propagação de uma onda é o período, que representa uma espécie de assinatura da onda.

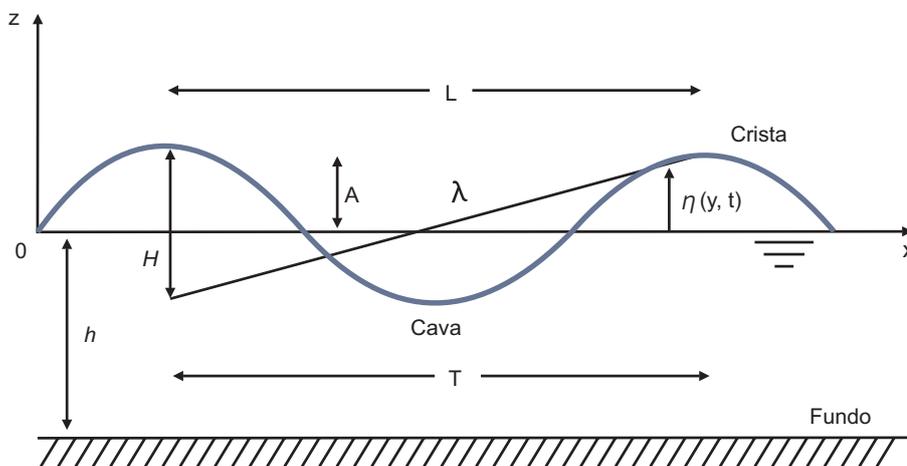


Figura 8.2 Vista lateral de uma onda se propagando através e ao longo de um meio material. h: profundidade do local; A: amplitude; L: comprimento da onda; λ : esbeltez; H: altura; T: período; η : elevação. [Fonte: KUNDU e COHEN, 2002].

Os conceitos básicos da Física definem que a velocidade é dada pela relação entre a distância percorrida e o tempo do percurso. Se o comprimento de onda (L) for definido como a distância que a frente de onda percorre em um período (T), a velocidade de frente de onda, também chamada de celeridade da onda (C), é dada pela razão entre esses dois parâmetros (Equação 8.1):

$$C = \frac{L}{T} \quad (\text{Equação 8.1})$$

O deslocamento vertical da superfície livre (η) de uma onda progressiva, cosseno em relação ao nível médio, dado em termos de tempo t e deslocamento x (para uma onda se propagando na direção x), será (Equação 8.2):

$$\eta_{x,t} = A \cos \left[2\pi \left(\frac{x}{L} - \frac{t}{T} \right) \right] \quad (\text{Equação 8.2})$$

Ou, de forma mais compacta:

$$\eta_{x,t} = A \cos (kx - \bar{w}t) \quad (\text{Equação 8.3})$$

onde:

$$k = \frac{2\pi}{L} \quad \text{é o número da onda} \quad (\text{Equação 8.4})$$

$$w = \frac{2\pi}{T} \quad \text{é a fase da onda} \quad (\text{Equação 8.5})$$

Na Equação 8.3, o argumento da função cosseno:

$$(kx - \bar{w}t) \quad \text{é a fase da onda} \quad (\text{Equação 8.6})$$

que varia de 0 a 2π e corresponde à distância entre duas cristas ou duas cavas sucessivas, ou o tempo decorrido entre a passagem de duas cristas de ondas, num determinado ponto fixo.

A velocidade de fase da onda (C) mantém-se constante, ou seja, não varia no tempo, e é definida como a velocidade com que um ponto fixo se desloca.

Pela Teoria de Airy¹, ou teoria linear, também chamada de pequena amplitude, aplicável desde que a amplitude das ondas seja pequena em comparação com o comprimento das ondas e a profundidade local, a equação (Equação 8.7) da velocidade das ondas para condições de águas intermediárias é dada por:

¹ A Teoria de Airy proporciona uma descrição da propagação das ondas de gravidade sobre a superfície de uma camada de fluido homogêneo.

$$c = \sqrt{\frac{gL}{2\pi} \tanh 2\pi \frac{h}{L}} \quad \text{Equação 8.7}$$

onde g é a aceleração da gravidade e h é a profundidade do local. Como a velocidade varia com a tangente hiperbólica da razão h/L , quando $h/L \geq 1/2$, $\tanh 2\pi h/L \cong 1$ a Equação 8.7 pode ser simplificada para condições de águas profundas e de águas rasas, respectivamente. As equações de velocidade da onda resultantes e suas características quanto à forma da trajetória são apresentadas na Figura 8.3.

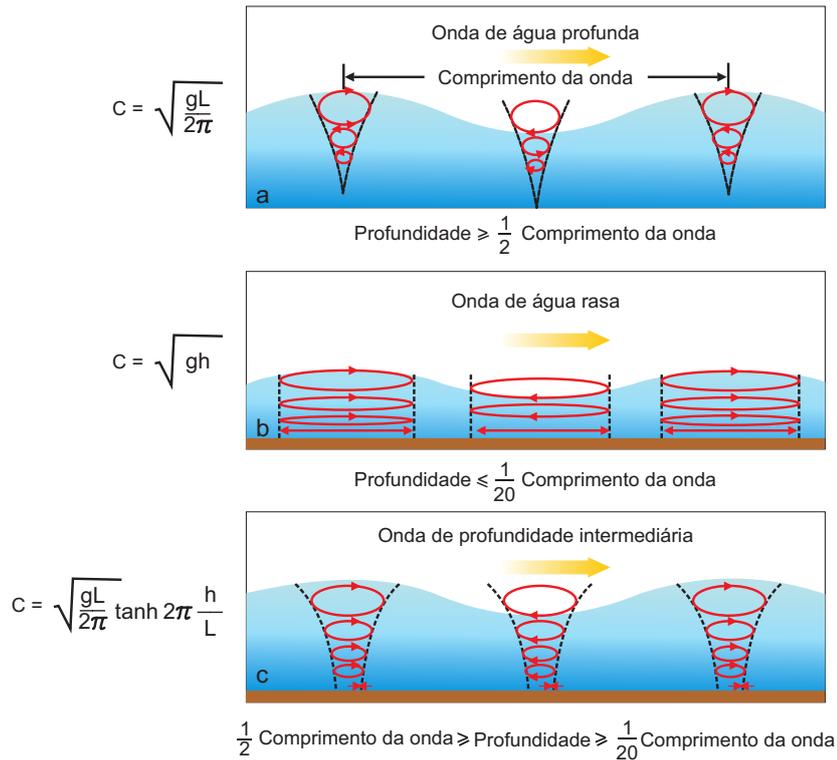


Figura 8.3 (a) Características das ondas curtas ou de águas profundas. As órbitas são circulares e o diâmetro decresce exponencialmente com a profundidade. Numa profundidade igual a meio comprimento de onda, o movimento orbital é praticamente nulo; (b) Características das ondas longas ou de águas rasas. As órbitas são elípticas, reduzindo-se a um movimento de vai-e-vem nas proximidades do fundo; (c) Características das ondas em águas de profundidades intermediárias. [Fonte: <<http://www.indiana.edu/~g131/resources.html>>].

A energia total contida em uma onda é o somatório da energia potencial, resultante do deslocamento vertical em torno da posição média, e da energia cinética, devido ao movimento orbital das partículas do fluido. De acordo com a teoria linear, as energias cinética e potencial componentes são iguais e a energia total ($E\tau$) por unidade de área é dada por (Equação 8.8):

$$E_T = \frac{1}{8} \rho g H^2 \quad \text{Equação 8.8}$$

onde ρ é a densidade da água, g é a aceleração da gravidade e H é a altura da onda. A unidade da energia (E_T) é dada em Joules por metro quadrado (J/m^2).

A potência da onda, também denominada de fluxo de energia, é definida como a taxa pela qual a energia total é transmitida no rumo de propagação, através de um plano perpendicular a esta, estendendo-se por toda a profundidade. Essa é uma importante informação para a determinação da potência disponível para extração de energia das ondas.

2.1 Geração e propagação das ondas

Tudo na Terra é controlado direta ou indiretamente pela energia do Sol, que disponibiliza uma fonte universal de força por meio do processo de fusão nuclear. Logo, toda a energia necessária para alimentar nosso clima também vem do Sol. O aquecimento desigual da superfície da Terra pelo Sol é a primeira etapa de uma rede de eventos que levam a tornados, tempestades, nevascas e depressões, que se formam no oceano e são responsáveis pelo surgimento das ondas.

A causa fundamental do nosso clima está baseada no fato de que a energia do Sol não aquece os polos e o Equador uniformemente (ver Capítulo 7: Circulação Atmosférica e Oceânica). O Equador está sempre mais quente do que os polos. Em contrapartida, a atmosfera está continuamente tentando compensar essa diferença, redistribuindo o calor na superfície da Terra e fazendo o ar mover-se através de um padrão de circulação, que os meteorologistas chamam de **Centros de Alta** e **Centros de Baixa Pressão**.

A forma como o ar transmite a sua energia para a água, dando origem às ondas, vem sendo discutida ao longo dos anos por vários pesquisadores, havendo consenso de que existem dois mecanismos envolvidos:

I. A produção de ondas pequenas, a partir de um mar completamente liso, e o crescimento dessas ondas pequenas até atingir um limite máximo de tamanho e quebrar. As chamadas **ondas capilares** ocorrem no estágio inicial do processo de geração de onda, em que o mecanismo de transferência de energia do vento se inicia ainda com a superfície do mar em repouso, completamente liso e aproximadamente horizontal. O ponto-chave para explicar esse processo é que o vento não sopra completamente na horizontal todo o tempo. Ele apresenta variações rápidas e aleatórias em torno de um valor médio, que o fazem mover-se para cima e para baixo. Em determinadas situações, essas pequenas perturbações são suficientes para alterar o equilíbrio da água em um determinado ponto, onde o ar empurra a água para baixo, que acaba forçando outro ponto próximo para cima. Dessa forma, a

superfície da água que estava em repouso perde o equilíbrio e começa a apresentar pequenas ondas. Esse é o gatilho necessário para disparar outras reações entre o vento e a água, facilitando o fluxo de energia e permitindo que as ondas cresçam e continuem recebendo mais energia. A taxa de crescimento das ondas produzidas dessa forma apresenta comportamento linear, ou seja, elas crescem numa taxa constante ao longo do tempo.

A partir do momento em que as ondas capilares começam a existir, a superfície do mar torna-se ondulada, o que modifica o comportamento do ar sobre a superfície, produzindo vórtices turbulentos. As ondas crescem porque os vórtices aumentam a pressão sobre a cava e diminuem a pressão sobre a crista das ondas (FIG. 8.4). Enquanto o vento sopra sobre qualquer onda existente, o tamanho dos vórtices turbulentos aumentará, o que fará as ondas crescerem ainda mais, e assim sucessivamente. Esse mecanismo de crescimento acelerado tem comportamento não-linear, aumentando exponencialmente com o tempo. Nesse estágio, as ondas ainda são pequenas e causam pouca interferência com o vento. Entretanto, a partir de certo momento, as ondas produzidas já começam a ficar grandes o suficiente para “atrapalhar” o vento. Consequentemente, a superfície do mar terá certa rugosidade e estará pronta para a ação do segundo estágio da geração (segundo mecanismo).

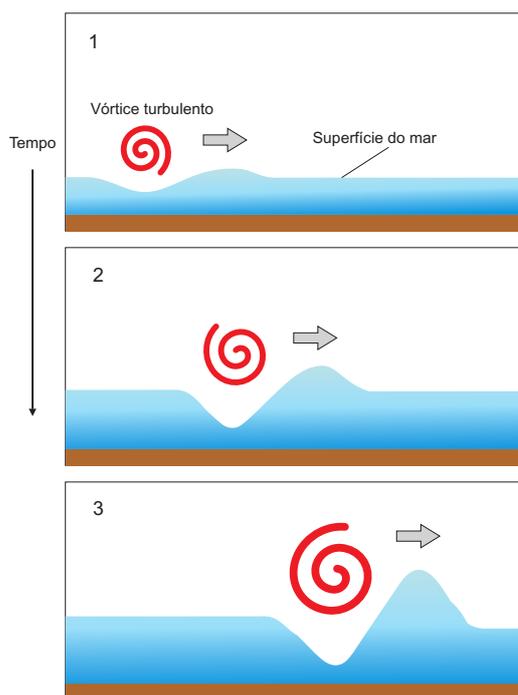


Figura 8.4 Crescimento exponencial de uma onda. Os vórtices turbulentos aumentam de tamanho ao mesmo tempo em que as ondas se deslocam, promovendo o crescimento da onda em taxa crescente. [Fonte: BUTT e RUSSELL, 2008].

II. No segundo estágio da geração, as correntes de ar propagam-se como se escoassem através de uma superfície rugosa, que começa a interferir na passagem do vento. As correntes de ar passam a encontrar certa resistência para vencer algumas cristas ou cavas da onda, iniciando então o processo de transferência de energia do vento para a superfície da água. Entretanto, as ondas não permanecem crescendo indefinidamente, enquanto o vento estiver soprando. Quando as ondas atingem uma determinada altura, um equilíbrio entre a força geradora (o vento) e a força restauradora (a gravidade) é atingido. Em outras palavras, o vento não pode continuar aumentando o tamanho das ondas, porque, com a ação da gravidade, uma porção elevada da superfície do mar é empurrada, forçando a água para baixo e 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 eleva-se, o que provoca a propagação das ondas. Neste segundo momento, as ondas não são mais ondas capilares e passam a ser chamadas de **ondas de gravidade**.

O processo de transferência de energia do vento para o mar na forma de ondas demanda tempo e espaço. Em outras palavras, para que certo vento seja capaz de gerar um mar realmente grande, é necessário que o vento, além de forte, atue sobre uma área de oceano grande o suficiente e pelo tempo necessário para que consiga transferir a própria energia para o mar. A área de oceano sobre a qual o vento atua é denominada **pista**. Logo, um vento forte atuando numa pista pequena não conseguirá gerar ondas muito grandes. Portanto, são três fatores básicos que influenciam a geração das ondas pelo vento: a velocidade, o tamanho da pista e a duração do vento sobre o mar (FIG. 8.5). A relação entre estes fatores e a altura e o período das ondas geradas é apresentada na Figura 8.6.

As Figuras 8.5 e 8.6 indicam que o mar só terá certo desenvolvimento depois que o vento soprar por um tempo definido ou ao longo de certa distância. A Escala Beaufort (TAB. 8.1), que descreve o estado do mar, relacionando-o com as intensidades do vento e a altura da onda gerada, só vale para o mar denominado **bem desenvolvido**. Nessas condições, o mar compreende ondas de vários comprimentos e períodos, pois o vento raramente é uniforme em sua velocidade e direção. Outro fator importante é que à medida que cresce a altura da onda seu comprimento também cresce, alterando a esbeltez da onda ($\lambda=H/L$). Para o navegante essa é uma grandeza mais importante do que a altura, pois dá a informação sobre a relação do comprimento do barco com a onda. Um barco pode transpor uma onda alta de grande comprimento, mas pode ter complicações com ondas curtas de grande altura. De acordo com Stokes (1851)² a esbeltez limite da onda é de 1/7.

² Lei de Stokes expressa a força de fricção exercida sobre objetos esféricos muito pequenos imersos num fluido viscoso e contínuo.

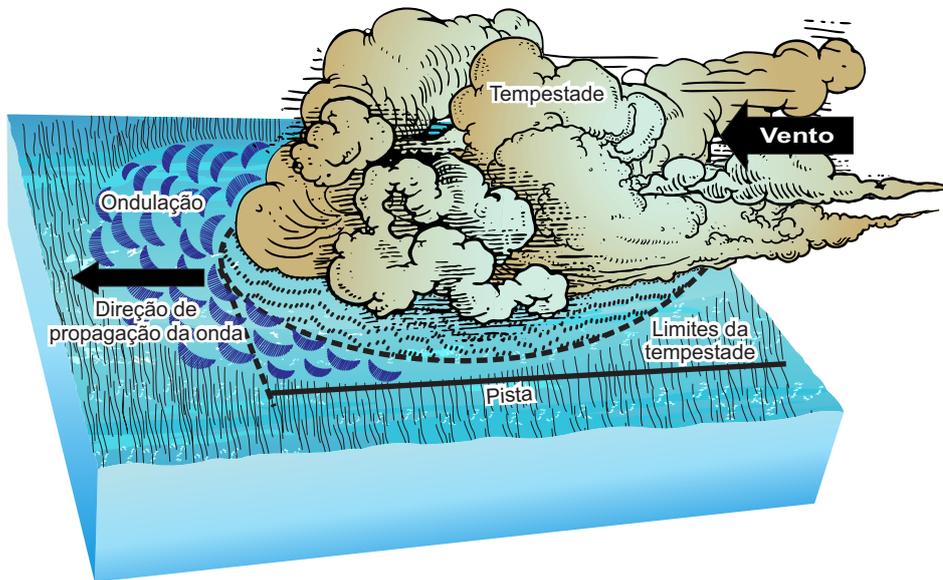


Figura 8.5 Desenho esquemático dos principais aspectos envolvidos na zona de geração de ondas pelo vento. [Fonte: KOMAR, 1997].

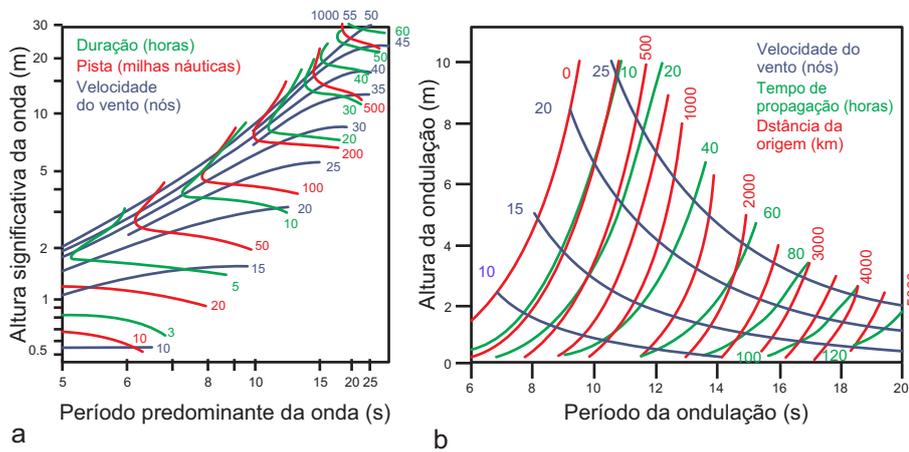


Figura 8.6 Altura e período de onda para um estado do mar completamente desenvolvido como uma função da velocidade e duração do vento, e da pista. (a) Para ondas geradas por vento local e (b) Para ondas geradas por vento em área remota. [Fonte: TOMCZAK, 2002].

Tabela 8.1 A Escala Beaufort.

Grau	Designação	nós	km/h	m/s	Aspecto do mar	Efeitos em terra
0	Calmaria	<1	<2	<1	Espelhado	Fumaça sobe na vertical
1	Bafagem	1 a 3	2 a 6	1 a 2	Pequenas rugas na superfície do mar	Fumaça indica direção do vento
2	Aragem	4 a 6	7 a 11	2 a 3	Ligeira ondulação sem arrebentação	As folhas das árvores movem; os moinhos começam a trabalhar
3	Fraco	7 a 10	13 a 19	4 a 5	Ondulação até 60 cm, com alguns carneiros	As folhas agitam-se e as bandeiras desfaldam o vento
4	Moderado	11 a 16	20 a 30	6 a 8	Ondulação até 1,5m, carneiros frequentes	Poeira e pequenos papéis levantados; movem-se os galhos das árvores
5	Fresco	17 a 21	31 a 39	9 a 11	Ondulação até 2,5m, muitos carneiros	Movimentação de árvores pequenas; superfície dos lagos ondula
6	Muito fresco	22 a 27	41 a 50	11 a 14	Ondas grandes até 3,5m, borrifos	Movem-se os ramos das árvores
7	Forte	28 a 33	52 a 61	14 a 17	Mar revolto até 4,5m com espuma e borrifos	Movem-se as grandes árvores; dificuldade de andar contra o vento
8	Muito forte	34 a 40	63 a 74	17 a 21	Mar revolto até 7,5m com arrebentação e faixas de espuma	Quebram-se galhos de árvores; circulação de pessoas difícil
9	Duro	41 a 47	76 a 87	21 a 24	Mar revolto até 9m; borrifos afetam visibilidade	Danos em árvores; impossível andar contra o vento
10	Muito duro	48 a 55	89 a 102	25 a 28	Mar revolto até 12m, superfície do mar branca	Árvores arrancadas; danos na estrutura de construções
11	Tempestade	56 a 63	104 a 117	29 a 32	Mar revolto até 14m, navios pequenos sobem nas vagas	Estragos abundantes em telhados e árvores
12	Furacão	>64	>119	>33	Mar todo de espuma; visibilidade nula.	Grandes estragos

[Fonte: <http://www.cbvm.org.br/programa/arquivos/pagina_figuras/150059beaufort.JPG>].

Até o momento, foi explicado como as ondas são produzidas pelo vento, que é o resultado do ar deslocando-se de uma região de alta pressão para outra de baixa pressão e atuando na superfície dos oceanos. A área sobre a qual o vento está soprando, a chamada área de geração da onda (pista), está localizada aproximadamente no centro da tempestade. Nesse ponto, as ondas que estão constantemente recebendo energia do ar em movimento são denominadas **vagas** (*sea*).

O mar contém uma ampla faixa de ondas de diferentes tamanhos, comprimentos, formas e direções, devido às irregularidades da ação do vento e sua variabilidade no rumo de propagação (tridimensionalidade). Em algum lugar ao longo da trajetória de propagação, entre a área de geração e a costa, as ondas organizam-se em grupos. Esse processo chama-se agrupamento e está baseado na interferência entre ondas de diferentes comprimentos interagindo entre si, viajando na mesma direção. Os dois grupos irão interferir um no outro e um grupo de onda resultante surgirá, representando a soma dos originais. Entretanto, como os dois grupos originais têm comprimentos de onda distintos, eles não serão simplesmente somados em todos os pontos. Onde os picos ou as cavas coincidirem, teremos uma interferência construtiva, enquanto nos pontos onde eles se opõem, teremos uma interferência destrutiva (FIG. 8.7).

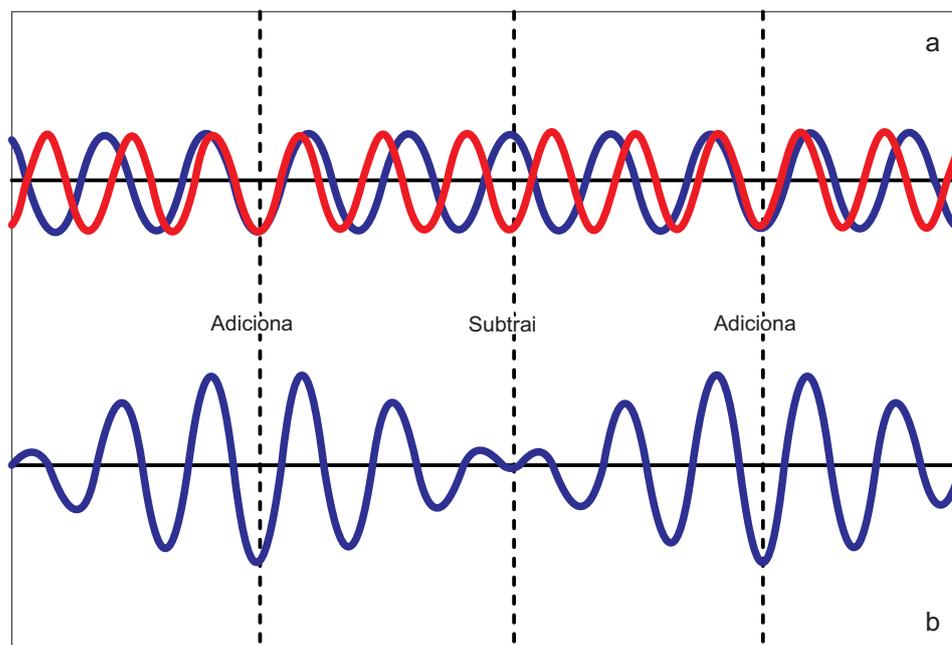


Figura 8.7 (a) Exemplo simples de dois trens de onda (vermelho e azul) de comprimentos levemente diferentes, indo na mesma direção. Em função dos diferentes comprimentos de onda, as cristas e as cavas não são exatamente coincidentes em todos os pontos. Onde elas coincidem, vermelho e azul se somam, tornando o resultado duas vezes maior. Nos pontos onde a cava coincide com a crista, elas se cancelam e o resultado é zero. O trem de onda resultante (b) apresenta uma estrutura de grupo. [Fonte: BUTT e RUSSELL, 2008].

Esse grupo move-se pelo oceano com uma velocidade chamada velocidade de grupo e é em seu interior que a energia das ondas é transportada. Entretanto, cada onda individual viaja com uma velocidade que é o dobro da velocidade de grupo, a chamada velocidade de fase.

Quando as ondas começam a afastar-se da área de geração não estão mais sob a influência do vento, que age na superfície, propagando-se para longe na forma de **ondulações** (*swell*) (FIG. 8.8). Pouca energia é perdida quando a ondulação se propaga sozinha, embora as ondas se tornem progressivamente menores, podendo ser detectadas a milhares de quilômetros de distância do centro da tempestade. Ao longo desse caminho muitos fenômenos acontecem com a ondulação.

Ondas viajando na superfície do mar não se comportam como as correntes oceânicas, que fazem com que água da Antártica possa, por exemplo, acabar no Oceano Atlântico. As ondas não carregam parcelas de água de uma posição para outra (ou seja, não transportam massa), já que são simplesmente transportadoras de energia. Uma onda pode viajar de um ponto a outro do oceano, porém as moléculas de água não vão a parte alguma. Na realidade, o movimento não é simplesmente de

subida e descida, mas sim um movimento circular ou orbital. As moléculas de água apenas sofrem ondulações cíclicas, subindo e indo para frente com a aproximação da crista de onda e descendo e indo para trás após sua passagem. Desse modo, o movimento líquido é circular (FIG. 8.9).

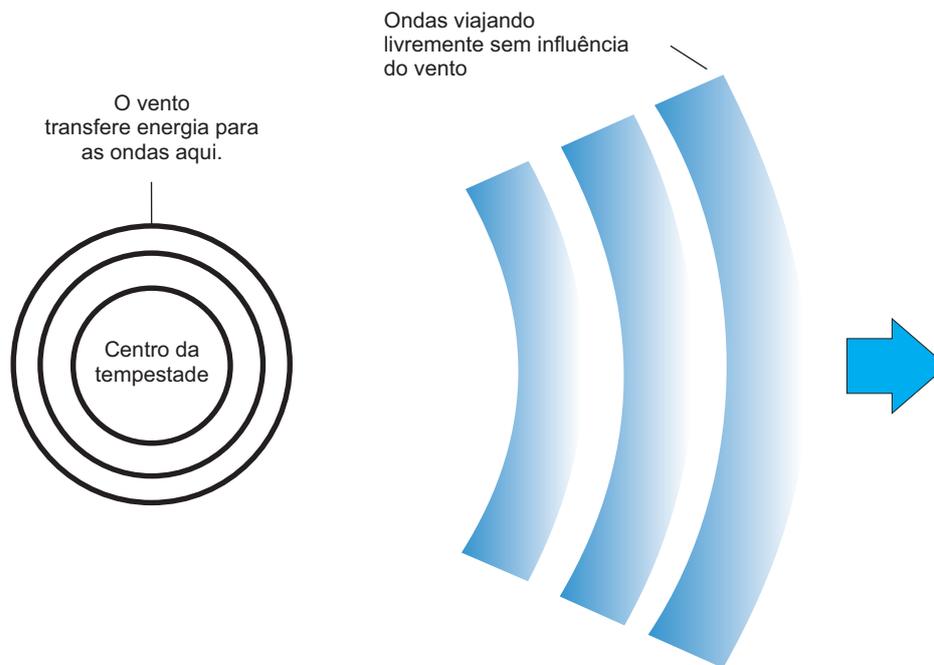


Figura 8.8 No centro da tempestade, o vento transfere sua energia para as ondas; fora do centro da tempestade, as ondas viajam livremente, sem sofrer influência do vento.

[Fonte: BUTT e RUSSELL, 2008].

No comportamento das ondas em águas profundas, a altura da onda é insignificante em relação à profundidade. Entretanto, em águas mais rasas o movimento orbital das partículas torna-se mais complexo. Em primeiro lugar, em águas rasas, a altura da onda torna-se significativa em relação à profundidade. Como a velocidade das ondas de águas rasas depende da profundidade, a parte de cima da onda (e da órbita) move-se mais rápido do que a de baixo. O movimento resultante é chamado **Deriva de Stokes** (FIG. 8.10).

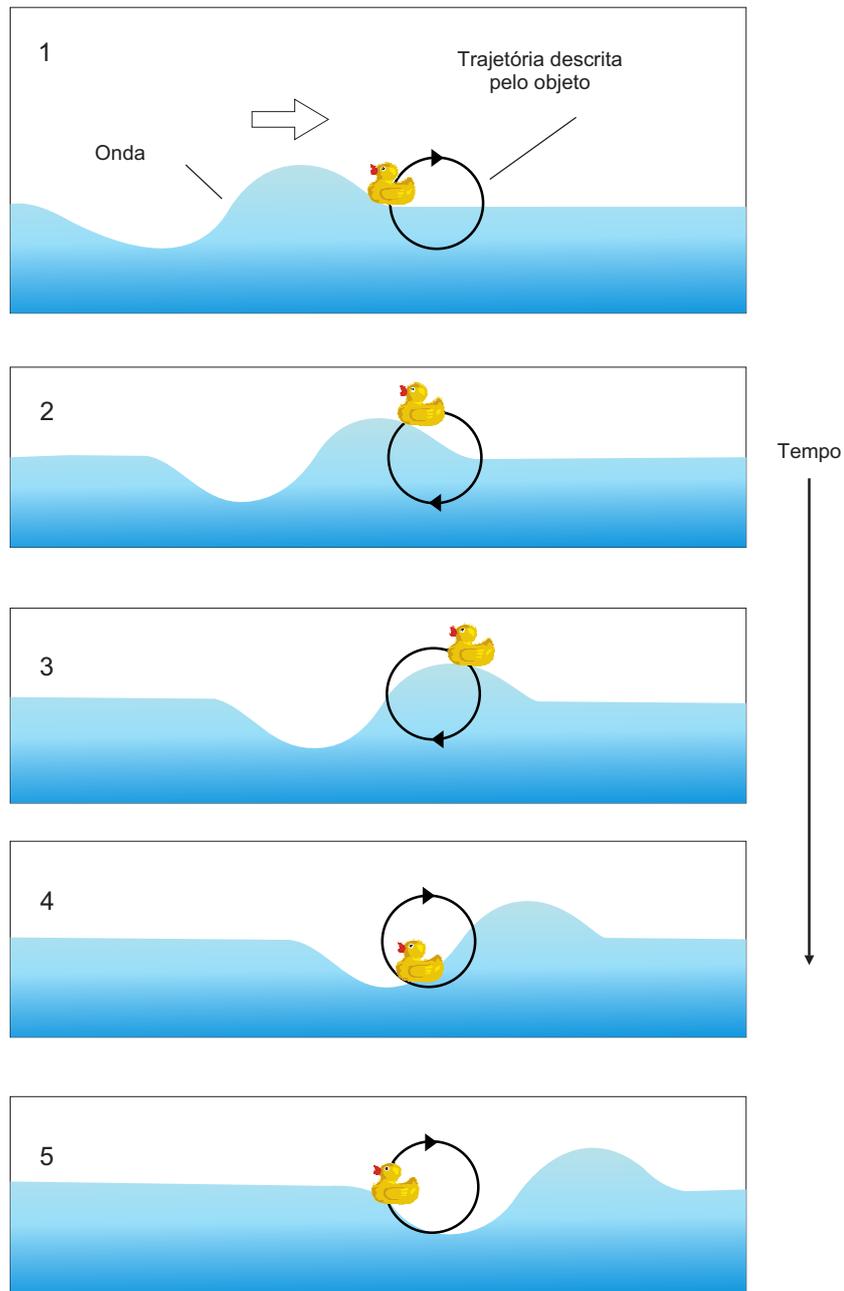


Figura 8.9 Em águas profundas, um objeto boiando na superfície do mar descreve uma trajetória orbital, conforme a onda passa. O objeto finaliza o movimento aproximadamente no mesmo ponto. [Fonte: BUTT e RUSSELL, 2008].

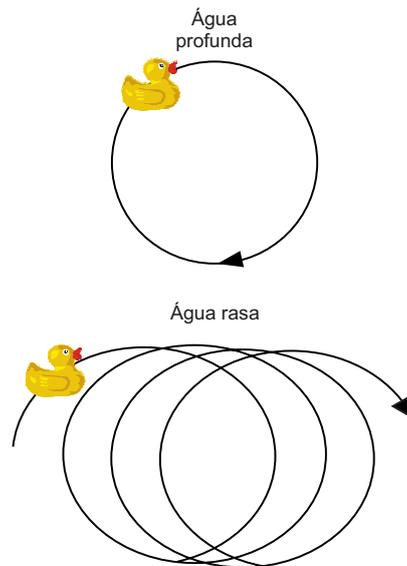


Figura 8.10 Em águas profundas, o objeto flutuante não tem um movimento residual, mas conforme se aproxima de águas mais rasas, existe um pequeno movimento resultante chamado Deriva de Stokes. [Fonte: BUTT e RUSSELL, 2008].

Em segundo lugar, a água não é profunda o suficiente para que os movimentos orbitais desapareçam, uma vez que alcançam o fundo antes disso. Dessa forma, a interação entre a água e o fundo freia as ondas e os movimentos circulares assumem forma de elipses, que vão diminuindo e tornando-se achatadas até que, bem junto ao fundo, o movimento da água torna-se para frente e para trás (FIG. 8.3b). Esse movimento é muito importante para o transporte e a distribuição do sedimento de fundo.

3 MODIFICAÇÕES DAS ONDAS EM ÁGUAS RASAS

Até agora foi explicado o que acontece com as ondas quando se propagam para longe da zona de geração, viajando como ondulações livres. Agora será abordado o que acontece quando elas entram em águas rasas e sua interação com a geometria do fundo, ou seja, quando a batimetria começa a afetá-las. Uma das modificações mais fáceis de observar é a mudança que ocorre na altura das ondas à medida que avançam sobre o fundo. Outras mudanças, como o decréscimo do seu comprimento em profundidades menores e as variações na direção, são menos aparentes para um observador na praia. De maneira geral, essas alterações foram resumidas na Figura 8.11. Nela, ondas de águas profundas, com comprimento L constante, começam a ser alteradas em zonas com profundidades menores do que $L/2$. A partir daí, passam de um formato sinusoidal a cônico e tendem a rebentar quando a profundidade local fica menor do que 1,3 vezes a altura da onda.

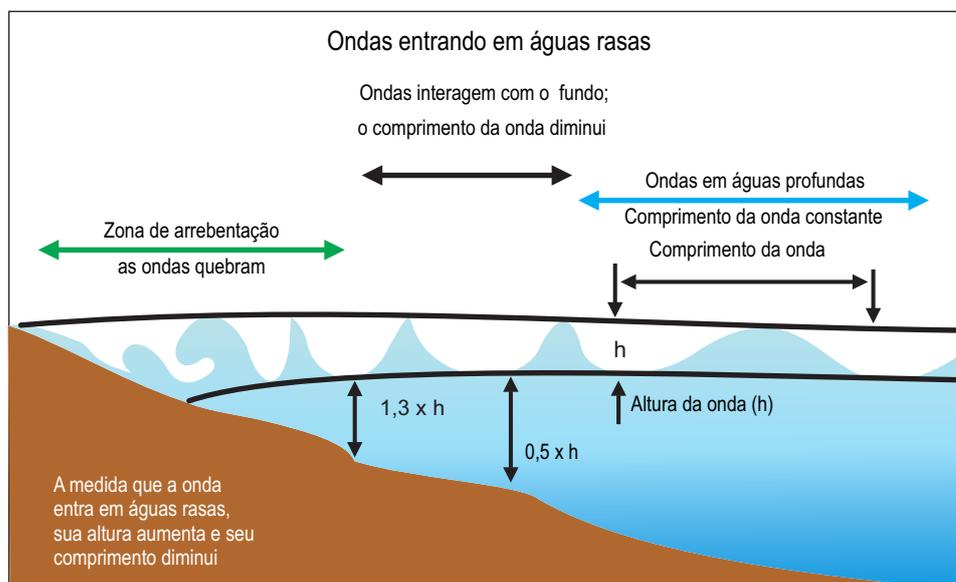


Figura 8.11 Alterações na forma da onda, quando esta passa de águas profundas para rasas.
 [Fonte: <<http://www.seafriends.org.nz/oceano/waves.htm>>].

Alterações do campo de ondas em águas rasas ocorrem devido aos processos de refração, de empolamento ou embancamento (*shoaling*), de difração, de reflexão e de arrebentação.

O **empolamento ou embancamento** (*shoaling*) e a **refração** são deformações sofridas pela onda, que ocorrem devido à diminuição da profundidade, sendo causada pela variação de batimetria que a mesma encontra ao propagar-se em direção à costa. No empolamento (FIG. 8.12) ocorre alteração da altura da onda, sem mudança de direção, devida somente ao efeito do fundo em razão da redução da profundidade. Isso ocorre porque, quando as ondas entram em águas rasas, a velocidade do transporte de energia das ondas diminui. Sob condições estacionárias, o período permanece constante e o comprimento de onda é reduzido. Essa diminuição é compensada por um aumento na densidade energética e por um aumento na altura da onda. Antes da arrebentação, quando as cristas estão paralelas aos contornos do fundo, as ondas crescem e atingem sua altura máxima. Isso é particularmente evidente no caso de tsunamis, que, ao se aproximarem de uma costa, atingem alturas elevadas, com resultados devastadores.

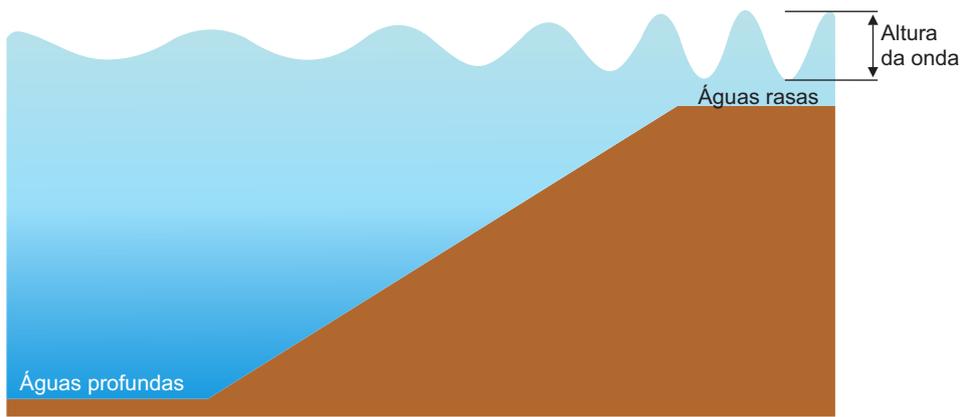


Figura 8.12 Representação esquemática do aumento na altura da onda que ocorre no empolamento ou embancamento (*shoaling*).

[Fonte: <<http://www.seafriends.org.nz/oceano/waves.htm>>].

A **reflexão** é um fenômeno ondulatório em que uma onda, propagando-se num meio, incide em um segundo meio de características distintas e é refletida de volta ao meio original (FIG. 8.13). Como a onda continua a propagar-se no meio original, o módulo de sua velocidade não se altera. E sendo o período também uma característica constante, o comprimento de onda também não varia. Aqui é introduzido o conceito de ortogonais, que são as linhas imaginárias traçadas de forma a serem sempre perpendiculares às cristas de cada onda.

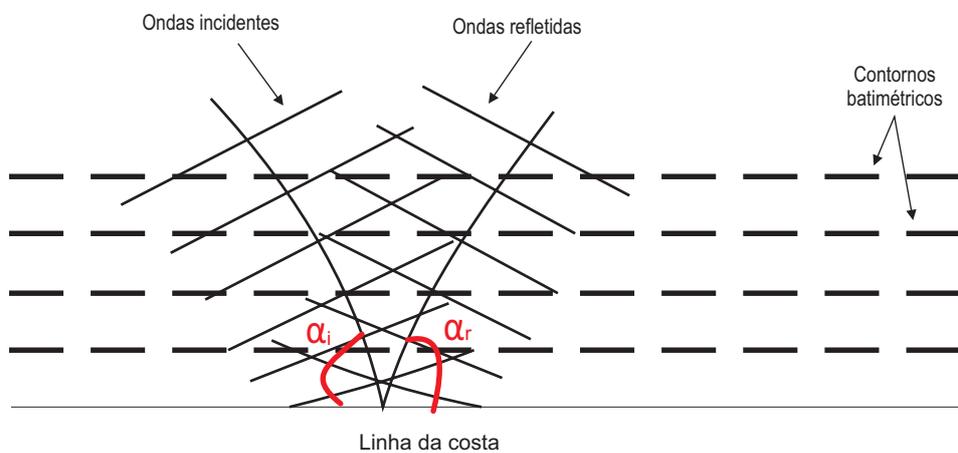


Figura 8.13 Representação da reflexão de uma onda em uma costa. O ângulo de incidência α_i é igual ao de reflexão α_r . As ortogonais são as linhas de maior espessura, perpendiculares às cristas das ondas incidentes e refletidas.

[Fonte: <<http://www.seafriends.org.nz/oceano/waves.htm>>].

Um exemplo de reflexão causada por um obstáculo construído pelo homem pode ser visto na Figura 8.14, na área dos molhes da barra de Rio Grande (RS; na desembocadura da Lagoa dos Patos). Observa-se um padrão de ondas incidentes e refletidas que formam uma série de círculos. As variações da forma do molhe podem explicar essa situação.

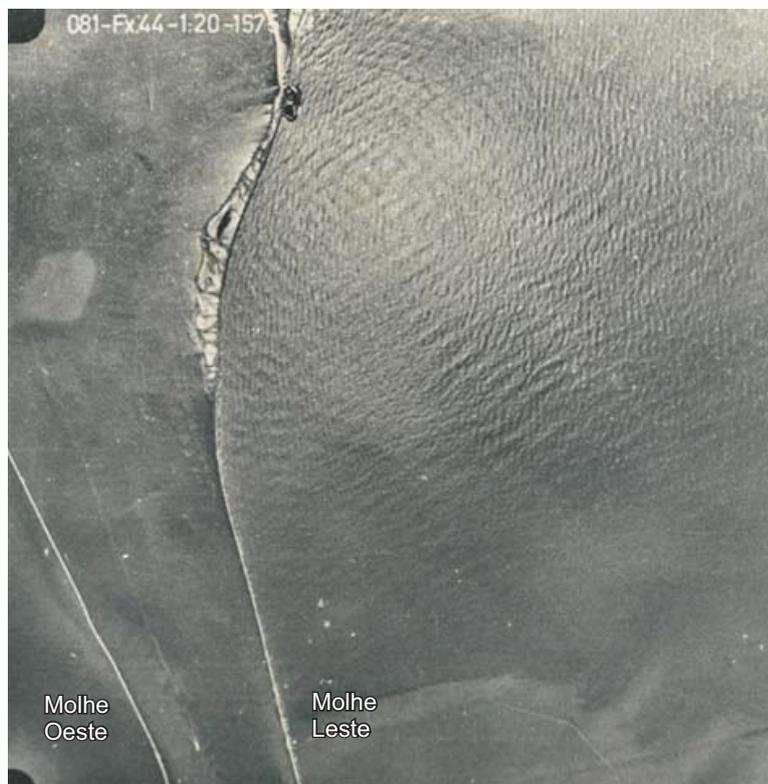


Figura 8.14 Reflexão de ondas nas paredes dos molhes da barra de Rio Grande, RS, na desembocadura da Lagoa dos Patos. Foto aérea de 1964 dos molhes da barra da Lagoa dos Patos. [Fonte: Serviço Geográfico do Exército/ 1ª. Divisão de Levantamento, Ten. Cel. Osmar Möller].

O fenômeno de **refração** ocorre quando uma onda encontra uma variação de profundidade oblíqua (não ortogonal) ao seu sentido de propagação. Nesse caso, a mesma frente de onda encontrará profundidades diferentes e, conseqüentemente, terá velocidades diferentes. Essa diferença de profundidade faz com que a parte da onda que se encontra em águas mais profundas tenha uma velocidade maior do que a parte da onda em águas mais rasas, promovendo a tendência de a frente de onda atingir a praia paralelamente às curvas batimétricas (FIG. 8.15). A mudança de rumo pode ser assinalada pela curvatura das ortogonais.

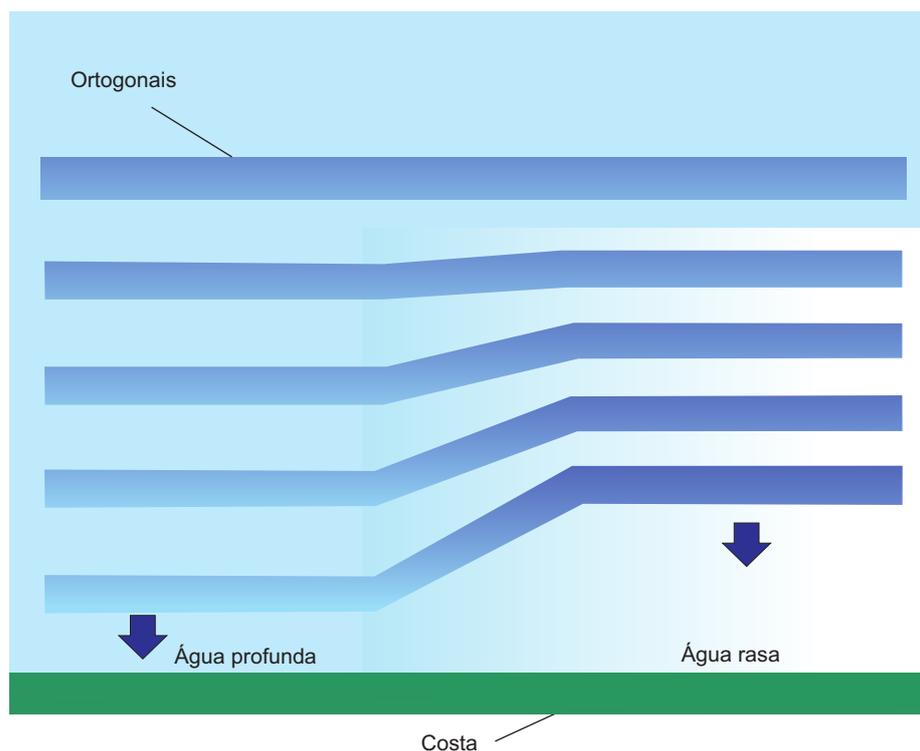


Figura 8.15 Desenho esquemático do efeito de curvatura da onda no processo de refração, representada pelas ortogonais, que são as linhas de maior espessura, perpendiculares às cristas das ondas incidentes. [Fonte: BUTT e RUSSELL, 2008].

Além da mudança do rumo de propagação, a refração também causa alterações na altura da onda, onde, em uma mesma frente, encontram-se alturas de ondas diferentes. Essa mudança de altura independe do fenômeno do empolamento e é causada pelo efeito de concentração ou desconcentração de energia que pode ocorrer devido à refração.

Segundo a Lei de Snell³ para a refração, se uma onda passa de um meio de maior velocidade para um de menor velocidade, o ângulo de refração diminuirá. Se a onda chegar à linha de costa ainda formando um ângulo com a mesma, a consequência principal será a geração de uma corrente de deriva, com resultante paralela à costa, chamada **deriva litorânea**.

Com base nessa lei, é possível inferir o que acontece quando ondas passam sobre elevações (incidem contra cabos, por exemplo) ou depressões (cânions) no fundo do

³ Também conhecida como lei de Descartes ou simplesmente, Lei de Refração.

mar. As regiões que apresentam elevações no fundo do mar podem ser consideradas como lentes convexas, concentrando a energia da onda em uma área restrita e aumentando o potencial para geração de energia a partir de ondas. Por outro lado, os cânions que cortam áreas de plataforma continental, como os do Chile ou da costa dos Estados Unidos (como o de Hudson, na altura do porto de Nova York, e de Monterrey, na Califórnia), provocam alterações no sentido de propagação das ondas. A Figura 8.15 apresenta a complexa batimetria dos cânions La Jolla e Scripps, na Califórnia, que chegam praticamente à linha de costa.

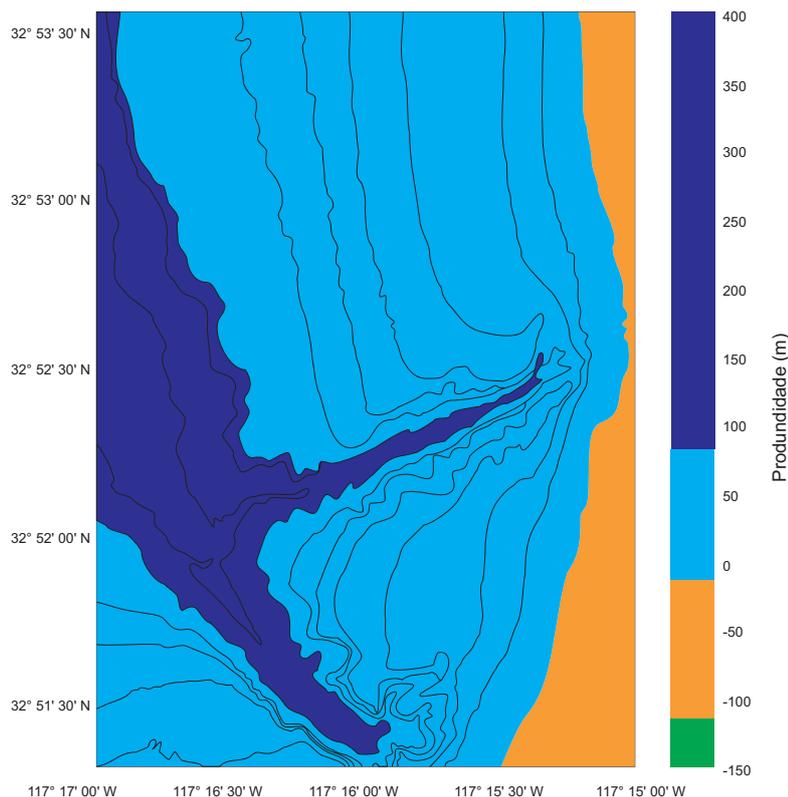


Figura 8.16 Os cânions de La Jolla e Scripps, na costa da Califórnia (EUA).

[Fonte: *Nearshore Canyon Experiment*, 2003; <<http://www.oc.nps.edu/wavelab/ncex.html>>].

A **difração** é o fenômeno que ocorre quando as ondas passam por um orifício ou contornam um objeto cuja dimensão é da mesma ordem de grandeza que o comprimento de onda. Nas ondas de mar, esse fenômeno é observado ao redor de ilhas, em quebra-mares, em entradas artificiais de portos ou entre duas ilhas. Na Figura 8.17 são apresentados exemplos em que: (a) as ondas contornam uma ilha ao se propagarem em direção à costa, o que gera uma zona de sombra, que aos poucos vai



Foto: Wikimedia Commons

dando lugar às ondulações; (b) as ondas passam por um **orifício** provocado por duas ilhas e, nesse caso, é importante comparar o comportamento das ondas antes e depois de passarem pelas ilhas, e (c) as ondas contornam um quebra-mar no porto de Mucuripe, Ceará, situação obtida a partir dos resultados de um modelo matemático (MANGOR, 2004). Esse processo de difração foi o responsável pelo depósito de sedimentos (FIG. 8.17c) observado na área contígua ao molhe. É possível observar que as ondas usam a ponta do quebra-mar como ponto de referência para girar, voltando contra a própria estrutura.

A **arrebentação** (ou **rebentação**) é o processo em que toda a energia que a onda recebeu em sua propagação acaba sendo dissipada sob a forma de calor e de energia cinética turbulenta, resultando na remodelação de praias, através do impacto da própria onda contra o fundo ou rochas. A arrebentação é o último passo na trajetória de uma onda, que vai sendo modificada durante a propagação em águas rasas.

Considerando as partículas individuais dentro da onda e que suas velocidades estão diretamente relacionadas com a profundidade da água, quanto mais distante do fundo uma partícula estiver, mais água haverá abaixo dela e mais rápido ela viajará. Consequentemente, a parte de cima da onda viajará mais rápido do que a parte de baixo, pois o efeito do fundo tem mais influência na parte de baixo da onda, diminuindo sua velocidade. Esse efeito é progressivamente intensificado à medida que a profundidade diminui, até um ponto em que a parte de cima da onda se sobrepõe à de baixo, promovendo a sua quebra, o que ocorre quando esta atinge o limite de $1/7$ de sua esbeltez. Normalmente, esse limite é estabelecido quando a onda chega a uma região onde a profundidade local é aproximadamente igual a 1,3 vezes a altura da onda. Existem diferentes tipos de quebra de onda e cada um deles apresenta um perfil, o que depende de vários fatores, como a topografia do fundo, o vento e também algumas características das ondas propriamente ditas, tais como esbeltez, altura, comprimento e período (FIG. 8.18).

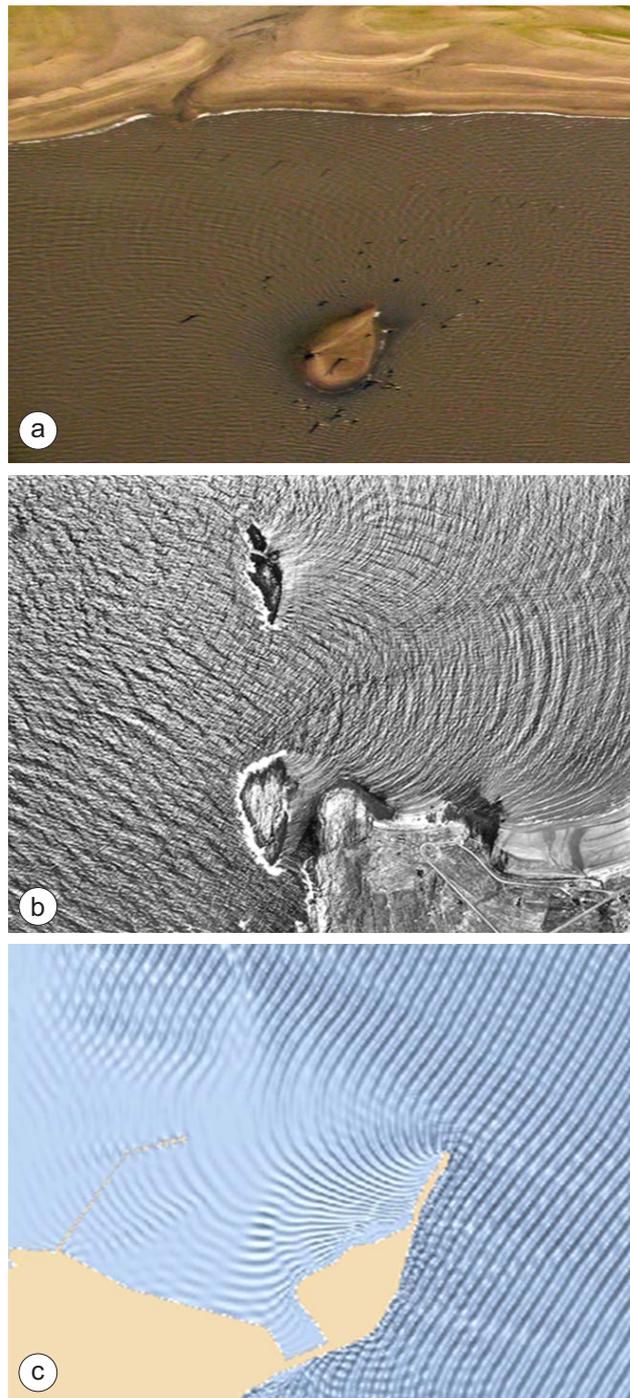


Figura 8.17 Casos de refração: (a) contorno de ilha; (b) passando entre ilhas e (c) porto de Mucuripe no Ceará. O pontal é resultante do depósito de sedimentos formado através da difração das ondas. [Fonte: MANGOR, 2004; <<http://esfsciencenew.wordpress.com/2009/03/26/diffraction-wave-spreading-around-an-edge/>>].

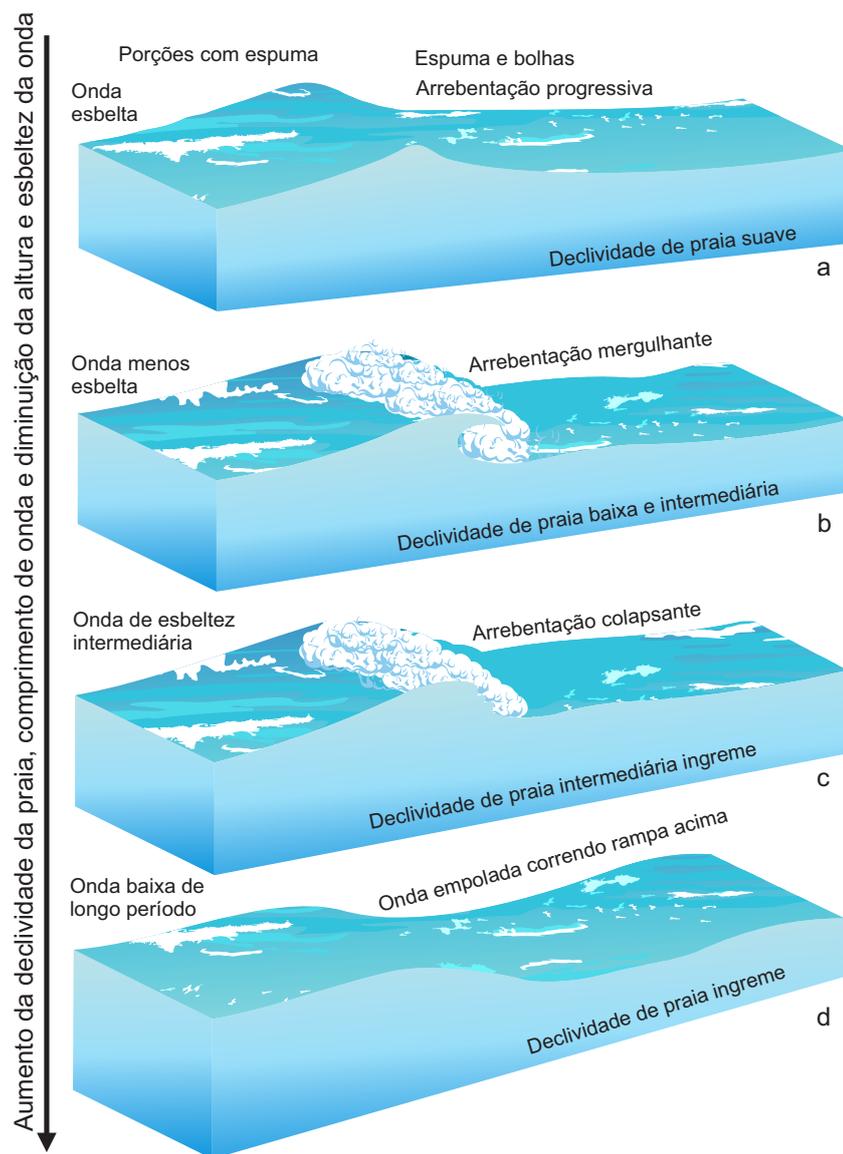


Figura 8.18 Os quatro tipos de arrebentação (a - c) e suas relações com declividade da praia, período, altura, esbelteza e comprimento da onda. [Fonte: ALFREDINI et al., 1999].

Nas praias de declividade mais suave há normalmente dois tipos fundamentais de arrebentação das ondas: a **progressiva** (*spilling breaker*) e a **mergulhante** ou **voluta** (*plunging breaker*). Na primeira (FIG. 8.18a), a onda cresce, mantendo praticamente a sua forma simétrica até que, nas proximidades da crista, aparece espuma. Esse início da arrebentação progride até cobrir em geral toda a frente da onda, mantendo-se a

zona turbulenta mais ou menos junto à superfície. Enquanto se processa o fenômeno da arrebentação, a onda continua a se propagar, mantendo em grande parte seu perfil simétrico até a linha de costa (profundidade zero). As arrebentações observadas nas praias durante uma tempestade, quando as ondas são mais esbeltas (vagas), são desse tipo. No tipo **mergulhante** ou **tubular** (FIG. 8.18b), o processo de dissipação de energia é muito mais rápido e violento. Com a diminuição da profundidade há uma forte deformação do perfil da onda; a frente da onda encurta-se e torna-se cada vez mais inclinada, enquanto a parte de trás alonga-se, tornando-se cada vez mais suave. Em dado momento, a frente torna-se vertical e a parte superior da crista galga o corpo inferior da onda e cai em voluta ou em mergulho com considerável força, dissipando a energia em curta distância com turbulência, dando origem ao tubo (caixote). As arrebentações mergulhantes em praias de declividade suave estão usualmente associadas com as longas ondulações produzidas por tempestades distantes e caracterizam climas de ondas mais calmas. As vagas de tempestades locais raramente produzem rebentações mergulhantes em praias de declividade suave, mas podem produzi-las em declividades mais íngremes.

Existem mais dois tipos de arrebentações que ocorrem em costas de declividades mais acentuadas. A **arrebentação colapsante** (*collapsing breaker*) assemelha-se à **mergulhante**, mas não apresenta o tubo, ocorrendo o colapso da frente da onda (FIG. 8.18c). A do tipo ascendente (*surging breaker*) ocorre nas costas mais íngremes, incluindo os costões rochosos, e é produzido por ondas de baixa esbeltez, em que a frente permanece relativamente íntegra à medida que as ondas deslizam praia acima (FIG. 8.18d). A zona de arrebentação é muito estreita e frequentemente mais da metade da sua energia é refletida de retorno para águas mais profundas.

Pode-se então dizer que o fenômeno de arrebentação das ondas é normalmente associado à desagregação da sua estrutura e ao aparecimento muito rápido de uma forte turbulência. Quando ocorre a arrebentação, a energia que a onda recebeu do vento é dissipada, sendo alguma energia refletida de retorno para o mar, tanto maior quanto mais acentuada a declividade da praia (quanto mais suave, menor a reflexão), mas a maior parcela é dissipada no escoamento turbulento líquido e sólido.

4 TSUNAMIS

O termo *tsunami* vem do japonês, significando literalmente onda de porto, *tsu* (porto) e *nami* (onda). O termo foi criado por pescadores que, vindo da pesca, encontraram o porto devastado, ainda que não tenham visto a onda no alto-mar. Um tsunami é uma onda, ou uma série delas, que ocorrem após perturbações abruptas que deslocam verticalmente a coluna de água, como, por exemplo, um sismo, uma atividade vulcânica, um abrupto deslocamento de terra ou gelo ou o impacto de um meteorito no mar (FIG. 8.19).

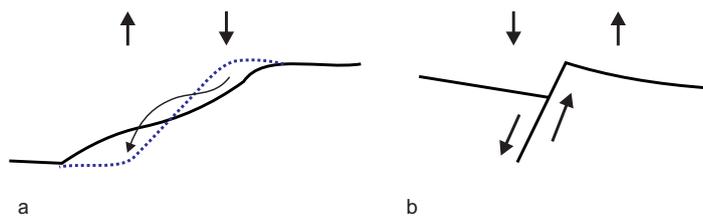


Figura 8.19 Duas possíveis situações que originam um *tsunami*: (a) deslizamento submarino e (b) movimentação de placas tectônicas.

Os *tsunamis* são ondas grandes e destrutivas que se propagam em altas velocidades, podendo percorrer distâncias transoceânicas sem grande perda de energia, até chegar à costa. Um *tsunami* pode causar estragos a milhares de quilômetros de distância da sua origem, podendo passar muitas horas entre a sua criação e o impacto na costa. Possuem comprimento de onda que varia de 130 a 160 km, mas podendo atingir até 1.000 km. O período da onda é de 15 minutos até duas horas, deslocando-se com velocidades maiores que 360 nós (650 km/h) e podendo alcançar até 480 nós (890 km/h).

Em águas profundas os tsunamis são ondas longas que podem ser visualmente imperceptíveis, pois sua altura não atinge mais que um metro. Quando entram em águas rasas, entretanto, os *tsunamis* têm sua velocidade e seu comprimento reduzidos e a altura aumentada, podendo alcançar 30 m, causando grande destruição.

Típicamente, cerca de dez minutos antes de um *tsunami* chegar à costa, o mar recua e expõe parte do leito marinho. Esse recuo pode exceder 800 m, caso a declividade seja pequena. Os *tsunamis* atingem a costa como uma sucessão de ondas, com intervalos entre dois e quarenta e cinco minutos. Estas características ocorrem porque os *tsunamis* possuem períodos extremamente longos e também grandes comprimentos de onda. Enquanto as ondas geradas pelo vento de uma tempestade longínqua sucedem-se de forma ritmada, com período de 10 s e comprimento de onda de 150 m, por exemplo, os *tsunamis* podem ter períodos da ordem de uma hora ou mais e comprimentos de onda que podem exceder os 100 km. Exemplos das significativas diferenças entre um *tsunami* e uma onda gerada pelo vento são apresentados na Tabela 8.2.

Uma onda oceânica caracteriza-se como onda de água rasa, quando a relação entre a profundidade local e o seu comprimento de onda torna-se muito pequena (isto é, quando a profundidade é bem menor que o comprimento de onda). Como os *tsunamis* têm um grande comprimento de onda, comportam-se como ondas de água rasa, mesmo em águas profundas. As ondas de água rasa movem-se com uma velocidade que pode ser calculada pela raiz quadrada do produto da aceleração da gravidade ($9,8 \text{ m/s}^2$) pela profundidade da água (Equação da FIG. 8.3b). Por exemplo, no Oceano Pacífico, onde a profundidade da água é de aproximadamente 4.000 m, um *tsunami* viajará a 200 m/s (aproximadamente 712 km/h) com perda mínima de

energia, mesmo em grandes distâncias. Quando atingir a profundidade de 40 m, sua velocidade poderá chegar a 20 m/s (aproximadamente 71 km/h).

Tabela 8.2 Comparação entre a velocidade, o período e o comprimento de uma onda de *tsunami* e gerada pelo vento.

Comparação de onda de <i>tsunami</i> e onda gerada pelo vento		
Característica da onda	Onda gerada pelo vento	Onda de <i>tsunami</i>
Velocidade	8 - 100 km/h	800 - 1.000 km/h
Período	Intervalo de 5 a 20 s	Intervalo de 10 min a 2 h
Comprimento	100 - 200 m	100 - 500 km

5 ONDAS GIGANTES

(*ROGUE WAVES, FREAK WAVES, MONSTER WAVES, EXTREME WAVES*)

São grandes ondas superficiais que se formam esporadicamente no Oceano, aparentemente de forma aleatória. São definidas como ondas cuja altura excede em mais de duas vezes a altura significativa das ondas, podendo atingir mais de 30 m de altura e causar naufrágios. Diferentemente dos *tsunamis*, que dissipam sua energia ao atingir áreas rasas na costa, as ondas gigantes são observadas na região oceânica, longe da costa. Essas ondas não são necessariamente as maiores do Oceano, mas são surpreendentemente grandes comparadas ao estado em que o mar se encontra e surgem inesperadamente (FIG. 8.20).



Figura 8.20 Foto de uma onda com altura estimada de 18 m afastando-se após colidir com o navio SS *Spray*, em fevereiro de 1986, ao largo de Charleston, na Carolina do Sul, EUA.

[Fonte: <<http://www.opc.ncep.noaa.gov/perfectstorm/index.shtml>>].

Durante muito tempo essas ondas foram consideradas como mitos e lendas entre marinheiros. Porém, provas da sua existência real foram se acumulando, tendo uma destas ondas sido registrada, em 1995, no Mar do Norte, por equipamentos científicos instalados na plataforma petrolífera Draupner. Investigações recentes indicam que essas ondas são bem mais frequentes do que o previsto pela Teoria das Probabilidades aplicada às alturas de onda.

A forma como e por que essas ondas ocorrem não é completamente compreendida. Porém, elas têm sido detectadas em todos os oceanos, em condições oceanográficas diversificadas, o que sugere que podem ter várias causas. Algumas das causas apontadas para a geração desse tipo de onda são:

a) **Interferência entre ondas e correntes** – quando as ondas de tempestade deslocam-se em sentido contrário ao da corrente oceânica, a velocidade das ondas é forçada a diminuir. Entretanto, como o ritmo de transmissão de energia tem que se manter constante, as ondas sofrem processos de acomodação, que fazem com que o comprimento de onda diminua. Conseqüentemente, para manter o equilíbrio energético, a altura da onda aumenta e de forma esporádica ocorre o agrupamento de várias ondas, resultando em uma onda gigante que não se dissipa facilmente.

b) **Interferência construtiva** – diferentes trens de ondas com características e direções distintas encontram-se num ponto; as alturas das ondas incidentes são adicionadas, gerando uma onda gigante. Neste caso, o fenômeno é de vida curta, uma vez que os trens de ondas continuam a se deslocar, fazendo com que as ondas individuais voltem a se separar.

Praticamente todos os anos são registradas ondas gigantes nos oceanos e nos últimos anos é cada vez maior o número desses registros com equipamentos científicos, sendo algumas já detectadas por satélites altimétricos.



BOX 8.1
GERAÇÃO DE ENERGIA
A PARTIR DAS ONDAS

Energia pode ser gerada por meio de dispositivos que utilizam o movimento das ondas de gravidade no oceano. Existem diversos mecanismos que convertem a energia das ondas em energia elétrica. Entre as opções possíveis estão as que utilizam o próprio movimento orbital das partículas fluidas, o deslocamento da superfície livre ou a variação de pressão do ar em câmaras devido à passagem de ondas. Por razões de ordem hidrodinâmica, esses sistemas são sensíveis ao período da onda, e a maior eficiência é obtida quando a frequência da onda iguala-se à frequência natural de vibração do sistema (aquela em que ele vai vibrar livremente ao receber um impulso, ao ser retirado da sua posição de equilíbrio). Dessa forma, há também uma relação entre o comprimento de onda e a dimensão do sistema de absorção para obtenção da chamada máxima eficiência. O rendimento de conversão de energia depende das características da onda incidente como período, altura e direção de propagação. Consequentemente, para o planejamento adequado de sua instalação e do potencial energético, é indispensável que seja investigado criteriosamente o clima de ondas em regiões oceânicas, o que pode ser feito por meio de medições diretas ou aplicando modelos numéricos de geração e propagação de ondas baseados em forçantes atmosféricas.

Através da Teoria Linear da onda, aplicável até a onda quebrar e enquanto a profundidade local da água, H , for maior que a metade do comprimento de onda, é possível determinar a Potência ou o Fluxo de Energia por frente de onda através da Equação 8.9:

$$P = \frac{\rho g^2}{32\pi} H^2 T \quad \text{Equação 8.9}$$

Onde ρ é a densidade da água, g é a aceleração da gravidade, π é a altura da onda e T o período da onda.

Na realidade, as ondas do mar não são puramente sinusoidais ou cossenoidais, mas podem ser representadas como a sobreposição de ondas sinusoidais de diferentes amplitudes, frequências e direções de propagação. Mas para avaliar a Potência ou o Fluxo de Energia em um mar complexo, onde muitas ondas interagem, não há uma altura e período de onda único. Nesses casos, é possível determinar, por semelhança com as ondas sinusoidais, uma altura significativa (relacionada com a altura média), um período médio (existem diversas formas de definir), e uma direção de propagação média. Para medir a Potência ou o Fluxo de Energia em um mar complexo, os dois parâmetros característicos utilizados são a altura

BOX 8.1

significativa, H_s (m), e o período de pico, T_p (s), sendo ambos os valores independentes da direção de propagação da onda. A altura significativa de onda é definida como a média do terço das maiores alturas das ondas de um registro. Essa medida corresponde à altura de onda que um observador estima para descrever a atividade do oceano. O período de pico corresponde à média dos períodos correspondentes do terço das maiores alturas. O fluxo de energia em um mar irregular, medido em watts por metro de frente de onda, é obtido pela Equação 8.10:

$$P = 0,49H_s^2T_p \quad \text{Equação 8.10}$$

onde H_s é a altura significativa da onda e T_p o período de pico.

Além dos valores médios, as ondas do mar são caracterizadas pela forma como a energia se distribui em frequência e por direção de propagação, o que leva ao conceito de espectro de onda, que pode ser direcional (distribuição da energia das ondas conjuntamente por frequência e por direção de propagação) e de frequência (distribuição da energia apenas por frequência, independentemente da direção de propagação).

A caracterização do clima de ondas de um determinado local pressupõe, portanto, que seja conhecido o fluxo médio de energia transportado pelas ondas, o diagrama de ocorrência, a distribuição do fluxo de energia por rumos de propagação de onda e as formas espectrais dominantes no local. O fluxo médio de energia é normalmente expresso em kW por metro de frente de onda (ou MW por quilômetro de frente de onda). O diagrama de ocorrências é uma tabela com a probabilidade de ocorrência dos estados de mar definidos por intervalos de altura significativa e período, sendo comum definirem-se intervalos de 2 m para as alturas significativas e de 1 s para os períodos. A distribuição de direções é apresentada sob a forma de uma “rosa de ventos” com os traços proporcionais à energia incidente em cada direção. (Veja no Capítulo 15: Recursos Marinhos Não-Vivos, texto sobre um protótipo de gerador instalado em Fortaleza).

