IV.- ENERGÍA DE LA OLAS

pfernandezdiez.es

Si nos preguntamos que cuántos tipos de ondas existen en el mar, no es exagerado responder que existen todos los tipos que la física y la matemática han podido describir y modelizar; existen ondas senoidales o compuestas de varias sinusoides, ondas troncoidales y ondas que tienen perfiles insólitos, ondas progresivas y estacionarias, ondas amortiguadas, ondas superficiales, ondas medias, ondas que llegan a la superficie del mar y ondas que se manifiestan en profundidad en contacto con aguas de temperatura y salinidad diferentes.

IV.1.- CLASIFICACIÓN DE LAS OLAS

De la radiación solar incidente sobre la superficie de la Tierra, una fracción se invierte en un calentamiento desigual de la misma, lo que provoca en la atmósfera zonas de altas y bajas presiones, generando desplazamientos del aire (viento) de mayor o menor intensidad. El oleaje es una consecuencia del rozamiento del aire sobre la superficie del mar y, por lo tanto, supuesta una constante solar del orden de 375 W/m^2, aproximadamente 1 W/m^2 se transmite al oleaje, que actúa como un acumulador de energía, por cuanto al tiempo que la recibe, la transporta de un lugar a otro, y la almacena; la intensidad del oleaje depende de la intensidad del viento, de su duración y de la longitud sobre la cual éste transmite energía a la ola.

El mecanismo conque se generan las olas debidas al viento no está aun perfectamente esclarecido; se trata probablemente de la acción de oscilaciones de la presión atmosférica de período corto combinadas con la acción del viento. Por su turbulencia, una corriente de viento que fluye, incluso, paralela a la superficie del mar, se puede asimilar a una sucesión de oscilaciones de la presión atmosférica que actúan en un plano vertical, ortogonalmente a la dirección del viento. Tales oscilaciones, que incluso pueden superar la amplitud de un milibar, llegan a tener períodos del orden de uno a varios segundos, y se corresponden con auténticos golpes alternados con acciones de reflujo, que se desplazan con el avance del viento, por lo que la superficie aparece afectada por una agitación.

En el mar existen dos tipos generales de ondas, *estacionarias y progresivas o transitorias*.

Olas estacionarias.- En una ola marina estacionaria, existen uno o varios puntos (o líneas), en los que el movimiento es nulo, (puntos nodales), y uno o más puntos en los que el desplazamiento es máximo, (puntos ventrales). La distancia entre los nodos y la frecuencia de la oscilación, dependen de las dimensiones geométricas de la cuenca en que se produzcan.

Las *secas* son ondas estacionarias como las oscilaciones propias de las cuencas marinas y las cooscilaciones de las mareas; para explicar su funcionamiento se recurre al siguiente ejemplo:

Cuando se da una sacudida a un recipiente lleno de líquido se observa que toda la masa líquida oscila y, tras un número mayor o menor de oscilaciones, el nivel vuelve a las condiciones de equilibrio iniciales.

En una cuenca marina, o en un lago, las *secas* se manifiestan cuando la masa de agua sufre sacudidas bruscas tanto por la acción del viento y variaciones de la presión atmosférica, como por sacudidas costeras submarinas.

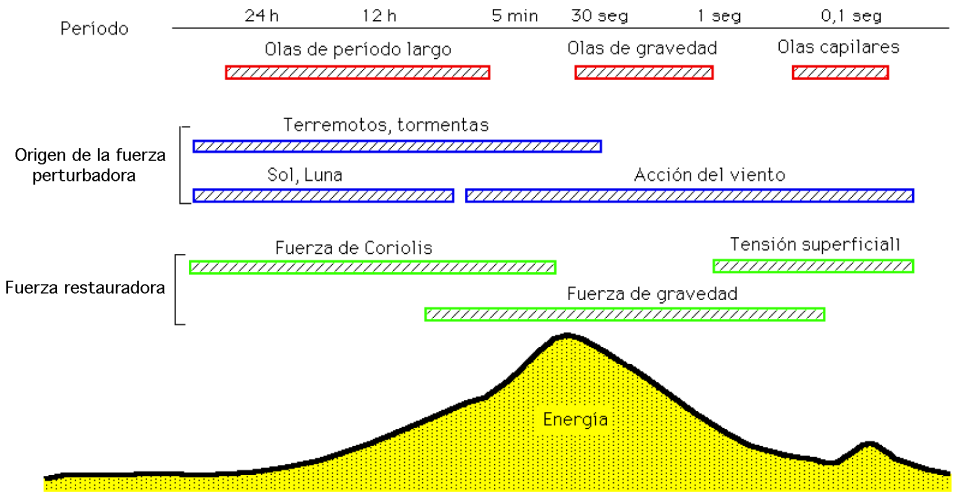

Fig IV.1.- Representación esquemática de los tipos de olas que existen en la superficie del océano y de la energía en ellas contenida

Las *cooscilaciones de marea* son una especie de secas originadas en un mar semicerrado por las mareas externas, que se desarrollan en amplitud oceánica abierta. Sólo en extensiones oceánicas grandes, la fuerza de la marea puede imponer directamente oscilaciones bastante amplias (mareas independientes).

Olas transitorias o progresivas.- Una *ola marina progresiva* es aquella que varía en el tiempo, y en el espacio; pueden formarse en la superficie (por ejemplo, ondas superficiales debidas al viento) o en el seno de la masa oceánica (ondas internas que se producen a lo largo de las discontinuidades de temperatura y salinidad entre las diversas masas de agua).

Las *ondas largas*, típicamente progresivas, son las ondas solitarias y los *tsunami*, frecuentes en el Pacífico, que se generan en relación con terremotos costeros y oceanográficos y se propagan de una costa a otra o desde el epicentro oceánico hasta las costas, provocando a menudo cuantiosos da-

ños, mayores incluso que los de los mismos terremotos.

Las olas se pueden clasificar atendiendo a la *fuerza perturbadora*, según la cual las olas pueden ser generadas por distintos fenómenos, Fig IV.1, como: $\begin{cases} Acción\ del\ viento \\ Terremotos\ y\ tormentas \\ Sol\,,\ Luna \end{cases}$

Las olas debidas al viento son las que contienen más energía y son las que se aprovechan para obtener electricidad; su energía procede. en última instancia, de la energía solar.

Olas libres y olas forzadas.- Las olas libres son las generadas por una aplicación instantánea de la fuerza perturbadora que cesa al momento y, por lo tanto, la ola evoluciona libremente.

Las olas forzadas son aquellas en las que la perturbación se aplica de manera continua, por ejemplo, las olas de marea.

Período de duración de las olas: $\begin{cases} \text{- de período largo, de 5 min a 24 h} \\ \text{- de gravedad, de 1 seg a 30 seg} \\ \text{- capilares, de menos de 0,1 seg} \end{cases}$

IV.2.- COMPORTAMIENTO Y CARACTERÍSTICAS DE LAS OLAS GENERADAS POR EL VIENTO

Este tipo de olas se forma cuando el viento sopla sobre la superficie marina; mientras el viento está soplando se generan olas confusas, sin una dirección definida, aunque haya una predominante.

Cuando las olas abandonan la zona en que sopla el viento se van propagando de acuerdo con su velocidad $\vec{c}$, que es función de la longitud de onda λ, (distancia entre dos olas consecutivas).

Las olas se agrupan, por sus longitudes de onda, formándose así olas casi regulares, que dan lugar a la mar tendida, Fig IV.2, que es la que se aprovecha para generar energía.

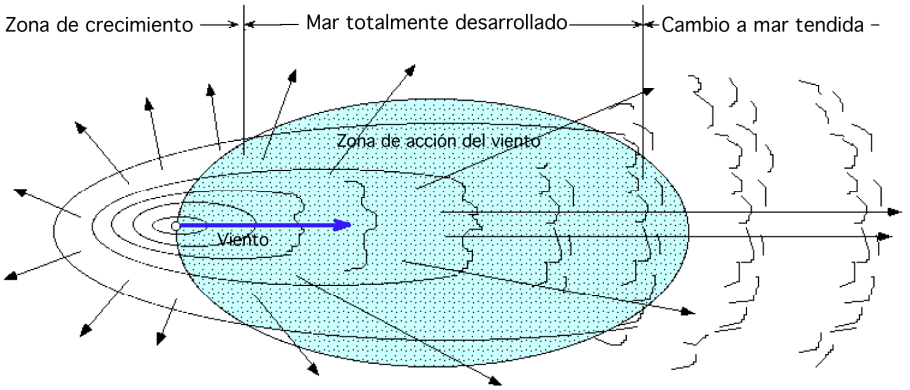

Fig IV.2.- Acción de un viento constante sobre una zona determinada del mar

No existe una regularidad perfecta de las olas, ya que su amplitud, energía y dirección varían

aleatoriamente a lo largo del año; cambian desde la calma absoluta, 1% al año, hasta 1 MW/km, otro 1%; hay lugares en los que durante períodos de varios minutos pueden llegar a alcanzar hasta 10 MW/km. También pueden estar sometidas a variaciones instantáneas.

En el oleaje es fundamental la distinción entre las curvas perfil de la ola progresiva que se mueve con velocidad $\vec{c}$ y la trayectoria de las partículas de agua que constituyen la ola.

Las olas se trasladan, pero las partículas de agua no; éstas se mueven en trayectorias (órbitas) elípticas o circulares; las órbitas elípticas en las olas largas se pueden comprimir hasta formar segmentos circulares.

Las órbitas se consideran, por comodidad para su estudio, cerradas, aunque en realidad son abiertas, es decir, el oleaje está asociado a un transporte de corriente.

En las ondas largas, en particular las de mareas, el desplazamiento horizontal de las partículas es prácticamente igual tanto en superficie como en el fondo, describiendo trayectorias del mismo radio en la misma horizontal, pero de distinta fase; las partículas situadas en la misma vertical describen órbitas de igual fase, pero sus radios disminuyen con la profundidad, Fig IV.3.

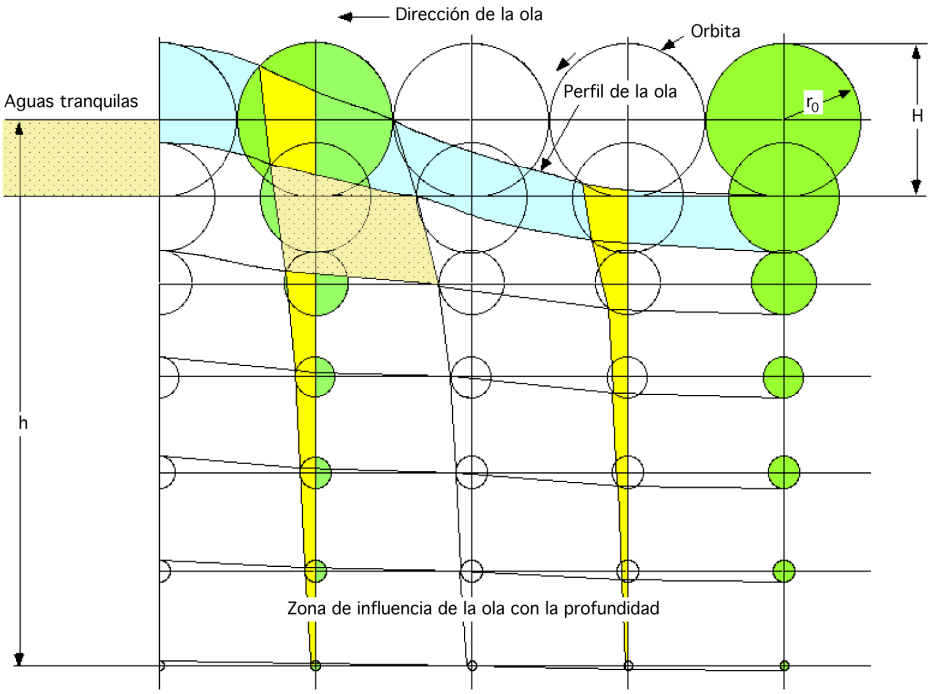

Fig IV.3.- Movimiento de las partículas de agua en una ola

Si no existe suficiente profundidad, el fondo afecta al desplazamiento vertical de las órbitas que tendrán forma de elipses.

Si la profundidad es muy pequeña, el movimiento vertical queda totalmente impedido y las trayectorias de las partículas son rectas horizontales, Fig IV.4.

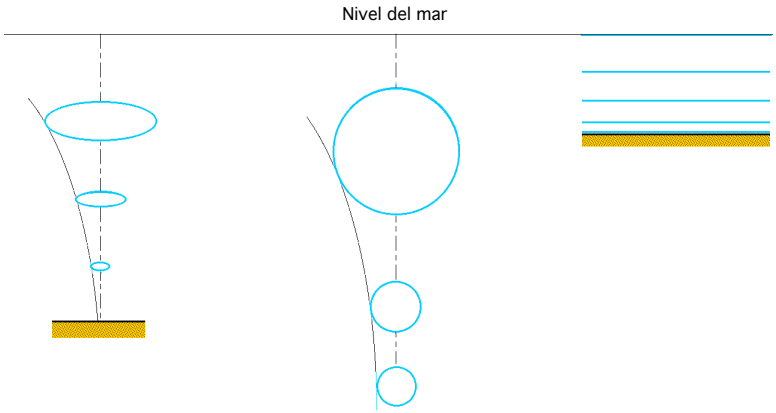

Fig IV.4.- Influencia del fondo en el desplazamiento vertical de las órbitas

En las ondas superficiales, las dimensiones de las órbitas disminuyen exponencialmente con la profundidad; si el movimiento orbital superficial se reduce a un círculo de radio r_0, el radio disminuye con la profundidad h, (altura del mar desde el fondo a la superficie), según la relación:

$$r = r_0\ e^{-\frac{2\pi}{\lambda}h} \quad \Rightarrow \quad \textit{Para una profundidad:} \begin{cases} h = \lambda/2 \quad \Rightarrow \quad r = r_0\ e^{-\pi} = 0{,}0433\ r_0 \\ h = \lambda \quad \Rightarrow \quad r = r_0\ e^{-2\pi} = 0{,}0019\ r_0 \end{cases}$$

siendo r_0 el radio orbital superficial, que coincide con la semialtura $\frac{H}{2}$ de la ola, de lo que se deduce que una ola de λ = 100 m, con una altura H = 4 m tiene:

- *En superficie (h = 0) un movimiento de partículas cuya excursión es de 4 metros, $r = r_0$*
- *A 50 m de profundidad $h = \frac{\lambda}{2}$ la excursión de las partículas apenas alcanza 17 cm*
- *A 100 metros de profundidad sólo 0,8 cm*

Consideraciones de este tipo tienen una gran importancia para el estudio de la acción del oleaje sobre los fondos marinos, así como sobre las construcciones costeras e instalaciones portuarias.

Es evidente que hablar de la altura de una ola, en el fondo, sólo tiene un significado puramente ideal, ya que la ola realmente adquiere altura en superficie, pero sobre el fondo se puede hablar solamente de desplazamiento de las partículas, aunque se puede hablar de altura de una ola en profundidad sólo por analogía con lo que tiene lugar en superficie.

El perfil de una ola tiene una forma que depende de la relación $\frac{H}{\lambda}$, pudiéndolas clasificar de la siguiente forma:

a) Cuando la relación $\frac{H}{\lambda}$ sea muy pequeña, del orden de $\frac{1}{50}$ o menor, las olas superficiales tienen una altura H pequeña, (desde 1 cm a 1 metro) y gran longitud de onda λ (desde menos de 1 km a cientos de km).

Los tipos de olas que cumple estas condiciones son las $\begin{cases} \textit{secas} \\ \textit{mareas (mar de fondo)} \end{cases}$ *caracterizadas por un pe-*

ríodo T alto, longitudes de onda λ amplias y alturas H pequeñas, que siguen un movimiento sinusoidal, pudiéndose aplicar la Teoría de ondas lineal para describir sus características cinemáticas, Fig IV.5.

b) Si la relación $\frac{H}{\lambda}$ *tiene valores apreciables, el perfil de la ola es más bien troncoidal; su existencia viene condicionada por el valor de* $\frac{H}{\lambda}$ *que si es superior a* $\frac{1}{7}$ *implica la rotura de la ola, Teoría no lineal.*

IV.3.- TEORÍA DE OLAS LINEAL

Las ***olas cortas*** son aquellas en las que la velocidad $\vec{c}$ es independiente de la profundidad del mar h, pero dependiente de la propia longitud de onda λ. Ondas de este estilo son las olas de viento, es decir, las olas corrientes que estamos acostumbrados a observar sobre la superficie marina. En el estudio de la teoría de ondas lineal haremos consideraciones sobre su desplazamiento vertical, período, longitud, velocidad de traslación, rotura, energía de las olas, etc.

Desplazamiento vertical de la ola.- La oscilación de la superficie libre, o desplazamiento vertical de la ola, en un sistema de coordenadas (x, y), obedece a la ecuación:

$$y = \frac{H}{2} \cos\left(\frac{2\pi x}{\lambda} - \frac{2\pi t}{T}\right)$$

cuyo esquema y parámetros que intervienen, se representan en la Fig IV.5.

Periodo.- El período T de las olas es el tiempo transcurrido para que por un punto pasen dos crestas o dos valles sucesivos de un mismo tren de olas.

El período de la ola sinusoidal es: $T = \frac{2\pi}{\sqrt{\frac{2\pi g}{\lambda} Th\left(\frac{2\pi h}{\lambda}\right)}} = \frac{2\pi}{w}$

Si el agua tiene suficiente profundidad $h > \frac{\lambda}{2}$ el período es $T = \frac{\lambda}{c}$; en las olas cortas se determina inmediatamente una vez conocidos λ y $\vec{c}$, en la forma: $c = \frac{\lambda}{T} = \frac{g\,T}{2\pi}$; $T = \frac{2\pi c}{g}$

A título indicativo, dadas las longitudes de ola más comunes, se puede decir que el período de las olas cortas superficiales varía desde un segundo a una decena de segundos, Tabla IV.1.

En las olas largas, el período T no se da explícitamente, porque λ no se conoce a priori.

Tabla IV.1- Valores de algunos parámetros para aguas profundas

T seg	*5*	*7,5*	*10*	*12,5*	*15*
λ (m)	*39*	*88*	*156*	*244*	*351*
c (m/seg	*7,8*	*11,7*	*15,6*	*19,5*	*23,4*
c (km/hora)	*28,1*	*42,2*	*56,2*	*70,3*	*84,3*
h	*20*	*44*	*78*	*122*	*176*

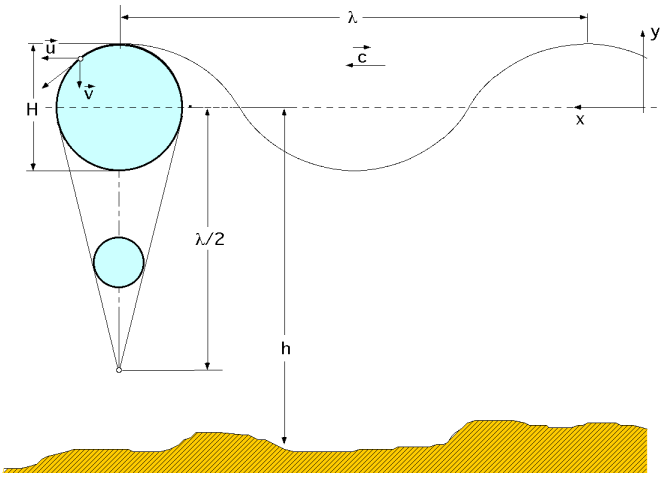

Fig IV.5.- Ola lineal

Longitud de onda.- La longitud de onda de las olas viene dada por la expresión:

$$\lambda = \frac{g\,T^2}{2\,\pi}\ Th\ \frac{2\,\pi\,h}{\lambda}$$

Para las olas superficiales de viento, olas cortas $h > \frac{\lambda}{2}$, se cumple: $\lambda = \frac{g\,T^2}{2\,\pi}$

Velocidad de traslación.- La velocidad de traslación $\vec{c}$ de la onda, (celeridad), permite diferenciar las ondas cortas de las largas y obedece a la ecuación:

$$c = \frac{\lambda}{T} = \frac{g\,T}{2\,\pi}\ Th\ \frac{2\,\pi\,h}{\lambda}$$

En aguas profundas $h > \frac{\lambda}{2}$, por lo que esta ecuación se transforma en:

$$c = \frac{\lambda}{T} = \sqrt{\frac{g\,\lambda}{2\,\pi}} = f(\lambda) \quad ; \quad \lambda = \frac{g\,T^2}{2\,\pi} \quad ; \quad c = \frac{\lambda}{T} = \frac{g\,T}{2\,\pi} \quad ; \quad T = \frac{2\,\pi\,c}{g} = \frac{\lambda}{c}$$

En la Tabla IV.1 se indican los valores de estos parámetros en aguas profundas, para períodos que oscilan entre 5 y 15 segundos.

La velocidad de propagación de estas olas es notablemente inferior a la de las olas largas, ya que pueden alcanzar longitudes de onda del orden de 200 ó 300 m, aunque a veces se consideran longitudes de ola hasta un máximo de 600 m; para longitudes de onda de 10, 20, 30, 50, 100, 200, 300 y 600 m, la velocidad en km/hora es de 14,4; 20,2; 24,5; 31,7; 45,0; 63,4; 77,5 y 110 respectivamente.

En aguas poco profundas $\frac{\lambda}{20} < h < \frac{\lambda}{2}$, *las ecuaciones se convierten en:* $\begin{cases} c = f(h) = \sqrt{g\,h} \\ \lambda = \sqrt{g\,h}\ T \end{cases}$ *que se corresponden con las ondas largas, en las que la velocidad de traslación* $\vec{c}$ *depende sólo de la profundidad h del mar, pero son independientes de* λ.

En canales de profundidad limitada: $c = \sqrt{g\,(h + H)}$

En la Tabla IV.2 se indican los valores de estos parámetros en aguas poco profundas, para períodos que oscilan entre 5 y 15 segundos.

Tabla IV.2.- Valores de algunos parámetros en aguas poco profundas

T (seg)	*5*	*7,5*	*10*	*12,5*	*15*
λ (m)	*12*	*28*	*49*	*77*	*110*
c (m/seg)	*2,5*	*3,7*	*4,9*	*6,1*	*7,4*
c (km/hora)	*8,8*	*13,2*	*17,7*	*22,1*	*26,5*
h	*0,6*	*1,4*	*2,4*	*3,8*	*5,5*

Comparando los datos anteriores, se observa que la longitud de la ola y su celeridad, disminuyen considerablemente conforme ésta se acerca al litoral.

El efecto de la profundidad es muy importante; por ejemplo, en un océano con profundidades de 1000, 2000, 3000, 4000, 5000 y 6000 m la velocidad de la ola larga, en km/hora sería de 356, 504, 616, 712, 795 y 870, que son velocidades muy elevadas.

Rotura de la ola.- Las componentes de la velocidad *(u,v)* del movimiento circular (tangencial) de las partículas de agua en la ola son de la forma:

$$\text{Componente horizontal: } u = \frac{\pi H}{T} \frac{Cosh\{\frac{2\pi}{\lambda}(y+h)\}}{Senh(\frac{2\pi}{\lambda}h)} cos(\frac{2\pi}{\lambda}x - w\,t)$$

$$\text{Componente vertical: } v = \frac{\pi H}{T} \frac{Senh\{\frac{2\pi}{\lambda}(y+h)\}}{Senh(\frac{2\pi}{\lambda}h)} sen(\frac{2\pi}{\lambda}x - w\,t)$$

$$\text{siendo} \begin{cases} x \text{ la coordenada horizontal en la dirección de propagación de la ola} \\ y \text{ la coordenada vertical} \end{cases}$$

Las ecuaciones anteriores se transforman en:

$$\text{En aguas profundas:} \begin{cases} \text{Componente horizontal: } u = \frac{\pi H}{T} e^{\frac{2\pi y}{\lambda}} cos(\frac{2\pi}{\lambda}x - w\,t) \\ \text{Componente vertical: } v = \frac{\pi H}{T} e^{\frac{2\pi y}{\lambda}} sen(\frac{2\pi}{\lambda}x - w\,t) \end{cases}$$

$$\text{En aguas poco profundas:} \begin{cases} \text{Componente horizontal: } u = \frac{H}{2}\sqrt{\frac{g}{h}} cos(\frac{2\pi}{\lambda}x - w\,t) \\ \text{Componente vertical: } v = \frac{\pi H}{T}\frac{y+H}{h} sen(\frac{2\pi}{\lambda}x - w\,t) \end{cases}$$

La ola rompe cuando la componente horizontal de la velocidad de las partículas de agua se iguala a la celeridad *(u = c)* proceso que va acompañado de una importante pérdida de energía; la condición de rotura implica, para H_r la altura de la ola al romper, que:

$$\sqrt{g\ h} = \frac{H}{2}\sqrt{\frac{g}{h}}\ cos\left(\frac{2\ \pi}{\lambda}\ x - w\ t\right) = \left|\ x = 0\ \ ;\ \ t = 0\ \ ;\ \ H = H_r\ \right| = \frac{H_r}{2}\sqrt{\frac{g}{h}}$$

Energía de la ola.- En una ola, cada partícula está dotada de energía cinética y energía potencial; en las olas regulares, los valores de la longitud de onda λ y período T, permanecen constantes.

La energía de una onda regular es suma de la energía potencial E_p y la cinética E_c:

$$E = E_p + E_c = \frac{\rho\ g\ \lambda\ b\ H^2}{8}$$

$$\text{en la que:}\ \begin{cases} \rho \text{ es la densidad del agua en } kg/m^3 \\ H \text{ es la altura de la ola, distancia entre la cresta y el valle} \\ b \text{ es la anchura de la cresta o longitud del frente de ondas} \end{cases}$$

En aguas profundas:

$$E = E_p = E_c = \frac{\rho\ g\ \lambda\ b\ H^2}{16} = \left|\ \lambda = \frac{g\ T^2}{2\ \pi}\ Th\ \frac{2\ \pi\ h}{\lambda}\ \right| = \frac{\rho\ g^2 T^2 b\ H^2}{32\ \pi}\ Th\ \frac{2\ \pi\ h}{\lambda} = \left|\ \begin{array}{c} \text{En aguas profundas} \\ Th\ \frac{2\ \pi\ h}{\lambda} \approx 1 \end{array}\ \right| =$$

$$= 979{,}2\ b\ T^2 H^2\ \ W/seg$$

Puesto que la energía de las olas depende del cuadrado de su altura H es evidente que la disminución de esta altura con la profundidad h es importante en el estudio de la distribución de la energía de las olas en profundidad. La determinación de la presión ejercida por una ola contra un obstáculo, debida a la transferencia de su energía cinética sobre el mismo, es de gran interés para el aprovechamiento de la energía de las olas.

Se pueden medir presiones del orden de la tonelada por metro cuadrado, e incluso de decenas de toneladas por metro cuadrado durante las tempestades más fuertes, por lo que fácilmente se deduce la importancia que tienen estos valores en la construcción de obras portuarias o en mar abierto o en la misma navegación. La presión de las olas varía, al igual que la energía, con el cuadrado de la amplitud y se atenúa con la profundidad en forma exponencial.

Potencia de la ola.- La potencia N_L del frente de onda por unidad de longitud b = 1, es:

$$N_L = \frac{1}{2}\ \rho\ g\left(\frac{H}{2}\right)^2 c\ sen^2\left(\frac{2\ \pi}{\lambda}\ x - \frac{2\ \pi}{T}\ t\right)\left(1 + \frac{\frac{4\ \pi\ h}{\lambda}}{Sh\left(\frac{4\ \pi\ h}{\lambda}\right)}\right) = \rho\ g\left(\frac{H}{2}\right)^2\ c_g\ sen^2\left(\frac{2\ \pi}{\lambda}\ x - \frac{2\ \pi}{T}\ t\right)$$

siendo la velocidad del grupo de olas, (asociada al avance de la energía) $\vec{c}_g$, diferente de la velocidad $\vec{c}$ de la ola, de la forma: $c_g = \frac{c}{2}\left(1 + \frac{\frac{4\ \pi\ h}{\lambda}}{Sh\left(\frac{4\ \pi\ h}{\lambda}\right)}\right)$

La potencia media del frente de onda por unidad de longitud, es:

$$\hat{N}_L = \frac{\rho\, g\, H^2\, T}{32\,\pi}\, Th\left(\frac{2\pi}{\lambda}\, h\right)\left(1 + \frac{\frac{4\,\pi\, h}{\lambda}}{Sh\left(\frac{4\,\pi\, h}{\lambda}\right)}\right)$$

En aguas profundas $h > \frac{\lambda}{2}$, se cumple que $c_g = \frac{c}{2}$ debido a que las olas que están en cabeza del grupo van perdiendo energía y acaban por desaparecer; mientras que en la cola del grupo aparecen nuevas olas; en esta situación, la potencia N_L por unidad de longitud de frente de ola, en función del período es:

$$N_L = \frac{\rho\, g\, H^2 c_g}{8} = \frac{\rho\, g\, H^2 c}{16} = \left| c = \frac{g\, T}{2\,\pi} \;\; ; \;\; T = \sqrt{\frac{2\,\pi\,\lambda}{g}} \right| = \frac{\rho\, H^2 g^2 T}{32\,\pi} = \frac{\rho\, H^2}{16}\, \sqrt{\frac{\lambda\, g^3}{2\,\pi}}$$

En aguas poco profundas $h < \frac{\lambda}{2}$, se cumple que $c_g = c$

Si H se mide en metros, T en segundos y ρ = 1000 kg/m^3, resulta: $N_L = 0{,}955\, H^2 T \;\; (kW/m)$

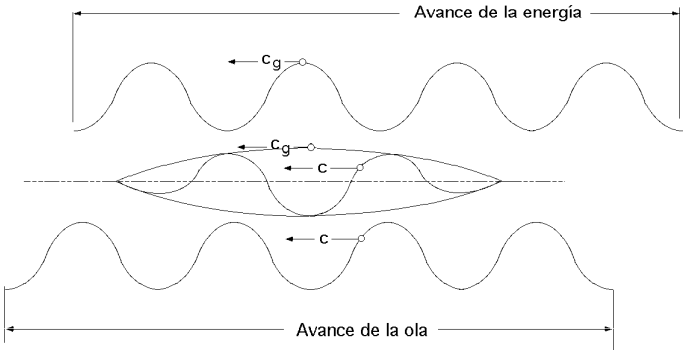

Fig IV.6.- Avance de la ola y avance de la energía de la ola

La energía de las olas varía con la latitud y los climas; en algunas zonas del Atlántico y en el norte del Japón, las olas pueden alcanzar una densidad de energía del orden de 10 MW por km de frente de onda.

IV.4.- ONDAS NO LINEALES

El comportamiento de la ola no lineal se puede describir mediante la teoría de Stokes, o mediante la teoría de la onda solitaria.

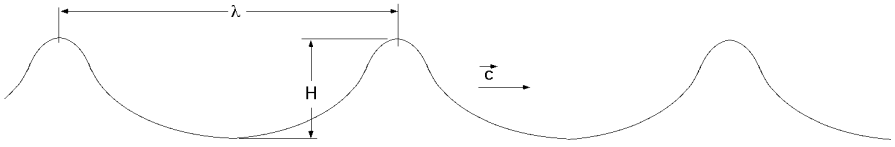

Fig IV.7.- Ola no lineal (Stokes)

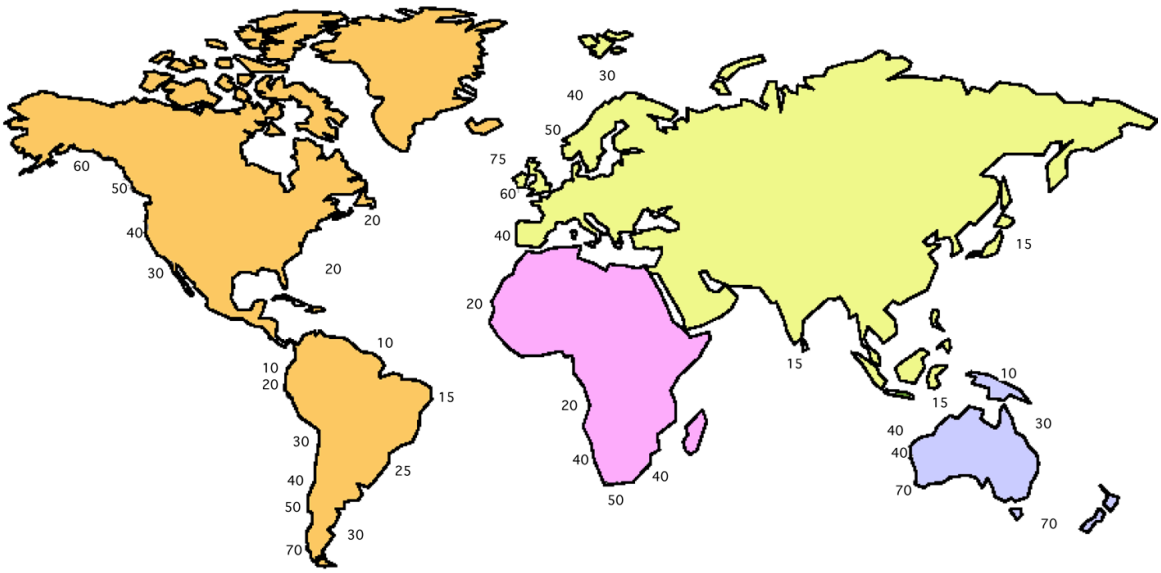

Fig IV.8.- Distribución media anual mundial de la energía de las olas en mar abierto, en kW/m frente de ola

Teoría de Stokes.- Para describir la ola en aguas poco profundas, Stokes propone una ecuación cuyo desplazamiento vertical es de la forma:

$$y = \frac{H}{2} \cos\left(\frac{2\pi x}{\lambda} - \frac{2\pi t}{T}\right) + \frac{3}{64}\,\frac{\lambda^2 H^2}{\pi^2 h^3} \cos\left\{2\left(\frac{2\pi x}{\lambda} - \frac{2\pi t}{T}\right)\right\}$$

en la que la longitud λ de la ola y la celeridad son idénticas a las de la teoría lineal.

La componente $\vec{u}$ de la velocidad es:

$$u = \frac{\lambda H}{2 h T} \cos\left(\frac{2\pi x}{\lambda} - \frac{2\pi t}{T}\right) + \frac{3}{64}\,\frac{\lambda^3 H^2}{\pi^2 h^4 T} \cos\left\{2\left(\frac{2\pi x}{\lambda} - \frac{2\pi t}{T}\right)\right\}$$

La condición de rotura H_r de la ola, profundidad del agua para la cual rompe la ola, es:

$$H_r = \frac{16\pi^2 h^2}{3 g T^2}\left(-1 + \sqrt{1 + \frac{3 g T^2}{4\pi^2 h}}\right)$$

cuyos valores más característicos vienen indicados en la Tabla IV.3.

La energía de la ola de frente b es: $E = \frac{\rho g H^2 \lambda b}{8}\left(1 + \frac{9}{64}\,\frac{H^2}{\left(\frac{2\pi}{\lambda}\right)^4 h^6}\right)$

Tabla IV.3.- Profundidad del agua para la que rompe la ola

Período T segundos	*Altura de la ola en metros*			
	1	*2*	*5*	*10*
5	*1,3*	*2,1*	*4,2*	*7,2*
7,5	*1,6*	*2,6*	*51*	*8,6*
10	*1,8*	*3*	*5,9*	*9,8*
12,5	*2,1*	*3,5*	*6,6*	*11*
15	*2,3*	*3,9*	*7,4*	*12,1*

La potencia de la ola de frente b es:

$$N = \frac{\rho\, g\, H^2 c_g b}{8}\,(1 + \frac{9}{64}\,\frac{H^2}{(\frac{2\,\pi}{\lambda})^4\; h^6})$$

$$c_g = c = \sqrt{g\,h}$$

y comparando estas ecuaciones con las obtenidas en la Teoría de onda lineal, la Teoría de Stokes las modifica mediante un factor de corrección $\frac{9}{64}\,\frac{H^2}{(\frac{2\,\pi}{\lambda})^4\; h^6}$ que para grandes profundidades es despreciable.

Teoría de la onda solitaria.- La característica principal de la ola descrita con esta teoría es que su superficie está, en cada instante, por encima del nivel normal del mar en la zona considerada, Fig IV.9. El perfil de la ola viene dado por el desplazamiento vertical y para cada posición x y tiempo t, en la forma:

$y = H\,Sech^2\{\sqrt{\frac{3H}{4h^3}}\,(x - c\,t)\}$, *siendo el valor de la celeridad,* $c = \sqrt{g\,H\,(1 + \frac{H}{h})}$,

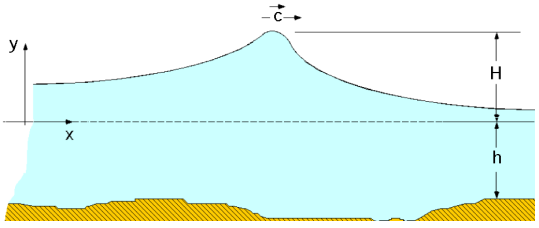

Fig IV.9.- Onda solitaria o tsunami

La componente horizontal de la velocidad de las partículas del agua se define como:

$$u = \sqrt{\frac{g}{h}}\; y = \sqrt{\frac{g}{h}}\; H\,Sech^2\{\sqrt{\frac{3H}{4h^3}}\,(x - c\,t)\}$$

y la condición de *rotura de la ola:* $H_r = 0{,}714\; h_r$

La energía de la ola en la zona de mar de fondo cerca del litoral viene dada por la expresión:

$$E = 1{,}54\;\gamma\sqrt{(H\,h)^3}\;b$$

observándose que la energía generada en estas circunstancias disminuye rápidamente con la altura h, por lo que esta zona no se considera adecuada para la conversión y aprovechamiento de la energía del oleaje.

IV.5.- EL OLEAJE REAL

El oleaje real del mar es una superposición compleja de numerosos trenes de olas no regulares

con distintos valores de su período, altura, dirección, etc, siendo su estudio muy complejo, por lo que aquí sólo expondremos algunas nociones.

Potencia.- El comportamiento local de las olas se puede describir mediante el espectro direccional completo del estado del mar, que no es más que la función de densidad de probabilidad de la distribución del espectro de energía S(w,θ) que depende de la dirección θ y la frecuencia w.

La potencia del oleaje real depende, por lo tanto, de una serie de factores como la frecuencia w de las olas, su dirección θ, la profundidad h del mar, la celeridad del grupo de olas $\vec{c}_g$, etc, viniendo dada por la expresión:

$$N_L = \gamma \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} c_g(w,h)\, S(w,\theta)\, dw\, d\theta \ , \ con \begin{cases} S(w,\theta)\ , en\ (m^2/rd/grd) \\ c_g(w,h),\ en\ m/seg \end{cases}$$

La potencia en aguas profundas $h > \frac{\lambda}{2}$ *, es:*

$$N_L = \gamma \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} \frac{g}{4\,\pi\,w}\, S(w,\theta)\, dw\, d\theta = \frac{\rho\, g^2}{4\,\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} \frac{S(w,\theta)}{4\,w}\, dw\, d\theta = \frac{\rho\, g^2}{4\,\pi}\, m_{(0)} T_p =$$

$$= \frac{\rho\, g^2}{4\,\pi}\, m_{(0)}\, \frac{2\,\pi}{w}$$

siendo T_p el período medio correspondiente a la frecuencia central del espectro S(w,θ).

Si se define *el momento enésimo, o momento espectral de orden n de* la distribución de energía direccional $m_{(n)}$, como:

$$m_{(n)} = \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} w^n\, S(w,\theta)\, dw\, d\theta \quad \xrightarrow{\text{En una dirección}} \quad m_{(n)} = \int_0^{\infty} w^n\, S(w)\, dw$$

la expresión de la energía queda en la forma:

$$N_L = \frac{\rho\, g^2}{4\,\pi} \int_0^{\infty} \frac{S(w)}{w}\, dw = \left| \int_0^{\infty} \frac{S(w)}{w}\, dw = m_{(-1)} \right| = \frac{\rho\, g^2}{4\,\pi}\, m_{(-1)}$$

y en el supuesto en que la distribución de las alturas de las olas sea de tipo Rayleigh, la altura significativa de la ola H_s viene dada por:

$$H_s = 4\,\sqrt{m_{(0)}}$$

por lo que el período energético $T_E = \frac{m_{(-1)}}{m_{(0)}}$ proporciona:

$$m_{(-1)} = T_E\ m_{(0)} = T_E\ \frac{H_s^2}{16}$$

en la que H_s *es la altura significativa de la ola (que se puede tomar como la media del tercio de las olas mayores), y en donde habría que estimar la altura de las olas por un experto:* $H_s = 1{,}28\, H_v - 1{,}06$

En aguas profundas $h > \frac{\lambda}{2}$, se cumple que: $c_g = \frac{g}{4\,\pi\,w}$, por lo que la potencia del frente de olas de anchura unidad, para olas no regulares, viene expresada por:

$$N_L = \frac{\rho\, g^2}{4\pi}\, m_{(-1)} = \frac{\rho\, g^2}{4\pi}\, m_{(0)} T_E = \frac{\rho\, g^2}{64\,\pi}\, H_s^2\, T_E = 0{,}493\, H_s^2\, T_E$$

y como: $\begin{cases} T_E = \text{período energético} \\ T_p = \text{período medio o modal} \end{cases} \Rightarrow \quad T_E = 0{,}8572\, T_p \quad \Rightarrow \quad N_L = 0{,}423\, H_s^2\, T_p\, \frac{kW}{m}$

Espectro ISSC

$$N_L = 0{,}493\, H_s^2\, T_E = \left| \begin{array}{l} T_z = 0{,}7104\, T_p \quad \Rightarrow \quad T_p = \frac{T_z}{0{,}7104} = 1{,}4077\, T_z \\ T_E = 0{,}8572\, T_p = 0{,}8572 \times 1{,}4077\, T_z = 1{,}2067\, T_z \end{array} \right| = 0{,}493\, H_s^2 \times 1{,}2067\, T_z = 0{,}5949\, H_s^2\, T_z$$

en la que T_z es el período o tiempo de paso de dos olas consecutivas, por una línea imaginaria a la mitad de la distancia entre la cresta y el valle, o período medio de paso por 0, de la forma: $T_z = \frac{T_v}{1{,}23}$

$$N_L = 0{,}493\, H_{(1/3)}^2\, T_{m(0,1)} = 0{,}493\, H_s^2\, T_E = 0{,}493\, H_S^2 \times 1{,}2067\, T_z = 0{,}5949\, H_S^2\, T_z \ (kW/m)$$

Hogben y Lumb (1967) proponen:

$$N_L = 0{,}5949\, H_s^2\, T_z = \left\{ \begin{array}{l} H_s = 1{,}23 + 0{,}88\, H_v \quad \acute{o} \quad H_s = 1{,}06\, H_v \\ T_z = 4{,}7 + 0{,}32\, T_v \quad \acute{o} \quad T_z = 0{,}73\, T_v \\ T_p = 4{,}1 + 0{,}76\, T_v \quad \acute{o} \quad T_p = 1{,}12\, T_v \end{array} \right\} = 0{,}5949 \times (1{,}06\, H_v)^2 \times 0{,}73\, T_v = 0{,}487\, H_v^2\, T_v$$

Otras expresiones de la potencia deducidas por diversos autores, son:

Bretschneider-Mitsuyasu: $N_L = 0{,}441\, H_{(1/3)}^2\, T_{(1/3)} = 0{,}441\, H_s^2\, T_z \ (kW/m)$

Bretschneider-Mitsuyasu $N_L = 0{,}458\, H_{(1/3)}^2\, T_{(1/3)} = 0{,}458\, H_s^2\, T_z \ (kW/m)$

Pierson-Moskowitz: $N_L = 0{,}549\, H_{(1/3)}^2\, T_{m(0,2)} = 0{,}549\, H_s^2\, T_z \ (kW/m)$

Nath: $N_L = 0{,}538\, H_s^2\, T_z + 0{,}491\, \frac{H_s^3}{T_z} \ (kW/m)$

Si se supone un estado del mar formado por Z olas consecutivas unidireccionales, se podría considerar que la energía media por ola es de la forma:

$$\hat{E} = 979\, \hat{H}^2\, \hat{T}^2$$

en la que $\hat{H}^2$ y $\hat{T}^2$ se calculan según Brestneider (1959) teniendo en cuenta que las distribuciones de altura de ola y períodos se pueden considerar independientes, con una distribución tipo Rayleigh, por lo que:

$$\left.\begin{aligned} & H_s = \sqrt{2\,\hat{H}^2} \\ & \hat{H} = \sqrt{8\,m_{(0)}}\;\; \Gamma(3/2) = 0{,}886\,\sqrt{8\,m_{(0)}} \\ & \hat{H}^2 = 8\,m_{(0)}\;\; \Gamma(2) = 8\,m_{(0)} = \frac{H_s^2}{2} \\ & \hat{T}^2 = 1{,}078\,T_z^2 \end{aligned}\right\} \;\Rightarrow\; \begin{cases} E = 528\,H_s^2\;T_z^2 \quad (W.seg/m) \\ N = 0{,}528\,H_s^2\;T_z \quad (kW/m) \end{cases}$$

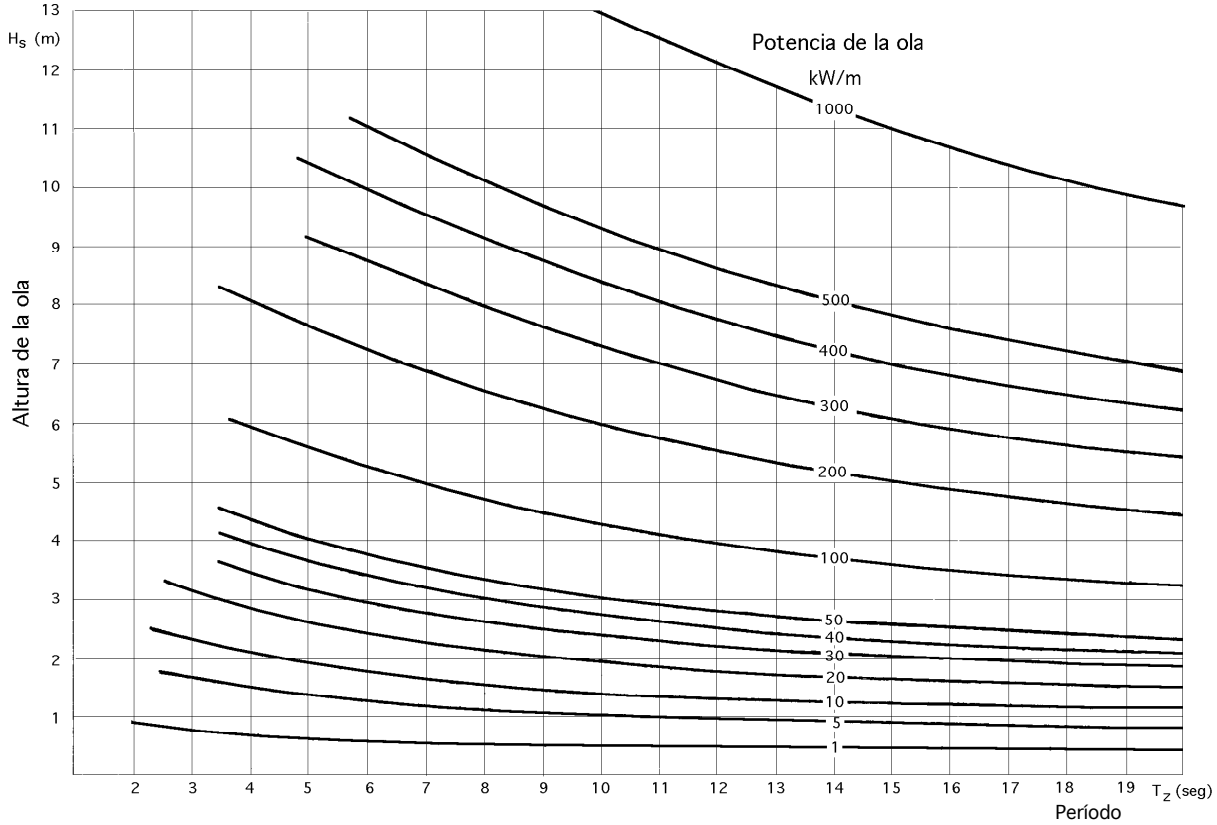

Fig IV.10.- Valores de la potencia en kW/m (Ecuación de Pierson-Moskowitz), en función de la altura y el período de la ola

Tabla IV.4.- Relaciones entre distintos parámetros de períodos

	$\frac{T_{(1/3)}}{T_p}$	$\frac{T_z}{T_p}$	$\frac{T_{m(0,1)}}{T_p}$	$\frac{T_{m(0,2)}}{T_p}$	$\frac{T_{máx}}{T_{(1/3)}}$	$\frac{T_{(1/3)}}{T_z}$	$\frac{T_{m(0,2)}}{T_z}$
Valor medio	*0,93*	*0,76*	*0,78*	*0,7*	*1*	*1,23*	*0,93*

Tabla IV.5.- Valores de la potencia en kW/m (Ecuación de Pierson-Moskowitz)

T_z	*Valores de* H_s									
	1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*	*7*	*8*	*9*	*10*
6	*3,3*	*13,2*	*29,6*	*52,7*	*82,4*	*118,6*	*161,4*	*Rotura*	*Rotura*	*Rotura*
8	*4,4*	*17,6*	*39,5*	*70,3*	*109,8*	*158,1*	*215,2*	*282,2*	*356*	*439*
10	*5*	*22*	*49*	*88*	*137*	*198*	*269*	*351*	*445*	*549*
12	*7*	*26*	*59*	*105*	*165*	*237*	*323*	*422*	*534*	*659*
14	*8*	*31*	*69*	*123*	*192*	*277*	*377*	*492*	*623*	*769*
16	*9*	*35*	*79*	*141*	*220*	*316*	*430*	*562*	*712*	*878*
18	*10*	*40*	*89*	*158*	*247*	*356*	*484*	*632*	*800*	*988*

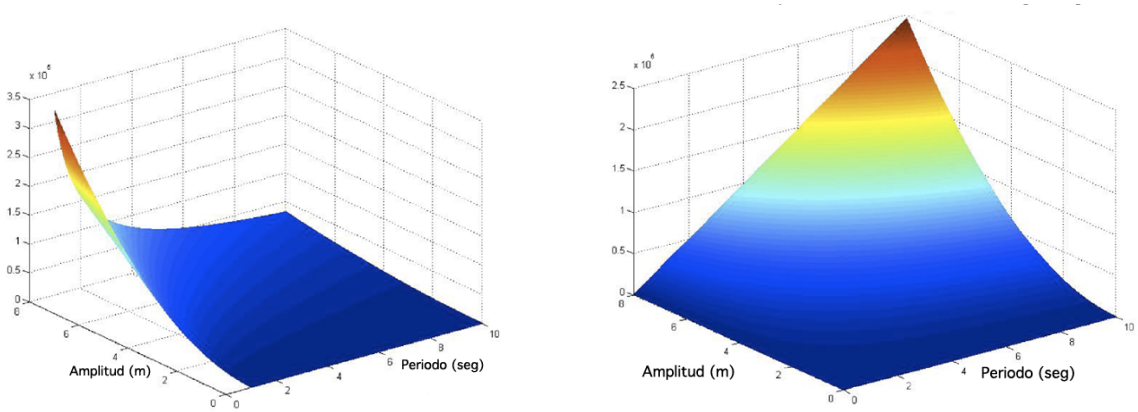

Fig IV.11.-Densidad de energía (W(m²) y energía por (m) de frente de ola (W(m)

Periodo.- La determinación del periodo se puede hacer mediante las ecuaciones:

$$T_z = T_{m(0,2)} = \sqrt{\frac{m_{(0)}}{m_{(2)}}} = 0{,}7104\ T_p = 0{,}7104\ \frac{1}{w_p}$$

Períodos energéticos:

$$\begin{cases} T_E = T_{m(0,1)} = \dfrac{m_{(0)}}{m_{(1)}} = 0{,}7718\ T_p = 0{,}7718\ \dfrac{1}{w_p} \\ T_E = T_{m(-1,0)} = \dfrac{m_{(-1)}}{m_{(0)}} = 0{,}8572\ T_p = 0{,}8572\ \dfrac{1}{w_p} \\ T_E = T_{m(-2,0)} = \sqrt{\dfrac{m_{(-2)}}{m_{(0)}}} = 0{,}8903\ T_p = 0{,}8903\ \dfrac{1}{w_p} \end{cases}$$

en las que

$$\begin{cases} T_p \text{ es el período del pico de la distribución de frecuencias } T_p = \dfrac{1}{w_p} \\ T_m\ (-1, 0) \text{ es el período energético} \end{cases}$$

IV.6.- MODIFICACIÓN DE LA ENERGÍA DE LAS OLAS

Conforme el oleaje se aproxima hacia la costa, sus características se ven afectadas cuando la profundidad del agua comienza a ser menor que la semilongitud de onda, y por los efectos de la refracción. Cuando la ola se encuentra con un obstáculo en la superficie, se modifica según los fenómenos de difracción y reflexión; también se puede modificar por un obstáculo sumergido, alterándose el movimiento orbital de las partículas hasta una cierta profundidad.

Refracción.- La refracción es el cambio de dirección que experimenta la ola, cuando ésta se acerca a una zona de menor profundidad, por ejemplo a una playa, Fig IV.12:

- *El frente de olas se frena*
- *La altura de la ola disminuye*
- *La dirección de propagación de la ola se modifica*

La ola queda afectada cuando la profundidad del agua es, aproximadamente, la mitad de su lon-

gitud de onda $h = \frac{\lambda}{2}$; a partir de esta zona la celeridad disminuye conforme decrece la profundidad, mientras que el período se mantiene constante, por lo que disminuye su longitud de onda.

El resultado es que la ola al acercarse a la playa tiende a adaptar su frente de propagación a las curvas de nivel del fondo del mar.

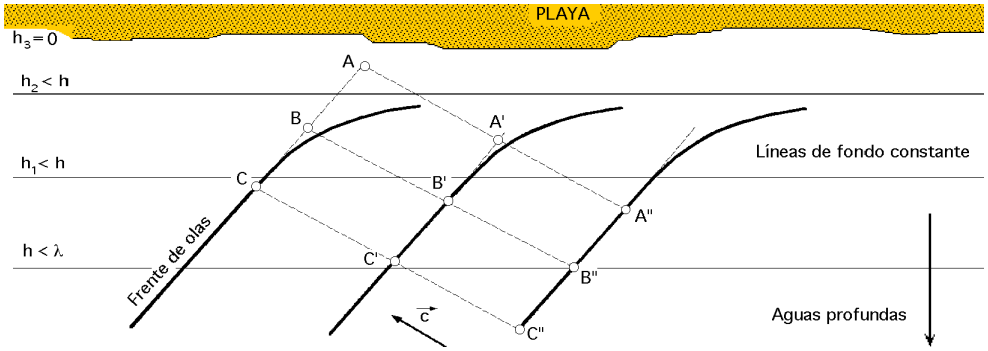

Fig IV.12.- Refracción de un tren de olas

El fenómeno de refracción obedece a la ley de Snell, que para batimetría recta y paralela, es:

$$\frac{sen\ \beta}{sen\ \beta_0} = \frac{c}{c_0} = \frac{\lambda}{\lambda_0}$$

siendo:

- β *el ángulo comprendido entre el frente de la ola y la curva de nivel del fondo, en la zona en cuestión*
- β_0 *el ángulo comprendido entre el frente de la ola y la curva de nivel del fondo a la profundidad* $h = \frac{\lambda}{2}$

El fenómeno de refracción sólo afecta a la altura del oleaje y a su dirección de propagación. Cuando la ola continúa su camino hacia la costa y la profundidad del agua disminuye, la ola modifica su velocidad y longitud de onda.

En zonas de poca profundidad $h < \frac{\lambda}{2}$ la altura H de la ola se puede poner en la forma:

$$H = K_S\ K_R\ H_0 \quad , \quad \text{en la que:} \begin{cases} - H_0 \text{ es la altura de la ola en aguas profundas} \\ - K_s \text{ es un coeficiente para aguas poco profundas} \\ - K_R \text{ es el coeficiente de refracción} \end{cases}$$

siendo:

$$K_S = \sqrt{\frac{c_{g0}}{c_g}} = \left| \begin{array}{l} \text{En aguas profundas: } c_{g0} = \frac{c_0}{2} \\ \text{En aguas poco profundas: } c_g = \frac{c}{2}\ (1 + \frac{4\ \pi\ h/\lambda}{Sh\ (4\ \pi\ h/\lambda)}) \end{array} \right| = \sqrt{\frac{c_0}{c\ \{1 + \frac{4\ \pi\ h/\lambda}{Sh\ (4\ \pi\ h/\lambda)}\}}}$$

$$K_R = \sqrt{\frac{cos\ \beta_0}{cos\ \beta}}$$

Este fenómeno se puede aprovechar para la conversión de la energía del oleaje, compaginándolo con técnicas de concentración de la ola.

Reflexión.- La reflexión se produce cuando la ola choca contra un obstáculo vertical (barrera); la ola se refleja con muy poca pérdida de energía. Si el tren de ondas es regular, la suma de las ondas incidente y reflejada origina una ola estacionaria, en la que se anulan mutuamente los movimientos horizontales de las partículas debidas a las ondas incidentes y reflejadas, quedando sólo el movimiento vertical de altura doble y, por lo tanto, de energía doble a la incidente, Fig IV.13.

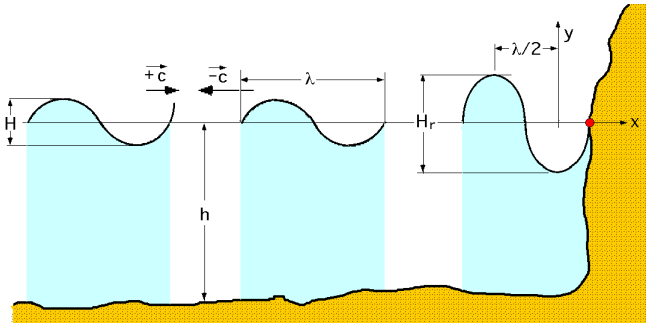

Fig IV.13.- Reflexión de las olas

Teniendo en cuenta la teoría lineal, el perfil de la superficie libre de la ola incidente es:

$$y_{inc} = \frac{H}{2} \cos\left(\frac{2\pi}{\lambda} x - w\, t\right)$$

y si la reflexión es perfecta, el de la ola reflejada es:

$$y_{ref} = \frac{H}{2} \cos\left(\frac{2\pi}{\lambda} x + w\, t\right)$$

El perfil resultante es la superposición de las dos olas, incidente y reflejada, siendo H_r la altura de la ola estacionaria resultante es:

$$y = y_{inc} + y_{ref} = \frac{H}{2} \cos\left(\frac{2\pi}{\lambda} x - w\, t\right) + \frac{H}{2} \cos\left(\frac{2\pi}{\lambda} x + w\, t\right) = 2\, \frac{H}{2} \cos\left(\frac{2\pi}{\lambda} x\right) \cos(w\, t) =$$

$$= \frac{H_r}{2} \cos\left(\frac{2\pi}{\lambda} x\right) \cos(w\, t)$$

La energía de esta onda es:

$$E_r = 2\, \frac{\rho\, g\, \lambda\, b\, H^2}{8} = \frac{\rho\, g\, \lambda\, b\, H^2}{4} = \left| H = \frac{H_r}{2} \right| = \frac{\rho\, g\, \lambda\, b\, H_r^2}{16}$$

por lo que en condiciones ideales la energía E_r de la onda estacionaria resultante es dos veces la incidente, fenómeno que puede ser utilizado en la conversión del oleaje.

Si el oleaje fuese irregular, la reflexión sería totalmente distinta.

Tabla IV.6.- Valores del coeficiente de difracción de olas: $K_d.10^2$

	θ	0	15	30	45	60	75	90	105	120	135	150	165
	r/λ												
α = 15°	0,5	49	79	83	90	97	101	103	102	101	99	99	100
	1	38	73	83	95	104	104	99	98	101	101	100	100
	2	21	68	86	105	103	97	102	99	100	100	100	100
	5	13	63	99	104	103	102	99	99	100	101	100	100
	10	35	58	110	105	98	99	101	100	100	100	100	100
α = 30°	0,5	61	63	68	76	87	97	103	105	103	101	99	95
	1	50	53	63	78	95	106	105	98	98	101	101	97
	2	40	44	59	84	107	103	96	102	98	101	99	95
	5	27	32	55	100	104	104	102	99	99	100	101	97
	10	20	24	54	112	106	97	99	101	100	100	100	98
α = 45°	0,5	49	50	55	63	73	85	96	104	106	104	100	99
	1	38	40	47	59	76	95	107	106	98	97	101	101
	2	29	31	39	56	83	108	104	96	103	98	101	100
	5	18	20	29	54	101	104	105	103	100	99	101	100
	10	13	15	22	53	113	107	96	98	102	99	100	100
α = 60°	0,5	40	41	45	52	60	72	85	113	104	106	103	101
	1	31	32	36	44	57	75	96	108	106	98	98	101
	2	22	23	28	37	55	83	108	104	96	103	98	101
	5	14	15	18	28	53	101	104	105	103	99	99	100
	10	10	11	13	21	52	114	107	96	98	101	100	100
α = 75°	0,5	34	35	38	42	50	59	71	85	97	104	105	102
	1	25	26	29	34	43	56	75	95	102	106	98	98
	2	18	19	22	26	36	54	83	109	104	96	103	99
	5	12	12	13	17	27	52	101	104	105	103	99	99
	10	8	8	10	13	20	52	114	104	96	98	101	100
α = 90°	0,5	31	31	33	36	41	49	59	71	85	96	103	103
	1	22	23	24	28	33	42	56	75	96	107	105	99
	2	16	16	18	20	26	35	54	69	108	104	96	102
	5	10	10	11	13	16	27	53	101	104	105	102	99
	10	7	7	8	9	13	20	52	114	107	96	99	101
α = 105°	0,5	28	28	29	32	35	41	49	59	72	85	97	101
	1	20	20	21	23	27	33	42	56	75	95	106	104
	2	14	14	13	17	20	25	35	54	83	108	103	97
	5	9	9	10	11	13	17	27	52	102	104	104	102
	10	7	6	8	8	9	12	20	52	114	107	97	99
α = 120°	0,5	25	26	27	28	31	35	41	50	60	73	87	97
	1	18	19	19	21	23	27	33	43	57	76	95	104
	2	13	13	14	14	17	20	26	36	55	83	107	103
	5	8	8	8	9	11	13	16	27	53	101	104	103
	10	6	6	6	7	7	9	13	20	52	113	106	98
α = 135°	0,5	24	24	25	26	28	32	36	42	52	63	76	90
	1	18	17	18	19	21	23	28	34	44	59	78	95
	2	12	12	13	14	14	17	20	26	37	56	84	105
	5	8	7	8	8	9	11	13	17	28	54	100	104
	10	5	6	6	6	7	8	9	13	21	53	112	105
α = 150°	0,5	23	23	24	25	27	29	33	38	45	55	68	83
	1	16	17	17	18	19	22	24	29	36	47	63	83
	2	12	12	12	13	14	15	18	22	28	39	59	86
	5	7	7	8	8	8	10	11	13	18	29	55	99
	10	5	5	5	6	6	7	8	10	13	22	54	110
α = 165°	0,5	23	23	23	24	26	28	31	35	41	50	63	79
	1	16	16	17	17	19	20	23	26	32	40	53	73
	2	11	11	12	12	13	14	16	19	23	31	44	68
	5	7	7	7	7	8	9	10	12	15	20	32	63
	10	5	5	5	6	6	6	7	8	11	11	21	58
α = 180°	0,5	20	25	23	24	25	28	31	34	40	49	61	78
	1	10	17	16	18	18	23	22	25	31	38	50	70
	2	2	9	12	12	13	18	16	18	22	29	40	60
	5	2	6	7	7	7	7	8	10	12	14	18	27
	10	1	5	5	4	4	6	7	7	8	10	13	20

Difracción.- La difracción es la dispersión de la energía del oleaje a sotavento de una barrera, permitiendo la aparición de pequeños sistemas de olas en aguas protegidas por un obstáculo, Fig IV.14.

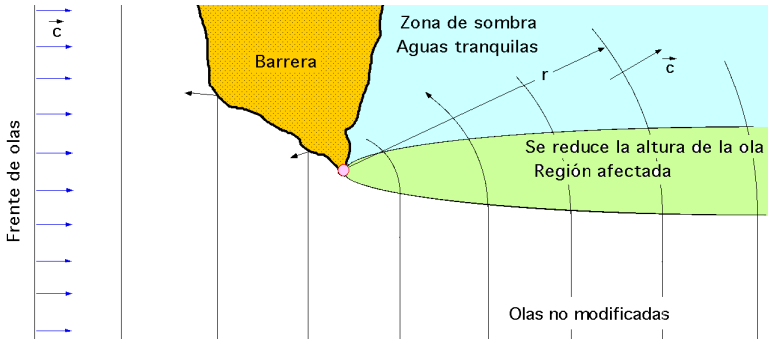

Fig IV.14.- Difracción de las olas al encontrar un saliente marino

Cuando la ola pasa al otro lado de la barrera, el frente de olas adopta una forma circular, entrando en una zona de calma por detrás de la barrera, disminuyendo su altura en esa zona, mientras que la celeridad y la longitud λ de la ola no se modifican. Este fenómeno se puede caracterizar mediante un coeficiente de difracción K_d que se encuentra tabulado, que permite calcular la altura H_d de la ola en la zona de difracción, de la forma:

$K_d = \dfrac{H_d}{H}$, es función de $\begin{cases} \textit{el ángulo } \alpha \textit{ del oleaje incidente con respecto a la barrera} \\ \textit{la longitud de la barrera} \\ \textit{la profundidad del agua y de} \\ \textit{la posición del punto en cuestión en la zona de difracción} \end{cases}$ y sus valores se pueden encontrar en la Tabla IV.6, o en gráficas como la presentada en la Fig IV.15.

El fenómeno de la difracción se puede aprovechar para el control y concentración del oleaje.

Ejemplo.- *En una zona de playa en la que la altura H_0 de la ola es de 0,914 m, se tiene un oleaje de período 7 segundos. El ángulo formado por el frente de olas y las líneas de fondo constante es $\beta_0 = 45^o$.*

a) Calcular la altura de las olas en una zona en donde la profundidad es de 3 m.

En aguas profundas se tiene: $c_0 = \dfrac{g\,T}{2\,\pi} = \dfrac{\lambda_0}{T} \quad \Rightarrow \quad \lambda_0 = \dfrac{g\,T^2}{2\,\pi} = \dfrac{9{,}8 \times 7^2}{2\,\pi} = 76{,}42\ m$

Para calcular K_s es necesario conocer c_{g0} y c_g por lo que:

$$c_0 = \frac{\lambda_0}{T} = \frac{76{,}42}{7} = 10{,}92\ m/seg \quad \Rightarrow \quad c_{g0} = \frac{c_0}{2} = 5{,}46\ m/seg$$

$$c_g = \frac{c}{2}\left(1 + \frac{\frac{4\,\pi\,h}{\lambda}}{Sh\,\frac{4\,\pi\,h}{\lambda}}\right) = \left| \left(\frac{h}{\lambda}\right)_0 = \frac{3}{76{,}42} = 0{,}04 \right| = \frac{c}{2}\left(1 + \frac{4\,\pi \times 0{,}04}{Sh\,(4\,\pi \times 0{,}04)}\right) =$$

$$= \frac{c}{2}\left(1 + \frac{0{,}5026}{Sh\,(0{,}5026)}\right) = \frac{c}{2}\left(1 + \frac{0{,}5026}{0{,}524}\right) \cong c$$

$$c = \frac{g\,T}{2\,\pi}\,Th\,\frac{2\,\pi\,h}{\lambda} = \frac{7\,g}{2\,\pi}\,Th\,(2\,\pi \times 0{,}04) = 2{,}68\ m/seg$$

$$\frac{c}{c_0} = \frac{2{,}68}{10{,}92} = 0{,}245 = \frac{\lambda}{\lambda_0} = \frac{sen\ \beta}{sen\ \beta_0} \quad \Rightarrow \quad K_s = \sqrt{\frac{c_{g0}}{c_g}} = \sqrt{\frac{5{,}46}{2{,}68}} = 1{,}427$$

de donde se deduce el ángulo β:

$$sen\ \beta = \frac{\lambda}{\lambda_0}\ sen\ \beta_0 = 0{,}245\ sen\ 45^o = 0{,}173 \quad \Rightarrow \quad \beta = 9{,}87^o$$

Coeficiente de refracción: $K_R = \sqrt{\frac{cos\ \beta_0}{cos\ \beta}} = \sqrt{\frac{cos\ 45^o}{9{,}97}} = 0{,}8473$

siendo la altura de la ola:

$$H = K_s\ K_R\ H_0 = 1{,}038 \times 0{,}8473 \times 0{,}914\ m = 0{,}804\ m$$

Si no existiese refracción: $\begin{cases} \beta_0 = 0 \\ K_R = 1{,}03 \end{cases}$ y la altura de la ola sería:

$$H = K_s\ K_R\ H_0 = 1{,}038 \times 1{,}03 \times 0{,}914\ m = 0{,}977\ m$$

b) Si el oleaje anterior incide sobre una barrera vertical colocada en la zona en la que la profundidad del mar es de 3 m, la resultante de la superposición de las olas incidente y reflejada es:

$$y = H\cos\left(\frac{2\,\pi\,x}{\lambda}\right)\cos(w\,t) = \left| \begin{array}{l} H = 0{,}914\ m\ ;\ H_r = 2 \times 0{,}914 = 1{,}828\ m \\ \lambda = 0{,}245\ \lambda_0 = 0{,}245 \times 76{,}42 = 18{,}72\ m \\ w = 2\,\pi/T = 2\,\pi/7 = 0{,}8976 \end{array} \right| =$$

$$= 0{,}914\cos\frac{2\,\pi\,x}{18{,}72}\cos(0{,}8976\,t) = 0{,}914\cos(0{,}3356\,x)\cos(0{,}8976\,t)$$

La energía de las olas reflejadas, por unidad de frente es:

$$\frac{E_r}{b} = \frac{\rho\,g\,\lambda\,H_r^2}{16} = \frac{1000\ (kg/m^3)\ 9{,}8\ (m/seg^2)\ 18{,}72\ (m)\ 1{,}828^2\ (m^2)}{16} = 38314\ NM/m$$

c) Si el oleaje anterior choca contra una barrera semiinfinita vertical con un ángulo incidente a = 45º, situada en la zona de profundidad 3 m, la altura H_d de la ola en la zona de sombra, a 180 m del borde de ataque y ángulo θ = 15º, Fig IV.16, se calcula a partir de $H_d = H\,K_d$.

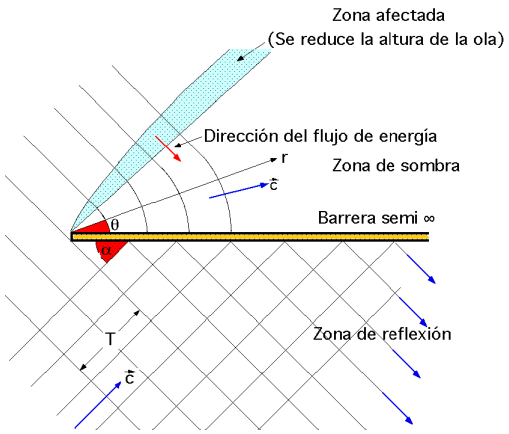

Fig IV.15.- Difracción de las olas en una barrera semi ∞, con α = 45°

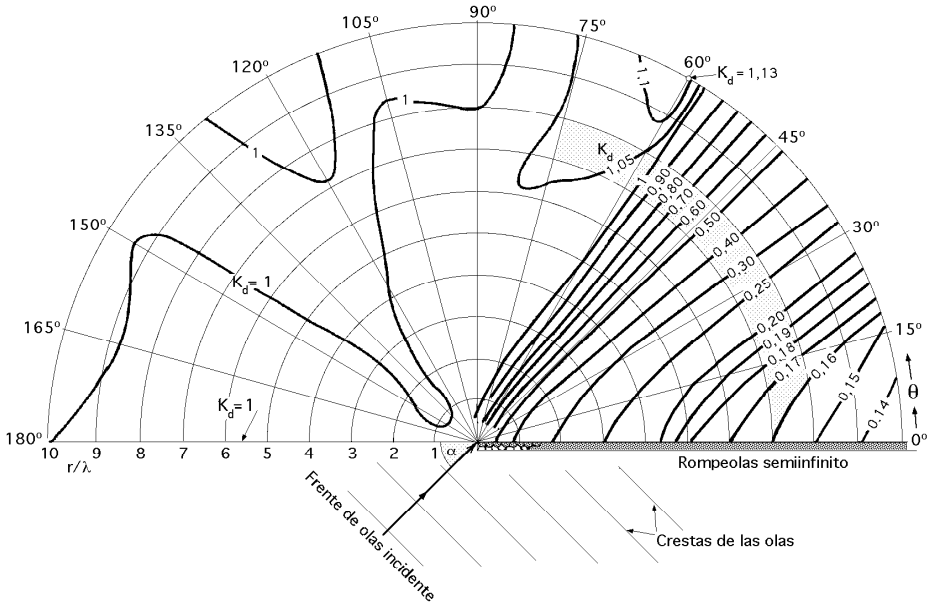

Fig IV.16a.- Difracción de las olas en una barrera semi ∞, con α = 45°; valores de K_d, en función de θ y r/λ

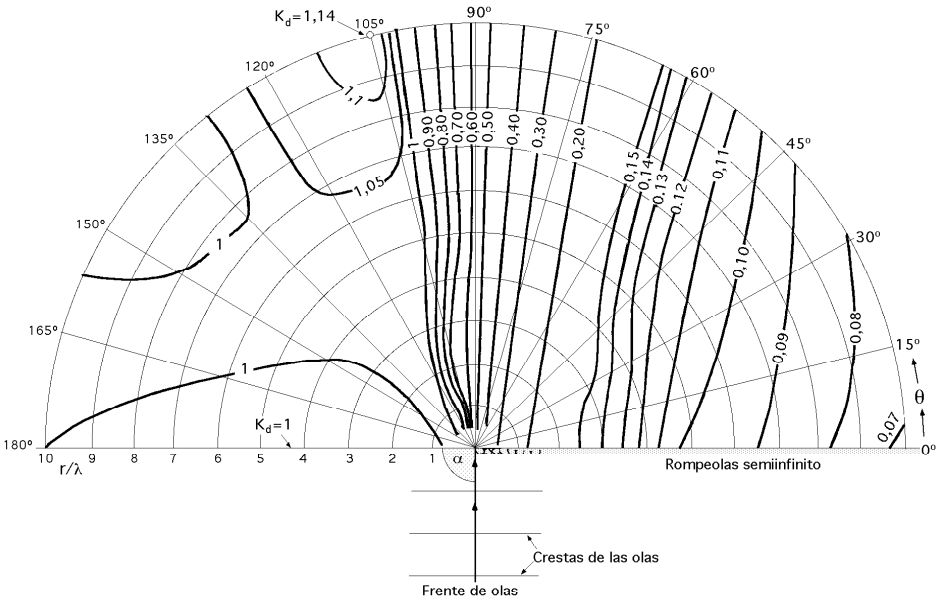

Fig IV.16b.- Difracción de las olas en una barrera semi ∞, con α = 90°; valores de K_d, en función de θ y r/λ

Al otro lado de la barrera, el frente de olas adopta una forma circular de radio r a partir del borde de ataque. Para: r = 180 m, $\alpha = 45^o$ y $\theta = 15^o$ se puede calcular el valor de K_d mediante la Tabla IV.6, en la forma:

$$\left.\begin{array}{l} \dfrac{r}{\lambda} = \dfrac{180}{18,72} = 9,61 \\ \alpha = 45^o \ ; \ \theta = 15^o \end{array}\right\} \Rightarrow \quad K_d \,.10^2 \approx 15 \ ; \ K_d = 0,15 = \frac{H_d}{H}$$

siendo la altura de la ola : $H_d = 0,15\ H = 0,15 \times 0,914 = 0,137\ m$

IV.7.- EVOLUCIÓN DE LAS OLAS

Las olas de viento son progresivas y se desplazan en la dirección del viento incluso más allá de donde sopla el mismo (ya que éste se puede detener, por ejemplo, por una discontinuidad de masas de aire o ser desviado por la distribución de la presión atmosférica); otras veces el viento cesa al atenuarse la causa que lo ha provocado.

Las olas continúan su movimiento cediendo energía tanto al agua que atraviesan, antes inmóvil, como al aire, y se van amortiguando progresivamente.

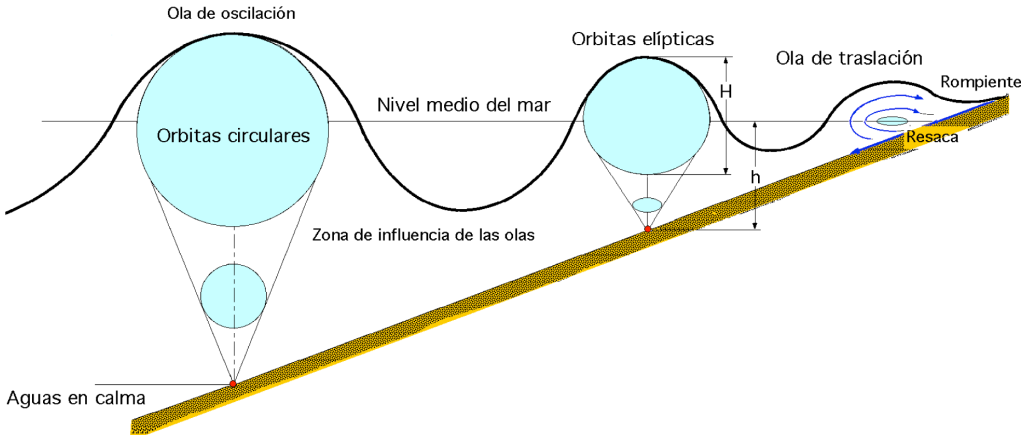

Fig IV.17.- Modificación del perfil de una ola en su acercamiento a la orilla

Las primeras olas en desaparecer son las más cortas; las más largas, siempre en el ámbito del espectro provocado por el viento, son las que se propagan más lejos (incluso a centenares de km); en las olas más largas y, progresivamente más amortiguadas, el perfil se atenúa cada vez más acercándose a una sinusoide.

Cuando la ola producida por el viento se aproxima a la costa, hemos visto que su destino depende de la morfología costera. En algunos lugares en que la costa cae hacia grandes profundidades, la ola llega todavía a la costa con energía suficiente para que pueda reflejarse con considerable amplitud; la composición de las dos ondas progresivas que se propagan en sentido opuesto, originan una ola estacionaria.

Las olas provenientes del mar abierto llegan junto a las costas encontrando fondos cada vez menos profundos, originándose una pérdida progresiva de energía por roce con el fondo (las partículas en principio tenían una órbita circular, que se transformará en elíptica), Fig IV.17; la altura H de la ola respecto a la profundidad se hace cada vez mayor, por cuanto depende de la relación $\frac{h}{\lambda}$.

Mientras que en alta mar la velocidad de las olas era constante, de la forma $c = \sqrt{\frac{g\,\lambda}{2\,\pi}}$ y dependía tan sólo de la longitud de onda, las mismas olas de longitud λ, al aproximarse a la costa adquieren una velocidad diferente $c = \sqrt{g\,h}$, ya que respecto a la profundidad h del mar, deben considerarse largas. La velocidad de las olas en las proximidades de la costa depende de la profundidad del mar y disminuye al disminuir la profundidad.

Una onda al pasar a través de medios en los que tiene velocidades distintas, experimenta una refracción. Si la onda pasa de un medio en que tiene mayor velocidad a otro en que tiene velocidad menor, la refracción hará que la onda, (es decir, la normal a las crestas), tienda a incidir sobre la costa aproximándose a la perpendicularidad.

Si la velocidad varía disminuyendo progresivamente, el radio de la onda se aproximará cada vez más a la normal, y en definitiva cualquiera que sea la procedencia de las olas en alta mar, al llegar a la playa, las crestas y los valles resultarán paralelos a la costa; las mismas crestas de arenas provocadas por el oleaje se dispondrán paralelas a la línea de playa.

IV.8.- OBSERVACIÓN Y MEDIDA DEL OLEAJE

Los datos de medida del oleaje pueden proceder de observaciones directas (visuales e instrumentales), o de modelos a partir de datos del viento.

Las observaciones visuales de las olas se hacen desde barcos en ruta, por lo que en general, son datos dispersos; la información que de ellos se obtiene está limitada a un conocimiento general del régimen del oleaje. Las observaciones instrumentales se registran mediante dispositivos automáticos en zonas de interés; si se trata de conocer el oleaje en zonas amplias, los resultados de modelos de generación son, a menudo, la única fuente de información, siendo los datos de partida los característicos del viento en la zona de generación. Cuando se trata de conocer el régimen del oleaje en una zona concreta, hay que recoger continuamente información mediante dispositivos automáticos dispuestos sobre una estructura flotante, o anclados en el fondo del mar.

Los sensores ubicados en el fondo del mar tienen la ventaja de estar protegidos contra impactos naturales y humanos, y el inconveniente de su instalación y mantenimiento; las técnicas de medición con sensores de presión, permiten calcular la velocidad orbital de las partículas de la ola, la determinación de la dirección del oleaje, etc.

Cuando se trata de registrar el oleaje en profundidades elevadas, los sensores van montados en boyas, o en pequeñas embarcaciones, ancladas en la zona a investigar; una boya que flota sobre la superficie del mar puede medir la aceleración vertical de la ola cuando se mueve arriba y abajo accionada por ella; aunque el funcionamiento del acelerómetro es simple, el aplicar su técnica a estas boyas implica problemas, como la estabilización del sensor para su mantenimiento vertical, por lo que el acelerómetro se ubica en el interior de una esfera de plástico llena de agua, flotando sobre una plataforma estabilizada.

El conjunto formado por ésta plataforma y el agua se ajusta de forma que las interferencias de las olas sean poco significativas y el acelerómetro quede en posición vertical, obteniéndose una señal de la altura de la ola, que una vez convertida y amplificada, se envía a una antena para su transmisión a la estación receptora en la costa; la distancia máxima admisible para una recepción fiable de la señal entre la boya y la estación receptora, varía de 10 a 20 km.

IV.9.- EFECTO ANTENA

Un generador que transforma la energía del oleaje se denomina OWC y puede capturar un frente de oleaje muy superior al ancho del dispositivo.

Para olas cortas, la longitud de onda es: $\lambda(T) = \frac{g\,T^2}{2\,\pi}$, *y la longitud de captura que el OWC podría absorber:*

$$L_c = a + a^* = a + k\,\frac{\lambda}{\pi}$$

siendo a la anchura del absorbedor puntual, y a^* la anchura adicional de captura debida al efecto antena, de la forma:

$$a^* = \frac{k\,\lambda(T)}{\pi}$$

Por ejemplo, si se considera un período medio de T = 9 seg, con k = 1,234, la longitud de onda media de la ola sería λ = 126,5 m y la anchura adicional de captura: a^* = 49,7 m, resultando que un dispositivo de a = 10 m de anchura podría capturar la potencia de un frente de ola L_c = 59,7 m.

La *potencia bruta* N^* puesta a disposición del OWC, considerando una longitud de onda media, y siendo N_L la potencia del frente de olas por unidad de anchura, en kW/m, es:

$$N^* = N_L\ L_c = N_L\ (a + a^*) = N_L\ (a + k\,\frac{\lambda}{\pi}) = N_L\ (a + k\,\frac{g\,T_m^2}{2\,\pi^2})$$

Una bibliografía especializada que permite una comprensión más amplia de estas teorías incluye publicaciones de:

- Tucker (1991), Le Méhauté (1976), Silvester (1974), Goda (1979), etc

- Manuales con tablas y diagramas como el Shore Protection Manual (U.S. Army Coastal Engineering Center (1977)

- Modelos numéricos de transformación del oleaje de Southgate (1993), Mehlum (1985)

- Estudios sobre la influencia de muros en GEOs para la concentración del oleaje de Evans (1985)

- La configuración del fondo natural y artificial (Rey 1992), etc.

Quiero hacer una mención especial al investigador catalán D. José Barrufet y Veciana, por su trabajo pionero publicado originalmente en Barcelona, (Redondo y Xumetra, 1885), "Las olas del mar. Apuntes que se relacionan con el movimiento de las mismas. Su aprovechamiento como fuerza motriz", publicado en 2009 (editor Ateneo Barcelonés), y por su invento del aparato llamado Marmotor