



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

ESCUELA NACIONAL DE ESTUDIOS PROFESIONALES

“ A R A G O N ”

25
24

**ESTIMACION Y COMPORTAMIENTO DEL OLEAJE
PRODUCIDO POR EL HURACAN GILBERTO
EN EL GOLFO DE MEXICO**

TESIS PROFESIONAL

Que para obtener el Título de:

INGENIERO CIVIL

Presenta:

VALENTIN LOPEZ DIONISIO

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

San Juan de Aragón, Edo. de México 1992



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

INDICE.

	pag
1. Introducción.	1
2. Concepto de oleaje irregular.	
2.1 Oleaje monocromático.	3
2.2 Teoría de ondas de amplitud pequeña.	6
2.3 Teorías de ondas de amplitud finita.	17
2.4 Oleaje real.	26
2.5 Características principales del oleaje.	29
2.6 Clases de oleaje.	34
3. Equipos de medición de oleaje.	
3.1 Estimación de la altura de ola rompiente.	38
3.2 Ológrafo.	39
4. Métodos de predicción de oleaje ciclónico.	
4.1 Predicción de oleaje en la zona de generación.	52
4.2 Predicción de oleaje en la zona de decaimiento.	55
4.3 Predicción de oleaje en aguas poco profundas.	57
4.4 Predicción del oleaje ciclónico mediante métodos estadísticos.	66
4.5 Análisis estadístico del oleaje.	70
4.6 Análisis espectral del oleaje.	83
5. Programas correspondientes a los métodos de predicción.	
5.1 Zona de generación.	108
5.2 Zona de decaimiento.	111
5.3 Zona de aguas poco profundas.	113

6. Comparación del oleaje predecido con el oleaje registrado en campo.	
6.1 Datos registrados en campo.	121
6.2 Características del huracán Gilberto.	126
6.3 Aplicación de los métodos de predicción de oleaje ciclónico a las características del huracán Gilberto (zona de generación).	133
6.4 Zona de decaimiento.	138
6.5 Zona de aguas poco profundas.	140
6.6 Comparación de resultados con los registros obtenidos en campo.	146
6.7 Interpretación de resultados.	148
7. Conclusiones.	149

1. INTRODUCCION.

La atmósfera terrestre siempre está en actividad, provocando el movimiento de masas de aire en gran escala que corresponde al sistema general de circulación atmosférica. El viento tal como lo observamos, es el producto de un desplazamiento horizontal de masas de aire, como consecuencia de la diferencia de presión atmosférica. La velocidad con que se desplacen las masas de aire, estará en función del gradiente de presión. El patrón espiral originado se denomina ciclónico o anticiclónico dependiendo de que el viento este soplando alrededor de una zona de baja presión como centro (ciclónico) o de una zona de alta presión como centro (anticiclónico). En el hemisferio Norte, los vientos ciclónicos giran en el sentido contrario a las manecillas del reloj, siendo en giro en el hemisferio Sur en sentido contrario, los violentos vientos de estas tormentas tropicales, cubren usualmente miles de km², generan grandes oleajes y originan mareas anormales, capaces de inundar las zonas costeras bajas. Aunque su nacimiento ocurre en la zona tropical, algunas de estas tormentas se mueven largas distancias, dejando sentir sus efectos aun sobre regiones alejadas del fenómeno.

Los ciclones se clasifican en: Tropicales y extratropicales, los primeros se generan de la siguiente manera:

Dentro del sistema general de circulación atmosférica, existe en el ecuador una zona de calma, esta zona es llamada también zona de convergencia intertropical (CIT) a ella llegan los vientos alisios del noreste y los contralisios del sureste. La diferencia de efectos de estos vientos opuestos, producen un desplazamiento de la zona de calmas hacia el norte o hacia el sur; mientras este desplazamiento no sea más allá de los 6° de latitud, el efecto de rotación de la tierra no tendrá influencia en la formación de movimientos vorticosos y solo se formaran pequeños vórtices sobre su curso; pero si se desplaza en dirección Norte, la influencia de la rotación de la tierra es suficiente para transmitir giro a las corrientes convergentes y permitir el desarrollo de los ciclones tropicales.

Cuando la zona de convergencia intertropical se localiza a los 12° y 13° al norte del ecuador, durante los meses de agosto, septiembre y octubre, se establecen las condiciones más propicias para la formación de ciclones.

Basándose en datos estadísticos, obtenidos de las observaciones, la vida de un ciclón fluctúa entre los 8 y 12 días.

Los ciclones extratropicales son perturbaciones constituidas por dos masas de aire, una de origen frío y otra de origen caliente separadas por una superficie bien definida, que pasa por el centro del ciclón. La formación de estos ciclones en su fase inicial es producida por las dos corrientes aéreas en sentido contrario una de otra, y que transportan aire de diferente temperatura. La línea que las separa es en un principio recta y después se encorva hacia la dirección fría situándose al centro del ciclón. El ciclón se mueve en la dirección de la corriente que existe en el sector caliente y prácticamente tiene una dirección paralela a la de las isobaras en ese lado de la perturbación.

La presencia de un ciclón cerca de las costas produce efectos muy variados siendo los principales:

- Sobre elevación del nivel medio del mar, denominada marea de tormenta.
- Generación de oleaje con características importantes, denominado oleaje ciclónico.

Los ciclones que afectan las costas de México son de tipo tropical.

Como una contribución al estudio de los ciclones, el presente trabajo tiene como objetivo comparar con los datos del oleaje medido, generado por el huracán Gilberto durante los días 15 y 16 de septiembre de 1988 y los resultados obtenidos mediante diferentes métodos analíticos de predicción de oleaje ciclónico. Para tal efecto, en el capítulo II se hace referencia a las características del oleaje monocromático, es decir aquel que se describe mediante una función senoidal o cosenoidal, que forma parte de una de las componentes del oleaje irregular así mismo se describen las características del oleaje real, en el capítulo III se describen algunos de los equipos usados en la medición del oleaje tanto en la zona de aguas profundas, como en la zona de rompientes y desde los más simples como el de la estada hasta los más complicados como pueden ser aquellos que transmiten por radio la información registrada, en los capítulos IV y V se tratan los métodos de predicción de oleaje, como son el método de SM, Breshneider, SMB, el método del huracán estándar y el método probabilístico para el Golfo de México así como los programas en computadora correspondientes, estos últimos en lenguaje BASIC para facilitar su comprensión y aplicación a microcomputadoras y computadoras personales, respectivamente. En el capítulo VI se llevan a cabo las aplicaciones de los métodos anteriores al huracán Gilberto ocurrido los días 15 y 16 de septiembre de 1988 que son los días en los cuales se encuentra dentro del rango de las mediciones registradas por los ológrafos situados en el complejo nucleoelectrónico de Cazon, Veracruz; y la comparación de los resultados obtenidos por los métodos de predicción y los registrados por los ológrafos. Finalmente en el capítulo VII se llevan a cabo las conclusiones referentes al estudio realizado.

CAPITULO II

2. CONCEPTO DE OLAJE IRREGULAR.

2.1 Oleaje monocromático.

2.1.1 ECUACIONES BASICAS DEL MOVIMIENTO ONDULATORIO.

Suponiendo que una onda se propaga en una profundidad constante h , considerando el eje x en dirección de la propagación del oleaje, y el eje y como se muestra en la figura 2.1.1.

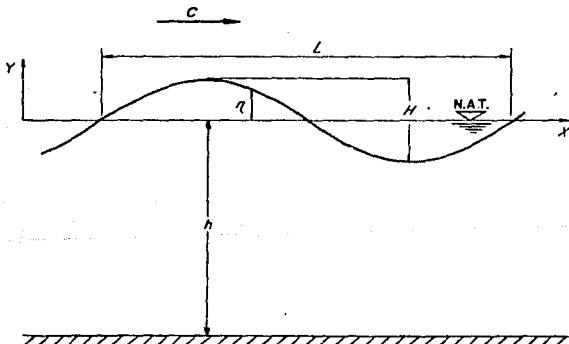


Fig. 2.1.1 Definición del sistema coordenado en el movimiento ondulatorio.

El movimiento ondulatorio puede considerarse como el movimiento irrotacional de un fluido ideal, existiendo una velocidad potencial ϕ y componentes de velocidad u y v en las direcciones x y y respectivamente, definidas con el potencial ϕ , conforme a las siguientes ecuaciones:

$$u = \frac{\partial \phi}{\partial x}$$

(2.1.1)

$$v = \frac{\partial \phi}{\partial y}$$

El agua puede ser tratada como un fluido incompresible, de aquí la ecuación de continuidad se simplifica en:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0 \quad (2.1.2)$$

Si se substituyen las ecuaciones (2.1.1) en la ecuación (2.1.2) se tiene:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} = 0 \quad (2.1.3)$$

Estas ecuaciones se satisfacen en la región $-h \leq y \leq \eta$, $-\infty \leq x \leq \infty$, donde η es la elevación de la superficie del agua medida a partir del nivel de aguas tranquilas. Considerando las condiciones frontera en el fondo del mar se obtiene:

$$(v)_{y=-h} = \left(\frac{\partial \phi}{\partial y} \right)_{y=-h} = 0 \quad (2.1.4)$$

En donde la componente de la velocidad en el fondo del mar es cero. Antes de considerar las condiciones frontera en la superficie libre, se introducirá los términos relacionados a la presión con la cual la forma de la integral de la ecuación de movimiento de un fluido irrotacional es:

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + \frac{1}{2} \left[\left(\frac{\partial \phi}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \phi}{\partial y} \right)^2 \right] + \frac{P}{\rho} + gy = 0 \quad (2.1.5)$$

Donde :

P ; Es la presión kg/m^2 .

ρ ; Es la densidad del fluido kg/m^3 .

g ; Es la aceleración de la gravedad m/seg^2 .

Si P_0 es la presión en $y = \eta$, la ecuación anterior puede escribirse como:

$$\left(\frac{\partial \phi}{\partial t} \right)_{y=\eta} + \frac{1}{2} \left[\left(\frac{\partial \phi}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \phi}{\partial y} \right)^2 \right]_{y=\eta} + \frac{P_0}{\rho} + g\eta = 0 \quad (2.1.6)$$

Esta es una de las condiciones frontera en la superficie libre. La otra es aquella cuando la superficie libre se expresa en términos de la ecuación $F(x,y,z,t)=0$, las condiciones frontera están dadas por el operador $DF/Dt=0$, donde:

$$\frac{DF}{Dt} = \frac{\partial \phi}{\partial t} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}$$

En la expresión anterior el miembro de la derecha es la derivada de la solución de Lagrange, el miembro del lado izquierdo es la derivada de la solución de Euler. En el presente caso la función anterior es independiente de z y está dada por:

$$F(x, y, t) = \eta(x, t) - y = 0 \quad (2.1.7)$$

Por lo tanto:

$$\left(\frac{DF}{Dt}\right)_{y=\eta} = \left(\frac{\partial \eta}{\partial t} - u \frac{\partial \eta}{\partial x} - v\right)_{y=\eta} = 0 \quad (2.1.8)$$

ó

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \left(\frac{\partial \phi}{\partial x}\right)_{y=\eta} = \left(\frac{\partial \phi}{\partial y}\right)_{y=\eta} \quad (2.1.9)$$

La ecuación (2.1.3) deberá resolverse bajo las condiciones frontera expresadas por las ecuaciones (2.1.4), (2.1.6) y (2.1.9) "solución al movimiento ondulatorio".

2.2 Teoría de ondas de amplitud pequeña.

2.2.1 SOLUCIÓN DE LA ECUACION BASICA.

Las condiciones frontera en la superficie libre, ecuaciones (2.2.6) y (2.2.9), no son lineales por lo tanto la solución no es lineal, pero las alturas de ola existentes en aguas profundas son pequeñas comparadas con sus longitudes, despreciando los términos de orden alto, se obtiene la solución de la ecuación básica llamada teoría de la onda de amplitud pequeña o teoría lineal de la onda.

Los términos $(\partial\phi/\partial t)_{y=\eta}$ y $(\partial\phi/\partial y)_{y=\eta}$ en las ecuaciones (2.2.6) y (2.2.9) desarrollados mediante la serie de Taylor alrededor de $y=0$ en el nivel de aguas tranquilas son:

$$\left(\frac{\partial\phi}{\partial t}\right)_{y=\eta} = \left(\frac{\partial\phi}{\partial t}\right)_{y=0} + \left[\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{\partial\phi}{\partial t}\right)\right]_{y=0} \eta + \frac{1}{2} \left[\frac{\partial^2}{\partial y^2}\left(\frac{\partial\phi}{\partial t}\right)\right]_{y=0} \eta^2 + \dots \quad (2.2.1)$$

$$\left(\frac{\partial\phi}{\partial t}\right)_{y=\eta} = \left(\frac{\partial\phi}{\partial t}\right)_{y=0} + \left[\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{\partial\phi}{\partial t}\right)\right]_{y=0} \eta + \frac{1}{2} \left[\frac{\partial^2}{\partial y^2}\left(\frac{\partial\phi}{\partial t}\right)\right]_{y=0} \eta^2 + \dots$$

Los términos más altos en orden son despreciados.

En las ecuaciones (2.2.1) la presión P_0 en la superficie libre es igual a la atmosférica, y está referida la medida de presión a la presión atmosférica, resultando la siguiente condición de frontera, P_0 será igual a cero. Esto implica que las ecuaciones básicas de las ondas en el presente orden sean:

$$\frac{\partial^2\phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2\phi}{\partial y^2} = 0, \quad -h \leq y \leq \eta, \quad -\infty < x < \infty \quad (2.2.2)$$

$$\left(\frac{\partial\phi}{\partial y}\right)_{y=-h} = 0 \quad (2.2.3)$$

$$\left(\frac{\partial\phi}{\partial t}\right)_{y=0} + g\eta = 0 \quad (2.2.4)$$

$$\frac{\partial\eta}{\partial t} = \left(\frac{\partial\phi}{\partial y}\right)_{y=0} \quad (2.2.5)$$

Despejando η de las ecuaciones (2.2.4) y (2.2.5) se establece otra condición frontera:

$$\left(\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \right)_{y=0} = -g \left(\frac{\partial \phi}{\partial y} \right)_{y=0} \quad (2.2.6)$$

Las ecuaciones (2.2.4), (2.2.5) y (2.2.6) son independientes. Si $\eta = a \cos(kx - \sigma t)$ se considera como el perfil de onda, y con la condición dada por la ecuación (2.2.4), la solución de la ecuación básica es:

$$\phi = f(y) \operatorname{sen}(kx - \sigma t) = f(y) \operatorname{sen}(kx - \sigma t) \quad (2.2.7)$$

Donde.

- a; Es la amplitud del oleaje e igual a $H/2$
- k; Es el número de ondas e igual a $2\pi/L$.
- σ ; Es la frecuencia angular e igual a $2\pi/T$.
- H; Es la altura de la onda en m.
- T; Es el período de la onda en seg.
- c; Es la celeridad de la onda igual a $c = \sigma/k$.

Substituyendo la ecuación (2.2.7) en la expresión (2.2.2) se obtiene la siguiente ecuación diferencial ordinaria:

$$\frac{d^2 f}{dy^2} - k^2 f = 0 \quad (2.2.8)$$

La solución general de la ecuación (2.2.8) es de la forma

$$f = A e^{-ky} + B e^{ky} \quad (2.2.9)$$

Donde A y B son constantes. Por lo tanto

$$\phi = (A e^{ky} + B e^{-ky}) \operatorname{sen}(kx - \sigma t) \quad (2.2.10)$$

Substituyendo en la ecuación (2.2.10) las condiciones frontera, las ecuaciones (2.2.3) y (2.2.6) se tiene:

$$A e^{kh} - B e^{-kh} = 0 \quad (2.2.11)$$

y

$$(\sigma^2 - gk) A + (\sigma^2 + gk) B = 0 \quad (2.2.12)$$

La solución con $A \neq 0$ y $B \neq 0$ es:

$$\begin{vmatrix} e^{-kh} & -e^{kh} \\ \sigma^2 - gk\sigma^2 & gk \end{vmatrix} = 0 \quad (2.2.13)$$

Resuelto el determinante, la frecuencia angular estará dada por:

$$\sigma^2 = gk \left(\frac{e^{kh} - e^{-kh}}{e^{kh} + e^{-kh}} \right) = gk \tanh(kh) \quad (2.2.14)$$

Si $c = \sigma/k$, la ecuación (2.2.14) puede reescribirse como:

$$c = \sqrt{\frac{g}{k} \tanh(kh)} = \sqrt{\frac{gL}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi h}{L}\right)} \quad (2.2.15)$$

La ecuación (2.2.15) es la celeridad de la onda. Substituyendo $c = L/T$ en la ecuación (2.2.15) se obtiene:

$$c = \frac{gL}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi h}{L}\right) \quad (2.2.16)$$

Por lo tanto la longitud de la onda se expresa por:

$$L = \frac{gL^2}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi h}{L}\right) \quad (2.2.17)$$

Reemplazando la ecuación (2.2.11) por:

$$Ae^{-kh} = Be^{kh} = \frac{D}{2}$$

La constante D y la velocidad potencial ϕ se convierte en:

$$\begin{aligned} \phi &= \frac{1}{2} D (e^{k(h+y)} + e^{-k(h+y)}) \operatorname{sen}(kx - \sigma t) \\ &= D \cosh(k(h+y)) \operatorname{sen}(kx - \sigma t) \end{aligned} \quad (2.2.18)$$

Si la condición frontera es dada por la ecuación (2.2.4) se obtiene:

$$\eta = -\frac{1}{g} \left(\frac{\partial \phi}{\partial t} \right)_{y=0} = \frac{\sigma}{g} D \cosh(kh) \cos(kx - \sigma t)$$

$$\eta = a \cos(kx - \sigma t) \quad (2.2.19)$$

Así, empleando la ecuación (2.2.14), la constante D es igual a:

$$D = \frac{ag}{\sigma} \frac{1}{\cosh(kh)} = \frac{a\sigma}{k} \frac{1}{\sinh(kh)} \quad (2.2.20)$$

Por lo tanto la solución final para ϕ es:

$$\phi = \frac{ag}{\sigma} \frac{\cosh(kh+ky)}{\cosh(kh)} \text{sen}(kx - \sigma t) \quad (2.2.21)$$

$$= \frac{a\sigma}{k} \frac{\cosh(kh+ky)}{\cosh(kh)} \text{sen}(kx - \sigma t)$$

2.2.2 TRAYECTORIA Y COMPONENTES DE VELOCIDAD DE LAS PARTICULAS DE AGUA.

Las componentes de velocidad de una partícula de agua se obtienen substituyendo la ecuación (2.2.21) en la ecuación (2.1.1) o sea :

$$u = \frac{\partial \phi}{\partial x} = a\sigma \frac{\cosh(kh+ky)}{\sinh(kh)} \cos(kx - \sigma t) = \sigma \frac{\cosh(kh+ky)}{\sinh(kh)} \eta \quad (2.2.22)$$

$$v = \frac{\partial \phi}{\partial y} = a\sigma \frac{\sinh(kh+ky)}{\sinh(kh)} \text{sen}(kx - \sigma t)$$

Según la ecuación (2.2.22) la componente horizontal u de la velocidad tiene la misma fase que la elevación de la superficie libre η .

Observando una partícula de agua y tomando su posición a tiempos t tal que $[x(t), y(t)]$, las componentes horizontal y vertical de la velocidad de la partícula de agua son dx/dt y dy/dt respectivamente, temporalmente las componentes de velocidad en los puntos $[x(t), y(t)]$ son dados por $(\partial\phi/\partial x)$ y $(\partial\phi/\partial y)$ respectivamente; por lo tanto se obtienen las siguientes relaciones:

$$\frac{dx}{dt} = \frac{\partial\phi [x(t), y(t); t]}{\partial x} \quad (2.2.23)$$

$$\frac{dy}{dt} = \frac{\partial\phi [x(t), y(t); t]}{\partial y} \quad (2.2.24)$$

La solución de las ecuaciones diferenciales anteriores da como resultado la trayectoria de las partículas de agua.

Si se considera el movimiento infinitesimal y la posición media de una partícula de agua y los respectivos desplazamientos horizontal y vertical $\delta(x)$ y $\gamma(y)$ desde la posición media (\bar{x}, \bar{y}) se tiene:

$$x(t) = \bar{x} + \delta(t), \quad y(t) = \bar{y} + \gamma(t)$$

Substituyendo las relaciones anteriores en las ecuaciones (2.2.23), (2.2.24) y expandiendo términos con la serie de Taylor se obtiene:

$$\frac{d\delta}{dt} = \frac{\partial\phi(\bar{x} + \delta, \bar{y} + \gamma; t)}{\partial x} = \left(\frac{\partial\phi}{\partial x} \right)_{(\bar{x}, \bar{y})} + \delta \left(\frac{\partial^2\phi}{\partial x^2} \right)_{(\bar{x}, \bar{y})} + \gamma \left(\frac{\partial^2\phi}{\partial x\partial y} \right)_{(\bar{x}, \bar{y})} + \dots \quad (2.2.25)$$

$$\frac{d\gamma}{dt} = \frac{\partial\phi(\bar{x} + \delta, \bar{y} + \gamma; t)}{\partial y} = \left(\frac{\partial\phi}{\partial y} \right)_{(\bar{x}, \bar{y})} + \gamma \left(\frac{\partial^2\phi}{\partial x^2} \right)_{(\bar{x}, \bar{y})} + \delta \left(\frac{\partial^2\phi}{\partial x\partial y} \right)_{(\bar{x}, \bar{y})} + \dots$$

Despreciando los términos de orden alto más allá de los primeros en el segundo miembro de las ecuaciones (2.2.25) y usando la ecuación (2.2.21) se obtienen las siguientes expresiones:

$$\frac{d\delta}{dt} = a\sigma \frac{\cosh(kh + k\bar{y})}{\sinh(kh)} \cos(k\bar{x} - \sigma t) \quad (2.2.26)$$

$$\frac{d\gamma}{dt} = a\sigma \frac{\cosh(kh + k\bar{y})}{\sinh(kh)} \cos(k\bar{x} - \sigma t)$$

Si se integran las ecuaciones (2.2.25) con las condiciones $\delta=0$ y $\gamma=0$ se tiene:

$$x-\bar{x} = -a \frac{\cosh(k(h+\bar{y}))}{\sinh(kh)} \sin(k\bar{x}-\sigma t) \quad (2.2.27)$$

$$y-\bar{y} = a \frac{\sinh(k(h+\bar{y}))}{\sinh(kh)} \cos(k\bar{x}-\sigma t) \quad (2.2.28)$$

Despreciando t de las ecuaciones (2.2.27) y (2.2.28) se cumple la ecuación (2.2.29) en la cual se muestra que las partículas de agua viajan en una trayectoria elíptica.

$$\frac{(x-\bar{x})^2}{\left(a \frac{\cosh(k(h+\bar{y}))}{\sinh(kh)}\right)^2} + \frac{(y-\bar{y})^2}{\left(a \frac{\sinh(k(h+\bar{y}))}{\sinh(kh)}\right)^2} = 1 \quad (2.2.29)$$

La representación gráfica de estas órbitas se muestran en la figura 2.2.1.

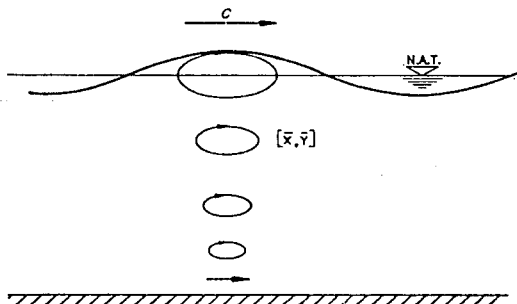


Fig. 2.2.1 Órbitas de las partículas de agua.

2.2.3 VARIACION DE LA PRESION INDIVIDUAL POR EL MOVIMIENTO DE LAS ONDAS.

Despreciando los términos de segundo orden en la ecuación (2.1.5), la ecuación de presión resulta:

$$P = -P_0 \frac{\partial \phi}{\partial t} - \rho g y \quad (2.2.30)$$

El segundo término del lado derecho de la ecuación anterior, representa la presión hidrostática. Por lo cual la variación de presión ΔP debido al movimiento de las ondas esta dada por

$$\Delta P = -P_0 \frac{\partial \phi}{\partial t} = P_0 g \frac{\cosh(kh + ky)}{\cosh(kh)} \eta \quad (2.2.31)$$

2.2.4 VELOCIDAD DE GRUPO Y ENERGIA DE PROPAGACION.

Considerando dos ondas armónicas simples con igual altura tal que sus longitudes de onda y celeridad se han casi iguales, se obtiene:

$$\begin{aligned} \eta &= a \cos(k(x-ct)) + a \cos(k'(x-c't)) \\ &= 2a \cos\left(\frac{k-k'}{2}x - \frac{kc-k'c'}{2}t\right) \cos\left(\frac{k+k'}{2}x - \frac{kc+k'c'}{2}t\right) \end{aligned} \quad (2.2.32)$$

Considerando solamente el tercer término de la ecuación (2.2.32) dado por:

$$\cos\left[\frac{(k+k')x}{2} - \frac{(kc+k'c')}{2}t\right] \quad (2.2.33)$$

Se obtiene que la longitud, período y celeridad de la onda son:

$$L = \frac{4\pi}{(k+k')}$$

$$T = \frac{4\pi}{(kc+k'c')}$$

$$c = \frac{(kc+k'c')}{(k+k')}$$

La longitud y el período son grandes comparados con los de la onda individual. La velocidad de propagación de la envolvente de la composición de un tren de ondas se interpreta como la velocidad de grupo C_g y está determinada por:

$$C_g = \frac{kc - k'c'}{k - k'} \quad (2.2.34)$$

Substituyendo la ecuación (2.2.16) en la (2.2.34), se obtiene la siguiente relación:

$$C_g = \frac{1}{2} \left[1 + \frac{4\pi h}{L} \frac{1}{\operatorname{senh}(4\pi h/L)} \right] c = nc \quad (2.2.35)$$

$$n = \frac{1}{2} \left[1 + \frac{4\pi h}{L} \frac{1}{\operatorname{senh}(4\pi h/L)} \right] \quad (2.2.36)$$

La energía potencial por unidad de ancho de cresta sobre una longitud de onda, E_p , esta dada por:

$$E_p = \int_0^L \int_0^{\eta} \rho g y dy dx = \rho \frac{g}{2} \int_0^L \eta^2 dx \quad (2.2.37)$$

Si el perfil de la superficie del agua se expresa por, $\eta = a \cos(kx - \omega t)$, la ecuación (2.2.37), se transforma en:

$$E_p = \frac{\rho g}{4} a^2 L = \frac{\rho g H^2}{16} L \quad (2.2.38)$$

Donde $H =$ es la altura de la onda e igual a $2a$.

Similarmente, la energía cinética por unidad de ancho de cresta en una longitud de onda, E_k , es:

$$E_k = \frac{\rho}{2} \int_0^L \int_0^{\eta} \left[\left(\frac{\partial \phi}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \phi}{\partial y} \right)^2 \right] dy dx = \frac{\rho g a^2}{4} L \quad (2.2.39)$$

La energía total por unidad de ancho de cresta en una longitud de onda, E , es:

$$E = E_p + E_k = \frac{\rho g H^2}{8} L = 2E_p = 2E_k \quad (2.2.40)$$

La energía total, potencial y cinética por unidad de superficie (área) para E , E_p , E_k respectivamente se define como:

$$E = E_p + E_k = \frac{1}{8} \rho g H^2 = 2E_p = 2E_k \quad (2.2.41)$$

Tomando una sección transversal vertical con unidad de ancho de cresta, se puede calcular la energía fluyendo através de está sección en una unidad de tiempo, W , la cual es equivalente a un porcentaje del tiempo de trabajo hecho:

$$W = \int_{-h}^{\eta} \rho u dy = \int_{-h}^{\eta} \rho \left(\frac{\partial \phi}{\partial x} \right) dy = \int_{-h}^{\eta} \rho \left(-\frac{\partial \phi}{\partial x} \right) dy \quad (2.2.42)$$

Substituyendo las ecuaciones (2.2.21) y (2.2.30) en la ecuación (2.2.42) se obtiene:

$$\dot{W} = \rho g c n^2 + \frac{\rho g c n}{K} \left(\coth(kh) - \frac{1}{\sinh(kh)} \right) \quad (2.2.43)$$

El porcentaje promedio con el cual el trabajo se hace por arriba de un período T de onda, \bar{W} , es:

$$\bar{W} = \frac{1}{T} \int_0^T \dot{W} dt = \frac{1}{2} \rho g c n^2 = \frac{1}{2} \rho g a^2 c_g - \frac{1}{8} \rho g H^2 c_g = \bar{E} c_g \quad (2.2.44)$$

Es decir el porcentaje promedio de energía de propagación por unidad de ancho de cresta por arriba de un período de onda será el promedio de energía por unidad de área E progresando con la velocidad de grupo C_g .

2.2.5 ONDAS EN AGUAS BAJAS, AGUAS PROFUNDAS Y LONGITUD DE ONDA.

Para ondas en aguas poco profundas, son dos las condiciones límite; la primera es el caso de la longitud de onda muy grande comparada a la de aguas profundas $kh \rightarrow \infty$. El segundo caso es el de la longitud de onda muy pequeña comparada a la de aguas profundas, $kh \rightarrow 0$. La primera es llamada una onda de aguas profundas (u onda superficial), la segunda es llamada onda larga (u onda en aguas poco profundas).

Las ecuaciones características para ondas en aguas profundas se resumen en las siguientes expresiones:

Ecuaciones válidas para ondas en aguas profundas:

$$\eta = a \cos(kx - \sigma t) \quad (2.2.45)$$

$$\phi = \frac{a\sigma}{k} e^{ky} \operatorname{sen}(kx - \sigma t) \quad (2.2.46)$$

$$u = a\sigma e^{ky} \cos(kx - \sigma t) \quad (2.2.47)$$

$$v = a\sigma e^{ky} \operatorname{sen}(kx - \sigma t) \quad (2.2.48)$$

$$c = \sqrt{\frac{g}{k}} = \sqrt{\frac{gL}{2\pi}} = \frac{gT}{2\pi} \quad (2.2.49)$$

$$L = \frac{gT^2}{2\pi} \quad (2.2.50)$$

$$(x-x)^2 + (y-y)^2 = a^2 e^{2ky} \quad (2.2.51)$$

$$n = \frac{1}{2} \quad (2.2.52)$$

Ecuaciones válidas para ondas en aguas poco profundas:

$$\eta = a \cos(kx - \sigma t) \quad (2.2.53)$$

$$\phi = \frac{a\sigma}{\sigma} \operatorname{sen}(kx - \sigma t) \quad (2.2.54)$$

$$u = \frac{a\sigma k}{\sigma} \cos(kx - \sigma t) = \frac{gk}{\sigma} \eta = \sqrt{\frac{g}{h}} \eta \quad (2.2.55)$$

$$v = 0 \quad (2.2.56)$$

$$c = \sqrt{gh} \quad (2.2.57)$$

$$x - \bar{x} = -\frac{a}{kh} \operatorname{sen}(k\bar{x} - \sigma t) \quad (2.2.58)$$

$$y - \bar{y} = 0 \quad (2.2.59)$$

$$n = 1 \quad (2.2.60)$$

La relación entre la profundidad del agua y la longitud de onda es le llama profundidad relativa. En el caso de ondas en aguas profundas el valor de la $\tanh(kh) \approx 1$, para ondas en aguas poco profundas la $\tanh(kh) \approx kh$. En general las ondas en el rango de $h/L > 1/2$ y $h/L < 1/20$ son consideradas como ondas en aguas profundas y ondas en aguas bajas o poco profundas respectivamente.

2.3 Teoría de ondas de amplitud finita.

2.3.1. Teoría trocoidal.

Fue desarrollada por Gerstner para las ondas en aguas profundas, proporcionando resultados satisfactorios.

Observando una partícula de agua cuya posición media está en (x_0, y_0) , suponiendo que la trayectoria de esa partícula (x, y) es circular y se puede expresar mediante las ecuaciones (2.3.1) (ver figura 2.3.1).

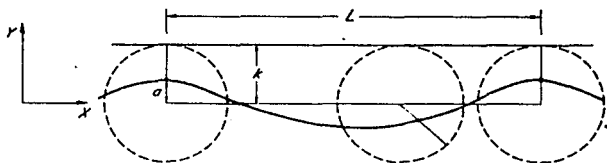


Fig. 2.3.1 Perfil de una onda trocoidal

$$x = x_0 - ae^{ky} \operatorname{sen}(kx_0 - \sigma t) \quad (2.3.1)$$

$$y = y_0 + ae^{ky} \operatorname{cos}(kx_0 - \sigma t)$$

El perfil que traza una onda cuando ocurren variaciones de x_0 para un valor fijo de y_0 produce una curva trocoidal.

La ordenada en la posición media \bar{y} se calcula apartir de :

$$\int_0^L (y - \bar{y}) dx = \int_0^L y dx - \bar{y}L = 0$$

Donde L es la longitud de la onda.

Determinando la siguiente ecuación.

$$\bar{y} = \frac{1}{L} \int_0^L y dx = y_0 - \frac{1}{2} ka^2 e^{2ky_0} \quad (2.3.2)$$

Donde:
 $k = 2\pi/L$

De la ecuación (2.3.2) se obtiene el desplazamiento en el plano medio del nivel de aguas tranquilas expresado como:

$$\delta = y_0 - \bar{y} = \frac{1}{2} ka^2 e^{2ky_0} \quad (2.3.3)$$

En la superficie $y_0 = 0$, el desplazamiento en el plano medio del nivel de aguas tranquilas se expresa como:

$$\delta_0 = \frac{1}{2} ka^2 = \frac{\pi H^2}{4L} \quad (2.3.4)$$

Donde $a = H/2$ (H es la altura de onda).

Verificando las ecuaciones (2.3.1) que son una solución exacta del sistema de Lagrange. Primero se calcula el Jacobiano.

$$\frac{\partial(x, y)}{\partial(x_0, y_0)} = 1 - a^2 k^2 e^{2ky_0} \quad (2.3.5)$$

El Jacobiano anterior es una constante finita independiente del tiempo t . Las medias de las ecuaciones (2.3.1) satisfacen la ecuación de continuidad de Lagrange. Sustituyendo las ecuaciones (2.3.1) en la ecuación de Lagrange del movimiento e integrando se obtiene la siguiente ecuación:

$$\frac{\partial}{\partial x_0} \left(\frac{P}{\rho} + gy \right) dx_0 + \frac{\partial}{\partial y_0} \left(\frac{P}{\rho} + gy \right) dy_0$$

Con la segunda expresión de las ecuaciones (2.3.1) se puede obtener la ecuación de presión:

$$\frac{P}{\rho} = -gy_0 + \frac{1}{2} c^2 e^{2ky_0} \left(\frac{g}{k} - c^2 \right) e^{ky_0} \cos(kx_0 - at) + const \quad (2.3.6)$$

Las ecuaciones de movimiento son integrables bajo las ecuaciones (2.3.1). La condición necesaria a satisfacer es aquella que se obtiene, de los términos dependientes del tiempo en la ecuación (2.3.6):

$$c^2 = \frac{g}{k} \quad (2.3.7)$$

La ecuación (2.3.7) es exactamente la misma que aquella para ondas en aguas profundas en la teoría de las ondas de amplitud pequeña. El vértice de la onda en movimiento esta dada por:

$$\omega_e = \frac{2\sigma a^2 k^2 e^{2ky_0}}{1 - a^2 k^2 e^{2ky_0}} \quad (2.3.8)$$

De la ecuación (2.3.8) se hace ver que ω_e siempre tiene un valor finito excepto cuando $ak \rightarrow 0$, y $y_0 \rightarrow \infty$.

Gaillard introdujo una teoría de la onda trocoidal elíptica para ondas en aguas poco profundas la cual aproximadamente satisface la ecuación de Lagrange del movimiento y continuidad. Estas expresiones se resumen a continuación:

$$x = x_0 - \gamma \operatorname{sen}(kx_0 - \sigma t)$$

$$y = y_0 + \gamma' \cos(kx_0 - \sigma t)$$

$$\gamma = a \frac{\cosh k(h + y_0)}{\operatorname{senh}(kh)}, \quad \gamma' = a \frac{\operatorname{senh}(h + y_0)}{\operatorname{senh}(kh)}$$

$$\delta = \frac{k\gamma\gamma'}{2}, \quad \delta_0 = \frac{ka^2}{2} \coth(kh) \quad (2.3.9)$$

$$\frac{(x - x_0)^2}{\gamma^2} + \frac{(y - y_0)^2}{\gamma'^2} = 1$$

$$c^2 = \frac{g}{k} \tanh(kh)$$

$$\omega_e = \frac{2\gamma\gamma'\sigma k^2}{1 - k^2(\gamma^2 \cos^2(kx_0 - \sigma t) + \gamma'^2 \operatorname{sen}^2(kx_0 - \sigma t))}$$

2.3.2 TEORIA ONDULATORIA DE STOKES.

La solución basada en la teoría trocoidal provee una solución exacta en aguas profundas, y una solución aproximada en aguas poco profundas, al movimiento rotacional del agua. En contraste, Stokes obtiene una solución asintótica para ondas irrotacionales en aguas profundas con un perfil permanente de la onda. Debido a la conservación del perfil de la onda, el principio de Rayleigh es aplicable al tener solo una onda (un sistema estacionario); de aquí la velocidad potencial ϕ y la función corriente ψ se expresan como:

$$\phi(x, y) = -cx + c\beta e^{ky} \operatorname{sen}(kx) \quad (2.3.10)$$

$$\psi(x, y) = -cy + c\beta e^{ky} \cos(kx)$$

Si el valor de ψ a lo largo de la superficie (ψ), $=\eta=0$, se deduce la relación:

$$\eta = \beta e^{k\eta} \cos(kx) \quad (2.3.11)$$

La presión en una profundidad cualquiera se describe mediante la siguiente ecuación:

$$g\eta + \frac{1}{2} \left[\left(\frac{\partial \phi}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \phi}{\partial y} \right)^2 \right]_{y=\eta} = \text{constante} \quad (2.3.12)$$

Usando las ecuaciones (2.3.10) la ecuación de presión que se obtiene es:

$$\left(\frac{2g}{c^2} - 2k \right) \eta + \beta^2 k^2 e^{2k\eta} = \text{constante} \quad (2.3.13)$$

Con la condición $|k\eta| < 1$, las series de expansión de $e^{k\eta}$ es monótona convergente, por lo tanto las ecuaciones (2.3.11) y (2.3.13) pueden expresarse como:

$$\eta = \beta \left[1 + k\eta + \frac{1}{2} (k\eta)^2 + \frac{1}{6} (k\eta)^3 + \frac{1}{24} (k\eta)^4 + \dots \right] \cos(kx) \quad (2.3.14)$$

$$\left(\frac{2g}{c^2} - 2k \right) \eta + \beta^2 k^2 \left[1 + 2k\eta + \frac{1}{2} (2k\eta)^2 + \frac{1}{6} (2k\eta)^3 + \frac{1}{24} (2k\eta)^4 + \dots \right] = \text{const} \quad (2.3.15)$$

Del cuarto orden de la solución asintótica basada en las ecuaciones anteriores se puede obtener; primero el perfil de la onda que está dado por:

$$\eta = \frac{1}{2} k \beta^2 + k^3 \beta^4 + \beta \left(1 + \frac{9}{8} k^2 \beta^2 \right) \cos(kx) + \left(\frac{1}{2} k \beta^2 + \frac{11}{6} k^3 \beta^4 \right) \cos(2kx) + \frac{3}{8} k^3 \beta^3 \cos(2.3.16)$$

Definiendo $a = \beta \{ 1 + 9/8(k^2 \beta^2) \}$ y despreciando los términos constantes en el miembro derecho de la ecuación anterior la expresión que describe el movimiento progresivo de la onda es:

$$\eta = a \cos(kx - \sigma t) + \left(\frac{1}{2} k a^2 + \frac{17}{24} k^3 a^4 \right) \cos 2(kx - \sigma t) + \frac{3}{8} k^2 a^3 \cos 3(kx - \sigma t) + \frac{1}{3} k(2.3.17)$$

La celeridad de la onda c esta dada por:

$$c^2 = \frac{\sigma}{k} \left(1 + k^2 a^2 + \frac{5}{4} k^4 a^4 \right) \quad (2.3.18)$$

La relación entre a definida anteriormente y la altura de onda H es:

$$H = 2a + \frac{3}{4} k^2 a^3 \quad (2.3.19)$$

El tercer orden de la solución obtenida por Skjelbreja como representativa de las ondas en aguas bajas. El perfil de onda de esta solución está dado por:

$$\eta = a \cos(kx - \sigma t) + \frac{a^2 k}{2} f_2 \cos 2(kx - \sigma t) + \frac{a^3 k^2}{4} f_3 \cos 3(kx - \sigma t) \quad (2.3.20)$$

$$f_2 = \frac{\cosh kh (\cosh(2kh) + 2)}{2 \sinh^3(kh)}$$

$$f_3 = \frac{3}{16} \frac{8 \cosh^6(kh) + 1}{\sinh^6(kh)}$$

La relación entre H y a es:

$$H = 2a + \frac{1}{2} a^3 k^2 f_3 \quad (2.3.21)$$

La celeridad de la onda es:

$$c = \frac{g}{k} \tanh kh \left[1 + (ak)^2 \frac{\cosh(4kh+8)}{8 \operatorname{senh}^4(kh)} \right] \quad (2.3.22)$$

El segundo orden de corrección en la celeridad es cero. Usando las relaciones $k=2\pi/L$ y $c=L/T$, se obtiene la longitud de onda L :

$$L = \frac{gT^2}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi h}{L}\right) \left[1 + \left(\frac{2\pi a}{L}\right) \frac{\cosh(8\pi h/L)+8}{8 \operatorname{senh}^4(2\pi h/L)} \right] \quad (2.3.23)$$

La figura 2.3.2 muestra la comparación de los perfiles de onda basados en la teoría de Stokes y la teoría de amplitud pequeña.

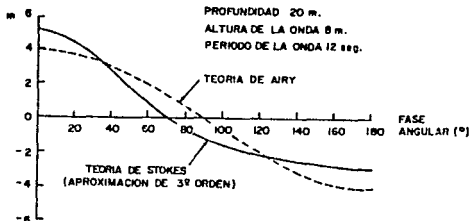


Fig. 2.3.2 Comparación de los perfiles de ondas.

2.3.3 TEORIA CNOIDAL.

En la expansión asintótica de la teoría de Stokes, el parámetro H/L es muy pequeño comparado con la unidad, para aguas poco profundas, la profundidad relativa h/L tiene una importante influencia en las ondas en movimiento. Para representar la magnitud relativa entre las dos expresiones anteriores se introduce un parámetro llamado de Ursell:

$$U = \frac{HL^2}{h^3} = \frac{(H/h)^3}{(H/L)^2} \quad (2.3.24)$$

La región $U < 1$ corresponde aquella donde la teoría de Stokes es aplicable. El caso extremo, no permanente puede existir en la región $U > 1$. Una onda en esta región se deforma con la propagación. En la región inmediata donde U es comparada con la unidad, existen ondas permanentes las cuales son llamadas ondas cnoidales. El nombre "cnoidal" es derivado de los factores en que se expresa el perfil de la onda por la función "cn" de Jacobi para funciones elípticas.

La solución a la aproximación de segundo-orden esta dada por las siguientes ecuaciones:

$$\eta = Hcn^2 \left[\frac{2k}{L} (x-ct), k \right] - \frac{3}{4} \frac{H^2}{h_c} cn^2 \left[\frac{2k}{L} (x-ct), k \right] \left[1 - cn^2 \left(\frac{2k}{L} (x-ct), k \right) \right] \quad (2.3.25)$$

$$c = \sqrt{gh_c} \left[1 + \frac{H}{h_c} + \frac{1}{k^2} \left(\frac{1}{2} - \frac{E}{k} \right) + \left(\frac{H}{h_c} \right)^2 \frac{1}{k^4} \left\{ \frac{E}{k} \left(\frac{E}{k} + \frac{3k^2}{4} - 1 \right) - \frac{k^4 + 14k^2 - 9}{40} \right\} \right] \quad (2.3.26)$$

$$L = \frac{4kh_c k}{(3H/h_c)^{1/2}} \left[1 - \frac{H}{h_c} \frac{7k^2 - 2}{8k^2} \right] \quad (2.3.27)$$

$$\delta = \frac{H}{k^2} \left[\frac{E}{k} k^2 - 1 \right] + \frac{H^2}{12k^4 h_c} \left[(1 - k^2) (8 - 3k^2) - (8 - 7k^2) \frac{E}{k} \right] \quad (2.3.28)$$

La nomenclatura usada en las ecuaciones anteriores es definida en la fig. 2.3.3. Las funciones $K(k)$ y $E(k)$ son la primera y la segunda integrales elípticas perfectas, respectivamente;

$$K(k) = \int_0^{\pi/2} \frac{dx}{\sqrt{1 - k^2 \sin^2 x}} \quad (2.3.29)$$

$$E(k) = \int_0^{\pi/2} \sqrt{1 - k^2 \sin^2 x} dx$$

Donde k es el módulo a ser determinado.

La condición límite para ondas cnoidales es:

$$H_{\text{máx}} = 0.73 h_c \quad (2.3.30)$$

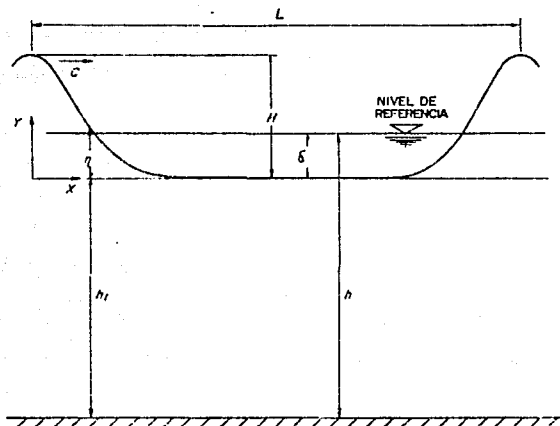


Fig. 2.3.3 Definición de los parámetros de las ondas cnoidales.

2.3.4 TEORÍA DE LA ONDA SOLITARIA.

El perfil de una onda cnoidal es periódico, pero tiende hacia aquellos de las ondas no periódicas con una cresta sencilla cuando k se aproxima a la unidad. Esta onda limitada es llamada onda solitaria (figura 2.3.4).

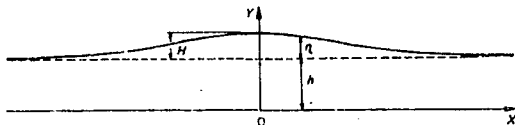


Fig. 2.3.4 Definición de los parámetros de la onda solitaria.

Desde que Russell descubrió la existencia de una onda solitaria experimentalmente en 1838, numerosas investigaciones han tratado con esta teoría y han obtenido valiosos resultados, las expresiones para una onda solitaria son algo simples en comparación con las de las ondas coidales. La teoría de la onda solitaria tiene frecuente aplicación en varios tratamientos de olas en la costa. Los resultados de la aproximación de primer orden en la teoría de la onda solitaria son:

$$\eta = H \operatorname{sech}^2 \left[\sqrt{\frac{3H}{4h^3}} (x - ct) \right] \quad (2.3.31)$$

$$c = \sqrt{g(h+H)} \quad (2.3.32)$$

$$E = \frac{\rho g}{2} \int_{-h}^{\eta} \eta^2 dx + \frac{\rho}{2} \int_{-h}^{\eta} (u^2 + v^2) dy \Big|_{-\infty}^{\infty} = \rho g h^3 \left(\frac{4H}{3h} \right)^{3/2}, \quad (\theta = x - ct)$$

(2.3.33)

$$(2.3.34) \quad V = \int_{-h}^{\eta} \eta dx = 4h^2 \sqrt{\frac{H}{3h}}$$

En estas ecuaciones, E es la energía total por unidad de ancho de cresta en una onda solitaria, y V es el volumen total por unidad de ancho de cresta el cual está por arriba del nivel cero de referencia.

Finalmente, la condición límite de una onda solitaria es:

$$H_{\max} = 0.732h \quad (2.3.35)$$

2.4 OLAJE REAL.

Si consideramos el caso simple de dos trenes de onda que tengan la misma altura y una velocidad de progresión próxima, su interferencia produce grupos de ondas con zonas en donde las alturas, en algunas partes, casi se duplican, mientras que en otras regiones casi desaparecen, figura 2.4.1.

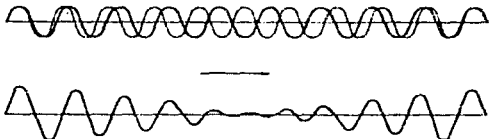


Fig. 2.4.1 Superposición de dos trenes de ondas.

Estas interferencias de ondas dan lugar a fenómenos más complejos que el de una onda inmersa en un grupo de ondas de idénticas características. Pero, aún así, los fenómenos derivados de la interferencia de ondas tienen un carácter periódico y por lo tanto se pueden representar matemáticamente, con lo cual se puede predecir lo que va a ocurrir en un instante determinado. Sin embargo, el fenómeno de oleaje real es aún más complejo y no admite ecuaciones que representen en el tiempo sus variaciones, dado su carácter básico de aleatoriedad, que únicamente hace posible un tratamiento estadístico del mismo.

Para mostrar la complejidad del oleaje se puede acudir a una simple consideración de sus características en la fase de formación en el océano por efecto del viento que al soplar sobre la superficie del mar, tanto por fluctuaciones de presión, como por la acción del esfuerzo cortante entre los dos fluidos, una parte considerable de la energía del viento se transfiere al mar dando lugar a la formación de las olas.

Deben distinguirse dos tipos de olas de viento. El primero está formado por las "ordinarias", que son más o menos persistentes y que ocurren a lo largo de año cambiando su altura y dirección. El segundo tipo está constituido por las extraordinarias, generalmente producidas por los ciclones, las cuales duran relativamente poco tiempo; pero tienen energía muy superior a la de las olas ordinarias.

Si se divide la superficie sobre la que sopla el viento en celdas elementales, en las que, independientemente unas de otras, se crean ondas incipientes, con período, altura, fase y dirección de propagación aleatoria, al solaparse unas con otras dan lugar al estado del mar conocido como SEA, en el que las olas grandes y pequeñas se suceden sin orden aparente.

Las características más acusadas de las olas de tipo SEA son su alto peralte (relación H/L) que provoca al llegar a un cierto límite la rotura de la cresta con la aparición de los típicos "rizos" la escasa longitud de las crestas y el variado rango de direcciones. Se ha podido observar así mismo que son las olas más cortas que se propagan oblicuamente a la dirección media del viento las que viajan con mayor velocidad. Por ello, en zonas de generación del oleaje (fetchs) pequeñas es frecuente observar que los primeros aspectos del oleaje incidente son los de trenes de olas oblicuos, cuya bisectriz es precisamente la dirección principal del viento.

Una vez que el efecto del viento cesa, al abandonar estas olas el área de generación, a lo largo del tiempo, se produce una soldadura en aquellas ondas de período próximo que se cortan según un ángulo, produciéndose una simplificación del oleaje hacia un período y dirección únicos, dando lugar al "oleaje de fondo" o SWELL que a pesar de todo no es reducible a una función analítica, ya que se suceden trenes de olas con sólo un cierto ritmo. Las características propias del oleaje de tipo SWELL son las de un peralte, bajo y una apariencia general ordenada motivada por la gran longitud y paralelismo de sus crestas, figura 2.4.2.

El área sobre la que se mueven es conocida como área de extinción o decaimiento puesto que las olas se van atenuando suavemente según viajan a través del océano.

Las olas con período más largo, al tener mayor celeridad, viajan más deprisa que las que tienen períodos más cortos y en consecuencia los distintos trenes de olas se dispersan sobre la superficie del océano.

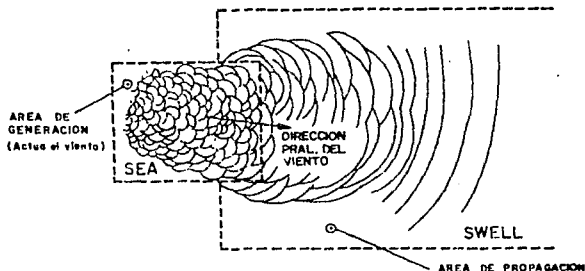


Fig. 2.4.2 Zonas de generación y propagación del oleaje.

Tras abandonar el área de generación las olas tienden a formar un amplio abanico conformándose poco a poco sus crestas en círculos de gran radio casi uniformes.

Los mecanismos externos de generación se deben por una parte a una generación por resonancia entre la superficie libre de las ondas y la fluctuación de la presión que las excita como respuesta a la presión aleatoria del viento turbulento.

El otro mecanismo externo se refiere a la interacción viento onda, a medida que la onda generada por resonancia va creciendo en amplitud y por lo tanto su presencia comienza a alterar la fluctuación de presión.

El grado de acoplamiento entre onda y viento es factor decisivo en la generación de ondas creadas.

Partamos de un registro de oleaje tal como los de la figura 2.4.3.

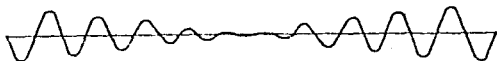


Fig. 2.4.3 Registro de oleaje real

La irregularidad de este registro contrasta con la regularidad del de una onda senoidal pura, tal como el de la figura 2.4.4.



Fig. 2.4.4 Registro de ondas monocromáticas.

En estos dos tipos de registros se observa la diferencia entre los dos fenómenos, el carácter aleatorio del primero y determinista del segundo, pues en éste se puede definir una ley causal apartir de la cual se podría obtener un registro indefinido. Como se observa en este segundo registro, los parámetros de la onda -amplitud, altura de onda, período y longitud- tienen carácter unívoco pues su valor es constante. Para definir en los registros de oleaje unos parámetros significativos que permitan la caracterización, se ha propuesto extrapolar las definiciones de los parámetros característicos de un tren de ondas.

2.5 Características principales del oleaje.

2.5.1 EL VIENTO, AGENTE GENERADOR DEL OLAJE

El viento es el principal agente en la producción del oleaje. Como todos los fluidos, el aire se desplaza de los sitios en donde la presión es mayor hacia lugares en donde es más baja. Por la rotación de la tierra, el aire no viaja siguiendo una línea normal a las isobaras, sino que se desplaza con cierta inclinación con respecto a ellas. Este desplazamiento engendra el viento geostrófico. La velocidad de este viento depende de la latitud del lugar y del espaciamiento entre las isobaras y varía con la altura sobre la superficie, aumentando con ella. La parte inferior del viento geostrófico, que es quien produce el oleaje, se llama viento formativo y, por lo antes dicho, tiene una velocidad menor que la media del viento geostrófico. La velocidad del viento formativo depende de la curvatura de las isobaras y de la diferencia de temperaturas entre el aire y el mar.

La velocidad media en la atmósfera, es la denominada velocidad del viento geostrófico V_g . Su determinación está dada por la fórmula:

$$V_g = \frac{1}{2\omega \operatorname{sen}\phi} \frac{1}{\rho} \frac{\delta P}{\delta n} \quad (2.5.1)$$

En la que:

$\omega = 7.2910 \times 10^{-5}$; Es la velocidad de rotación de la tierra en rad/seg.

ϕ ; Es la latitud del lugar en grados.

$$\frac{1}{\rho} \frac{\delta P}{\delta n} = 0.00093 \frac{\Delta P}{\Delta n} \quad (2.5.2)$$

La velocidad tipo que nos interesa para el estudio de los ciclones es la correspondiente a la cota $Z=10$ m. (U_{10})

La relación entre la velocidad tipo y la geostrófica viene dada por :

$$\frac{U_{10}}{V_g} = \frac{2}{3}$$

El gradiente barométrico en un punto, es la máxima pendiente barométrica en dicho punto, medida en mm. de mercurio por grado terrestre.

Se han obtenido unas gráficas mediante las cuales se determina directamente el valor de V_g . (En las ordenadas se tomará la escala de la izquierda si la separación de las isobaras en las cartas meteorológicas es de 5 en 5 mb, y se tomarán las ordenadas de la derecha, si el espacio entre isobaras es de 3mb.)

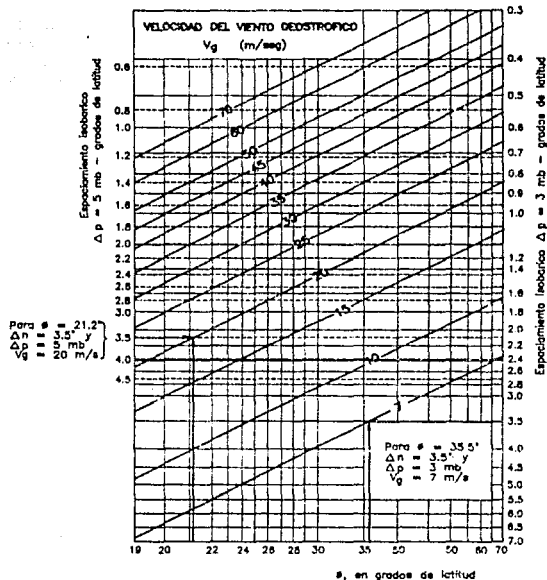


Fig. 2.5.1. Curvas de relación entre el gradiente de presión y el viento geostrófico.

2.5.2 DURACION DEL VIENTO.

La duración es un factor muy importante, ya que de esta depende la cantidad de energía cedida por el viento para generar olas y se podrá determinar de la siguiente forma: se supondrán las cartas meteorológicas elaboradas a cada seis horas y se seleccionarán aquellas que correspondiendo a los intervalos sucesivos, muestren en la zona una configuración de isobaras sensiblemente parecida, la suma de las cartas con estas características, menos uno, se multiplicará por el intervalo de tiempo entre ellas y el producto indicará, aproximadamente, el tiempo t_d (horas) de duración.

2.5.3 EL FETCH, AREA DONDE SE GENERA EL OLEAJE.

Llamamos fetch meteorológico a la superficie de agua en donde actúa el viento con intensidad casi constante y con una dirección tal que genere oleaje capaz de propagarse hasta el punto de predicción considerado. La velocidad se puede considerar constante si varía ± 5 nudos (2.5 m/seg) de la media.

OBTENCION GRAFICA DEL FETCH.

En cada carta seleccionada se identificará el punto, O, en donde se desea hacer la predicción del oleaje (figura 4.5.2). Se escogerá una isobara, por ejemplo la J+3 y se determinará el punto A_{J+3} sobre ella, de tal modo que la recta A_{J+3} sea tangente a está isobara, en ese punto. Recorriendo a la isobara en cuestión (la J+3 en este caso) en el sentido de las manecillas del reloj se trazarán nuevas tangentes y, por el punto de tangencia se dibujarán rectas que formen un ángulo de 45 grados (en sentido contrario a las manecillas del reloj) con las tangentes trazadas. Esta operación se continuará hasta identificar un punto B_{J+3} , sobre la isobara, de tal manera que la recta a 45 grados pase por el punto O, en donde se desea hacer la predicción.

Repetiendo los mismos trazos sobre las isobaras J+2, J+1, etc. se marcarán los puntos A_{J+2} y B_{J+2} , A_{J+1} y B_{J+1} , etc. uniendo mediante curvas todos los puntos A_i se obtendrá la curva CA, y, haciendo lo mismo con los B_i se obtendrá la curva CB, determinando así el fetch o zona de generación del oleaje.

Se procederá a trazar las rectas QPO, que pasando por el punto en estudio, O, corten a las curvas CB en Q, y CA en P; la recta con máxima longitud de segmento QP corresponderá a la de mayor longitud de generación (fetch) que es precisamente, igual a la distancia de Q a P de la figura 4.5.2.

Se determinará la dirección de la recta PO y se comprobará que ella concuerda aproximadamente con la dirección en la que se sabe que se presentan los oleajes más grandes.

El mismo procedimiento se repite en cada una de las cartas meteorológicas seleccionadas y se comprobará en seguida que los fetchs así determinados son sensiblemente iguales en dirección y longitud. La longitud promedio de los valores obtenidos será usada como valor del fetch en los cálculos subsecuentes.

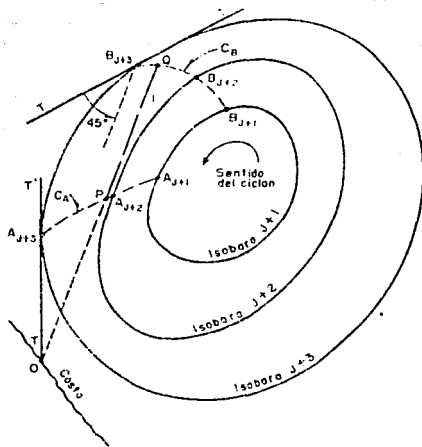


Fig. 4.5.2 Obtención gráfica del fetch.

En cuanto a los límites del fetch, diremos que estos pueden estar definidos por :

- Una costa a barlovento del punto de predicción figura 2.5.3 a
- El espaciamento de las isobaras figura 2.5.3 b.
- Las líneas indicativas en los mapas de los distintos frentes figura 2.5.3. c.
- Con decaimiento (distancia del frente al punto de previsión mayor de 500 millas, la zona de área de generación con vientos ≥ 20 nudos; o menores puede ser despreciada figura 2.5.3 d.

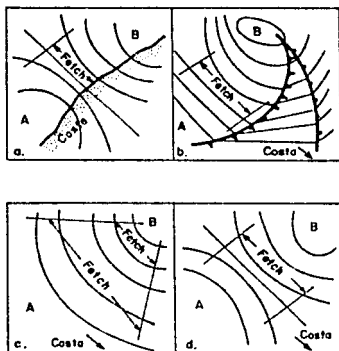


Fig. 2.5.3. Límites del fetch meteorológico.

Se define fetch esquemático como la superficie de agua comprendida en el rectángulo figura 2.5.4 que mejor se pueda encajar en la superficie irregular que constituye el fetch meteorológico. Así pues puede definirse mediante sólo dos parámetros longitud y anchura.

Definimos como fetch estándar, el que produce los mismos efectos que el meteorológico sobre el punto de previsión, pero tiene un ancho infinito (es decir, se trata de una banda, y quedará definido sólo por una longitud que se denomina F_j).

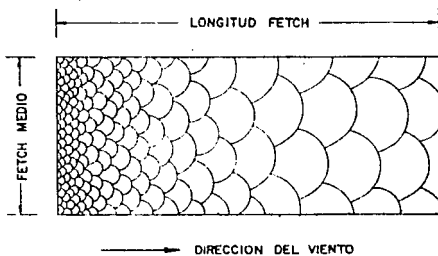


Fig. 2.5.4 Esquema del fetch.

2.6 Clase de oleaje.

En la situación real, al estudiar una serie de cartas meteorológicas que definan un ciclón, se podrá ver que tanto los fetchs como la duración son limitados, y podrán ocurrir los siguientes casos:

A) Fetch y duración superiores a los mínimos.

En este caso, diremos que el oleaje es "totalmente desarrollado", como consecuencia del viento, las características fundamentales del oleaje (altura y período) aumentarán desde el punto de origen, como funciones monótonas crecientes del viento y de la distancia, a dicho punto 0. Esto ocurrirá así hasta la distancia que hemos denominado fetch mínimo, a partir de la cual existirá equilibrio entre la energía captada al viento y la consumida en mantener la propagación del movimiento ondulatorio figura 2.6.1.

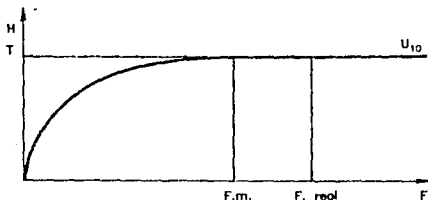


Fig. 2.6.1 Fetch y duración superiores a los mínimos.

B) Fetch real menor que el mínimo, duración real mayor que la mínima: En este caso el oleaje es parcialmente desarrollado y aumentará hasta los valores correspondientes al Fetch real figura 2.6.2.

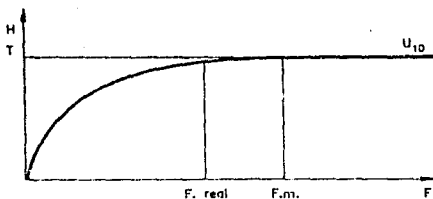


Fig. 2.6.2 Fetch real menor que el mínimo, duración real mayor que la mínima.

C) Fetch real mayor que el mínimo, duración real menor que la mínima.

Por medio de la fórmula:

$$\frac{gL}{U_{10}} = \frac{100}{3} \left(\frac{g \cdot F^{1/4}}{U_{10}^2} \right) \quad (2.6.1)$$

se puede calcular el valor de F que le corresponda a la duración real y el oleaje aumentará hasta F^* (fetch ficticio) ver figura 2.6.3.

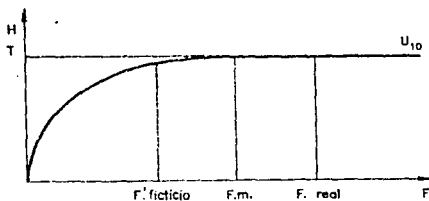


Fig. 2.6.3 Fetch real mayor que el mínimo, duración real menor que la mínima.

D) Fetch real menor que el mínimo, duración real menor que la mínima ver figura 2.6.4.

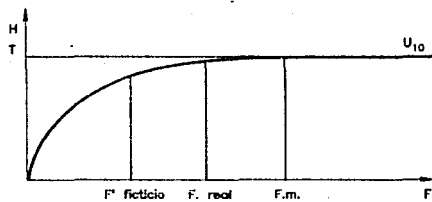


Fig. 2.6.4 Fetch real menor que el mínimo, duración real menor a la mínima.

CAPITULO III

3. EQUIPOS DE MEDICION DE OLEAJE.

Antes de 1960 se usaban sensores de tipo presión, para la medición de las olas en aguas profundas ya que no requerían de grandes estructuras para su soporte tales como torres marinas. Sin embargo con el desarrollo de los ológrafos de tipo ultrasónico, los cuales dan directamente el perfil del oleaje después de aplicarles algunos coeficientes de ajuste, en muchos países los ológrafos ultrasónicos han reemplazado a los ológrafos de presión, estos ológrafos fueron desarrollados para mediciones de largo tiempo en profundidades relativamente bajas, sin embargo no se han usado en la zona de rompientes, la medición del oleaje en la zona de rompientes ha sido posible realizarla por el reciente desarrollo de nuevos tipos de ológrafos.

Los métodos y procedimientos empleados para medir el oleaje en la zona de rompientes, se pueden clasificar en dos categorías básicas denominadas mediciones in-situ y monitoreos remotos.

Los métodos que realizan su registro en tierra, tienen sus alcances limitados hasta la zona de rompientes, mientras que los métodos usados para medir en y cerca de la zona de rompientes toleran desde la falta de una plataforma adecuada y maniobrabilidad. Los métodos de registro con cable de transmisión son comúnmente usados para mediciones en y cerca de la zona de rompientes, mientras que la telemetría es algunas veces utilizada para sensores en aguas profundas.

En los siguientes incisos se describen las características de algunos de los métodos y procedimientos de medición.

3.1. Medición de la altura de ola rompiente.

3.1.1. ESTIMACION VISUAL (HOYT, 1971)

Este es uno de los métodos más simples para estimar la altura de la ola rompiente; un asistente sujeta una regla graduada colocada en el nivel medio de la línea de costa, como se muestra en la figura 3.1.1, mientras un oleaje incidente empieza a romper, el observador intersecta con la visual en el horizonte la línea visual en la regla, de la elevación de la cresta rompiente arriba del nivel medio del mar. Como el valle del oleaje rompiente es relativamente pequeño en comparación a la altura de su cresta, la elevación de la cresta así medida se considera como una estimación de la altura de la ola rompiente.

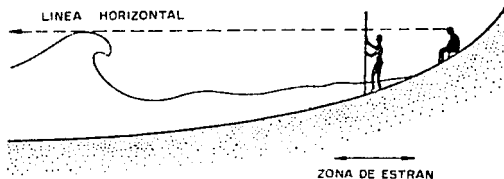


Fig. 3.1.1. Observación de la altura de ola (Hoyt, 1971)

3.1.2. OLOGRAFO TIPO ESTADIA (UTAI, 1955).

El ológrafo tipo estadia, figura 3.1.2., traza el movimiento ascendente y descendente de la superficie del agua siguiendo el movimiento de un flotador como blanco en la línea de la visual a través de un telescopio de estadia. El ológrafo tipo estadia es de uso simple, su precisión depende de la habilidad del observador y de las condiciones atmosféricas.

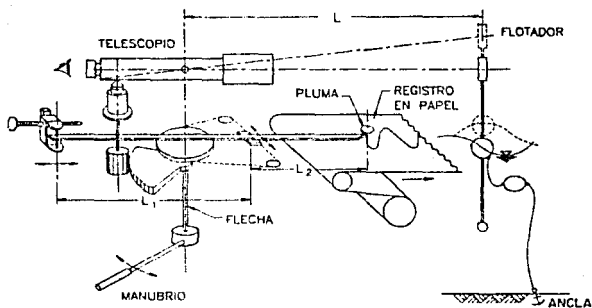


Fig. 3.1.2 Principio del ológrafo tipo estadia.

3.2. Ológrafo.

Los ológrafos se pueden clasificar en dos tipos de acuerdo al lugar donde se instalan. El primero es el denominado tipo sumergido, y el segundo es el tipo superficial. El ológrafo tipo sumergido se ha utilizado principalmente en mar abierto, fuera de la zona de rompientes, donde la profundidad del agua es grande. En la zona de rompientes donde el fondo es inestable, el tipo sumergido no es práctico, pues requiere de la constante atención humana.

3.2.1 OLOGRAFO TIPO CAPACITIVO.

El ológrafo tipo capacitivo mide la capacitancia eléctrica entre un cable aislante y el agua de mar cuando ocurre el ascenso y descenso de la superficie del mar con el paso del oleaje.

El cable aislante se coloca verticalmente en la superficie del mar, la capacitancia eléctrica se convierte a voltaje para su registro. La linealidad del voltaje de salida con la elevación de la superficie del agua también es satisfactoria, debido a la alta frecuencia de la corriente alterna usada.

Los ológrafos tipo capacitivo fueron usados principalmente en áreas portuarias y más tarde su aplicación se extendió a la zona de rompientes.

Tsuchiya y Shibana, 1973; Thornton 1976; Hasimoto 1977; Tanaka 1978; Sato, Nakamura y Tamura 1980; Hotta, Nisuguchi y Yamaguchi 1981. Mencionan los siguientes problemas que se pueden presentar en estos equipos:

- 1.- Si se instalan instrumentos cerca de la zona de fondeo del ológrafo, pueden presentarse interferencias.
- 2.- Hay un límite en la longitud del cable de transmisión de la señal (entre el sensor colocado en el mar y el amplificador colocado sobre la playa).
- 3.- Un retraso de tiempo seco o un cable de capacitancia sucio produce un error en la salida.
- 4.- Es necesaria una protección por colisión con objetos flotantes.
- 5.- Es necesaria una labor considerable y son necesarios altos costos para la instalación y mantenimiento de los instrumentos en observaciones de larga duración.

Entre las recomendaciones propuestas para remediar estos problemas están :

- 1.- Asignar componentes electrónicas para prevenir la interferencia en el amplificador.
- 2.- Equipar el sistema de transmisión en mar con un preamplificador cuando se usan cables largos.
- 3.- Limpiar el cable capacitivo frecuentemente y seleccionar un material apropiado para la cubierta del cable. La estructura de soporte para el cable capacitivo es otro problema. Si se dispone de un puente, los instrumentos se pueden sujetar al mismo. Algunas veces los instrumentos se colocan en una estructura de soporte, en la figura 3.3.1 se muestra un tipo portátil de estructura.

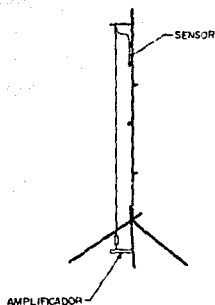


Fig. 3.2.1 Ológrafo tipo capacitivo en estructura portátil

3.2.2. OLOGRAFO TIPO RESISTIVO.

La componente principal de estos aparatos es una gran resistencia enrollada, la cual está envuelta alrededor de un tubo vertical cruzando la superficie del agua. El cambio en la longitud mojada de la resistencia al movimiento de la superficie del agua se mide eléctricamente, la figura 3.2.2 muestra esquemáticamente este tipo de ológrafos.

Similarmente al ológrafo tipo capacitivo, el ológrafo tipo resistivo da también una excelente respuesta y linealidad. Para incrementar la resistencia estructural, la resistencia del alambre se empotra en una ranura sobre una superficie de un alambre de hierro cubierta con polyetileno, como se muestra en la figura 3.2.2. El ológrafo tipo resistivo se usa muy raramente en la zona de rompientes.

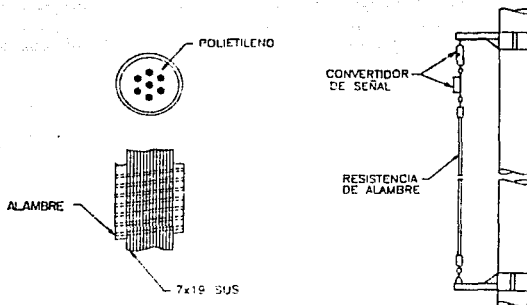


Fig. 3.2.2 Ológrafo tipo resistivo (Kisho-Kaigo Co. Ltd)

2.2.3. OLOGRAFO TIPO PASO.

La principal componente de este aparato es una hilera de electrodos colocados en pareja en una varilla vertical a intervalos fijos (generalmente 10 cm.) y aislados uno de otro como se muestra en la figura 3.2.3. De acuerdo al cambio en la superficie del agua, los circuitos operan ON y OFF y la posición del nivel de la superficie del agua se detecta directamente.

Este tipo de ológrafo presenta los siguientes problemas.

- 1.- La resistencia eléctrica entre pares de electrodos se incrementa debido a la contaminación de materias extrañas.
- 2.- El agua grasosa causa errores al registrar los datos.

Para eliminar estos problemas, Sasaki y Takahashi (1983) dan las siguientes recomendaciones:

- 1.- La posición de la superficie del agua se determina por la comparación de la corriente medida de cada par de electrodo con la de la medición precedente.

- 2.- Si la medición de la corriente difiere marcadamente del valor de la calibración en el estado sumergido, el resultado se juzga, generalmente en relación al agua grasosa.

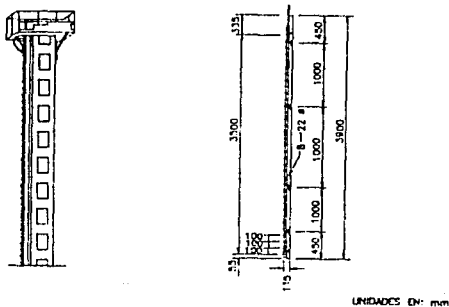


Fig. 3.2.3 Ológrafo tipo paso (Kyowa shyoko co Ltd)

3.2.4 OLOGRAFO TIPO PRESION.

Los ológrafos tipo presión se instalan en el fondo del mar para registrar las fluctuaciones de la presión debidas al movimiento del oleaje. La correspondencia entre el movimiento de la superficie del mar se calcula a partir de los registros de presión usando alguna de las teorías del oleaje. El ológrafo tipo presión tiene una larga historia de uso para medir oleaje en la zona costera en muchos países, el ológrafo tipo presión tiene diferentes sistemas de medición de presión y del registro de las señales, tales como tubo engomado y resistencia corrediza piezoeléctrica, etc

La estructura de un ológrafo de tipo presión es comparativamente simple y resistente. Por otro lado, para obtener el movimiento en la superficie del agua del registro de la presión, es necesario realizar una conversión hidrodinámica. En general la ecuación (3.2.1), la cual está basada en la teoría del oleaje de pequeña amplitud, es usada frecuentemente.

$$\Sigma \eta = n \Sigma p \frac{\cosh(kh)}{\cosh(kh + kz)} \quad (3.2.1)$$

Donde:

$\Sigma \eta$: Es la fluctuación de la superficie del agua del nivel medio del mar en m.

Σp : Es la presión medida en kg/cm².

k : Es el número de onda.

h : Es la profundidad del agua en m.

z : Es la posición del ológrafo cuando el eje vertical se toma hacia arriba del nivel del agua en m.

n : Es un factor de corrección.

El valor de (n) fue investigado por Homma, Horkama y Komori (1966), sus resultados muestran que el valor de n decrece con el incremento de la profundidad relativa (relación de la profundidad a la longitud de la ola) para oleaje regular y oleaje irregular.

Sin embargo hay cuestiones no resueltas, tal como la discontinuidad de n para la larga región y el efecto de la amplitud finita. Horikawa (1978) reportó valores de n entre 1.06 y 1.37 basados en datos obtenidos en laboratorio y en el campo.

3.2.5. OLOGRAFO TIPO ULTRASONICO (EMISION SUBMARINA).

Este ológrafo se coloca en el fondo del mar, los pulsos ultrasónicos se emiten verticalmente hacia arriba, y así retornan al ológrafo, el tiempo de retorno da la distancia entre la superficie del agua y el ológrafo. Las ventajas de este ológrafo son:

- 1.- Los movimientos de la superficie se miden directamente.
- 2.- Raramente se ve afectado por olas altas y por el paso de barcos.

En la figura 3.2.4 se presenta de forma general el arreglo de los aparatos y sus accesorios para una profundidad de 6 a 7 metros, y altura de ola esperada de 1 a 1.5 metros.

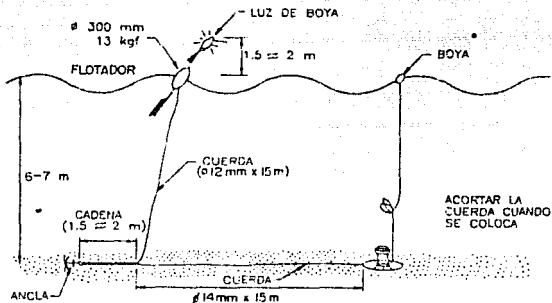
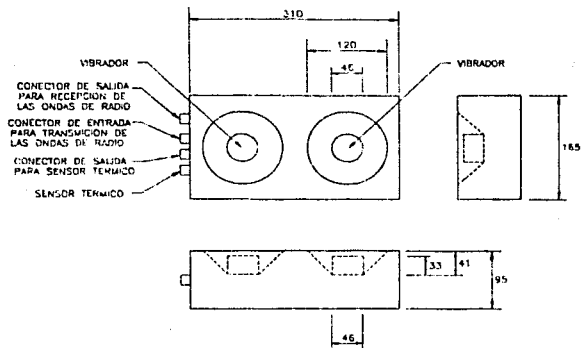


Fig. 3.2.4 Instalación del ológrafo tipo ultrasónico.

2.2.6 OLOGRAFO TIPO ULTRASONICO (EMISION AEREA).

Este tipo de ológrafo se instala en el aire a una cierta elevación por arriba del nivel de la superficie del agua y el pulso electrónico se emite verticalmente hacia abajo. El principio de este ológrafo es el mismo que el del ológrafo ultrasónico de emisión submarina, es decir se mide el tiempo de retorno del pulso entre el transductor y la superficie del agua. De la operación simultánea de estos dos tipos de ológrafos, se encontró que dan resultados cercanamente iguales, excepto que la atenuación del oleaje es 10 veces mayor en el aire que en el agua.

Para la instalación de este tipo de ológrafo, es necesario utilizar un puente de observación o una torre con accesorios sobre el fondo del mar, en la figura 3.2.5 se muestran estos aparatos, los instrumentos contienen un circuito de compensación de temperatura. Por otra parte se usa una capucha cilíndrica para proteger el transductor del viento y de la lluvia.



UNIDADES EN: mm

Fig. 3.2.5 Ológrafo tipo ultrasónico (tipo aéreo).

2.2.7 OLOGRAFO DE TIPO RADIO.

El ológrafo tipo radio se coloca sobre una torre de observación a una cierta elevación por arriba de la superficie media del mar, emitiendo hacia abajo ondas de radio de frecuencia modulada continua, cuando las ondas de radio reflejadas por la superficie del mar son recibidas, hay alguna diferencia de frecuencia entre la onda emitida y recibida, como se muestra en la figura 3.2.6.

Por esta diferencia de frecuencia, se determina la distancia entre la antena y la superficie.

Este es el método llamado FM-CW (Frecuenci Modulation Continuous Wave), la distancia vertical (z) entre la antena de los aparatos y la superficie del agua se expresa como:

$$z = \frac{ct}{2} \quad (3.2.2)$$

Donde:

c ; Es la celeridad de la onda de radio ($= 3.0 \times 10^8$ m/s)

t ; Es el tiempo de retorno de la onda de radio.

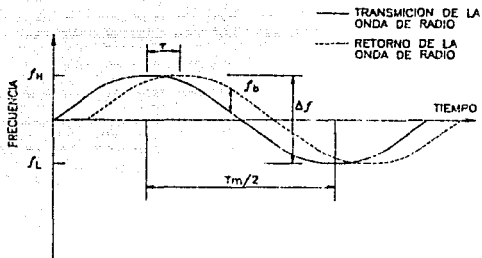


Fig. 3.2.6 Principio de la frecuencia modulada-continua.

Para determinar z , es necesario medir en este método el tiempo de retorno τ , el cual se obtiene midiendo la diferencia de frecuencia Δf , en lugar de medir t directamente, ya que la determinación de t puede ser inadecuada. La relación entre t y Δf está dada por la siguiente ecuación:

$$t = \frac{f_b T_m}{2 \Delta f} \quad (3.2.3)$$

Donde:

T_m : Es el período de la modulación.

Δf : Es la amplitud de la frecuencia de la modulación.

Este ológrafo es aplicable en el rango de profundidad de 6 a 25 m. y su exactitud es más o menos del 13% de la altura de ola para alturas de ola mayores de 1.7 m.

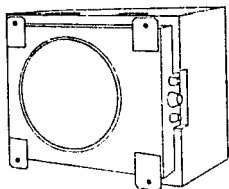


Fig. 3.2.7 Ológrafo tipo radio, (Meisei Denki Co., Ltd.).

3.2.3 OLOGRAFO TIPO BOYA.

El ológrafo tipo boya es bueno para aguas profundas porque no necesita estructuras de soporte, hay dos tipos de sistemas de boyas: uno mide la aceleración vertical de la boya y el otro mide la elevación de la superficie del agua por un ológrafo tipo presión o tipo ultrasónico montados en una boya submarina. En 1963 Longuet-Higgins, Cartwright y Smith desarrollaron una teoría del sistema de cabeceo y balanceo de una boya, mediante el cual se puede medir la aceleración vertical y las pendientes superficiales en dos direcciones.

La figura 3.2.8 muestra el detalle del sistema boya hoja de trébol desarrollado por Mitsuyasu (1975) con el propósito de medir el espectro direccional del oleaje. La principal parte de la estructura consiste de 3 flotadores circulares los cuales pueden moverse independiente uno de otro, la curvatura de la superficie del agua se mide por tres potenciómetros fijos dentro de los tres flotadores. En el centro de la boya se coloca un giroscopio y un acelerómetro por medio del cual se miden las aceleraciones horizontal y vertical del cuerpo de la boya. La orientación de la boya se determina por un compás magnético colocado en la parte alta de la estructura.

La boya marina de tiempo (figura 3.2.9) fue desarrollada por la Japan Meteorological Agency de acuerdo con el consejo de la Organización Mundial Meteorológica, no únicamente para medir oleaje sino también condiciones atmosféricas, salinidad del agua del mar, etc.

Las fluctuaciones de la superficie del agua se obtienen por doble integración de la aceleración registrada, y las alturas de ola son promediadas sobre un cierto intervalo comúnmente de 400 segundos.

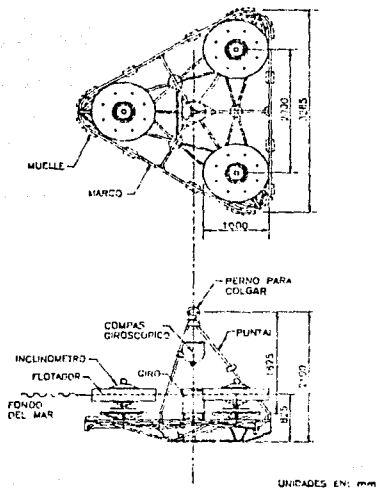
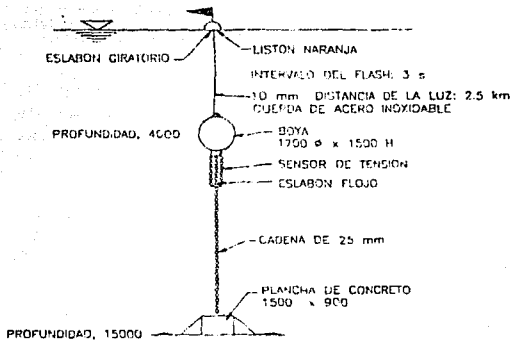


Fig. 3.2.8 Oldgrafo tipo hoja hoja de trébol, (Mitsuyasu et.al, 1975).



UNIDADES EN: mm

Fig. 3.2.10: Boya Sumergida (Hashimoto y Yamaguchi, 1978)

CAPITULO IV

4. METODOS DE PREDICCIÓN DE OLAJE CICLÓNICO.

4.1. Predicción del oleaje en la zona de generación.

4.1.1 METODO DE SVERDRUP - MUNK - BRETSCHNEIDER (SMB).

El método fue desarrollado a partir de la ecuación de la energía por Sverdrup-Munk y posteriormente complementado con datos obtenidos en laboratorios, lagos y observaciones en el mar por Bretschneider.

Los parámetros principales usados para la predicción del oleaje son: la velocidad del viento formativo (U), su duración (d), fetch (f) y la aceleración de la gravedad (g) obteniéndose la altura y período de ola significantes.

Este método se aplica únicamente para el oleaje en aguas profundas donde la longitud y celeridad dependen exclusivamente del período.

$$L_w = 1.56 T^2 \quad \text{y} \quad C_w = 1.56 T$$

De lo anterior se puede decir que:

$$(H_{1/3})_0 = f_1(U, f, t, g) \quad (4.1.1)$$

$$(T_{1/3})_0 = f_2(U, f, t, g) \quad (4.1.2)$$

Realizando el análisis dimensional a las expresiones anteriores se obtiene.

$$\frac{g(H_{1/3})}{U^2} = f_1 \left(\frac{gF}{U^2}, \frac{gt}{U} \right) \quad (4.1.3)$$

$$\frac{g(T_{1/3})}{U} = f_2 \left(\frac{gF}{U^2}, \frac{gt}{U} \right) \quad (4.1.4)$$

El método se ha perfeccionado dado a las investigaciones realizadas en el mar, las expresiones determinadas en este método son:

$$\frac{g(H_{1/3})}{L^2} = 0.283 \tanh\left[0.0125\left(\frac{gF}{L^2}\right)^{0.42}\right] \quad (4.1.5)$$

$$\frac{g(T_{1/3})}{2\pi U} = 1.20 \tanh\left[0.077\left(\frac{gF}{L^2}\right)^{0.25}\right] \quad (4.1.6)$$

$$\frac{g t}{U} = 6.5882 e^{\left\{ \left[0.0161 \left[1 + \left(\frac{gF}{U^2} \right)^2 \right] - 0.3692 \left[1 + \left(\frac{gF}{U^2} \right) \right] + 2.2024 \right]^{1/2} - 0.87981 \left(\frac{gF}{U^2} \right) \right\}} \quad (4.1.7)$$

Donde:

- g: Es la aceleración de la gravedad en m/seg².
- U: Es la velocidad del viento en m/seg.
- F: Es la longitud de Fetch en m.
- t: Es la duración del viento en segundos.
- H_{1/3}: Es la altura de ola significativa en m.
- T_{1/3}: Es el período de la ola significativa en segundos.

Para calcular el período y altura de la ola significativa en la zona de generación se procede de la siguiente manera:

- a) Se calcula gF/U^2 y se sustituye en la ecuación (4.1.7).
- b) Se determina gF/U^2 , por algún método numérico de ahí se despeja F y si éste es menor que el Fetch dado como dato se dice que el oleaje está limitado por duración y ese valor será utilizado en el resto del cálculo. Si por el contrario el F calculado es mayor que F conocido el oleaje está limitado por fetch y el valor menor será el empleado para los cálculos.
- c) Ya calculados F y con el valor gF/U^2 ; se substituyen en las ecuaciones (4.1.5) y (4.1.6) para obtener H_{1/3} y T_{1/3}.

El Instituto de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México, realizó ajustes a las ecuaciones (4.1.5) y (4.1.6) obteniendo las siguientes expresiones:

1.- Para calcular la altura de ola significativa

$$g \frac{(H_{1/3})}{U^2} = 0.2525 \tanh \left[0.01 \left(\frac{gF}{U^2} \right)^{0.49} \right] \quad (4.1.8)$$

$$g \frac{(H_{1/3})}{2\pi U^2} = 1.96037 \tanh \left[0.0004345 \left(\frac{gF}{U} \right)^{0.33} \right] \quad (4.1.9)$$

2.- Para calcular el periodo significativo

$$g \frac{(T_{1/3})}{U} = 0.358 \left(\frac{gF}{U^2} \right)^{0.28} \quad (4.1.10)$$

$$g \frac{(T_{1/3})}{U} = 50.721 \tanh \left[0.015 \left(\frac{gF}{U} \right)^{0.21} \right] \quad (4.1.11)$$

Las ecuaciones se usan de la siguiente manera:

- Se determinan los parámetros gFA^2 y g/U .
- Se calcula la altura de ola significativa usando las ecuaciones (4.1.8) y (4.1.9), seleccionando el valor menor arrojado por ambas ecuaciones, este determinará si el oleaje está limitado por Fetch o por duración.
- Teniendo la altura de ola significativa se obtendrá el parámetro que dio el menor valor para la altura de ola y se substituirá en la ecuación correspondiente obteniendo así el periodo de ola significativa.

4.2 Predicción del oleaje en la zona de decaimiento.

En la predicción del oleaje en la zona de decaimiento se describen a continuación dos métodos. El primero desarrollado por Sverdrup-Munk y el segundo por Bretschneider.

4.2.1 METODO DE SVERDRUP - MUNK.

Estos autores fueron los primeros en desarrollar un método para la predicción de oleaje en la zona de generación y en base a éste desarrollaron un método que permitiera conocer la altura y el período de la ola significativa, una vez que la ola abandona la zona de generación. Este método considera que no existe una transferencia de energía del viento hacia el mar ya abandonada la zona de generación, o sea se dice que es nula. Así Sverdrup-Munk deducen dos expresiones para determinar las características del oleaje en esta zona.

Para aplicar dichas expresiones resulta necesario conocer previamente el período y altura de ola significantes en la zona de generación.

$$\frac{(T_{1/3})_D}{(T_{1/3})_G} = \left[1 + 0.005957 \frac{D}{g (T_{1/3})_G^2} \right]^{-2.655} \quad (4.2.1)$$

$$\frac{(H_{1/3})_D}{(H_{1/3})_G} = \left[\frac{(T_{1/3})_D}{(T_{1/3})_G} \right]^{-2.655} \quad (4.2.2)$$

Donde:

$(H_{1/3})_D$, $(T_{1/3})_D$: Son las alturas y período de la ola significativa al final de la zona de decaimiento en m y segundos respectivamente.

$(H_{1/3})_G$, $(T_{1/3})_G$: Son las altura y período de la ola significativa al final de la zona de generación y que se puede obtener mediante el método (SMB) en m y segundos respectivamente.

D : Es la longitud de la zona de decaimiento (distancia que comprende desde el final del fetch hasta el punto de predicción) en m.

4.2.2 METODO DE BRETSCHNEIDER.

Bretschneider desarrollo las siguientes expresiones que permiten conocer las características del oleaje en la zona de decaimiento, en estas se considera que la disminución de energía del oleaje es producida por la dispersión del mismo:

$$\frac{(H_{1/3})_D}{(H_{1/3})_G} = \left[\frac{K_1 F^2}{K_1 F^2 + D} \right]^{1/2} \quad (4.2.3)$$

$$\frac{(T_{1/3})_D}{(T_{1/3})_G} = \left[1 - \frac{(H_{1/3})_D}{(H_{1/3})_G} \right]^{1/2} \quad (4.2.4)$$

Donde:

K_1 : Es una constante cuyo valor es de 0.4

F : Es la longitud del feich en m.

4.3 Predicción del oleaje en aguas poco profundas.

4.3.1 METODO DE BRETSCHNEIDER.

En aguas someras la altura y periodo de ola significantes no pueden aumentar más allá de ciertos límites que determinan las características del oleaje en esta zona, dichos límites son llamados efecto de fondo.

El efecto de fondo consiste en una reducción de la altura de la ola por la transferencia de energía que existe entre esta y el fondo marino, debido a que la profundidad en donde se propaga el oleaje no es constante obligando a las olas generadas a reducir su altura tal como disminuye la profundidad conforme se acercan a la costa.

Para predecir el oleaje en esta zona se emplea el método de Bretschneider el cual consiste en aplicar las ecuaciones (4.3.2) y (4.3.3) cuando las ondas sufren el efecto del fondo, pudiéndose revisar tal efecto mediante la siguiente ecuación:

$$\left(\frac{d}{gT^2}\right) < 0.08 \quad (4.3.1)$$

Al cumplirse la ecuación (4.3.1) la predicción del oleaje se determina aplicando las siguientes ecuaciones:

$$\frac{g(H_{1/3})}{U^3} = 0.283 \tanh\left[0.578 \left(\frac{gd}{U^2}\right)^{0.75}\right] \tanh\left[\frac{0.125 \left(\frac{gF}{U^2}\right)^{0.25}}{\tanh\left[0.578 \left(\frac{gd}{U^2}\right)^{0.75}\right]}\right] \quad (4.3.2)$$

$$\frac{g(T_{1/3})}{2\pi U} = 1.20 \tanh\left[0.52 \left(\frac{gd}{U^2}\right)^{0.375}\right] \tanh\left[\frac{0.077 \left(\frac{gF}{U^2}\right)^{0.25}}{\tanh\left[0.52 \left(\frac{gd}{U^2}\right)^{0.375}\right]}\right] \quad (4.3.3)$$

Donde:

d: Es la profundidad medida desde el nivel cero de referencia de la superficie del agua al fondo en m.

U: Es la velocidad del viento a una altura de 10 m sobre la superficie del mar en m/seg.

Si se desconoce el valor de U_{10} pero se conoce como dato la velocidad media del viento U_z a otra altura, U_{10} se puede calcular usando la siguiente figura:

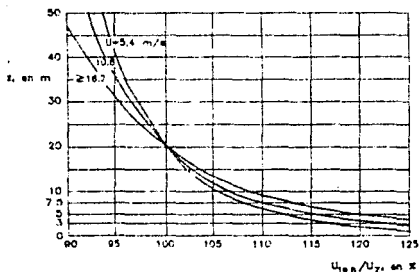


Fig 4.3.1. Distribución de la velocidad del viento a diferentes alturas sobre el nivel del mar.

Procedimiento para emplear la figura 4.3.1:

- 1.- Con la altura z a la que se conoce la velocidad U_z se entra a la figura 4.3.1, se busca la curva que corresponde a U_z y a partir de ese punto se lee en el eje de las abscisas y se obtiene la relación $U_{19.5}/U_z$ ($U_{19.5}$ significa la velocidad del viento medida a 19.5 m sobre la superficie del mar).
- 2.- Con $z = 10$ se repite lo indicado en el paso 1 solo que ahora se utiliza la U_{10} , para ubicar la curva de velocidad y se obtiene la relación $U_{19.5}/U_{10}$ por lo tanto de esta última se calcula U_{10} .

Conociendo la velocidad del viento a los 10 m se pueden determinar las características del oleaje en aguas someras.

4.3.2 METODO DEL HURACAN ESTANDAR.

Para obtener las características generadas por un huracán se puede aplicar el método propuesto por el Coastal Engineering Research Center que consiste en la aplicación de las siguientes expresiones:

$$(H_{1/3})_{max} = 5.03 e^{\left(\frac{R \Delta P}{4700}\right)} \left[1 + \frac{0.29 \alpha V_f}{\sqrt{U_R}} \right] \quad (4.3.4)$$

$$(T_{1/3})_{max} = 8.6 e^{\left(\frac{R \Delta P}{9400}\right)} \left[1 + \frac{0.145 \alpha V_f}{\sqrt{U_R}} \right] \quad (4.3.5)$$

Donde:

$(H_{1/3})_{max}$: Es la altura máxima de la ola significativa en aguas profundas en m.

$(T_{1/3})_{max}$: Es el periodo de la ola significativa correspondiente a $(H_{1/3})_{max}$ en segundos.

R: Es el radio del viento máximo en Km. Se mide desde donde la velocidad del viento es máxima al centro del huracán.

ΔP : Es la diferencia de presión, en mm de mercurio. Se define como $(P_a - P_c)$, donde P_a es la presión atmosférica normal al nivel del mar e igual 760 mm de mercurio y P_c es la presión existente en el centro del huracán expresada en mm de mercurio.

V_f : Es la velocidad de desplazamiento del huracán en m/seg.

U_R : Es la velocidad máxima del viento medida en m/seg, debe ser determinada a los 10 m sobre el nivel de la superficie del mar y corresponde al punto donde el radio es igual a R.

Para un huracán estacionario.

$$U_R = 0.865 U_{max} \quad (4.3.6)$$

Para un huracán con desplazamiento.

$$U_R = 0.865 U_{max} + 0.5 V_f \quad (4.3.7)$$

U_{max} : Es la velocidad máxima del viento gradiente en m/seg y que debe calcularse a 10 m sobre la superficie del mar en m/seg.

$$U_{max} = 0.446 [14.5 \sqrt{\Delta P} - 0.31R(2\omega \text{sen}\phi)] \quad (4.3.8)$$

$2\omega \sin \phi$; Es el parámetro de coriolis.

ω , Es la velocidad angular de la tierra en rad/hrs, e igual a:

$$\frac{2\pi}{24}$$

ϕ ; Es la latitud del lugar en grados

α ; Es el coeficiente que depende de la velocidad de avance del huracán y del incremento en la longitud del fetch al momento de desplazarse el huracán.

$\alpha = 1.0$ para huracanes con desplazamiento moderado o lento.

$$R = 1.85 \left[1.0 \left(\frac{P_0}{170} - 3.45 \right) \right] + \Delta R \quad (4.3.9)$$

$$\Delta R = 1.85 \left[1.0 \left(\frac{P_0}{20} - 10.74 \right) \right] \quad (4.3.10)$$

Para huracanes estacionarios se tiene $V_f = 0$ pero si por otra parte V_f es igual a la celeridad de grupo de las ondas largas los valores dados por las ecuaciones (4.3.4) y (4.3.5) tienden a ser mayores y además se dice que el huracán se mueve con velocidad crítica.

Por lo que se dice:

$$V_f = 0.96 T_{1/3} = C_g \quad (4.3.11)$$

Al substituir V_f en las ecuaciones (4.3.4) y (4.3.5) se obtienen dos nuevas expresiones:

$$H_{1/3} = 7.87 e^{\left(\frac{R \Delta P}{4700} \right)} \quad (4.3.12)$$

$$T_{1/3} = 10.7 e^{\left(\frac{R \Delta P}{9400} \right)} \quad (4.3.13)$$

Los valores de $H_{1/3}$ y $T_{1/3}$ así obtenidos son los llamados valores críticos del oleaje significativo y los máximos posibles.

Una vez que $H_{1/3}$ es determinada para el punto de máximo viento por la ecuación (4.3.4) o (4.3.12) es posible obtener la aproximación de la altura de ola significativa en cualquier zona del huracán, la altura determinada por la ecuación (4.3.4) se presenta en las coordenadas (1,0) de la figura 4.3.2.

columna 3: En esta se indica la profundidad d_1 , al comienzo de cada sección en m.

columna 4: En esta se indica la profundidad d_2 en la zona final de cada sección en m. Las profundidades d_1 y d_2 son referidas al nivel medio del mar, se le puede sumar el incremento de predicción de cambio del nivel de marea por viento pero esta última no es considerable y se puede despreciar.

columna 5: Aquí se calcula d_3 que es el promedio de la columna 3 y 4 en m.

columna 6: Aquí se calcula es el fetch efectivo F_e en km y es obtenido para el primer renglón a partir de la ecuación :

$$F_e = 22.168 \times 10^3 \left(\frac{H_1}{U_R} \right) \quad (4.3.15)$$

En los renglones sucesivos está se determinará de la forma siguiente:

$$F_e = F_e' + \Delta_e \leq 92.7 \text{ Km} \quad (4.3.16)$$

Donde F_e' se define en la columna 14 y $\Delta_e = 3.0 \text{ km}$.

columna 7: Aquí se calcula la altura de la ola significativa en aguas profundas H_o que se obtiene de la ecuación:

$$H_o = U_R \sqrt{\frac{F_e}{22.168 \times 10^3}} \quad (4.3.17)$$

Donde F_e se toma de la columna 6.

columna 8: En esta se indica el período de la ola significativa en aguas profundas T_o para el primer renglón se usará la ecuación (4.3.5) y en los renglones siguientes se empleará la expresión (4.3.14).

columna 9: Esta se determina usando las columnas 8 y 5 y se realiza:

$$\frac{T_o^2}{d_e^3}$$

columna 10: En esta se indica el coeficiente de línea de costa (H/H_o') o K, correspondiente a el valor de T_o^2/d_e^3 (columna 9) y que es obtenido de la tabla 4.3.1

columna 11; Aquí se calcula el parámetro por pérdida de fricción y es igual a:

$$A = \frac{f_r H_o \Delta_r K_f}{d_r^2} \quad (4.3.18)$$

Donde f_r es igual a 0.01.

columna 12; Aquí se determina el factor de fricción K_f y es obtenido de la figura 4.3.3 donde K_f está en función de T_o^2/d_r (columna 9) y el valor de A (columna 11).

columna 13; En esta se calcula la altura de ola equivalente H_o' y se obtiene de:

$$H_o' = H_o K_f$$

columna 14; Aquí se determina la longitud del fetch equivalente para H_o' y es obtenido de la ecuación (4.3.15).

columna 15; En esta se calcula el período de la ola para H_o' dado por la expresión (4.3.14).

columna 16; En esta se determina T_o^2/d_r , d_r profundidad al final de la sección.

columna 17; En esta se indica el coeficiente K_s referido a el valor T_o^2/d_r .

columna 18; Aquí se calcula $H_s = H_o' K_s$ producto de las columnas 13 y 17.

columna 19; Aquí se determina el número de olas:

$$N = \frac{L}{T_o} \quad (4.3.19)$$

Donde:

$$L = \frac{R}{V_r} \quad (4.3.20)$$

columna 20; En esta se calcula la altura de ola máxima dada por :

$$H_{max} = 0.707 H_o \sqrt{1 + N} \quad (4.3.21)$$

Donde:

H; Es la altura de ola tomada de la columna 18 en m.

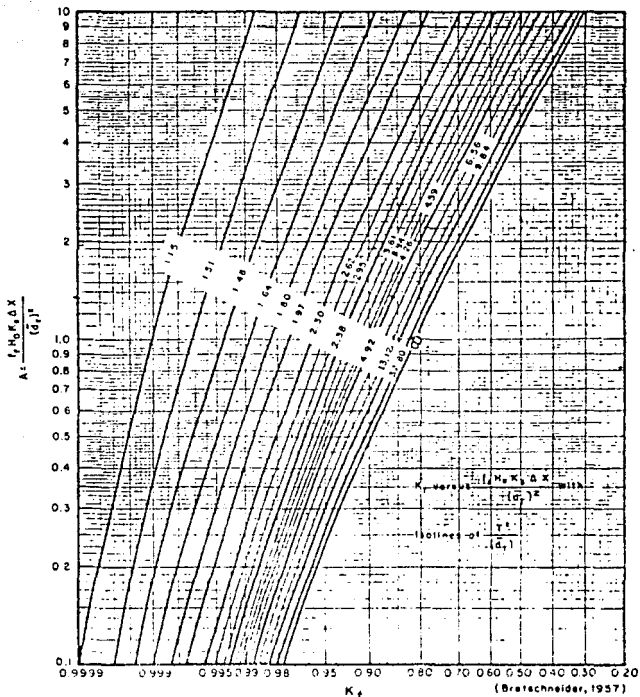


Fig. 4.3.3 Relación de pérdida por fricción sobre un fondo de profundidad constante (donde T^2/d_1 esta en seg^2/m .)

Tabla 4.3.1 Coeficientes de la línea de costa.

Y/m	0.000	0.01	0.02	0.10	0.11	0.16	0.20	0.23	0.26	0.30
0.11	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
0.06	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	0.999	0.999	0.999
0.08	0.998	0.997	0.997	0.997	0.996	0.995	0.994	0.993	0.992	0.991
1.31	0.990	0.987	0.987	0.986	0.984	0.982	0.981	0.980	0.978	0.978
1.64	0.974	0.971	0.971	0.969	0.967	0.965	0.963	0.961	0.960	0.959
1.97	0.957	0.954	0.954	0.952	0.951	0.949	0.948	0.946	0.945	0.943
2.30	0.942	0.939	0.939	0.938	0.937	0.936	0.935	0.934	0.932	0.931
2.62	0.930	0.929	0.929	0.928	0.927	0.926	0.925	0.924	0.924	0.923
2.95	0.922	0.921	0.921	0.921	0.920	0.919	0.919	0.918	0.918	0.917
3.28	0.917	0.916	0.916	0.916	0.915	0.915	0.915	0.915	0.915	0.914
3.61	0.914	0.914	0.914	0.914	0.914	0.913	0.913	0.913	0.913	0.913
3.94	0.911	0.911	0.911	0.911	0.911	0.911	0.911	0.911	0.911	0.911
4.26	0.911	0.916	0.916	0.916	0.916	0.916	0.916	0.916	0.916	0.915
4.59	0.915	0.915	0.915	0.915	0.915	0.916	0.916	0.916	0.916	0.917
4.92	0.917	0.917	0.917	0.918	0.918	0.918	0.918	0.919	0.919	0.919
5.25	0.920	0.920	0.920	0.920	0.921	0.921	0.922	0.922	0.922	0.922
5.58	0.923	0.924	0.924	0.924	0.924	0.925	0.925	0.925	0.925	0.926
5.90	0.927	0.927	0.927	0.928	0.928	0.928	0.929	0.929	0.930	0.930
6.23	0.931	0.931	0.931	0.932	0.932	0.933	0.933	0.933	0.934	0.934
6.56	0.935	0.936	0.936	0.936	0.936	0.937	0.938	0.938	0.938	0.939
6.89	0.939	0.940	0.940	0.941	0.941	0.942	0.942	0.942	0.941	0.941
7.22	0.943	0.945	0.945	0.945	0.946	0.946	0.947	0.947	0.947	0.948
7.54	0.948	0.949	0.949	0.950	0.950	0.951	0.951	0.951	0.952	0.952
7.87	0.955	0.954	0.954	0.954	0.954	0.954	0.954	0.954	0.956	0.957
8.20	0.957	0.958	0.958	0.959	0.959	0.960	0.960	0.961	0.961	0.962
8.53	0.960	0.961	0.961	0.964	0.964	0.965	0.965	0.966	0.966	0.967
8.86	0.967	0.964	0.964	0.966	0.966	0.969	0.970	0.970	0.971	0.971
9.18	0.972	0.972	0.973	0.973	0.974	0.974	0.975	0.975	0.976	0.976
9.51	0.977	0.977	0.977	0.978	0.979	0.979	0.979	0.980	0.980	0.981
9.84	0.981	0.981	0.982	0.983	0.983	0.984	0.984	0.985	0.985	0.986
10.17	0.986	0.987	0.987	0.987	0.988	0.988	0.989	0.990	0.990	0.991
10.50	0.991	0.992	0.992	0.992	0.992	0.992	0.994	0.994	0.994	0.995
11.82	0.995	0.996	0.996	0.997	0.997	0.998	0.998	0.999	0.999	0.999
13.14	1.000	1.000	1.000	1.001	1.002	1.003	1.003	1.004	1.004	1.004
14.46	1.005	1.005	1.006	1.006	1.007	1.007	1.007	1.008	1.008	1.009
15.78	1.009	1.010	1.010	1.011	1.011	1.012	1.012	1.012	1.013	1.013
17.10	1.014	1.014	1.015	1.015	1.015	1.016	1.016	1.017	1.017	1.017
18.42	1.018	1.018	1.019	1.019	1.019	1.020	1.021	1.021	1.022	1.022
19.74	1.023	1.023	1.024	1.024	1.024	1.025	1.025	1.025	1.026	1.026
21.06	1.027	1.027	1.028	1.028	1.029	1.029	1.030	1.030	1.030	1.031
22.38	1.030	1.03	1.03	1.03	1.03	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04
23.70	1.035	1.035	1.036	1.036	1.036	1.037	1.037	1.037	1.038	1.038
25.02	1.040	1.040	1.041	1.041	1.041	1.042	1.042	1.042	1.043	1.043
26.34	1.045	1.045	1.046	1.046	1.046	1.047	1.047	1.047	1.048	1.048
27.66	1.050	1.050	1.051	1.051	1.051	1.052	1.052	1.052	1.053	1.053
28.98	1.055	1.055	1.056	1.056	1.056	1.057	1.057	1.057	1.058	1.058
30.30	1.060	1.060	1.061	1.061	1.061	1.062	1.062	1.062	1.063	1.063
31.62	1.065	1.065	1.066	1.066	1.066	1.067	1.067	1.067	1.068	1.068
32.94	1.070	1.070	1.071	1.071	1.071	1.072	1.072	1.072	1.073	1.073
34.26	1.075	1.075	1.076	1.076	1.076	1.077	1.077	1.077	1.078	1.078
35.58	1.080	1.080	1.081	1.081	1.081	1.082	1.082	1.082	1.083	1.083
36.90	1.085	1.085	1.086	1.086	1.086	1.087	1.087	1.087	1.088	1.088
38.22	1.090	1.090	1.091	1.091	1.091	1.092	1.092	1.092	1.093	1.093
39.54	1.095	1.095	1.096	1.096	1.096	1.097	1.097	1.097	1.098	1.098
40.86	1.100	1.100	1.101	1.101	1.101	1.102	1.102	1.102	1.103	1.103
42.18	1.105	1.105	1.106	1.106	1.106	1.107	1.107	1.107	1.108	1.108
43.50	1.110	1.110	1.111	1.111	1.111	1.112	1.112	1.112	1.113	1.113
44.82	1.115	1.115	1.116	1.116	1.116	1.117	1.117	1.117	1.118	1.118
46.14	1.120	1.120	1.121	1.121	1.121	1.122	1.122	1.122	1.123	1.123
47.46	1.125	1.125	1.126	1.126	1.126	1.127	1.127	1.127	1.128	1.128
48.78	1.130	1.130	1.131	1.131	1.131	1.132	1.132	1.132	1.133	1.133
50.10	1.135	1.135	1.136	1.136	1.136	1.137	1.137	1.137	1.138	1.138
51.42	1.140	1.140	1.141	1.141	1.141	1.142	1.142	1.142	1.143	1.143
52.74	1.145	1.145	1.146	1.146	1.146	1.147	1.147	1.147	1.148	1.148
54.06	1.150	1.150	1.151	1.151	1.151	1.152	1.152	1.152	1.153	1.153
55.38	1.155	1.155	1.156	1.156	1.156	1.157	1.157	1.157	1.158	1.158
56.70	1.160	1.160	1.161	1.161	1.161	1.162	1.162	1.162	1.163	1.163
58.02	1.165	1.165	1.166	1.166	1.166	1.167	1.167	1.167	1.168	1.168
59.34	1.170	1.170	1.171	1.171	1.171	1.172	1.172	1.172	1.173	1.173
60.66	1.175	1.175	1.176	1.176	1.176	1.177	1.177	1.177	1.178	1.178
61.98	1.180	1.180	1.181	1.181	1.181	1.182	1.182	1.182	1.183	1.183
63.30	1.185	1.185	1.186	1.186	1.186	1.187	1.187	1.187	1.188	1.188
64.62	1.190	1.190	1.191	1.191	1.191	1.192	1.192	1.192	1.193	1.193
65.94	1.195	1.195	1.196	1.196	1.196	1.197	1.197	1.197	1.198	1.198
67.26	1.200	1.200	1.201	1.201	1.201	1.202	1.202	1.202	1.203	1.203
68.58	1.205	1.205	1.206	1.206	1.206	1.207	1.207	1.207	1.208	1.208
69.90	1.210	1.210	1.211	1.211	1.211	1.212	1.212	1.212	1.213	1.213
71.22	1.215	1.215	1.216	1.216	1.216	1.217	1.217	1.217	1.218	1.218
72.54	1.220	1.220	1.221	1.221	1.221	1.222	1.222	1.222	1.223	1.223
73.86	1.225	1.225	1.226	1.226	1.226	1.227	1.227	1.227	1.228	1.228
75.18	1.230	1.230	1.231	1.231	1.231	1.232	1.232	1.232	1.233	1.233
76.50	1.235	1.235	1.236	1.236	1.236	1.237	1.237	1.237	1.238	1.238
77.82	1.240	1.240	1.241	1.241	1.241	1.242	1.242	1.242	1.243	1.243
79.14	1.245	1.245	1.246	1.246	1.246	1.247	1.247	1.247	1.248	1.248
80.46	1.250	1.250	1.251	1.251	1.251	1.252	1.252	1.252	1.253	1.253
81.78	1.255	1.255	1.256	1.256	1.256	1.257	1.257	1.257	1.258	1.258
83.10	1.260	1.260	1.261	1.261	1.261	1.262	1.262	1.262	1.263	1.263
84.42	1.265	1.265	1.266	1.266	1.266	1.267	1.267	1.267	1.268	1.268
85.74	1.270	1.270	1.271	1.271	1.271	1.272	1.272	1.272	1.273	1.273
87.06	1.275	1.275	1.276	1.276	1.276	1.277	1.277	1.277	1.278	1.278
88.38	1.280	1.280	1.281	1.281	1.281	1.282	1.282	1.282	1.283	1.283
89.70	1.285	1.285	1.286	1.286	1.286	1.287	1.287	1.287	1.288	1.288
91.02	1.290	1.290	1.291	1.291	1.291	1.292	1.292	1.292	1.293	1.293
92.34	1.295	1.295	1.296	1.296	1.296	1.297	1.297	1.297	1.298	1.298
93.66	1.300	1.300	1.301	1.301	1.301	1.302	1.302	1.302	1.303	1.303
94.98	1.305	1.305	1.306	1.306	1.306	1.307	1.307	1.307	1.308	1.308
96.30	1.310	1.310	1.311	1.311	1.311	1.312	1.312	1.312	1.313	1.313
97.62	1.315	1.315	1.316	1.316	1.316	1.317	1.317	1.317	1.318	1.318
98.94	1.320	1.320	1.321	1.321	1.321	1.322	1.322	1.322	1.323	1.323
100.26	1.325	1.325	1.326	1.326	1.326	1.327	1.327	1.327	1.328	1.328
101.58	1.330	1.330	1.331	1.331	1.331	1.332	1.332	1.332	1.333	1.333
102.90	1.335	1.335	1.336	1.336	1.336	1.337	1.337	1.337	1.338	1.338
104.22	1.340	1.340	1.341	1.341	1.341	1.342	1.342	1.342	1.343	1.343
105.54	1.345	1.345	1.346	1.346	1.346	1.347	1.347	1.347	1.348	1.348
106.86	1.350	1.350	1.351	1.351	1.351	1.352	1.352	1.352	1.353	1.353
108.18	1.355	1.355	1.356	1.356	1.356	1.357	1.357	1.357	1.358</	

4.4 Predicción del oleaje ciclónico mediante métodos estadísticos.

4.4.1 METODO ESTADISTICO PARA EL GOLFO DE MEXICO.

En la figura 4.4.1 se puede observar la región suroeste del Golfo de México, comprendida entre los 90° y 98° de longitud oeste de Greenwich y los 18° y 26° latitud norte. Dicha región está dividida en 15 subregiones, designadas con las letras a,b,c,...o. (Cada una de ellas tiene una extensión aproximada de $2^\circ \times 2^\circ$). Además en ellas aparece un número que designa la probabilidad $P(Y)$ de que en ella se presente un huracán.

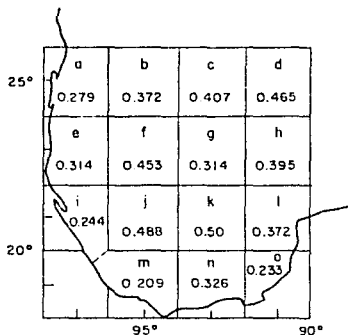


Fig. 4.4.1 Probabilidad $P(Y)$ de ocurrencia de un huracán en alguna de las subregiones.

Para determinar las características del oleaje con el método estadístico se procederá como se indica continuación:

- 1.- Se identificará la región en donde se desea determinar el oleaje, dentro de alguna de las 15 subzonas de la figura 4.4.1. Ello permitirá conocer la latitud representativa ϕ , que corresponderá a la del centro de la subregión, así como la probabilidad, $P(Y)$, de que ocurra un huracán dentro de ella.

- II.- Se escogerá un periodo de retorno T_r , de acuerdo con el horizonte de planeación de las obras que estarán sujetas a la acción del oleaje por determinar. Generalmente este T_r es de unos 50 años. Con el valor de T_r se calculará la probabilidad $P(\alpha)$ de que habiendo ocurrido un huracán, este alcance la intensidad que se describe en el inciso III. Para ello se usará la ecuación siguiente:

$$P(\alpha) = -\frac{1}{P(Y)} \ln\left(\frac{T_r-1}{T_r}\right) \quad (4.4.1)$$

Empleando una tabla de valores de distribución normal se definirá el parámetro α , asociado al cuartil izquierdo de área $P(\alpha)$, ver figura 4.4.2.

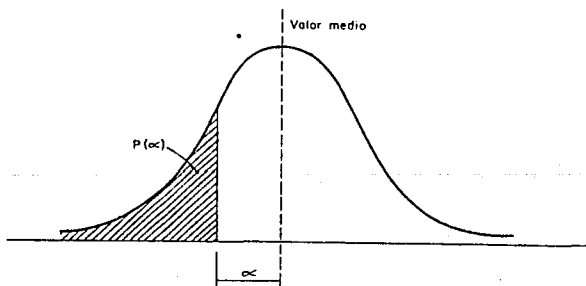


Fig. 4.4.2

- III.- Se calculará el índice de presión medio, P_o (mb), en la subregión con:

$$P_o = 1028.14 - 1.695\phi \quad (4.4.2)$$

Después se calculará la desviación estándar del índice de presión:

$$S_{P_o} = 54.24 - 1.017\phi \quad (4.4.3)$$

En estas ecuaciones ϕ es la latitud (en grados) característica de la subregión.

Utilizando el valor de α calculado en el inciso II se encontrará el índice de presión P_0 (mb) correspondiente a un huracán que, habiéndose presentado en la subregión, tenga una intensidad representada por dicho índice. Se escribe:

$$P_0 = P_0 + \alpha S_p \quad (4.4.4)$$

IV.- Se calcularán los valores de R (km) radio de máximo viento, que es la distancia del centro del ciclón al lugar en donde, en dirección del fetch, ocurre la mayor velocidad del viento; r (km) radio asociado al fetch, que es la distancia del centro del huracán a la línea de generación; E , el índice de energía asociado al huracán; y F (km) la longitud de fetch correspondiente. Para hacer esto se usaran las siguientes expresiones:

$$R = 0.0006574 e^{0.01155 P_0} \quad (4.4.5)$$

$$r = (1.4134 - 0.01R) R \quad (4.4.6)$$

$$E = 151.2 (1014.24 - P_0)^{1.1667} R^{0.667} (\text{sen} \phi)^{-0.333} \quad (4.4.7)$$

$$F = 0.3391 E^{0.553} \quad (4.4.8)$$

Con ayuda de los valores previamente calculados se comprobará la congruencia de una posible predicción. Para ello se hará un trazo como el mostrado en la figura 4.4.3. Este consiste en marcar sobre una recta que pasa por el punto de estudio, O , con dirección igual a la de uno de los máximos oleajes detectados en el sitio, un punto P' , que diste de $0.25 F$ de O . Una normal a la recta de dirección conocida, trazada por P' , permitirá identificar el centro del ciclón CC , de modo que $r = P'C$.

Se dibujará un círculo con radio R y se comprobará que esté no toca a la costa; después, sobre la recta de dirección conocida, se marcará el punto Q , de tal manera que $P'Q = 0.75 F$. Se comprobará que el punto Q queda sobre el mar.

De satisfacer los dos requisitos, se aceptará que la predicción es válida para la dirección escogida. De no ser así se alejara P' sobre la recta, con lo cual la distancia de $0.25 F$ medida desde el P' hacia O , ya no coincidirá con $P'O$, y en cuyo caso, la diferencia corresponderá a la longitud D del decaimiento. Por supuesto que deberá comprobarse que Q quede sobre el mar.

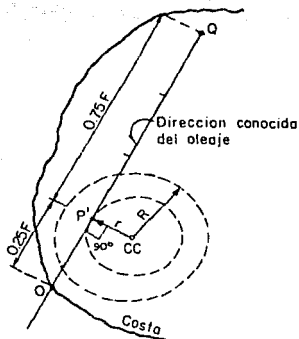


Fig. 4.4.3

V.- Cumplidos los requisitos mencionados se procederá a calcular la ola significativa, $H_{1/3}$, y el período $T_{1/3}$, asociado a ella empleando las siguientes ecuaciones:

$$H_{1/3} = 0.024 E^{0.452} \quad (4.4.9)$$

$$T_{1/3} = 0.644 E^{0.222} \quad (4.4.10)$$

En caso de que exista zona de decaimiento los valores de $H_{1/3}$, $T_{1/3}$ deberán de corregirse. En ocasiones resulta de utilidad conocer el tiempo de duración, t_d , asociado al ciclón. Éste se puede obtener de la siguiente manera:

$$t_d = 0.087 E^{0.429} \quad (4.4.11)$$

Recordando que el período más frecuente es $T_p = 1.1 T_{1/3}$, se pueden conocer el número de olas N_{ol} durante la tormenta haciendo:

$$N_{ol} = \frac{3600 t_d}{T_p} \quad (4.4.12)$$

Admitiendo que el oleaje tiene una distribución de Rayleigh la máxima ola producida por el huracán tendrá una altura igual a:

$$H_{max} = H_{1/3} \sqrt{0.5 \ln(N_{ol})} \quad (4.4.13)$$

Para llevar a cabo el diseño de estructuras utilizando los resultados del método estadístico, es necesario comprobar que las estructuras sujetas a oleaje definido con el T_r seleccionado sólo sufrirán daños ligeros, si ocurre ese oleaje. Sin embargo, para mayor seguridad, se recomienda revisar que para oleajes con T_r mayores, las estructuras sufrirán solamente daños tolerables. En particular, para estructuras de mucha importancia se aconseja usar $T_r=100$ años y para aquellas de segunda importancia, $T_r=50$ años.

También es de interés indicar que, de modo aproximado, se puede calcular la velocidad del viento formativo U , por medio de la siguiente ecuación:

$$U = 7.26 (H_{1/3})^{0.4} \quad (4.4.14)$$

4.5 Análisis estadístico del oleaje.

4.5.1 ANTECEDENTES DE ESTADISTICA Y PROBABILIDAD EN EL ANALISIS ESTADISTICO DEL OLAJE IRREGULAR.

PARAMETROS ESTADISTICOS.

Los datos de una muestra de oleaje pueden caracterizarse numéricamente mediante los siguientes grupos de medidas descriptivas que son:

- Tendencia central.
- De dispersión.
- Simetría o sesgo.
- De curtosis o apuntamiento.

a) Medidas de tendencia central.

Con estas medidas se busca un valor que pueda representar a toda la muestra, por encontrarse en el centro de ella, desde diferentes puntos de vista.

Las más importantes medidas de tendencia central son las siguientes:

- Media (\bar{x}); Se define como el promedio aritmético de los datos de una muestra de oleaje y se expresa como:

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X_i \quad (4.5.1)$$

Donde X_i es el i -ésimo elemento de la muestra de oleaje.

- Raíz media cuadrática (X_{rms}); El valor medio cuadrático para evaluar un pronóstico es simplemente una convención en Ingeniería así la raíz media cuadrática se expresa como:

$$X_{rms} = \left[\frac{\sum_{i=1}^n X_i^2}{n} \right]^{1/2} \quad (4.5.2)$$

Donde en las ecuaciones (4.5.1) y (4.5.2) n es el número total de valores de alturas o períodos según sea el caso.

b) Medidas de dispersión.

- Variancia (S_x^2); La variancia de una variable aleatoria se define como el segundo momento con respecto a la media. De manera análoga, para una distribución de frecuencia se define el momento k -ésimo con respecto a la media como:

$$M_k = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{x})^k \quad (4.5.3)$$

y en consecuencia, la variancia muestral se define como:

$$S_x^2 = M_2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{x})^2 \quad (4.5.4)$$

- Desviación estándar (S_x); La desviación estándar se define como la raíz cuadrática de la varianza y se expresa como:

$$S_x = (S_x^2)^2 \quad (4.5.5)$$

- Coeficiente de variación (C.V.); Se define como el cociente de la desviación estándar muestral entre la media muestral y se expresa como:

$$C.V. = \frac{S_x}{\bar{x}} \quad (4.5.6)$$

c) Medidas de asimetría o sesgo.

Cuando se desea ajustar un modelo probabilístico a un fenómeno particular es conveniente comparar la forma del histograma o polígono de frecuencia de una muestra del fenómeno. En este caso los datos de oleaje son la función de probabilidad del modelo teórico.

Para describir la forma de la distribución de frecuencia de una muestra, se usa, entre otros indicadores, la asimetría o sesgo.

Una distribución de frecuencia es asimétrica, si el tercer momento de la muestra con respecto a la media es igual a cero ($M_3=0$); en tal caso, la media divide en dos partes iguales a la distribución de frecuencia y además, cualquiera de las partes es reflejo de la otra, tal como se muestra en la figura 4.5.1.

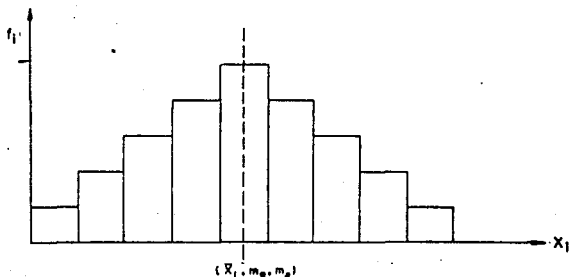


Fig. 4.5.1 Distribución de frecuencia simétrica.

Si una distribución de frecuencia es simétrica, la media (\bar{x}), la mediana (me) y la moda (mo) coinciden con el mismo punto.

Cuando la distribución de frecuencia no es simétrica, se puede presentar una asimetría positiva siendo $M_3 > 0$, figura 4.5.2: o bien una asimetría negativa donde $M_3 < 0$, figura 4.5.3.

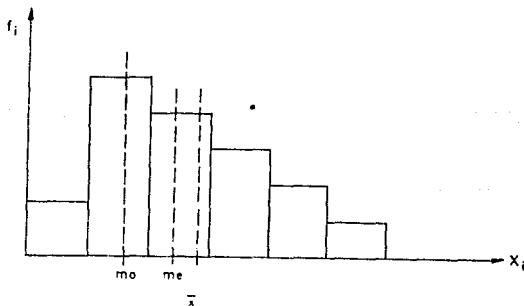


Fig. 4.5.2. Distribución con asimetría positiva.

Si la varianza es el segundo momento promedio respecto de la media, el tercer momento respecto de la media se define como el coeficiente de asimetría de la muestra, para que el coeficiente no tenga unidades, el momento se divide por el cubo de la desviación estándar muestral, y se expresa como:

$$g = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{x})^3}{S_x^3} \quad (4.5.7)$$

Si, $g > 0$; se tiene una distribución simétrica positiva (es decir, con colas más largas a la derecha).

$g < 0$; se tiene una distribución negativa (es decir, con colas más largas a la izquierda).

$g = 0$; se tiene una distribución simétrica.

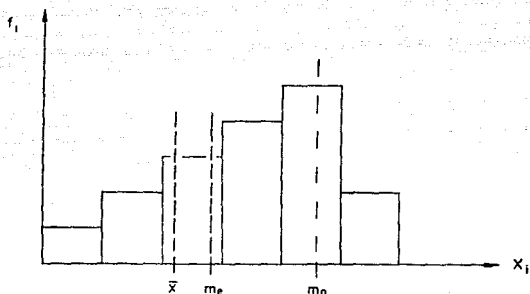


Fig. 4.5.3. Distribución con asimetría negativa.

d) Medidas de curtosis o apuntamiento.

La curtosis es otra característica que permite describir la forma de la distribución de frecuencia, también conocida como apuntamiento u aplastamiento. Este último nombre es tal vez el menos indicado, pues el significado de curtosis es contrario al de aplastamiento y por lo tanto, una curtosis grande implica poco aplastamiento o viceversa.

En la figura 4.5.4 se muestra un ejemplo de los tres tipos en los cuales se clasifican las distribuciones de frecuencia de acuerdo con su curtosis.

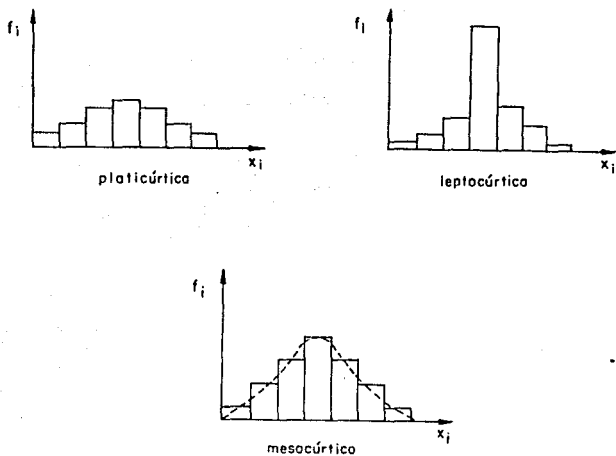


Fig. 4.5.4 Clasificación de las distribuciones según la curtosis.

La relación que se usa para establecer la curtosis media o mesocúrtica como la mostrada en la figura 4.5.4, es la gráfica de la frecuencia de densidad de probabilidad de la distribución normal estándar.

Para medir la curtosis se puede usar el cuarto momento con respecto a la media, llamado coeficiente de curtosis, el cual se expresa como:

$$g_2 = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{x})^4}{S_x^4} = a_4 + 3 \quad (4.5.8)$$

O también

$$a_4 = g_2 - 3 \quad (4.5.9)$$

Cuando la distribución es mesocúrtica $g_2 = 3$ y $a_4 = 0$ de la ecuación (4.5.9).

De esta manera si $a_4 < 0$, la distribución es platicúrtica y si $a_4 > 0$, se trata de una distribución leptocúrtica.

LEYES DE PROBABILIDAD.

El comportamiento de una variable aleatoria se describe mediante su ley de probabilidad, la cual puede especificarse de diferentes formas. La manera más común de hacerlo es mediante su distribución de probabilidades acumuladas o función de distribución.

a) Función de densidad de probabilidades.

Si la variable aleatoria x es discreta y puede asumir valores x_i , su densidad de probabilidad, $f_X(x)$, será el conjunto de probabilidades.

$$P_X(x) = \{P_X(X_i)\} \quad (4.5.10)$$

La cual se lee "probabilidad de que $x = x_i$ ", esto es

$$f_X(x) = P_X(x) \quad (4.5.11)$$

Para que una densidad de probabilidad satisfaga los tres axiomas de la teoría de probabilidad, se deben cumplir los siguientes requisitos:

1.- $0 < P_X(X_i) < 1$ para toda X_i .

$$2.- \sum_{i=1}^n P_X(X_i) = 1$$

Donde n es el número total de valores que puede asumir X_i .

$$3.- P(X_m \leq x \leq X_r) = \sum_{i=m}^{i=r} P_X(X_i) ; m \leq r$$

Donde las X_i están ordenadas en forma creciente, es decir, $X_1 < X_2 < X_3, \dots < X_n$.

b) Distribución de probabilidades acumuladas o función de distribución.

Otra forma de especificar la ley de probabilidades de una variable aleatoria discreta, es mediante la distribución de probabilidades acumuladas, $F_X(X_i)$, que se define como el conjunto de las sumas parciales de las probabilidades $P_X(X_i)$, correspondientes a todos los valores de x menores o iguales que X_i . Por lo tanto, esta función da las probabilidades de que la variable aleatoria tome valores menores o iguales que X_m para cualquier m . Es decir:

$$F_X(x) = \{F_X(X_m)\}; m=1, 2, \dots, n \quad (4.5.12)$$

En donde:

$$F_X(X_m) = \sum_{j=1}^m P_X(X_j) = P(x \leq X_m) \quad (4.5.13)$$

c) Función de densidad y función de distribución para una variable aleatoria continua.

En el caso de una variable aleatoria continua, x , la probabilidad de que esta tome valores comprendidos entre x y $x+dx$ esta dada por $f_X(x)dx$, donde $f_X(x)$ es la densidad de probabilidad de x . Por lo tanto, la probabilidad de que x asuma valores comprendidos en el intervalo de

$$x_1 \leq x \leq x_2$$

es:

$$P(x_1 \leq x \leq x_2) = \int_{x_1}^{x_2} f_X(x) dx \quad (4.5.14)$$

La interpretación gráfica de esta probabilidad es la que corresponde al área bajo la curva de $f_X(x)$ comprendida entre x_1 y x_2 , ver figura 4.5.5.

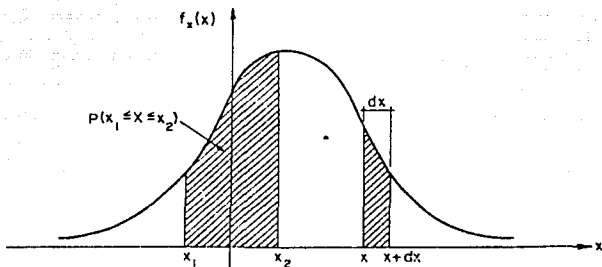


Fig. 4.5.5. Función de densidad de probabilidad.

Puesto que :

$$F_X(x) = P(X \leq x_1) = P(-\infty \leq X \leq x_1)$$

y en virtud de la ecuación anterior se tiene que la función de distribución es:

$$F_X(x) = \int_{-\infty}^x f_X(u) du \quad (4.5.15)$$

Donde u es solo una variable muda de integración, el valor de esta integral es igual al área de la curva de $f_X(x)$ a la izquierda de x ver figura 4.5.6.

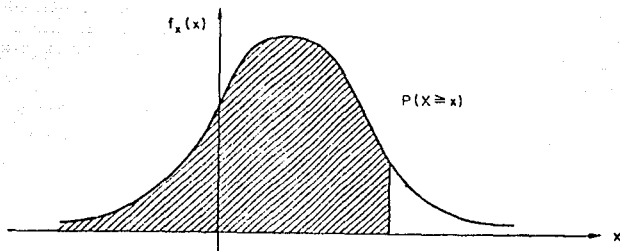


Fig. 4.5.6. Función de distribución de probabilidad.

4.5.2 ANALISIS ESTADISTICO DEL OLEAJE.

Su objetivo es obtener alturas características del oleaje, entre otras las denominadas significantes, mediante análisis directo del registro del oleaje o efectuando inferencias a partir de una distribución de probabilidad. El análisis directo del registro, consiste en obtener alturas características tomando en cuenta algunas de las alturas discretizadas del registro de oleaje.

El oleaje es la resultante de la intersección de trenes de ondas con diferente dirección y fases aleatorias.

La descripción de la estructura estadística de un registro de oleaje se hace a partir de parámetros que reflejan la importancia del oleaje registrado. Según los conceptos estadísticos que la curva que relaciona la probabilidad de ocurrencia de cada altura es lo que se define como función de densidad.

Se admite que esta función para alturas de oleaje sigue la distribución de Rayleigh dada por:

$$P(H) = \frac{2H}{H_m^2} e^{-(H/H_m)^2} \quad (4.5.16)$$

La ecuación anterior se conoce como función de densidad.

Siendo H_m la media cuadrática expresa por:

$$H_m = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N H_i^2$$

La representación gráfica de la distribución de Rayleigh es la siguiente:

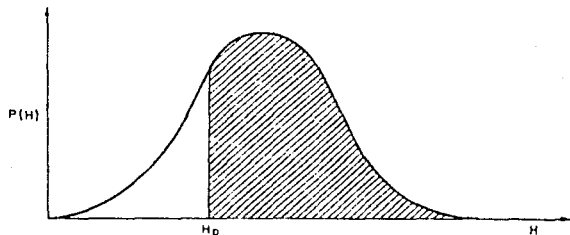


Fig. 4.5.7 Función de densidad (distribución de Rayleigh)

La probabilidad q de que la altura de ola exceda un cierto valor H , se determina con la siguiente expresión:

$$q = \int_H^{\infty} p(H) dH \quad (4.5.17)$$

Donde:

q : Es la función de distribución (que equivale gráficamente al área rayada de la figura 4.5.7).

Al resolver esta integral se deduce que la función de distribución (curva de probabilidad acumulada) es:

$$q = e^{-(H/H_m)^2} \quad (4.5.18)$$

Por otra parte, la altura media $H_{1/n}$ es el cociente entre el momento de primer orden y el de orden cero:

$$H_{1/n} = \frac{\int_{H_p}^{\infty} P(H) H dH}{\int_{H_p}^{\infty} P(H) dH} \quad (4.5.19)$$

de la ecuación anterior se obtiene:

$$\frac{H_{1/n}}{H_m} = (\ln(n))^{1/2} + n \frac{\sqrt{\pi}}{2} (1 - \phi(\ln(n)))^{1/2} \quad (4.5.20)$$

donde $\phi = \text{erf}(x)$ es la función de error.

$$\text{erf}(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-t^2} dt \quad (4.5.21)$$

De lo anterior se obtiene la fórmula para $H_{1/3}$, particularizando para $n = 3$.

$$H_{1/3} = 1.416 H_m \quad (4.5.22)$$

Estadísticamente, a partir de lo anterior, se demuestra que la función que representa la probabilidad de que la altura máxima de una muestra de N olas sea H , esta dada por:

$$Q(H_{\max}, N) = N(1 - e^{-(H/H_m)^2})^{(N-1)} e^{-(H/H_m)^2} \frac{2H}{H_m^2} \quad (4.5.23)$$

e igual que antes, el valor medio de alturas máximas, obtenido del cociente entre el momento de primer orden y el de orden cero, es:

$$\frac{H_{\max, N}}{H_m} = (\ln(N))^{1/2} + 0.28861 (\ln(N))^{-1/2} \quad (4.5.24)$$

Si $dQ/dh = 0$, y siempre que $N > 100$, se obtiene que la altura máxima probable ($H_{\max, N}$) tiene por expresión.

$$\frac{H_{\max, N}}{H_m} = (\ln(N))^{1/2} \quad (4.5.25)$$

De estos parámetros la "altura de ola significativa" $H_{1/3}$ es definida como el valor medio del tercio de las alturas de olas mayores.

En la figura 4.5.8 se muestra un registro del oleaje donde se aprecia la irregularidad de éste debida al viento. Para un análisis de un registro del oleaje se necesita buscar la altura y período de cada ola de las que se forma el registro, generalmente se usa el método de Pierson que consiste en dibujar la elevación media de la superficie libre sobre el registro e indicar los puntos de cruce de él con el perfil del oleaje en dirección ascendente de éste, figura 4.5.8. Una vez hecho lo anterior, se escoge el inicio de una onda y se busca el punto donde se inicia la siguiente, el tiempo entre ambos puntos representa el período y la distancia máxima entre una cresta y el siguiente valle, es la altura de la onda.

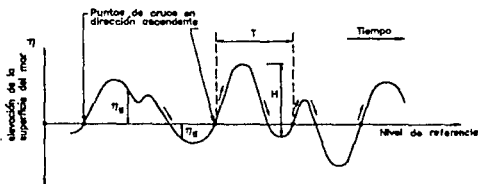


Fig 4.5.8 Registro de oleaje irregular.

Una vez obtenidos los datos anteriores se calculan los parámetros estadísticos correspondientes a este registro, tales como media, variancia, desviación estándar, etc.

Bretschneider demostró que la función de densidad de probabilidad de los cuadrados de los períodos de la ola puede representarse aproximadamente por la función de densidad de Rayleigh, una transformación de la cual, conduce a la siguiente función de densidad de probabilidad para los períodos :

$$P(T) = 2.7 \frac{(T)^3}{(T_m)^4} e^{(-0.625(T/T_m)^4)} \quad (4.5.26)$$

Donde :

$P(T)$: Es la función de densidad de probabilidad de los períodos de las ondas.

T_m : Es la media de los períodos contenidos en el registro.

La función de distribución correspondiente a la expresión anterior es:

$$P(T) = 1 - e^{-0.475(T/T_m)^4} \quad (4.5.27)$$

Donde $P(T)$ es la probabilidad correspondiente a obtener períodos menores a T .

Para el análisis estadístico de los períodos, el período significante ($T_{1/n}$) no es un parámetro estadístico de la función de densidad y por lo tanto su valor se recomienda calcularlo con la siguiente expresión empírica:

$$T_{1/3} = 1.1 T_m \quad (4.5.28)$$

$$T_{1/3} = 3.86 \sqrt{H_{1/3}} \quad (4.5.29)$$

Donde:

$T_{1/n}$ y T_m : están en segundos y $H_{1/n}$ altura de ola significante en metros.

4.6. Análisis espectral del oleaje.

Una serie de tiempo es una señal o función de tiempo $x(t)$ sujeta a cambios aleatorios, siendo su característica más importante, que el comportamiento futuro de la serie no puede predecirse con exactitud, al contrario de lo que sucede con una función determinística de t , donde el valor de la función puede calcularse para cualquier t . En consecuencia, las series de tiempo pueden describirse totalmente por medio de leyes estadísticas.

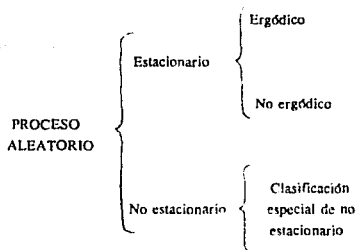
Los métodos de Fourier fueron desarrollados para tratar con funciones determinísticas, de tal forma que, cuando se aplican a series de tiempo, es necesario modificarlos.

CLASIFICACION DE LOS DATOS ALEATORIOS

Los datos que no pueden ser descritos por una relación matemática explícita por que cada dato representa solamente uno de muchos resultados que podrían haber ocurrido se llaman aleatorios y un ejemplo de ellos son las olas en mar.

El registro en el tiempo se llama "función muestra" de un fenómeno aleatorio que se denomina "proceso aleatorio o estocástico".

Los procesos aleatorios se pueden clasificar de acuerdo con lo siguiente:



El significado de los procesos aleatorios antes señalados, se indican a continuación:

4.6.1 PROCESO ALEATORIO ESTACIONARIO.

Cuando un fenómeno físico se considera en términos de un proceso aleatorio, las propiedades del fenómeno pueden ser descritas en el tiempo por el cálculo de los valores medios sobre la colección de funciones muestra que corresponden al proceso aleatorio.

El valor medio $\mu_x(t_1)$ (primer momento) del proceso aleatorio está dado por:

$$\mu_x(t_1) = \lim_{N \rightarrow \infty} \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N X_k(t_1) \quad (4.6.1)$$

La función de autocovariancia $R_x(t_1, t_1 + \delta)$ entre los valores del proceso aleatorio en dos tiempos diferentes, está dado por:

$$R_x(t_1, t_1 + \delta) = \lim_{N \rightarrow \infty} \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N X_k(t_1) X_k(t_1 + \delta) \quad (4.6.2)$$

En el proceso aleatorio $\{x(t)\}$, el símbolo $\{ \}$ será usado para representar un conjunto de funciones muestra.

Para el caso general donde $\mu_x(t_1)$ y $R_x(t_1, t_1+\delta)$ cambian cuando lo hace t_1 , el proceso aleatorio $\{x(t)\}$ se dice "no estacionario".

Para el caso especial donde $\mu_x(t_1)$ y $R_x(t_1, t_1+\delta)$ no cambian, se dice que $\{x(t)\}$ es "Debilmente estacionario o estacionario en el sentido amplio", para un proceso de este tipo. El valor medio es constante y la función de autocovariancia es dependiente solamente sobre el desplazamiento de tiempo τ , esto es:

$$\mu_x(t_1) = \mu_x \quad (4.6.3)$$

$$R_x(t_1, t_1+\delta) = R_x(\delta) \quad (4.6.4)$$

4.6.2. PROCESO ALEATORIO ERGODICO

Si un proceso $\{x(t)\}$ es estacionario con $\mu_x(k)$ y $R_x(\tau, k)$ definidos para la n-ésima función muestra de un proceso aleatorio por:

$$\mu_x = (k) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T X_k(t) dt \quad (4.6.5)$$

$$R_x(\tau, k) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T X_k(t) X_k(t+\delta) dt \quad (4.6.6)$$

no difiere cuando es calculado con diferentes funciones muestra, el proceso es ergódico.

Para un proceso ergódico, el valor promedio de la media y la autocovariancia son iguales al correspondiente valor promedio del conjunto.

4.6.3 PROCESO ALEATORIO NO ESTACIONARIO.

Los procesos aleatorios no estacionarios, son aquellos que no cambian con los requisitos definidos en el inciso anterior. Las propiedades de un proceso aleatorio no estacionario son generalmente funciones variables en el tiempo determinadas solamente por los valores instantáneos promedio sobre todas las funciones muestra del proceso aleatorio.

4.6.4 TECNICAS DE FOURIER.

El análisis de Fourier constituye una operación fundamental en el procesamiento de señales, y es de gran utilidad en muchos campos de ciencia y la tecnología.

Las teorías desarrolladas por Jean Baptista Joseph Fourier (1768-1830), tiene una amplia gama de aplicaciones en diversos campos científicos y tecnológicos. La transformada de Fourier constituye una de las herramientas matemáticas más importantes en el procesamiento de señales, dada su habilidad para distinguir ondas de diferentes frecuencias que han sido combinadas.

La transformada de Fourier de una señal continua $x(t)$ está definida como:

$$X(f) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) e^{-j2\pi ft} dt \quad (4.6.7)$$

Donde, f es la frecuencia, en ciclos por segundo (cps), i proporciona una representación de la señal en el dominio de la frecuencia. La transformada inversa, definida como:

$$x(t) = \int_{-\infty}^{\infty} X(f) e^{+j2\pi ft} df \quad (4.6.8)$$

Permite pasar del dominio de la frecuencia al dominio del tiempo.

Cuando $x(t)$ es una función continua y periódica del período T , la relación de transformación se convierten en:

$$X_k = \frac{1}{T} \int_{-\frac{T}{2}}^{\frac{T}{2}} x(t) e^{-j2\pi kt/T} dt \quad (4.6.9)$$

$$x(t) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} X_k e^{j2\pi kt/T} dt \quad (4.6.10)$$

X_k es una función del orden de las armónicas k , y proporciona una descripción de la señal periódica en el dominio de la frecuencia, por otro lado X_k es compleja, toma sólo valores enteros de k , y contiene información completa de las amplitudes y fases de las armónicas que conforman la señal.

La ecuación (4.6.10) conocida como la serie de Fourier, permite representar una señal periódica $x(t)$ como una serie infinita de funciones sinusoidales.

Para poder efectuar transformadas de Fourier usando una computadora digital, es necesario muestrear la señal $x(t)$ a intervalos regulares del tiempo Δ , para obtener así una serie discreta X_n , representada por un número finito N de muestras. Puesto que se trata de una señal finita, puede considerarse como periódica $T=N\Delta$. Por otro lado, el tiempo t ahora es discreto, es decir $t=n\Delta$; de tal forma que haciendo $T=N\Delta$, $t=n\Delta$ y sustituyendo la integral por una sumatoria, la ecuación (4.6.9) se convierte en:

$$X_k = \frac{1}{N\Delta} \sum_{n=-N\frac{\Delta}{2}}^{N\frac{\Delta}{2}-1} X_n e^{-j2\pi kn \frac{\Delta}{N\Delta}} \Delta \quad (4.6.11)$$

$$X_k = \frac{1}{N} \sum_{n=-\frac{N}{2}}^{\frac{N}{2}-1} X_n e^{-j2\pi n/N} \quad (4.6.12)$$

$$\text{sea } r = \begin{cases} N/2 & \text{para } N \text{ par} \\ (N-1)/2 & \text{para } N \text{ impar} \end{cases}$$

entonces

$$X_k = \frac{1}{N} \sum_{n=-r}^{r-1} X_n e^{-j2\pi n/N} \quad (4.6.13)$$

que es la transformada discreta de Fourier, y proporciona una descripción de la señal X_n en el dominio de la frecuencia. Su inversa:

$$X_n = \sum_{k=-r}^{r-1} X_k e^{j2\pi kn/N} \quad (4.6.14)$$

Es conocida como la serie finita de Fourier y permite pasar de una serie discreta de frecuencia a una señal discreta de tiempo.

La transformada puede expresarse por una parte real y una imaginaria, sin embargo, frecuentemente es más útil una representación de su amplitud y fase.

4.6.5 ANALISIS DE FOURIER DE SERIES DE TIEMPO.

Una serie de tiempo es una señal o función de tiempo $x(t)$; sujeta a cambios aleatorios, siendo su característica más importante, que el comportamiento futuro de la serie no puede predecirse con exactitud, al contrario de lo que sucede con una función determinística de t . En consecuencia, las series de tiempo pueden describirse solamente por medio de leyes estadísticas.

Los métodos de Fourier fueron desarrollados para tratar con funciones determinísticas, de tal manera, que cuando se aplican a series de tiempo, es necesario modificarlos.

El comportamiento de todas las series de tiempo en todos los tiempos puede describirse por un conjunto de variables aleatorias $\{x(t)\}$, donde la variable independiente t está en el rango $-\infty \leq t \leq \infty$. Así, las propiedades estadísticas de la serie son descritas asociando distribuciones de probabilidad al conjunto de tiempo t_1, t_2, \dots, t_n . A este conjunto de variables aleatorias $\{x(t)\}$ y sus asociadas distribuciones de probabilidad, se le conocen como un proceso estocástico.

Por lo tanto, una serie de tiempo debe considerarse como una realización de un proceso estocástico.

Es de práctica inadecuada determinar todas las distribuciones de probabilidad asociadas con todas las variables aleatorias $x(t)$ que producen la serie. Con el fin de hacer más práctico el análisis de serie de tiempo, se asume que el proceso es estacionario, pudiéndose describir por medio de algunos parámetros de sus distribuciones de probabilidad. Estos parámetros incluyen la media, la variancia y el espectro de potencia.

En el caso de una serie estacionaria con distribuciones de probabilidad normales asociados, los parámetros estadísticos que generan la serie, se presentan a continuación:

a) Media

La media mide la localización o centro de gravedad de la distribución de probabilidad y se expresa como:

$$E\{X\} = \int_{-\infty}^{\infty} x f_x(x) dx \quad (4.6.15)$$

Donde $E\{X\}$, indica el valor esperado de la variable aleatoria x .

b) Variancia

La variancia mide la variabilidad o dispersión alrededor de la media de la distribución de probabilidad, y se expresa como:

$$\sigma_x^2 = E[(X - \mu)^2] = \int_{-\infty}^{\infty} (X - \mu)^2 f_x(X) dx \quad (4.6.16)$$

c) Autocovariancia

La función de autocovariancia es una medida de la interdependencia entre los valores de la serie. Considerando la notación usada en el inciso 4.6.1, la función de autocovariancia se expresa como:

$$\gamma_{xx}(t_1 - t_2) = E[(x(t_1) - \mu)(x(t_2) - \mu)] = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} (X_1 - \mu_x)(X_2 - \mu) f_{x_1, x_2}(X_1, X_2) dx_1 dx_2 \quad (4.6.17)$$

Donde $f_{x_1, x_2}(X_1, X_2)$ es la distribución conjunta de probabilidad.

Si la serie de tiempo es estacionaria, su función de probabilidad será la misma en cualquier tramo de la serie, y en consecuencia la función de autocovariancia dependerá solo de la diferencia de tiempo $u = t_2 - t_1$ y no del tiempo absoluto, entonces:

$$\gamma_{xx}(u) = E[(x(t) - \mu_x)(x(t+u) - \mu_x)] \quad (4.6.18)$$

Cuando $u=0$ ($t_2=t_1$), se mide la dependencia de cada valor de la serie con si mismo, el resultado es la variancia σ_x^2 de la serie, y corresponde al valor máximo de $\gamma_{xx}(u)$.

Las ecuaciones (4.6.15), (4.6.16) y (4.6.17), son los parámetros teóricos que definen todo el conjunto de funciones generales por el proceso estocástico. Sin embargo en la práctica, frecuentemente se cuenta solamente con una muestra de dicho proceso y es necesario estimar los parámetros del mismo a partir de esta única realización.

La media μ_x puede ser determinada por el estimador \bar{x} , el cual se expresa para el caso continuo como:

$$\bar{x} = \frac{1}{T} \int_0^T x(t) dt = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad (4.6.19)$$

En forma discreta. Donde x es una variable aleatoria con su propia distribución de probabilidad se tiene:

$$E(X) = \mu \quad (4.6.20)$$

Así, un estimador de x es una variable aleatoria cuyo valor esperado es en parámetro requerido, y una realización de la variable aleatoria dada por la ecuación (4.6.19) se conoce como una estima, por lo tanto la estima de la media, será:

a) Para el caso continuo:

$$X = \frac{1}{T} \int_0^T x(t) dt \quad (4.6.21)$$

$$X = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X(t) \quad (4.6.22)$$

b) Teniéndose para el caso discreto:

$$\lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T x(t) dt = \mu \quad (4.6.23)$$

Así, las estimaciones de una muestra puede hacerse usando las correspondientes estimas.

Las estimas faltantes (variancia y autocovariancia) se expresa como:

Para la variancia se tiene.

a) Para el caso continuo:

$$s^2 = \frac{1}{T} \int_0^T (X(t) - x)^2 dt \quad (4.6.24)$$

$$s^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (X_i - x)^2 \quad (4.6.25)$$

b) Para el caso discreto

$$\lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T (X(t) - x)^2 dt = \delta^2 \quad (4.6.26)$$

Para la autocovariancia se tiene:

El estimador correspondiente a la función de autocovariancia γ se puede escribir como:

$$C_{xx}(u) = \left\{ \frac{1}{T} \int_0^{T-|u|} (x(t) - x)(x(t+u) - x) dt \right\}, 0 \leq |u| \leq T \quad (4.6.27)$$

$$C_{xx}(u) = 0, |u| > T$$

El límite $T - |u|$ se debe a que $x(t) = 0$ y $t > T$. El valor esperado de $C_{xx}(u)$ es

$$E\{C_{xx}(u)\} = \left\{ \gamma_{xx}(u) \left(1 - \frac{|u|}{T}\right) \right\}, u \leq T \quad (4.6.28)$$

y

$$E\{C_{xx}(u)\} = 0, |u| > T$$

Esto significa que el estimador $C_{xx}(u)$ es la parcial de $\gamma_{xx}(u)$. De tal modo que cuando T se incrementa $C_{xx}(u)$ se acerca asintóticamente a $\gamma_{xx}(u)$ y sólo en el límite, cuando $T \rightarrow \infty$.

$$E\{C_{xx}(u)\} = \gamma_{xx}(u)$$

$$k = 0, 1, 2, \dots, n-1$$

Para T pequeños, $C_{xx}(u)$ subestima a la función de autocovariancia teórica $\gamma_{xx}(u)$.

La versión discreta de la ecuación (4.6.21) es:

$$C_{xx}(k) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n-k} (X_i - x)(X_{i+k} - x) \quad (4.6.29)$$

y las correspondientes estimas serán:

$$C_{xx}(u) = \frac{1}{T} \int_0^{T-k} (x(t) - \bar{x})(x(t+u) - \bar{x}) dt \quad (4.6.30)$$

y

$$C_{xx}(k) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (X_t - \bar{x})(X_{t+k} - \bar{x}) \quad (4.6.31)$$

$$k=0, 1, 2, \dots, n-1$$

Siendo posible demostrar que:

$$\lim_{T \rightarrow \infty} C_{xx}(u) = \gamma_{xx}(u) \quad (4.6.32)$$

Una gráfica de $C_{xx}(u)$ contra u es difícil de interpretar es preferible trabajar en el dominio de la frecuencia, particularmente con el espectro de la frecuencia. La función de autocovariancia, se usa como un paso intermedio en la estimación del espectro.

4.6.6 DENSIDAD ESPECTRAL.

Cuando la cantidad estocástica x , variando irregularmente en el tiempo t ($0 < t < T$), en donde $T \rightarrow \infty$, se gráfica como una función de tiempo y sus variaciones entre t y $t + \Delta t$ son limitadas para $\Delta t \rightarrow 0$, $x(t)$ puede representarse por un número infinito de componentes armónicas con ángulos de fase arbitrarias:

$$x(t) = X_0 + \sum_{n=1}^{\infty} X_n \cos(\omega_n t + \epsilon_n) \quad (4.6.33)$$

Donde:

X_n : Es la amplitud de la componente armónica n

ϵ_n : Es el ángulo de fase la componente n -ésima.

$\omega_n = n\omega_1$; Es la frecuencia angular de componentes armónica n -ésima.

$$\omega_1 = \frac{2\pi}{T}$$

(T = tiempo medido)

y también $X_0 = \bar{x}$; Es el valor medio de x .

Ahora supongase que hay un proceso estacionario ergódico, descrito por la variable estocástica $X_T(T)$ en la cual la observación toma lugar sobre un intervalo de tiempo $(-T < t < T, T \rightarrow \infty)$. Como se muestra en la fig. 4.6.1



Fig. 4.6.1 Proceso estacionario ergódico descrito por la variable aleatoria $X_T(t)$.

Así, la serie de Fourier, se puede cambiar por la transformación de Fourier y resultzn las siguientes relaciones:

$$X_T(\omega) = \int_{-T}^{+T} X_T(t) e^{j\omega t} dt = \int_{-T}^{+T} x(t) e^{-j\omega t} dt \quad (4.6.34)$$

$$X_T(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} X_T(\omega) e^{-j\omega t} d\omega \quad (4.6.35)$$

Donde la ecuación anterior se conoce como transformada inversa de Fourier.

El valor medio y el valor medio cuadrático (igual a la desviación estándar cuando $x = 0$) se definen como sigue:

$$x = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} \int_{-T}^{+T} X_T(t) dt = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} \int_{-T}^{+T} x(t) dt \quad (4.6.36)$$

$$M_x = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} \int_{-T}^{+T} |X_T(t)|^2 dt = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} \int_{-T}^{+T} |x(t)|^2 dt \quad (4.6.37)$$

La función de densidad espectral $S_{xx}(\omega)$ del proceso aleatorio $X_T(t)$ puede expresarse como:

$$S_{xx}(\omega) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2\pi T} |X_T(\omega)|^2 \quad (4.6.38)$$

Usando el teorema de Parseval en las transformaciones de Fourier, expresado como:

$$\int_{-\infty}^{\infty} |X(t)|^2 dt = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} |X(\omega)|^2 d\omega \quad (4.6.39)$$

La media cuadrática puede ser expresada en términos de la frecuencia:

$$M_x = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} \left\{ \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} |X_T(\omega)|^2 d\omega \right\} = \frac{1}{2} \int_{-\infty}^{\infty} S_{xx}(\omega) d\omega \quad (4.6.40)$$

La función de densidad espectral se puede relacionar con la energía W , la cual será explicada a continuación.

Por lo tanto la transformación de Fourier $X_T(\omega)$ es la representación continua de las amplitudes X_n en las series de Fourier de $X_T(t)$. Ahora la energía potencial W de la componente con frecuencia ω_i es proporcional con $(X_n)^2$ y análogamente, la energía potencial en el rango de frecuencia $\omega_i \leq \omega \leq \omega_j$ es:

$$W(\omega_i \leq \omega \leq \omega_j) = \int_{\omega_i}^{\omega_j} |X_T(\omega)|^2 d\omega \quad (4.6.41)$$

y la energía potencial promedio sobre un período de tiempo es, usando la ecuación (4.6.32).

$$W = \lim_{T \rightarrow \infty} \left[W(\omega_i \leq \omega \leq \omega_j) \right] = \int_{\omega_i}^{\omega_j} S_{xx}(\omega) d\omega \quad (4.6.42)$$

Así, la energía potencial promedio de $X_T(t)$, asociada con el intervalo de frecuencia $\omega_i \leq \omega \leq \omega_j$, esta dado por lo integral de $S_{xx}(\omega)$ y $S_{xx}(-\omega)$ se llama función de densidad de energía espectral.

Para determinar la transformada de Fourier $X_T(\omega)$ y por lo tanto la densidad de potencia $S_{xx}(\omega)$ existen varios métodos; uno de los más usuales es el conocido con el nombre de transformada rápida de Fourier (FFT). El tratamiento matemático que se sigue en este y otros métodos proporciona el valor de la densidad de potencia $S_{xx}(\omega)$ de manera simétrica, cubriendo un rango de frecuencia de $-\infty < f < \infty$ estableciéndose la siguiente relación:

$$S_{xx}(\omega) = S_{xx}(-\omega) \quad (4.6.43)$$

Donde $S_{xx}(\omega)$ ó $S_{xx}(-\omega)$ es la densidad de potencia espectral de dos lados.

Dado que las frecuencias negativas no tienen significado, conviene definir la densidad de potencia espectral de un solo lado como:

$$S_{xx}(\omega) = 2S_{xx}(\omega) \quad (4.6.44)$$

o bien

$$S_{xx}(\omega) = 2|X_T(\omega)|^2 \quad (4.6.45)$$

La cual queda definida en el rango de frecuencia como:

$$\Delta_f = \frac{1}{N\Delta_t} \quad (4.6.46)$$

Donde:

N; número de datos

Δ_t ; intervalo de tiempo

Conviene que N sea un número resultado de elevar el número dos a una potencia entera, es decir:

$$N = 2^\gamma$$

$$(\gamma = 1, 2, 3, \dots)$$

Las frecuencias asociadas a cada dato se obtienen como:

$$f_i = \frac{i-1}{N\Delta_t} \quad (4.6.47)$$

$$(i = 1, \frac{N}{2} + 1)$$

La restricción para el valor de i obedece a que la densidad de potencia tiene valores simétricos.

La frecuencia máxima se obtiene para $i = N/2 + 1$, sustituyendo en la ecuación anterior se tiene:

$$f_{máx} = \frac{1}{2\Delta t} \quad (4.6.48)$$

Para los valores simétricos (negativos), se tiene la siguiente relación:

$$f_i = f_{N-i+2} \quad (4.6.49)$$

$$(i = \frac{N}{2} + 2, N)$$

El espectro de un solo lado de $X(t)$ es la representación gráfica de la relación que existe entre la densidad de potencia espectral, ecuación (4.6.46) y la frecuencia; en la figura 4.6.2 se muestra un espectro tipo.

Al igual que en probabilidad y estadística, en teoría espectral, tomando en cuenta el espectro, se define el momento espectral de orden n con respecto al origen como:

$$m_n = \int_0^{\infty} \omega^n S_{xx}(\omega) d\omega \quad (4.6.50)$$

Para $n=0$, se define el momento de orden cero m_0 el cual resulta igual a la variancia σ^2 de los datos X_i obtenidos del registro, esto es:

$$m_0 = \int_0^{\infty} S_{xx}(\omega) d\omega = \sigma^2 \quad (4.6.51)$$

La variancia σ^2 de la ecuación (4.6.51) queda definida como el área bajo el espectro, lo cual resulta de gran utilidad.

Para poder representar un registro de tiempo como el mostrado en la figura 4.6.3 según la ecuación (4.6.33), se determina el número de máximos (picos) que tenga el espectro. Es decir, si el espectro presenta n picos, el espectro se presentará como la suma de n componentes (cosenos). Asociados a todos los máximos antes mencionados, se encuentran las frecuencias de las componentes.

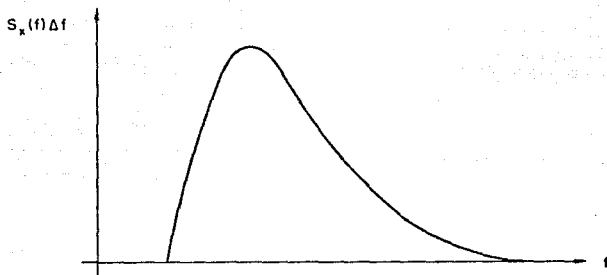


Fig. 4.6.2 Espectro tipo

Para determinar la amplitud X_n y ángulo de fase ϵ_n de cada una de ellas se tiene:

$$X_n = 2|X_T(\omega)| \quad (4.6.52)$$

y

$$\epsilon_n = \arctan \left\{ \frac{X_T(\omega) \text{ Real}}{X_T(\omega) \text{ Imaginaria}} \right\} \quad (4.6.53)$$

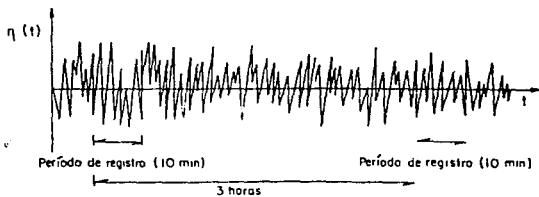


Fig. 4.6.3 Relación registro de tiempo

4.6.7 PROPIEDADES FÍSICAS DE UN ESPECTRO DE OLAJE.

La densidad de potencia espectral se expresa también como:

$$S_{xx} = S(f)$$

$S(f)$ es la densidad de la energía del oleaje en el caso de un registro de las elevaciones de la superficie del mar $\eta(t)$ en el tiempo t . Como ya se mencionó anteriormente $S(f)$ es función de la frecuencia f . Las relaciones entre el período T , la frecuencia f y la frecuencia angular σ se expresa a continuación:

$$T = \frac{1}{f} = \frac{2\pi}{\sigma} \quad (4.6.54)$$

$$f = \frac{\sigma}{2\pi} = \frac{1}{T} \quad (4.6.55)$$

$$\sigma = \frac{2\pi}{T} = 2\pi f \quad (4.6.56)$$

Las dimensiones de $S(f)$ con respecto a f es como sigue:

$$\int_0^{\infty} S(f) df : [L^2]; S(f) : [L^2 T^{-1}]$$

Como la energía del oleaje es proporcional al cuadrado de la altura del oleaje, la integral significa físicamente, la energía del oleaje.

4.6.8 ESPECTRO FRECUENCIAL DEL OLAJE REGULAR.

En la figura 4.6.4 se muestra el espectro frecuencial del oleaje regular (función de pulso), donde f_0 es la frecuencia del oleaje y es igual a $1/T$, donde T es el período del oleaje.

El área del pulso, o sea la integral de la función $S(f) df$, corresponde a la energía del oleaje y es igual a $H^2/8$, donde H es la altura del oleaje regular.

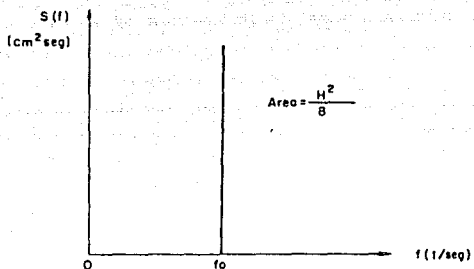


Fig. 4.6.4 Espectro frecuencial del oleaje regular

4.6.9 ESPECTRO FRECUENCIAL DEL OLAJE IRREGULAR.

El oleaje irregular es el resultado de la superposición infinita de ondas senoidales o cosenoidales con períodos diferentes y el espectro indica cuanta energía le corresponde a cada ola senoidal (llamada componente) con cada frecuencia.

En la figura 4.6.5 se muestra un ejemplo de cuatro olas componentes figura 4.6.9 a, b, c y d con período $T = 3.76, 5.04, 7.45, 9.25$ segundos respectivamente.

La irregularidad del oleaje, se puede conseguir superponiendo una sobre otra las cuatro componentes consideradas. Sin embargo la irregularidad de su configuración es incompleta con la de la figura 4.6.5 si aumentáramos el número de componentes de oleaje, se podrá obtener la configuración de oleaje aproximado al real.

El espectro frecuencial del oleaje del registro de oleaje de la figura 4.6.5, se muestra en la figura 4.6.6.

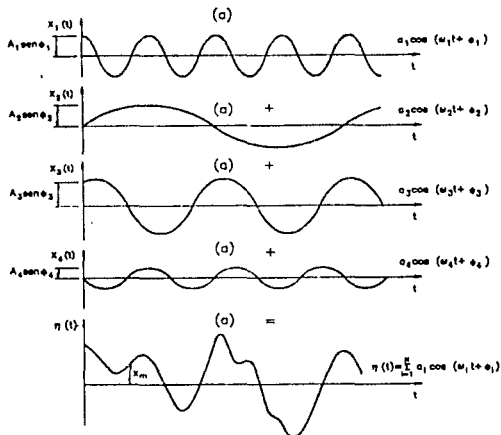


Fig 4.6.5 Oleaje irregular definido por la superposición de 4 olas componentes.

La irregularidad del oleaje de la figura 4.6.5.f. que tiene funciones senoidales con diferentes frecuenciales, se puede explicar como:

$$\eta(t) = \sum_{n=1}^m a_n \cos(2\pi f_n t + E_n) \quad (4.6.57)$$

Donde a_n , f_n , E_n ; indican la amplitud, frecuencia y diferencia de fase de la ola número n .

Al tomar en cuenta todas las olas componentes entre las frecuencias f y $f + \Delta f$, la energía de todas las olas con la función $S(f)$ se expresan de acuerdo con la siguiente ecuación.

$$\sum_f^{f+\Delta f} \frac{1}{2} a_n^2 = S(f) df \quad (4.6.58)$$

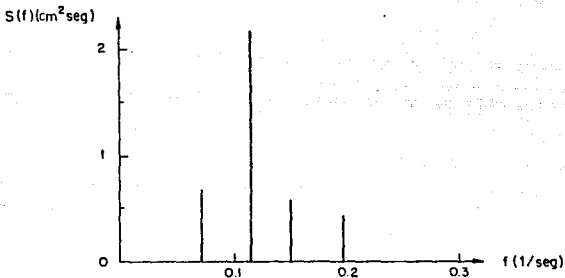


Fig 4.6.6 Espectro frecuencial del registro de oleaje de la fig 4.6.5

4.6.10 RELACIONES ENTRE EL ESPECTRO, LA ALTURA Y EL PERIODO DEL OLAJE IRREGULAR.

Como se mencionó con anterioridad, el momento espectral de orden cero respecto al origen se expresa como:

$$m_0 = \int_0^{\infty} S(f) df \quad (4.6.59)$$

$$m_0 = \lim_{t_0 \rightarrow \infty} \frac{1}{t_0} \int_0^{t_0} \eta^2 dt = \overline{\eta^2} \quad (4.6.60)$$

Es decir, m_0 proporciona la cantidad total de la energía del oleaje y tiene unidades de m^2 , cm^2 , etc.

Considerando que la energía del oleaje es función del cuadrado de la altura de ola, se puede obtener la siguiente relación.

$$H_{1/3} \approx 4.0 \sqrt{m_0} \quad (4.6.61)$$

La relación anterior se ha demostrado que es válida mientras se defina el oleaje por el método de cruce cero (Zero - up - crossing method).

Por otra parte, el período definido por el método de cruce cero se presenta con la siguiente ecuación.

$$T = \sqrt{m_0 / m_2} \quad (4.6.62)$$

Donde:

$$m_2 = \int_0^{\infty} f^2 S(f) df \quad (4.6.63)$$

Al calcularse T con el espectro real observado, usando la ecuación (4.6.58), se obtendrá un valor mayor del 10 - 25% que el obtenido directamente por la configuración del oleaje.

Las relaciones de las ecuaciones (4.6.61) y (4.6.62) se usan cuando se estiman la altura y el período del oleaje del espectro que se ha transformado por refracción, difracción, etc...

4.7 Análisis espectral - estadístico.

El objetivo del análisis espectral-estadístico, es de establecer un criterio para obtener valores asociados a una determinada probabilidad.

Determinación del ancho de banda.

Mediante la forma del espectro de oleaje y los momentos espectrales asociados a este se define el parámetro ancho de banda por medio del cual se puede estimar que tan bueno es el ajuste de las alturas a una distribución Rayleigh o una distribución normal. Para hallar el ancho de la banda, se aplica la siguiente ecuación:

$$c^2 = 1 - \frac{M_2^2}{M_0 M_4} \quad (4.7.1)$$

Donde M_0 , M_2 , M_4 son los momentos espectrales de primero, segundo y cuarto orden respecto al origen respectivamente.

A partir de la ecuación y para un conjunto de N valores discretos, la densidad potencial espectral es:

$$M_N = \sum_{j=1}^{N/2+1} \frac{\omega_j^n}{1} S_{xx}(\omega_j) \omega \quad (4.7.2)$$

Donde ω es la frecuencia asociada al dato i y $S_{xx}(\omega)$ es la densidad de potencia espectral.

Correlación espectro - distribución de Rayleigh.

A partir del valor de ϵ^2 , se dice que si este se aproxima a cero, la distribución que siguen los datos es del tipo Rayleigh. Es decir:

Si $\epsilon^2 \rightarrow 0$; los datos siguen una distribución Rayleigh y el espectro es de banda angosta.

Por otra parte, considerando que la media de las alturas de ola es nula, se puede decir que:

$$\sigma^2 = 2a^2 \quad (4.7.3)$$

Por lo que a partir de la ecuación (4.6.51), se tiene:

$$M_o = 2a^2 \quad (4.7.4)$$

La ecuación (4.7.4) es importante debido a que relaciona los resultados del análisis espectral y estadístico.

Para una distribución de Rayleigh, el valor cuya probabilidad de ser igualado o excedido $1/n$ se determina a partir de:

$$X_{1/n} = \sqrt{-2a^2 \ln(1/n)} \quad (4.7.5)$$

la ecuación (4.7.5) es equivalente a:

$$X_{1/n} = \sqrt{\ln(n)} \sqrt{2a^2} \quad (4.7.6)$$

Substituyendo la ecuación (4.7.4) en la ecuación anterior, resulta:

$$X_{1/n} = \sqrt{\ln(n)} \sqrt{M_o} \quad (4.7.7)$$

Correlación espectro - distribución normal.

A partir del valor de ϵ^2 , se dice que si este se aproxima a uno, la distribución que sigue los datos es del tipo normal es decir:

$\epsilon^2 \rightarrow 1$: los datos siguen una distribución normal y el espectro es de banda ancha.

La ecuación (4.7.7) del inciso anterior supone que los datos del registro sigue una distribución de Rayleigh. Para tomar en cuenta que la distribución de probabilidad de dichos datos no sea precisamente una Rayleigh, se propone determinar un factor correctivo como:

$$F. C. = \frac{M_2}{(M_0 M_4)^{1/2}} \quad (4.7.8)$$

El cual introduciéndolo en la ecuación de referencia estadística (4.7.7) resulta:

$$X_{1/n} = F. C. \cdot \sqrt{\ln(n)} \cdot \sqrt{M_0} \quad (4.7.9)$$

La ecuación (4.7.9) es la que se emplea para inferir valores asociados a una determinada probabilidad en combinación con el análisis espectral.

4.8 Distribuciones espectrales teóricas.

Con base en el análisis de datos de oleaje, así como con base en consideraciones teóricas. Se han sugerido expresiones para espectros unidireccionales y espectros direccionales.

En el presente trabajo solo se describen algunos de los espectros unidireccionales (espectros frecuenciales) más utilizados en la práctica.

4.8.1 Espectros unidireccionales teóricos.

a) Espectro de Pierson - Moskowitz.

Pierson - Moskowitz (1964) propusieron un esquema espectral teórico para mar desarrollado totalmente bajo un viento constante en un mar abierto, dado por:

$$S(\omega)_{\omega} = \frac{8 \cdot 10 \times 10^{-3} g^2}{(2\pi)^4 \omega^5} e^{\left[-0.74 \left(\frac{g}{2\pi U_{19.5} \omega}\right)^4\right]} \quad (4.8.1)$$

Donde $U_{19.5}$ es la velocidad del viento a 19.5 m por arriba del nivel medio del mar. Para velocidades de viento bajas, $U_{19.5}$ puede convertirse a la velocidad del viento a la elevación de 10 m, U_{10} . $U_{19.5}$ la distribución logarítmica de la velocidad del viento dada por:

$$\frac{U_{19.5} - U_{10}}{\log_{10}(z/10)} = 5.75 \sqrt{\gamma_{10}^2} U_{10} \quad (4.8.2)$$

Donde $\gamma_{10}^2 = 1.6 \times 10^{-9}$ (Mitsuyasu, 1968) y z es la elevación en metros.

b) Espectro de Bretschneider.

Bretschneider (1970) propuso una expresión espectral teórica para un fetch finito, en términos de la altura de ola media H y el período medio dado por:

$$S(\omega)_{\omega} = 0.43 \left(\frac{H}{gT^2}\right)^2 \frac{g^2}{\omega^5} e^{\left[-0.675 \left(\frac{1}{T\omega}\right)^4\right]} \quad (4.8.3)$$

c) Espectro de Bretschneider - Mitsuyasu.

Mitsuyasu (1970) expresó el espectro de Bretschneider, en términos de la longitud de fetch (F), y la velocidad de fricción (U^*) en la superficie del mar, como continuación se presenta:

$$S(\omega)_{\omega} = \left[8.58 \times 10^{-4} \left(\frac{gF}{U^{*2}}\right)^{-0.92}\right] \frac{g^2}{\omega^5} e^{\left[-1.24 \left(\frac{gF}{U^{*2}}\right)^{-1.32} \left(\frac{g}{U^* \omega}\right)\right]} \quad (4.8.4)$$

Donde $U^* = \gamma_{10}^2 V_{10}$ y $\gamma_{10}^2 = 1.6 \times 10^{-9}$ para velocidades bajas del viento.

Los tres espectros descritos anteriormente tienen la forma:

$$S(\omega)_{\omega} = S \left(\frac{M_0}{\omega_p} \right) \left(\frac{\omega}{\omega_p} \right)^{-5} e^{\left[-\frac{5}{4} \left(\frac{\omega}{\omega_p} \right)^4 \right]} \quad (4.8.5)$$

Donde ω_p denota la frecuencia pico, la ecuación (4.8.5) está dibujada con línea punteada en la figura 4.8.1.

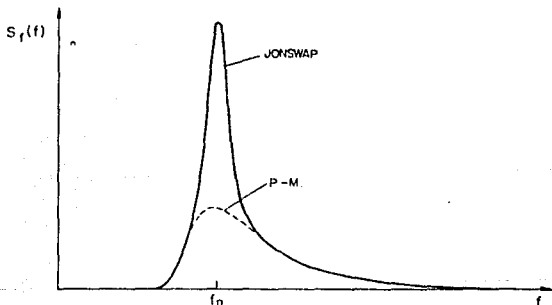


Fig. 4.8.1 Espectro de Pierson - Moskowitz y de JONSWAP.

d) Espectro de Goda.

Un espectro estándar expresado en términos de la altura de ola significativa $H_{1/3}$, y el período significativo $T_{1/3}$, es común en la práctica ingenieril, si la relación teórica $H_{1/3} = 4.004M_0$ y la relación empírica $T_{1/3} = 1.05/\omega_p$ se usan en la ecuación (4.8.5) esta se puede reescribir en la forma siguiente:

$$S(\omega)_{\omega} = 0.257 H_{1/3}^2 T_{1/3}^3 \left[\frac{1}{(T_{1/3} \omega)^5} \right] e^{\left[-1.03 \left(\frac{1}{T_{1/3} \omega} \right)^4 \right]} \quad (4.8.6)$$

e) Espectro de JONSWAP.

En el, Joint North Sea Wave Project (JONSWAP), Hasselman (1973) encontró la expresión siguiente:

$$S(\omega) = \frac{\alpha_w g^2}{(2\pi)^4 \omega^5} e^{[-1.25(\frac{\omega_p}{\omega})^4]} \gamma_w e^{\left[-\frac{(\omega/\omega_p - 1)^2}{2\lambda_w^2}\right]} \quad (4.8.7)$$

Donde;

$$\alpha_w = 7.6 \times 10^{-2} \left(\frac{gF}{U_{10}^2}\right)^{-0.22}$$

$$\omega_p = 3.5 \left(\frac{gF}{U_{10}^2}\right)^{-0.33} \left(\frac{g}{U_{10}}\right)$$

$$\gamma_w = 3.3$$

$$\lambda_w = 0.07, \text{ si } \omega \leq \omega_p$$

$$\lambda_w = 0.09, \text{ si } \omega > \omega_p$$

El llamado espectro de JONSWAP es más puntiagudo que los espectros propuestos por Pierson - Moskowitz, Bretschneider - Mitsuyasu y Goda. Un ejemplo de este espectro se muestra con línea continua en la figura 4.8.1.

CAPITULO V

5. PROGRAMAS DE LOS METODOS DE PREDICCIÓN.

5.1 Zona de generación.

5.1.1 METODO DE SVERDRUP-MUNK-BRETSCHNEIDER.

El método Sverdrup-Munk-Bretschneider para la predicción de la altura y período de la ola significativa en la zona de generación, usando las expresiones modificadas por el instituto de Ingeniería de la UNAM, consiste en la aplicación de las ecuaciones (4.1.8), (4.1.9), (4.1.10) y (4.1.11).

Dichas ecuaciones se aplican según el siguiente procedimiento:

- 1.- Se calcula la altura de ola significativa usando las ecuaciones (4.1.8) y (4.1.9), seleccionando el menor valor obtenido de ambas ecuaciones, se determinará si el oleaje está limitado por fetch o duración. Estará limitado por fetch cuando de la ecuación (4.1.8) se obtenga el menor valor, y será limitado por duración cuando el menor valor sea obtenido de la ecuación (4.1.9).
- 2.- Teniendo la altura de ola significativa se obtendrá el parámetro $(gF/U^2$ o $gt/U)$ que dio el menor valor para la altura de ola y se substituirá en la ecuación correspondiente obteniéndose así el período de la ola significativa.

Para determinar la longitud del fetch se procederá según el inciso 2.5.3 (Determinación gráfica del fetch).

La duración se determinará según lo dispuesto en el inciso 2.5.2. Y la velocidad de viento geostrofico V_g se calcula a partir de la ecuación (2.5.1).

Así la velocidad del viento real U se puede obtener de:

$$U = FT \times FI \times V_g$$

Donde:

FT; Es el factor de corrección por temperatura.

FI; Es el factor de corrección por configuración de las isobaras.

U; Es la velocidad del viento real en m/seg.

A continuación se muestra el listado del programa del método S-M-B para la predicción del oleaje en la zona de generación desarrollado en lenguaje Basic.

```

10 REM PROGRAMA QUE EMPLEA EL METODO DE S-M-B PARA LA
    PREDICCION DE OLAJE IRREGULAR
20 LPRINT "METODO DE S-M-B PARA LA PREDICCION DEL OLAJE
    SIGNIFICANTE EN LA ZONA DE GENERACION. "
25 PI=3.141592654#
26 'ENTRADA DE DATOS.
30 INPUT "DIFERENCIA DE LATITUD ENTRE ISOBARAS EN
    GRADOS.";AN
35 LPRINT "DIFERENCIA DE LATITUD ENTRE ISOBARAS EN GRADOS
    =" ; AN
40 INPUT "LONGITUD DEL FETCH EN Km. ";F
45 LPRINT "LONGITUD DEL FETCH =" , F, "Km"
50 INPUT "TIEMPO DE DURACION EN HORAS. ";T
55 LPRINT "TIEMPO DE DURACION =" , T, "hrs"
60 INPUT "POSICION DEL HURACAN LATITUD EN GRADOS. ";O
65 LPRINT "POSICION DEL HURACAN LATITUD EN GRADOS =" , O
70 INPUT "ESPACIAMIENTO ENTE ISOBARAS EN MILIBARES. ";E
72 LPRINT "ESPACIAMIENTO ENTRE ISOBARAS =" , E, "Milibares"
75 'CALCULO DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO REAL.
80 PO=(25.25*.085*O)*25.4/.75
90 LPRINT "PRESION EN EL CENTRO DEL CICLON =" ; PO
100 DN=AN*111.11*1000
110 DP=10.2*E
120 VG=(1/(2*.1228*(2*PI/86400!))*SIN(O*PI/180))*DF/DH
130 LPRINT "VELOCIDAD DEL VIENTO GEOSTROFICO =" , VG, "m/seg"
140 INPUT "FACTOR DE CORRECCION POR TEMPERATURA ";FT
145 LPRINT "FACTOR DE CORRECCION POR TEMPERATURA=" ; FT
150 INPUT "FACTOR DE CORRECCION POR CONFIGURACION DE
    ISOBARAS ";FI
155 LPRINT "FACTOR DE CORRECCION POR CONFIGURACION DE
    ISOBARAS =" ; FI
160 U=VG*FT*FI
170 LPRINT "VELOCIDAD DEL VIENTO FORMATIVO =" , U, "m/seg"
180 ALFA=9.8*F*1000/U^2
190 PRINT "gF/U^2 =" ; ALFA
200 BETA=9.8*3600*T/U
210 PRINT "gt/U =" ; BETA
215 'CALCULO DE LA ALTURA Y PERIODO DE LA OLA SIGNIFICANTE.
220 H1=((.2525*U^2)/9.8)*TANH(ALFA^.49)
230 H2=((2*PI*1.96037*U^2)/9.8)*TANH(.0004345*BETA^.33)
240 IF H1>H2 GOTO 300
245 T2=((50.721*U/9.8))*TANH(.015*BETA^0.2)

```

```
250 'IMPRIME RESULTADOS.
260 LPRINT "RIGE EL VALOR DE  $gF/U^2 =$ ";ALFA
270 LPRINT "ALTURA DE LA OLA SIGNIFICANTE EN LA ZONA DE
GENERACION =",H2,"m"
280 LPRINT "PERIODO DE LA OLA SIGNIFICANTE EN LA ZONA DE
GENERACION =",T2,"seg"
290 END
300 T1=.358*U/9.8*ALFA^.28
310 LPRINT "RIGE EL VALOR DE  $gt/U =$ ";BETA
320 LPRINT "ALTURA DE LA OLA SIGNIFICANTE EN LA ZONA DE
GENERACION =",H1,"m"
330 LPRINT "PERIODO DE LA OLA SIGNIFICANTE EN LA ZONA DE
GENERACION =",T1,"seg"
340 GOTO 290
```

5.2 Zona de decaimiento.

5.2.1 METODO DE SVERDRUP-MUNK.

Para aplicar el método de Sverdrup-Munk se requiere conocer la altura y período de la ola significativa en la zona de generación, la cual se puede determinar aplicando el método de S-M-B para la predicción en aguas profundas, este método consiste en aplicar las ecuaciones (4.2.1) y (4.2.2).

El modo de aplicar las ecuaciones es el siguiente:

De la ecuación (4.2.1) se despeja $(T_{10})_0$, obteniéndose así el período de la ola significativa en la zona de decaimiento. De la ecuación (4.2.2) se despeja $(H_{10})_0$ y con el valor calculado en la ecuación (4.2.1), $(T_{10})_0$, se substituye en (4.2.2) determinándose la altura de la ola significativa en la zona de decaimiento.

A continuación se muestra el listado del programa empleado para la predicción del oleaje en la zona de decaimiento usando el método S-M, desarrollado en lenguaje Basic.

```

10 REM PROGRAMA QUE EMPLEA EL METODO S-M PARA LA PREDICION
DEL OLEAJE IRREGULAR EN LA ZONA DE DECAIMIENTO.
20 LPRINT "METODO S-M PARA LA PREDICION DEL OLEAJE
SIGNIFICANTE EN LA ZONA DE DECAIMIENTO."
25 'FNTRADA DE DATOS.
30 INPUT "LONGITUD DE LA ZONA DE DECAIMIENTO EN Km. ";D
35 LPRINT "LONGITUD DE LA ZONA DE DECAIMIENTO =" ,D,"km"
40 INPUT "ALTURA DE LA OLA SIGNIFICANTE EN LA ZONA DE
GENERACION EN m. ";HG
45 LPRINT "ALTURA DE LA OLA SIGNIFICANTE EN LA ZONA DE
GENERACION =" ,HG,"m"
50 INPUT "PERIODO DE LA OLA SIGNIFICANTE EN LA ZONA DE
GENERACION EN SEGUNDOS ";TG
52 LPRINT "PERIODO DE LA OLA SIGNIFICANTE EN LA ZONA DE
GENERACION =" ,TG,"seg"
55 'CALCULO DE LA ALTURA Y PERIODO DE LA OLA SIGNIFICANTE.
60 TD=TG*(1+.005953*(D*1000/(9.8*TG^2)))^.5
70 HD=HG*(TD/TG)^(-2.655)
75 'IMPRESION DE RESULTADOS.
80 LPRINT " ALTURA DE LA OLA SIGNIFICANTE EN LA ZONA DE
DECAIMIENTO = " ,HD,"m"
90 LPRINT " PERIODO DE LA OLA SIGNIFICANTE EN LA ZONA DE
DECAIMIENTO = " ,TD,"seg"
100 END

```

5.2.2 METODO DE BRETSCHNEIDER.

Al igual que el método S-M para la predicción del oleaje en la zona de decaimiento se necesita la altura y período de la ola significativa en la zona de generación, el método consiste en aplicar las siguientes ecuaciones (4.2.3) y (4.2.4).

A continuación se muestra el listado del programa correspondiente al método de Bretschneider para la predicción del oleaje en la zona de decaimiento, elaborado en lenguaje Basic.

```

10 'PROGRAMA PARA DETERMINAR LA ALTURA Y PERIODO DE LA OLA
SIGNIFICANTE EN LA ZONA DE DECAIMIENTO APLICANDO EL
METODO DE BRETSCHNEIDER.
20 LPRINT "METODO DE BRETSCHNEIDER PARA LA PREDICION DEL
OLEAJE SIGNIFICANTE EN LA ZONA DE DECAIMIENTO."
25 'ENTRADA DE DATOS.
30 INPUT "LONGITUD DEL FETCH EN Km ";F
35 LPRINT "LONGITUD DEL FETCH =",F,"km"
40 INPUT "LONGITUD DE LA ZONA DE DECAIMIENTO EN Km ";D
45 LPRINT "LONGITUD DE LA ZONA DE DECAIMIENTO =",D,"km"
50 INPUT "ALTURA DE LA OLA SIGNIFICANTE EN LA ZONA DE
GENERACION EN m. ";HG
55 LPRINT "ALTURA DE LA OLA SIGNIFICANTE EN LA ZONA DE
GENERACION =",HG,"m"
60 INPUT " PERIODO DE LA OLA SIGNIFICANTE EN LA ZONA DE
GENERACION EN SEGUNDOS ";TG
63 LPRINT "PERIODO DE LA OLA SIGNIFICANTE EN LA ZONA DE
GENERACION =",TG,"seg"
65 'CALCULO DE LA ALTURA Y PERIODO DE LA OLA SIGNIFICANTE.
70 HD=HG*(.4*1000*F/(.4*1000*F+(1000*D)))^.5
80 TD=TG*(1-(HD/HG))^.5
85 'IMPRESION DE RESULTADOS.
90 LPRINT " ALTURA DE LA OLA SIGNIFICANTE EN LA ZONA DE
DECAIMIENTO =",HD,"m"
100 LPRINT " PERIODO DE LA OLA SIGNIFICANTE EN LA ZONA DE
DECAIMIENTO =",TD,"seg"
110 END

```


5.3 Zona de aguas poco profundas.

5.3.1 METODO DE BRETSCHNEIDER.

La aplicación del método de Bretschneider se describe en el inciso 4.3.1 así como la aplicación de las ecuaciones correspondientes.

El método requiere el valor de la velocidad real (U) a los 10 metros si no se posee el valor de la velocidad del viento real (U) a los 10 metros pero se tiene a cualquier otra altura se puede proceder como indica el inciso 4.3.1, para calcular la velocidad del viento real a los 10 metros sobre el nivel del mar.

A continuación se presenta el listado del programa correspondiente al método de Bretschneider aplicable a la zona de aguas profundas en lenguaje Basic.

```

10 REM PROGRAMA PARA DETERMINAR LA ALTURA Y PERIODO DE LA
OLA SIGNIFICANTE EN AGUAS POCO PROFUNDAS USANDO EL METODO
DE BRETSCHNEIDER.
20 LPRINT "METODO DE BRETSCHNEIDER PARA LA PREDICION DEL
OLEAJE SIGNIFICANTE EN AGUAS POCO PROFUNDAS."
25 PI=3.141592654#
26 'ENTRADA DE DATOS.
30 INPUT "PROFUNDIDAD MEDIDA DESDE EL NIVEL DE REPOSO A LA
SUPERFICIE DEL FONDO EN m.";D
35 LPRINT "PROFUNDIDAD MEDIDA DESDE EL NIVEL DE REPOSO A LA
SUPERFICIE DEL FONDO =" ,D,"m"
40 INPUT "VELOCIDAD DEL VIENTO A 10 METROS DE ALTURA DEL
NIVEL DE REPOSO EN m/seg";U
45 LPRINT "VELOCIDAD DEL VIENTO A 10 METROS DE ALTURA DEL
NIVEL DE REPOSO =" ,U,"m/seg"
50 INPUT "LONGITUD DEL FETCH EN km.";F
55 LPRINT "LONGITUD DEL FETCH =" ,F,"km"
60 ALFA=9.8*F*1000/U^2
70 BETA=9.8*D/U^2
75 'CALCULO DE LA ALTURA Y PERIODO DE LA OLA SIGNIFICANTE.
80 HS=((0.283*U^2)/9.8)*(TANH(0.578*BETA^.75))*(TANH((0.125*
ALFA^.25)/(TANH(0.578*BETA^.75))))
90 TS=((2*PI*U*1.2/9.8)*(TANH(0.52*BETA^.375))*
(TANH((0.077*ALFA^.25)/(TANH(.52*BETA^.375))))
95 'REVISION DE LA CONDICION DE APLICACION.
100 K=D/(9.8*TS^2)

```

```
110 IF K<.08 GOTO 150
120 LPRINT "NO SE PUEDE APLICAR EL METODO DE BRETSCHNEIDER."
130 LPRINT "d/gT^2">0.08"
140 END
145 'IMPRESION DE RESULTADOS.
150 LPRINT "ALTURA DE LA OLA SIGNIFICANTE EN AGUAS
      POCO PROFUNDAS =",HS,"m"
160 LPRINT "PERIODO DE LA OLA SIGNIFICANTE EN AGUAS
      POCO PROFUNDAS =",TS,"seg"
170 GOTO 140
```

5.3.2 METODO DEL HURACAN ESTANDAR.

El método del huracán estándar toma en consideración las condiciones del fondo marino que modifican la propagación del oleaje. El método consiste en determinar la altura máxima de la ola significativa en aguas profundas para ello se aplica la metodología descrita en el inciso 4.3.2, los resultados se vierten en la tabla 6.5.1.

Para predecir la altura y período de la ola significativa en el punto de interés se procede según el inciso 4.3.2 los datos se vierten en la tabla 6.5.1.

El listado del programa para determinar la altura y período de la ola significativa en el sitio de interés empleando el método del huracán estándar, en lenguaje Basic, es el siguiente:

```

10 REM PROGRAMA PARA DETERMINAR LA ALTURA Y PERIODO DE LA
   OLA SIGNIFICANTE DESDE LA ZONA DE GENERACION,HASTA EL
   PUNTO DE INTERES USANDO EL METODO DEL HURACAN ESTANDAR.
20 LPRINT "METODO DEL HURACAN ESTANDAR PARA DETERMINAR LA
   ALTURA Y PERIODO DE LA OLA SIGNIFICANTE DESDE LA ZONA DE
   GENERACION HASTA EL PUNTO DE INTERES."
25 PI=3.141592654#
30 INPUT "PRESION EN EL CENTRO DEL CICLON EN mm DE
   MERCURIO.";P
40 INPUT "VELOCIDAD DE DESPLAZAMIENTO DEL CICLON EN m/s.";VF
50 INPUT "LATITUD DEL LUGAR EN GRADOS.";O
60 INPUT "a";ALFA
70 DR=1.85*(10^{.5*(PO/38-16.74)})
80 R=1.85*(10^{(PO/150-3.45)})+DR
90 DP=760-PO
100 UM=.446*(14.5*SQR(DP))-(.31*R*2*.261799*SIN(O))
110 UR=.865*UM+.5*VF
120 HZG=5.03*(EXP(R*DP/4700))*(1+(.29*ALFA*VF)/SQR(UR))
130 TZG=8.6*(EXP(R*DP/9400))*(1+(.145*ALFA*VF)/SQR(UR))
140 CG=.98*TZG
150 IF VF>CG GOTO 210
160 LPRINT "RADIO DEL VIENTO MAXIMO =",R,"km"
170 LPRINT "VELOCIDAD DEL VIENTO MAXIMO CORRESPONDIENTE A
   R =",UR,"m/s"
180 LPRINT "ALTURA DE LA OLA SIGNIFICANTE =",HZG,"m"
190 LPRINT "PERIODO DE LA OLA SIGNIFICANTE =",TZG,"seg"
200 GOTO 240
210 HZG=7.87*(EXP(R*DP/4700))
220 TZG=10.7*(EXP(R*DP/9400))
230 GOTO 160

```

```

240 LPRINT "NUMERO DE SECCION =1"
250 INPUT "INCREMENTOS EN PARTES IGUALES EN CADA SECCION EN
    km.";INC
260 INPUT "PROFUNDIDAD AL COMIENZO DE CADA SECCION EN m.";D1
270 INPUT "PROFUNDIDAD AL FINAL DE CADA SECCION EN m.";D2
280 DP=(D1+D2)/2
290 FE=(22.168*10-3)*(HZG/UR)2
300 HU=UR*SQR(FE/22.168*10-3)
310 TU=TZG
320 C9=(TU2)/DP
330 PRINT "COEFICIENTE DE LINEA DE COSTA (H/Ho') ó Ks
    CORRESPONDIENTE A To2/dt=";C9
340 INPUT;KS
350 A=(.01*HU*INC*KS)/(DP2)
360 PRINT "FACTOR DE FRICCION Kf OBTENIDO DE LA FIGURA
    6.1.1 DONDE Kf ESTA EN FUNCION DE To2/dt";C9,"Y
    A=";A
370 INPUT "Kf=";KF
380 H1=HU*KF
390 F1=22.168*10-3*(H1/UR)
400 T1=3.86*SQR(H1)
410 C16=(T12)/D2
420 PRINT " COEFICIENTE Ks REFERIDO AL VALOR DE To2/d2="
    ;C16
430 INPUT "Ks=";KC
440 HS=H1*KC
450 T=R/VF
460 NO=T/T1
470 HM=.707*HS*SQR(LN(NO))
480 LPRINT "VALOR DEL INCREMENTO EN PARTES IGUALES EN Δx
    =" , INC,"km"
490 LPRINT "PROFUNDIDAD AL COMIENZO DE LA SECCION =" ,D1,"m"
500 LPRINT "PROFUNDIDAD AL FINAL DE LA SECCION =" ,D2,"m"
510 LPRINT "PROMEDIO DE LAS PROFUNDIDADES =" ,DP,"m"
520 LPRINT "FETCH EFECTIVO =" ,FE,"km"
530 LPRINT "ALTURA DE LA OLA SIGNIFICANTE EN AGUAS PROFUNDAS
    =" ,HO,"m"
540 LPRINT "PERIODO DE LA OLA SIGNIFICANTE EN AGUAS
    PROFUNDAS =" ,TU,"seg"
550 LPRINT "To2/dt =" ;C9
560 LPRINT "COEFICIENTE DE LA LINEA DE COSTA Ks O H/Ho =" ;Ks
570 LPRINT "PARAMETRO POR PERDIDA DE FRICCION =" ;A
580 LPRINT "FACTOR DE FRICCION Kf =" ;KF
590 LPRINT "ALTURA DE LA OLA EQUIVALENTE Ho' =" ,H1,"m"

```

```

600 LPRINT "LONGITUD DEL FETCH EQUIVALENTE PARA Ho'
    =" ,F1,"km"
610 LPRINT "PERIODO DE LA OLA EQUIVALENTE PARA Ho'
    =" ,T1,"seg"
620 LPRINT "To^2/d2 =" ;C16
630 LPRINT "COEFICIENTE DE LA LINEA DE COSTA Ks ó H/Ho =" ;KC
640 LPRINT "ALTURA DE LA OLA AL FINAL DE LA SECCION
    =" ,HS,"m"
650 LPRINT "NUMERO DE OLAS =" ;NO
660 LPRINT "ALTURA DE LA OLA MAXIMA =" ,HM,"m"
670 INPUT "NUMERO DE SECCIONES ";NUM
680 N=1
690 LPRINT "NUMERO DE SECCION =" ;N+1
700 INPUT "PROFUNDIDAD AL COMIENZO DE LA SECCION EN m. ";D1
710 INPUT " PROFUNDIDAD AL FINAL DE LA SECCION EN m. ";D2
720 DP=(D1+D2)/2
730 FE=F1+3
740 IF FE <= 92.7 GOTO 760
750 FE=92.7
760 HU=UR*SQR(FE/(22.168*10^3))
770 TU=1.176*SQR(HU)
780 C9=(TU^2)/DP
790 PRINT "COEFICIENTE DE LA LINEA DE COSTA (H/H'0) ó Ks
CORRESPONDIENTE A To^2/dt=" ;C9
800 INPUT " KS=" ;KS
810 A=.01*HU*DX*KS/(DP^2)
820 PRINT "FACTOR DE FRICCIÓN Kf QUE ESTA EN FUNCION DE
    To^2/dt=" ;C9,"Y DE A=" ;A
830 INPUT "Kf=" ;KF
840 H1=HU*KF
850 F1=(22.168*10^3)*(H1/UR)
860 T1=3.86*SQR(H1)
870 C16=(T1^2)/D2
880 PRINT "COEFICIENTE DE LA LINEA DE COSTA CORRESPONDIENTE
    A To^2/d2 =" ;C16
890 INPUT " Ks=" ;KC
900 HS=H1*KC
910 T=R/VF
920 NO=T/T1
930 HM=.707*HS*SQR(LN(NO))
940 LPRINT "VALOR DEL INCREMENTO EN PARTES IGUALES Δx
    =" ,INC,"km"
950 LPRINT "PROFUNDIDAD AL COMIENZO DE LA SECCION =" ,D1,"m"
960 LPRINT " PROFUNDIDAD AL FINAL DE LA SECCION =" ,D2,"m"

```

```
970 LPRINT "PROMEDIO DE LAS PROFUNDIDADES =",DP,"m"
980 LPRINT "FETCH EFECTIVO =",FE,"km"
990 LPRINT "ALTURA DE LA OLA SIGNIFICANTE EN AGUAS PROFUNDAS
      =",HU,"m"
1000 LPRINT "PERIODO DE LA OLA SIGNIFICANTE EN AGUAS
      PROFUNDAS =",TU,"seg"
1010 LPRINT "To^2/dt =",C9
1020 LPRINT "COEFICIENTE DE LA LINEA DE COSTA Ks ó H/Ho
      =",KS
1030 LPRINT " PARAMETRO POR PERDIDA DE FRICCION =",A
1040 LPRINT "FACTOR DE FRICCION Kf=";KF
1050 LPRINT "ALTURA DE LA OLA EQUIVALENTE Ho' =",H1,"m"
1060 LPRINT " LONGITUD DEL FETCH EQUIVALENTE PARA Ho' =",F1,
      "km"
1070 LPRINT "PERIODO DE LA OLA EQUIVALENTE PARA Ho'
      =",T1,"seg"
1080 LPRINT "To^2/d2 =",C16
1090 LPRINT "COEFICIENTE DE LA LINEA DE COSTA Ks ó H/Ho
      =",KS
1100 LPRINT "ALTURA DE OLA AL FINAL DE LA SECCION Hs
      =",HS,"m"
1110 LPRINT "NUMERO DE OLAS =",NO
1120 LPRINT "ALTURA DE LA OLA MAXIMA =",HM,"m"
1130 F1=FE
1140 N=N+1
1150 IF N > NUM GOTO 1170
1160 GOTO 690
1170 END
```

5.3.3 METODO ESTADISTICO PARA EL GOLFO DE MEXICO.

Este método toma en consideración únicamente la probabilidad de que un huracán se presente en alguna de las regiones indicadas en la figura 4.4.1 y en base a esta probabilidad calcular la probabilidad de dicho huracán alcance los valores máximos y con esto predecir las características del oleaje generado.

Las ecuaciones que se usan son dependientes de la zona donde se localice el huracán y del tiempo de retorno y su aplicación se describe en el inciso 4.4.1.

A continuación se presenta el listado del programa correspondiente al método estadístico para el Golfo de México, en lenguaje Basic.

```

10 REM METODO ESTADISTICO PARA EL GOLFO DE MEXICO.
20 LPRINT "METODO ESTADISTICO PARA EL GOLFO DE MEXICO METODO
  DESARROLLADO POR EL INSTITUTO DE INGENIERIA DE LA
  UNAM."
30 INPUT "PROBABILIDAD P(Y) DE QUE OCURRA UN CICLON EN LA
  ZONA SELECCIONADA =";PY
40 INPUT "PERIODO DE RETORNO =";TR
50 K=(TR-1)/TR
60 L=LN(K)
70 PALF=-1*(1/PY)*L
80 INPUT "LATITUD CARACTERISTICA DE LA SUBREGION EN GRADOS
  =";PHI
90 PO=1028.14-1.695*PHI
100 SPO=54.24-1.017*PHI
110 PRINT "PROBABILIDAD DE QUE EL CICLON ALCANCE UNA
  INTENSIDAD SIGNIFICANTE =";PALF
120 INPUT "PARAMETRO ALFA ASOCIADO A LA PROBABILIDAD
  ANTERIOR =";ALFA
130 PO=PO+ALFA*SPO
140 R=0.000657*(EXP(0.01155*PO))
150 DR=(1.4134-0.01*R)*R
160 E=(151.2*(1014.24-PO)^(1.1667))*R^(0.667)*(SIN(PHI))^(-
  0.333)
170 F=0.339*(E^(0.452))
180 HS=0.024*(E^(0.452))
190 TS=0.644*(E^(0.222))
200 TD=0.087*(E^(0.429))
210 NO=3600*TD/(1.1*TS)
220 N=LN(NO)

```

```
230 HM=HS*SQR(0.5*N)
240 U=7.26*(HS^(0.4))
250 LPRINT "LONGITUD DEL FETCH =",F,"km"
260 LPRINT "ALTURA DE LA OLA SIGNIFICANTE =",HS,"m"
270 LPRINT "PERIODO DE LA OLA SIGNIFICANTE =",TS,"seg"
280 LPRINT "TIEMPO DE DURACION =",TD,"hrs"
290 LPRINT "NUMERO DE OLAS =",NO
300 LPRINT "ALTURA DE LA OLA MAXIMA =",HM,"m"
310 LPRINT "VELOCIDAD DEL VIENTO MAXIMA =",U,"m/seg"
320 END
```


CAPITULO

VI

6. COMPARACION DEL OLAJE PREDECIDO CON EL OLAJE REGISTRADO EN CAMPO .

6.1 Datos registrados en campo.

Dada la oportunidad de contar con equipo oceanográfico en el Golfo de México los días en que se presentó el huracán Gilberto, se pudo registrar el oleaje producido por este y así compararlo con los resultados que se obtendrán con los métodos discutidos en el capítulo IV.

El departamento de Oceanografía de la C.F.E. tiene instalados dos equipos ológrafos-mareógrafos direccionales marca SEA DATA modelo 635-12 y números de serie 44 y 55, en el frente marino del proyecto Nucleoeléctrico de Cazonos, Veracruz a 8 km al norte de la desembocadura del río del mismo nombre, en la figura 6.1.1 se aprecia la localización de los mismos. Dichos equipos registran en forma continua cada 3 horas, durante 15 minutos, presiones cada 0.5 segundos, con lo que se pueden deducir a partir de estos datos, los parámetros de altura y período de oleaje, así como el nivel de la marea.

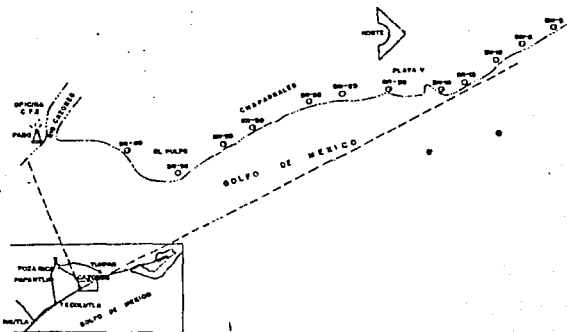


Fig. 6.5.1 Localización de los ológrafos.

Los resultados del procesamiento de la información de los registros se muestra en las siguientes tablas.

Para el sensor 29398 serie 55 se obtuvieron los siguiente resultados:

		Altura de ola en m			
Fecha	Hora	Significante	Mínima	Media	Máxima
14-sep-88	21.00	1.15	0.08	0.71	2.11
15-sep-88	0.00	1.45	0.10	0.89	2.16
15-sep-88	3.00	1.90	0.10	1.15	3.10
15-sep-88	6.00	2.48	0.07	1.50	3.49
15-sep-88	9.00	3.17	0.10	1.85	4.37
15-sep-88	12.00	3.67	0.12	2.15	4.52
15-sep-88	15.00	4.06	0.06	2.72	4.95
15-sep-88	18.00	4.34	0.07	2.45	5.63
15-sep-88	21.00	4.27	0.06	2.84	4.99
16-sep-88	0.00	4.01	0.06	2.64	4.85
16-sep-88	3.00	2.94	0.10	1.98	3.71
16-sep-88	6.00	2.37	0.06	1.74	3.10
16-sep-88	9.00	1.56	0.07	0.97	2.45
16-sep-88	12.00	1.48	0.07	0.96	2.20
16-sep-88	15.00	1.48	0.10	0.92	1.97
16-sep-88	18.00	1.28	0.11	0.77	1.84
16-sep-88	21.00	0.98	0.10	0.65	1.65

		Período de ola en segundos			
Fecha	Hora	Significante	Mínimo	Medio	Máximo
14-sep-88	21.00	8.60	2.50	7.0	10.5
15-sep-88	0.00	9.0	3.50	7.10	16.0
15-sep-88	3.00	10.7	4.0	8.40	13.0
15-sep-88	6.00	11.90	3.50	9.10	14.50
15-sep-88	9.00	11.80	2.50	8.70	14.50
15-sep-88	12.00	13.10	3.50	9.40	19.0
15-sep-88	15.00	14.80	2.0	10.80	21.50
15-sep-88	18.00	13.30	1.50	9.0	19.50
15-sep-88	21.00	14.60	3.50	10.80	19.0
16-sep-88	0.00	12.70	3.0	10.10	16.50
16-sep-88	3.00	13.70	6.0	11.0	17.0
16-sep-88	6.00	14.0	3.50	11.60	17.50
16-sep-88	9.00	10.90	3.50	8.70	12.0
16-sep-88	12.00	11.80	3.50	9.10	15.0
16-sep-88	15.00	9.80	3.50	7.30	14.50
16-sep-88	18.00	8.70	3.50	6.40	13.0
16-sep-88	21.00	9.50	4.0	7.40	12.0

Para el sensor 28887 serie 44 se obtuvieron los siguiente resultados:

		Altura de ola en m			
Fecha	Hora	Significante	Mínima	Media	Máxima
14-sep-88	21.00	1.24	0.08	0.78	1.87
15-sep-88	0.00	1.54	0.12	0.97	2.34
15-sep-88	3.00	1.70	0.13	1.06	2.38
15-sep-88	6.00	2.07	0.14	1.32	2.77
15-sep-88	9.00	3.10	0.07	2.01	4.28
15-sep-88	12.00	3.63	0.07	2.47	4.86
15-sep-88	15.00	5.01	0.08	2.79	6.47
15-sep-88	18.00	5.05	0.30	3.44	5.96
15-sep-88	21.00	4.12	0.34	2.86	4.99
16-sep-88	0.00	3.39	0.08	2.18	4.69
16-sep-88	3.00	3.14	0.20	2.01	4.32
16-sep-88	6.00	2.48	0.12	1.58	3.19
16-sep-88	9.00	1.53	0.19	1.05	1.84
16-sep-88	12.00	1.48	0.08	0.90	2.24
16-sep-88	15.00	1.55	0.09	0.99	2.26
16-sep-88	18.00	1.32	0.08	0.80	2.63
16-sep-88	21.00	1.00	0.10	0.65	1.40

		Período de ola en segundos			
Fecha	Hora	Significante	Mínimo	Medio	Máximo
14 sep 88	21.00	9.20	3.50	7.10	12.5
15 sep 88	0.00	10.0	4.0	7.70	12.0
15 sep 88	3.00	10.1	4.50	8.0	12.5
15 sep 88	6.00	12.20	4.0	9.40	14.50
15 sep 88	9.00	11.40	3.0	8.60	14.50
15 sep 88	12.00	11.30	3.50	8.20	15.0
15 sep 88	15.00	11.0	2.50	7.70	16.0
15 sep 88	18.00	11.30	1.50	7.90	16.0
15 sep 88	21.00	14.80	6.50	11.40	19.0
16 sep 88	0.00	12.60	2.50	9.90	15.50
16 sep 88	3.00	13.0	5.0	10.40	15.50
16 sep 88	6.00	12.90	4.50	10.40	18.0
16 sep 88	9.00	12.40	3.50	10.40	14.50
16 sep 88	12.00	11.70	3.50	8.50	14.50
16 sep 88	15.00	8.80	3.50	7.0	10.50
16 sep 88	18.00	9.50	3.50	7.0	14.0
16 sep 88	21.00	9.80	4.0	7.40	14.50

6.2 Características del huracán Gilberto.

El servicio meteorológico nacional proporcionó la siguiente información referente al huracán Gilberto:

Este fenómeno tropical se originó al este de las Pequeñas Antillas, siendo su trayectoria general hacia el oeste-noroeste, pasando sobre la isla de Jamaica, prosiguiendo hasta tocar costas nacionales entre Cozumel y Cancún, volviendo a salir al mar en el estado de Yuc. y nuevamente tocar tierra sobre Tamaulipas hasta disiparse tierra adentro; durante su trayectoria alcanzó las características de huracán y su duración fue del 8 al 17 de septiembre de 1988.

A partir del día 8 a las 22:00Z (16:00 horas local), se localiza como depresión tropical en 12.1° latitud norte y 54.8° longitud oeste, aproximadamente a 690 km al este de las Pequeñas Antillas, moviéndose al oeste (280°), a 19 kph, con vientos máximos cerca del centro de 46 y rachas de 56 kph.

El día 9 a las 04:00Z (22:00 horas local), se localiza en 12.4° latitud norte y 55.8° longitud oeste, aproximadamente a 630 km al este de las Pequeñas Antillas, con movimiento al oeste (280°), a 19 kph, vientos máximos cerca del centro de 46 y rachas de 56 kph; a las 10:00Z (04:00 horas local), se sitúa en 12.6° latitud norte y 56.7° longitud oeste con el mismo desplazamiento y velocidad, así como los vientos máximos y rachas antes descritos; a las 16:00Z (10:00 horas local) alcanza los 13.7° de latitud norte y 59.5° longitud oeste, con la misma velocidad de desplazamiento, pero con vientos máximos de 56 y rachas de 83 kph; a las 22:00Z (16:00 horas local), ha avanzado a 14.5° latitud norte y 60.5° longitud oeste, con movimiento al oeste (280°) a 22 kph, vientos máximos de 56 y rachas de 74 kph.

A las 04:00Z del día 10 (22:00 horas local), se sitúa en 14.8° latitud norte y 62.3° longitud oeste, aproximadamente a 130 km al este de la isla de Santa Lucía, con movimiento al oeste (280°) a 22 kph, vientos máximos de 56 y rachas de 74 kph; a las 10:00Z (04:00 horas local) se localiza como tormenta tropical en 15.1° latitud norte y 64.2° longitud oeste, aproximadamente a 380 km al sureste de Puerto Rico y a 2665 km al este de Chetumal, Q. Roo; presenta movimiento hacia el oeste (280°) a la velocidad de 22 kph, con vientos máximos de 93 y rachas de 120 kph; a las 22:00Z (16:00 horas local), alcanza los 15.8° latitud norte y 65.0° longitud oeste, continuando hacia el oeste (280°) a la velocidad de 25 kph, con vientos máximos de 111 y rachas de 139 kph.

A las 04:00Z del día 11, alcanza las características de huracán, estando en 16.1° latitud norte y 67.5° longitud oeste, aproximadamente a 2250 km al este de Chetumal, Q. Roo; se mueve al oeste (280°) a razón de 25 kph con vientos máximos cerca del centro de 120 y rachas de 148 kph; a las 10:00Z se sitúa en 16.5° latitud norte y 69.0° longitud oeste, con la misma dirección y velocidad en su desplazamiento, con vientos máximos de 130 y rachas de 157 kph, además el diámetro del ojo es de 55.5 km; a las 16:00Z esta en 16.5° latitud norte y 70.5° longitud oeste, continuando su movimiento hacia el oeste a 25 kph con vientos máximos de 148 y rachas de 175 kph; a las 22:00Z se localiza en 16.5° latitud norte y 71.5° longitud oeste, continuando su trayectoria hacia el oeste (270°) a 25 kph, con vientos máximos cerca del centro de 167 y rachas de 194 kph, y el diámetro del ojo es de 74.0 km.

El día 12 a las 14:00Z se sitúa en 16.9° latitud norte y 72.0° longitud oeste, aproximadamente a 1705 km al este de Chetumal, Q. Roo con movimiento al oeste (280°) a la velocidad de 25 kph con vientos máximos cerca del centro de 167 y rachas de 194 kph, el ojo del huracán mide 74 km de diámetro; a las 10:00Z se localiza en 17.5° latitud norte y 75.5° longitud oeste moviéndose al oeste (280°) a razón de 28 kph, con vientos máximos de 175 y rachas de 204 kph y el diámetro del ojo mide 64.4 km; a las 16:00Z alcanza los 18.0° latitud norte y 77.8° longitud oeste, prosiguiendo hacia el oeste a 28 kph, con vientos máximos de 185 y rachas de 222 kph y el ojo del huracán mide 55.5 km de diámetro; a las 22:00Z ha alcanzado los 18.3° latitud norte y 77.8° longitud oeste, sobre la porción occidental de la Isla de Jamaica, continuando al oeste con la misma velocidad y vientos máximos de 185 y rachas de 222 kph.

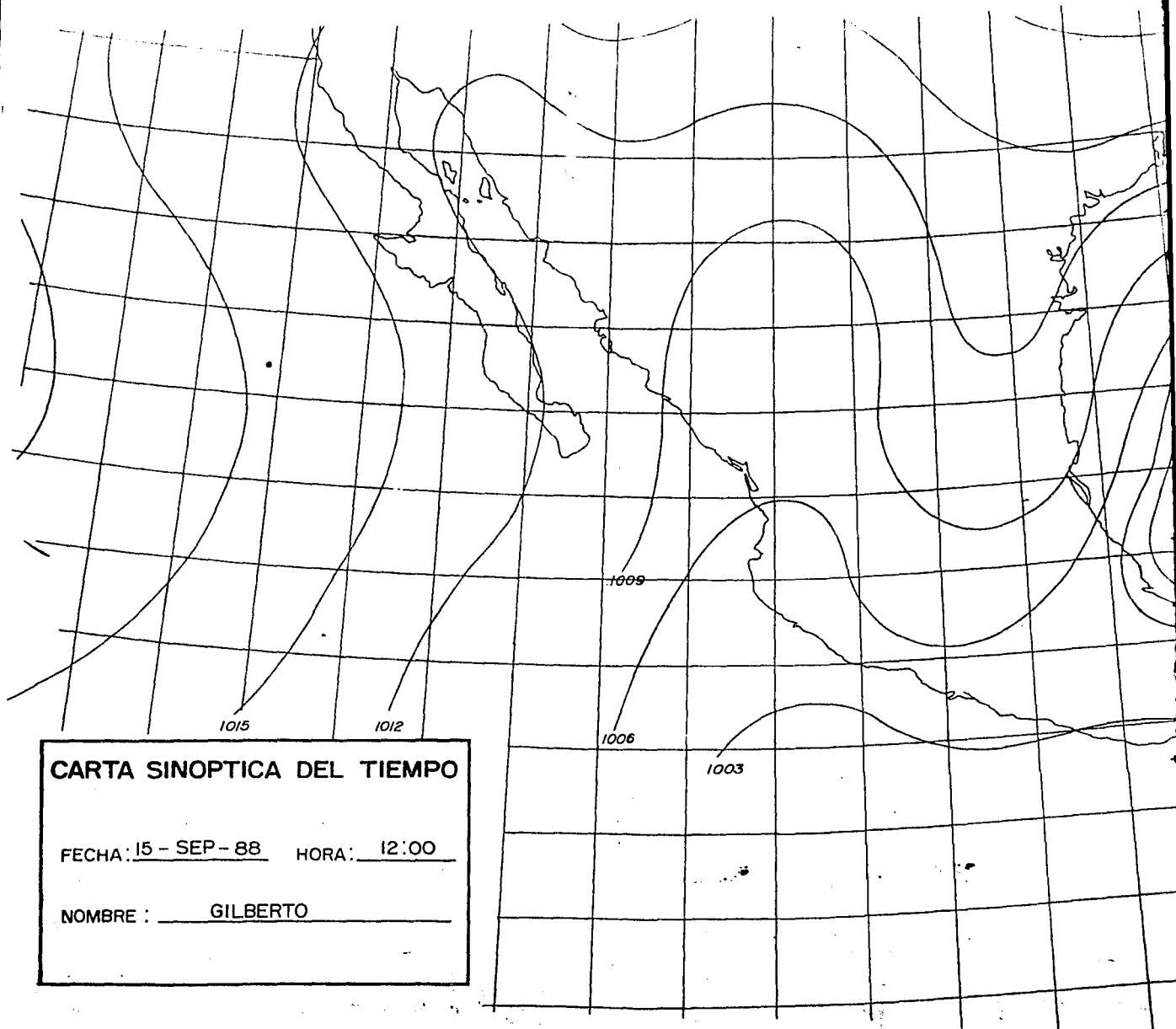
A las 04:00Z del día 13 se localiza en los 18.5° latitud norte y 79.5° longitud oeste, aproximadamente a 960 km al este de Chetumal Q. Roo con movimiento al oeste (280°) a razón de 28 kph con vientos máximos de 185 y rachas 222 kph y el ojo del huracán mide 22.2 km de diámetro; a las 10:00Z alcanza los 18.8° latitud norte y 80.6° longitud oeste a 835 km al este de Chetumal Q. Roo con movimiento al oeste (280°) a 25 kph con vientos máximos de 213 y rachas de 250 kph el ojo mide 27.8 km de diámetro; a las 13:00Z está en los 19.0° latitud norte y 81.5° longitud oeste, a 735 km al este de Chetumal Q. Roo continua con la misma dirección y velocidad de desplazamiento así como vientos máximos y rachas; a las 16:00Z se sitúa en 19.1° latitud norte y 82.1° longitud oeste a 655 km al este noreste de Chetumal Q. Roo y a 500 km al este sureste de Cozumel Q. Roo con movimiento al oeste-noroeste (289°) a razón de 24 kph con vientos máximos cerca del centro de 222 y rachas de 259 kph y el ojo del huracán mide 24.0 km de diámetro; a las 22:00Z ha avanzado a 19.5° latitud norte y 83.5° longitud oeste, a 370° km al este-sureste de Cozumel, Q. Roo continuando con la misma dirección y velocidad de desplazamiento con vientos máximos cerca del centro de 259 y rachas de 296 kph y el diámetro del ojo del huracán se ha reducido a 16.7 km.

El día 14 a las 04:00Z, continuando como huracán, se sitúa en los 19.9° latitud norte y 84.8° longitud oeste, aproximadamente a 250 km al este-sureste de Cozumel Q. Roo; continua su desplazamiento al oeste-noroeste (285°) a la velocidad de 25 kph con vientos máximos cerca del centro de 278 y rachas de 324 kph y el diámetro del ojo continua reduciéndose a 14.8 km; a las 10:00Z se localiza en los 20.2° latitud norte y 86.0° longitud oeste (110 km al este de Cozumel, Q. Roo), moviéndose al oeste-noroeste (285.0°) a razón de 24 kph manteniendo la misma velocidad en los vientos y con la misma medida en el diámetro del ojo; a las 16:00Z después de haber cruzado la Isla de Cozumel, se localiza en los 20.7° latitud norte y 87.3° longitud oeste, aproximadamente sobre la Isla del Carmen Q. Roo; continua su movimiento hacia el oeste-noroeste (285.0°) a razón de 24 kph con vientos máximos de 259 y rachas de 296 kph y la medida del diámetro del ojo es de 14.8 km; a las 22:00Z alcanza los 21.3° latitud norte y 88.8° longitud oeste (80 km al noroeste de Mérida Yuc.) con la misma trayectoria y velocidad de desplazamiento y con vientos máximos de 222 y rachas de 259 kph.

A las 04:00Z del día 15, después de cruzar al norte de Mérida, se localiza en 21.5° latitud norte y 90.2° longitud oeste, aproximadamente a 110 km al noroeste de Mérida, Yuc. con movimiento al oeste-noroeste (285.0°) a razón de 24 kph con vientos máximos de 204 y rachas de 241 kph y el diámetro del ojo mide 21.2 km. a las 10:00Z alcanza los 22.0° latitud norte y 91.5° longitud oeste (250 km al noroeste de Mérida Yuc.) con la misma dirección y velocidad de desplazamiento y con vientos máximos de 194 y rachas de 231 kph y el diámetro del ojo continua con las mismas dimensiones; a las 13:00Z, se sitúa en 22.1° latitud norte y 92.0° longitud oeste (300 km al noroeste de Mérida Yuc.) sin sufrir cambios en la dirección, velocidad de desplazamiento, vientos máximos y rachas, pero las dimensiones del ojo disminuye a 18.5 km; a las 16:00Z ha avanzado a 22.2° latitud norte y 92.3° longitud oeste (360 km al noroeste de Mérida Yuc.) con movimiento al oeste-noroeste (285.0°) a razón de 24 kph, vientos máximos cerca del centro de 194 y rachas de 231 kph; a las 22:00Z está en 22.4° latitud norte y 93.6° longitud oeste (500 km al noroeste de Mérida, Yuc.) y a 460 km al este de Tampico, Tamaulipas. Se desplaza al oeste-noroeste (285°) a razón de 24 kph con vientos máximos de 194 y rachas de 231 kph.

El día 16 a las 04:00Z se sitúa en 22.8° latitud norte y 94.4° longitud oeste, aproximadamente a 370 km al este de Tampico Tamps. Con movimiento al oeste-noroeste (290°) a razón de 20 kph con vientos máximos cerca del centro de 194 y rachas de 231 kph; a las 10:00Z alcanza 23.3° latitud norte y 95.4° longitud oeste, aproximadamente a 260 km al norte de Soto la Marina, Tamps. Con las mismas características antes descritas y el ojo tiene una dimensión de 22.2 km; a las 16:00Z se localiza en 23.9° latitud norte y 96.4° longitud oeste (180 km al este de Soto la Marina, Tamps.) con las mismas características, pero el diámetro del ojo se ha ampliado a 35.1 km; a las 22:00Z está en 24.2° latitud norte y 97.8° longitud oeste (80 km al noreste de Soto la Marina, Tamps. sobre las costas de Tamaulipas); continua su desplazamiento al oeste-noroeste (285°) a razón de 19 kph con vientos máximos de 194 y rachas de 231 kph.

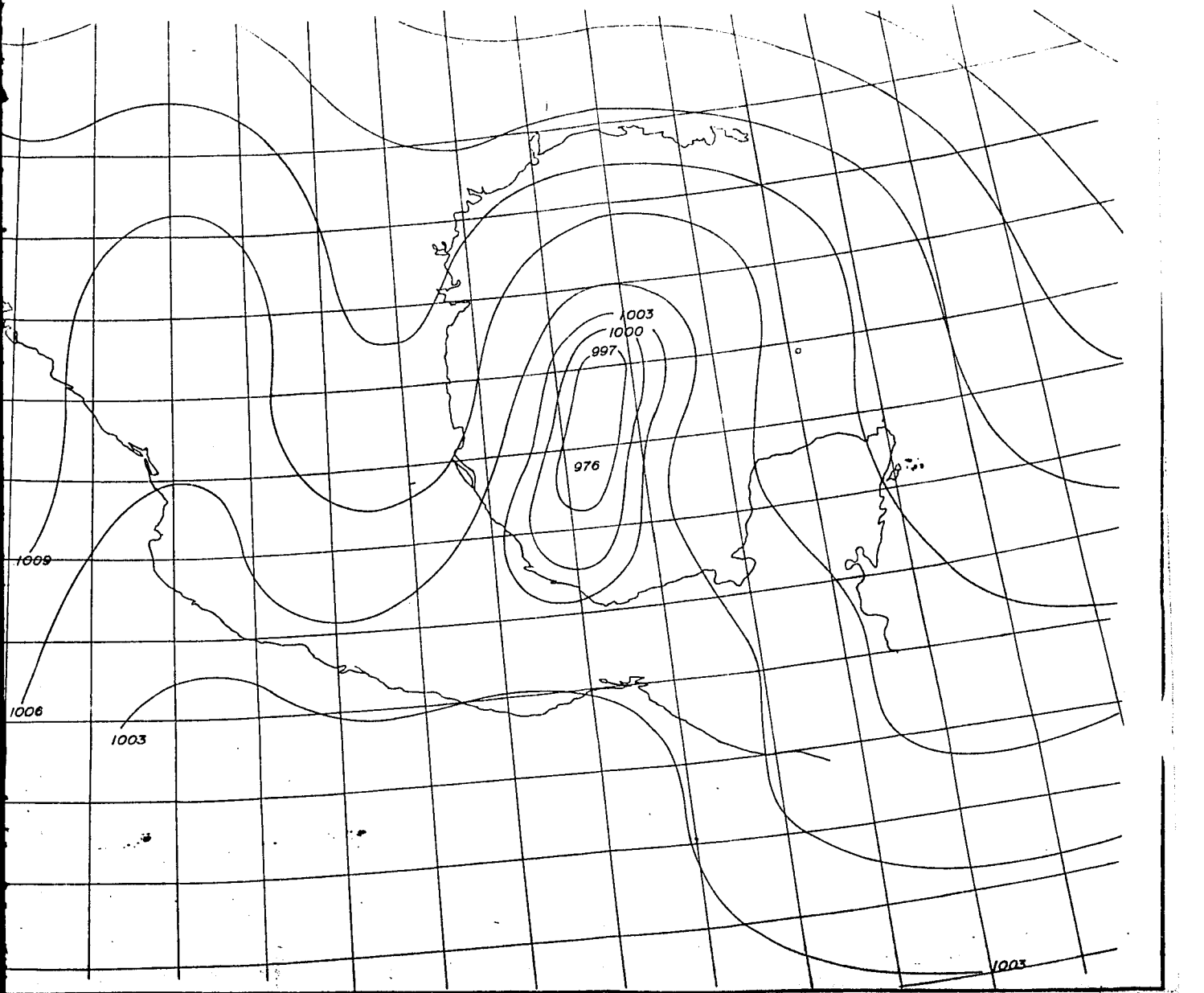
A las 04:00Z del día 17, se localiza en 24.6° latitud norte y 98.6° longitud oeste, aproximadamente a 110 km al nor-noreste de Cd Victoria, Tamps. con movimiento al oeste-noroeste (300°) a las velocidad 19 kph con vientos máximos cerca del centro de 167 y rachas de 194 kph y la amplitud del ojo es de 37.0 km ; a las 10:00Z estando en 25.0° latitud norte y 99.8° longitud oeste, aproximadamente a 30 km al noroeste de Linares, N.L. y a 90 kms al sureste de Monterrey N.L. decrece a tormenta tropical, con movimiento al oeste-noroeste (295°) a razón de 19 kph con vientos máximos cerca del centro de 102 kph; en el último aviso (16:00Z) se sitúa en 25.5° latitud norte y 101.0° longitud oeste, como depresión tropical aproximadamente sobre la Ciudad de Saltillo, Coah. con movimiento al oeste-noroeste (295°) a razón de 19 kph vientos máximos cerca del centro de 56 y rachas de 75 kph.

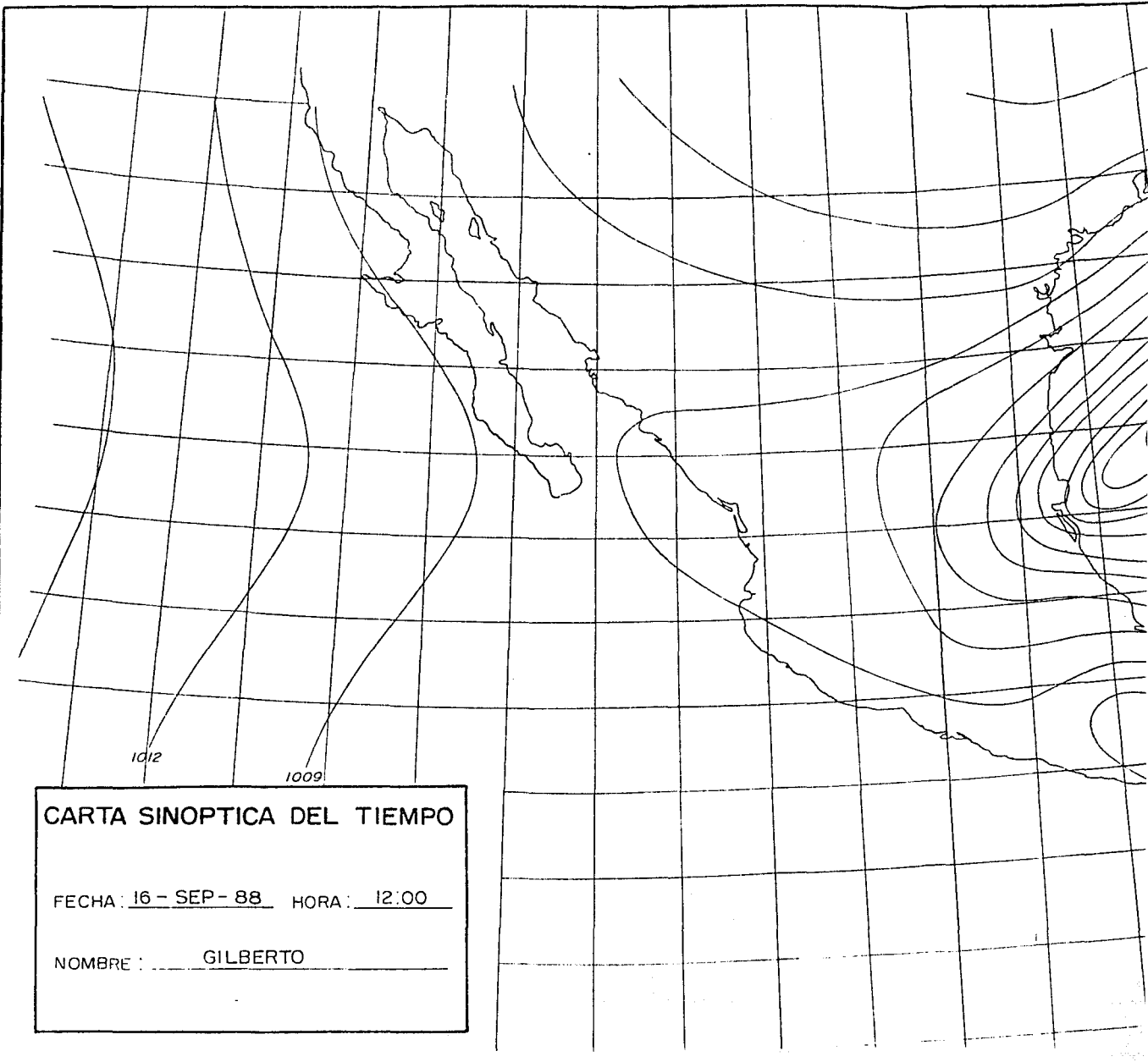


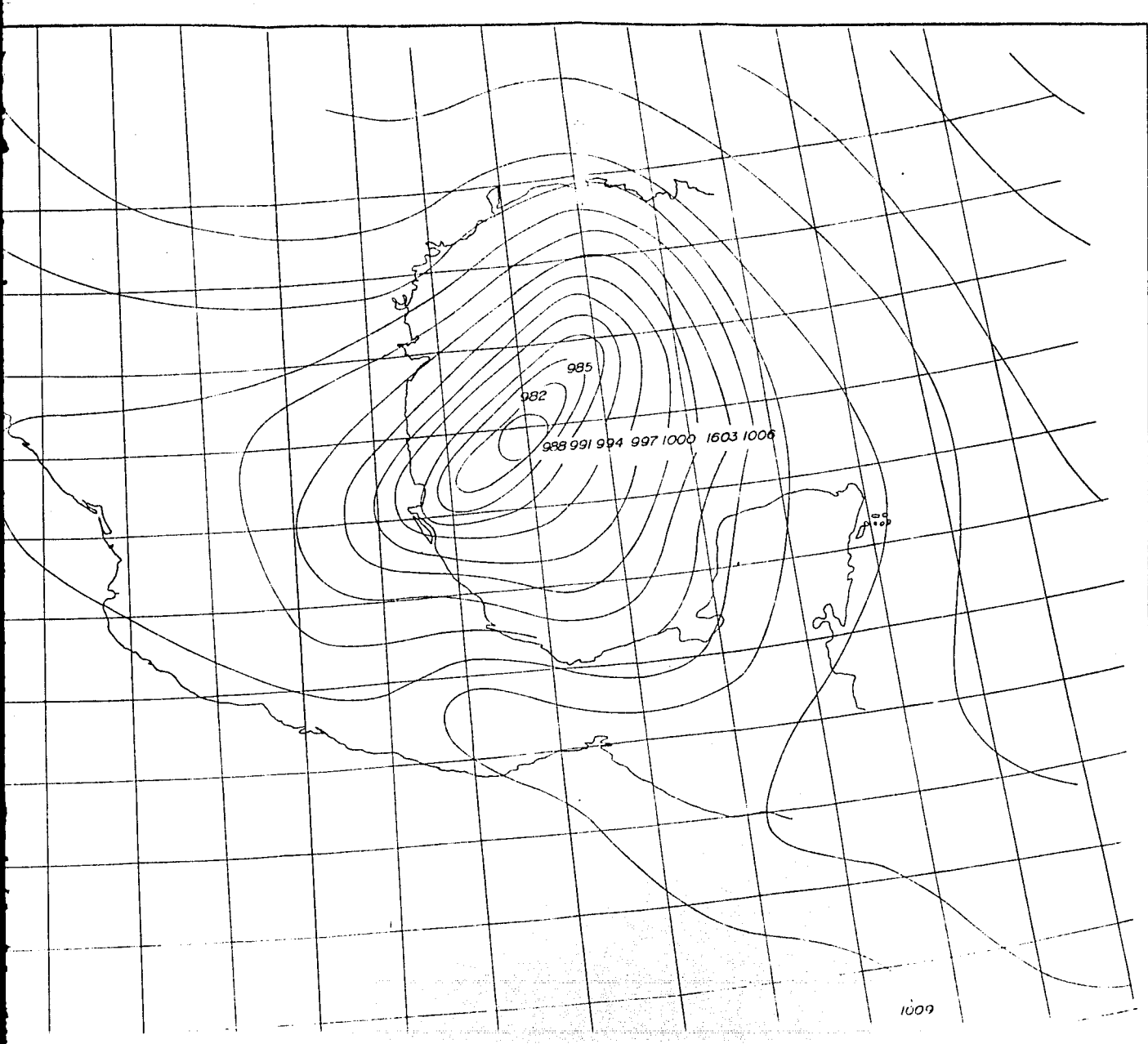
CARTA SINOPTICA DEL TIEMPO

FECHA: 15 - SEP - 88 HORA: 12:00

NOMBRE : GILBERTO







6.3 Aplicación de los métodos de predicción de oleaje ciclónico a las características del huracán Gilberto (zona de generación).

6.3.1 METODO DE SVERDRUP - MUNK - BRETSCHNEIDER.

Los datos que se necesitan para la ejecución del programa correspondiente al método de S-M-B del inciso 5.1.1 son obtenidos de la carta sinóptica del tiempo de los días 15 y 16 de septiembre de 1988 del huracán Gilberto por ser en estas fechas en las que se localiza dentro del Golfo de México y así compararlas con las registradas en campo.

Para el día 15 de septiembre los datos obtenidos fueron los siguientes:

Punto	Latitud	Longitud
A	23° 30'	93° 50'
B	23° 08'	94° 20'
C	20° 43'	97° 12'

a) Longitud del fetch.

$$\Delta_{L_s} = 0^\circ 22' \approx 0.37(128)^\circ = 47.36 \text{ km}$$

$$\Delta_{L_o} = 0^\circ 30' \approx 0.50(102.17)^\circ = 51.09 \text{ km}$$

Por Pitágoras la longitud del fetch es:

$$F = \sqrt{(\Delta_{L_s})^2 + (\Delta_{L_o})^2} = \sqrt{(47.36)^2 + (51.09)^2}$$

$$F = 69.66 \text{ km}$$

* Los valores entre paréntesis son factores por los que hay que multiplicar la diferencia de latitud y longitud para transformar de grados a kilómetros, esto es debido a que la tierra tiene forma esférica así que es más fácil localizar cualquier punto en ella mediante grados.

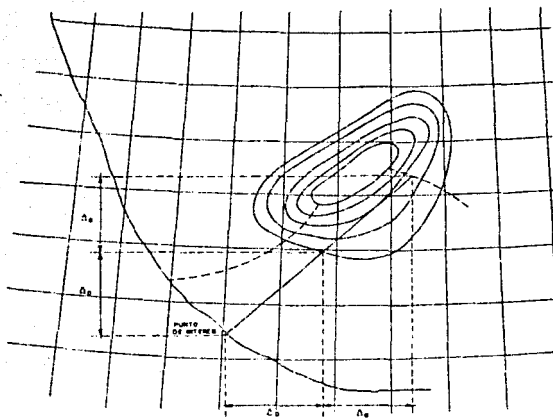


Fig. 6.3.1 Determinación de la longitud del fetch (a) y de la longitud de decaimiento (b).

b) Longitud de la zona de decaimiento.

$$\Delta_{L_a} = 2^\circ 25' \approx 2.417(128)' = 309.3 \text{ km}$$

$$\Delta_{L_b} = 2^\circ 52' \approx 2.87(102.2)' = 292.9 \text{ km}$$

Por Pitágoras la longitud de la zona de decaimiento es:

$$d = \sqrt{(\Delta_{L_a})^2 + (\Delta_{L_b})^2} = \sqrt{(309.3)^2 + (292.9)^2}$$

$$d = 425.98 \text{ km}$$

c) Posición del huracán Gilberto el día 15 de septiembre.

Latitud $22^\circ 30'$

Longitud 94° .

d) Tiempo de duración.

Al ser una carta sinóptica del tiempo para el día del 15 de septiembre el tiempo de duración es de 12 horas.

e) Diferencia de latitud entre isobaras.

La diferencia de latitud entre isobaras es la distancia promedio en grados que existe entre la isobaras cerradas, para este caso será de aproximadamente $0^{\circ} 51'$.

f) Diferencia de presión entre isobaras.

De la carta sinóptica se determina la diferencia de presión entre isobaras en milibares, esta es de 2 para el día 15 de septiembre.

Para el día 16 de septiembre de 1988 los datos obtenidos son:

Punto	Latitud	Longitud
A	25° 10'	96° 50'
B	23° 10'	97° 00'
C	20° 43'	97° 12'

a) Longitud del fetch.

$$\Delta_{1a} = 2^{\circ} = 2(128) = 256.0 \text{ km}$$

$$\Delta_{1a} = 0^{\circ} 09' = 0.1639(102.17) = 16.75 \text{ km}$$

Por Pitágoras la longitud del fetch es:

$$F = \sqrt{(\Delta_{1a})^2 + (\Delta_{1b})^2} = \sqrt{(256)^2 + (16.75)^2}$$

$$F = 256.55 \text{ km}$$

b) Longitud de la zona de decaimiento.

$$\Delta_{1a} = 2^{\circ} 27' = 2.45(128) = 313.6 \text{ km}$$

$$\Delta_{1a} = 0^{\circ} 12' = 0.2039(102.2) = 20.84 \text{ km}$$

Por Pitágoras la longitud de la zona de decaimiento es:

$$d = \sqrt{(\Delta_{La})^2 + (\Delta_{Lo})^2} = \sqrt{(313.6)^2 + (20.84)^2}$$

$$d = 314.29 \text{ km}$$

c) Posición del huracán Gilberto el día 16 de septiembre.

Latitud $23^{\circ} 50'$

Longitud 96° .

d) Tiempo de duración.

Al ser una carta sinóptica del tiempo para el día del 16 de septiembre el tiempo de duración es de 12 horas.

e) Diferencia de latitud entre isobaras.

La diferencia de latitud entre isobaras es la distancia promedio en grados que existe entre las isobaras cerradas, para este caso será de aproximadamente de $1^{\circ} 05'$.

f) Diferencia de presión entre isobaras.

De la carta sinóptica se determina la diferencia de presión entre isobaras en milibares, esta es de 3 para la carta del sinóptica del día 16 de septiembre.

Un resumen de los datos anteriores se presenta en la siguiente tabla:

Fecha	Longitud de frónt. en km	Longitud de decaimiento en km	Tiempo de duración en horas	Posición del huracán latitud en grados	Diferencia entre isobaras en milibares	Diferencia de latitud entre isobaras en grados
15-sep-88	69.66	426.54	12	$22^{\circ} 30'$	2	0.8590
16-sep-88	256.55	314.29	12	$23^{\circ} 50'$	3	1.11

Los resultados obtenidos aplicando el programa de S-M-B el cual es valido para predecir del oleaje en la zona de aguas profundas para el día del 15 de septiembre son:

METODO DE S-M-B PARA LA PREDICION DEL OLAJE SIGNIFICANTE EN LA ZONA DE GENERACION.

DIFERENCIA DE LATITUD EN GRADOS = 0.859
 LONGITUD DEL FETCH = 69.66 km
 TIEMPO DE DURACION = 12 hrs
 POSICION DEL HURACAN LATITUD EN GRADOS = 22.5
 ESPACIAMIENTO ENTRE ISOBARAS = 2 Milibares
 PRESSION EN EL CENTRO DEL HURACAN = 1635.4 Milibares
 VELOCIDAD DEL VIENTO GEOSTROFICO = 31.27 m/seg
 FACTOR DE CORRECCION POR TEMPERATURA = 0.65
 FACTOR DE CORRECCION POR CONFIGURACION DE ISOBARAS = 0.90
 VELOCIDAD DEL VIENTO FORMATIVO = 18.29 m/seg
 RIGE EL VALOR DE $gF/U^2 = 2039.85$
 ALTURA DE LA OLA SIGNIFICANTE EN LA ZONA DE GENERACION = 5.04 m
 PERIODO DE LA OLA SIGNIFICANTE EN LA ZONA DE GENERACION = 10.55 seg

A continuación se presenta un resumen en forma tabular de los resultados obtenidos para las fechas del 15 y 16 de septiembre, esto se hará para cada uno de los métodos:

Fecha	Velocidad del viento geostrofico m/seg	Factor de correccion por temperatura y configuracion de las isobaras	Velocidad del viento formativo m/seg	$\frac{gF}{U^2}$	$\frac{gT}{U}$	H_{sig} (m)	T_{sig} (seg)
15-sep-88	31.27	0.65 (0.9)	18.29	2039.85	23142.18	5.04	10.55
16-sep-88	34.38	0.65 (0.9)	20.11	6216.40	21047.99	6.44	8.48

6.4 Zona de decaimiento.

6.4.1 METODO DE SVERDRUP-MUNK.

Los resultados obtenidos de la aplicación del programa indicado en el inciso 5.2.1 del método S-M el cual permite obtener las características del oleaje en la zona de decaimiento el día 15 de septiembre son:

METODO S-M PARA LA PREDICCIÓN DEL OLEAJE SIGNIFICANTE EN LA ZONA DE DECAIMIENTO.

LONGITUD DE LA ZONA DE DECAIMIENTO = 426.54 km

ALTURA DE LA OLA SIGNIFICANTE EN LA ZONA DE GENERACION = 5.04 m

PERIODO DE LA OLA SIGNIFICANTE EN LA ZONA DE GENERACION = 10.55 seg

ALTURA DE LA OLA SIGNIFICANTE EN LA ZONA DE DECAIMIENTO = 1.02 m

PERIODO DE LA OLA SIGNIFICANTE EN LA ZONA DE DECAIMIENTO = 19.25 seg

Resumen de resultados:

Fecha	Longitud de decaimiento en km	(H _s) (m)	(T _s) (seg)	(H _s) (m)	(T _s) (seg)
15 sep 88	426.54	5.04	10.55	1.02	19.25
16 sep 88	314.29	6.44	8.48	1.15	16.21

6.4.2 METODO DE BRETSCHNEIDER.

Los resultados obtenidos usando el programa del inciso 5.2.2 del método de Bretschneider para determinar las características del oleaje en la zona de decaimiento en el día 15 de septiembre son:

METODO DE BRETSCHNEIDER PARA LA PREDICION DEL OLAJE SIGNIFICANTE EN LA ZONA DE DECAIMIENTO.
 LONGITUD DEL FETCH = 69.66 km
 LONGITUD DE LA ZONA DE DECAIMIENTO = 426.54 km
 ALTURA DE LA OLA SIGNIFICANTE EN LA ZONA DE GENERACION = 5.04 m
 PERIODO DE LA OLA SIGNIFICANTE EN LA ZONA DE GENERACION = 10.55 seg
 ALTURA DE LA OLA SIGNIFICANTE EN LA ZONA DE DECAIMIENTO = 1.25 m
 PERIODO DE LA OLA SIGNIFICANTE EN LA ZONA DE DECAIMIENTO = 9.15 seg

Resumen de resultados:

Fecha	Longitud de fetch en km	Longitud de decaimiento en km	(H _s) _g (m)	(T _s) _g (seg)	(H _s) _d (m)	(T _s) _d (seg)
15 sep-88	69.66	426.54	5.04	10.55	1.25	9.15
16 sep-88	256.55	314.29	6.44	8.48	3.20	6.02

6.5 Zona de aguas poco profundas.

6.5.1 METODO DE BRETSCHNEIDER.

Los resultados obtenidos aplicando el programa desarrollado en el inciso 5.3.1 para el método de Bretschneider el cual es valido para predecir el oleaje en la zona aguas poco profundas el día 15 de septiembre son:

METODO DE BRETSCHNEIDER PARA LA PREDICION DEL OLAJE SIGNIFICANTE EN AGUAS POCO PROFUNDAS.
 PROFUNDIDAD MEDIDA DESDE EL NIVEL DE REPOSO A LA SUPERFICIE DEL FONDO = 1997 m
 VELOCIDAD DEL VIENTO A 10 METROS DE ALTURA DEL NIVEL DE REPOSO = 31.27 m/seg
 LONGITUD DEL FETCH = 69.66 km
 NO SE PUEDE APLICAR EL METODO DE BRETSCHNEIDER.
 $d/gT^2 = 2.528 > 0.08$

Sin embargo la altura y periodo de la ola determina por medio de las expresiones de Bretschneider son los siguientes:

ALTURA DE LA OLA SIGNIFICANTE EN AGUAS POCO PROFUNDAS= 1.59 m
 PERIODO DE LA OLA SIGNIFICANTE EN AGUAS POCO PROFUNDAS= 8.9 seg

Resumen de resultados:

Fecha	Profundidad medida desde el nivel de reposo (m)	Longitud de fetch (km)	Velocidad del viento formativo (m/seg)	$(H_{1/10})_s$ (m)	$(T_{1/10})_s$ (seg)
15 sep 88	1997	69.66	31.27	1.59	8.98
16 sep 88	1427	256.55	34.38	2.36	12.35

6.5.2 METODO DEL HURACAN ESTANDAR.

Los resultados obtenidos de la aplicación del programa del inciso 5.3.2 para el método del huracán estándar para determinar las características del oleaje en la zona de aguas poco profundas se muestran a continuación, únicamente para dos secciones para ver el uso del programa y las secciones restantes se podrán observar en las tablas (6.5.1) y (6.5.2).

METODO DEL HURACAN ESTANDAR PARA DETERMINAR LA ALTURA Y PERIODO DE LA OLA SIGNIFICANTE DESDE LA ZONA DE GENERACION HASTA EL PUNTO DE INTERES.

RADIO DEL VIENTO MAXIMO = 83.7 km

VELOCIDAD DEL VIENTO MAXIMO CORRESPONDIENTE A R = 31.87 km/seg

ALTURA DE LA OLA SIGNIFICANTE = 11.15 m

PERIODO DE LA OLA SIGNIFICANTE = 12.95 seg

NUMERO DE SECCION = 1

VALOR DEL INCREMENTO EN PARTES IGUALES EN Δx = 21.0 km

PROFUNDIDAD AL COMIENZO DE LA SECCION = 1997 m

PROFUNDIDAD AL FINAL DE LA SECCION = 1976 m

PROMEDIO DE LAS PROFUNDIDADES = 1986.5 m

FETCH EFECTIVO = 2886.4 km

ALTURA DE LA OLA SIGNIFICANTE EN AGUAS PROFUNDAS = 11.15 m

PERIODO DE LA OLA SIGNIFICANTE EN AGUAS PROFUNDAS = 12.95 seg

$To^2/dt = 0.084$

COEFICIENTE DE LA LINEA DE COSTA Ks o $H/Ho = 1.0$

PARAMETRO DE PERDIDA POR FRICCION = 0.0006

FACTOR DE FRICCION $Kf = 1.0$

ALTURA DE LA OLA EQUIVALENTE $Ho' = 11.15$ m

LONGITUD DEL FETCH EQUIVALENTE PARA $Ho' = 92.7$ km

PERIODO DE LA OLA EQUIVALENTE PARA $Ho' = 12.89$ seg

$To^2/d2 = 0.008$

COEFICIENTE DE LA LINEA DE COSTA Ks o $H/Ho' = 1.0$

ALTURA DE LA OLA AL FINAL DE LA SECCION = 11.15 m

NUMERO DE OLAS = 974

ALTURA DE OLA MAXIMA = 20.7 m

NUMERO DE SECCION = 2

VALOR DEL INCREMENTO EN PARTES IGUALES EN $\Delta x = 21$ km

PROFUNDIDAD AL COMIENZO DE LA SECCION = 1976 m

PROFUNDIDAD AL FINAL DE LA SECCION = 1954 m

PROMEDIO DE LAS PROFUNDIDADES = 1965 m

FETCH EFECTIVO = 92.7 km
ALTURA DE LA OLA SIGNIFICANTE EN AGUAS PROFUNDAS = 7.19 m
PERIODO DE LA OLA SIGNIFICANTE EN AGUAS PROFUNDAS = 10.35 seg
 $To^2/dt = 0.060$
COEFICIENTE DE LA LINEA DE COSTA Ks o $H/Ho = 1.0$
PARAMETRO DE PERDIDA POR FRICCION = 0.0004
FACTOR DE FRICCION $Kf = 1.0$
ALTURA DE LA OLA EQUIVALENTE $Ho' = 7.19$ m
LONGITUD DEL FETCH EQUIVALENTE PARA $Ho' = 92.7$ km
PERIODO DE LA OLA EQUIVALENTE PARA $Ho' = 10.35$ seg
 $To^2/d2 = 0.055$
COEFICIENTE DE LA LINEA DE COSTA Ks o $H/Ho' = 1.0$
ALTURA DE LA OLA AL FINAL DE LA SECCION $Hs = 7.19$ m
NUMERO DE OLAS = 1213
ALTURA DE OLA MAXIMA = 13.55 m

Las tablas 6.5.1 y 6.5.1 presentan en forma resumida los resultados aplicando el método del huracán estándar.

X (m')	d _s (m)	d _{max} /d _i (m)	d _{total} (m)	d _p (m)	Fe (%)	H ₂ (m)	T ₀ (°C)	T ₀ /d _p	Ks ₁	Λ	K _f	H ₀ ' (m)	Fe' (%)	T ₀ ' (°C)	T ₀ '/d ₂	Ks ₂	H (m)	N	H _{max} (m)
199	1474	1907	1475	1986	2868	11.15	12.95	1.16	1.0	0.0096	1.0	11.15	92.7	12.89	0.908	1.0	11.15	97.4	20.7
178	1472	1976	1954	1965	92.7	7.19	10.35	1.46	1.0	0.0094	1.0	7.19	92.7	10.35	0.953	1.0	7.19	1213	13.55
167	1910	1974	1972	1983	92.7	7.19	10.35	1.44	1.0	0.0094	1.0	7.19	92.7	10.35	0.955	1.0	7.19	1213	13.55
175	1918	1972	1970	1921	92.7	7.19	10.35	0.955	1.0	0.0094	1.0	7.19	92.7	10.35	0.964	1.0	7.19	1213	13.55
174	1956	1970	1958	1984	92.7	7.19	10.35	0.956	1.0	0.0094	1.0	7.19	92.7	10.35	0.957	1.0	7.19	1213	13.55
194	1697	1928	1909	1779	92.7	7.19	10.35	1.06	1.0	0.0095	1.0	7.19	92.7	10.35	0.961	1.0	7.19	1213	13.55
275	1944	1979	1946	1672	92.7	7.19	10.35	1.094	1.0	0.0095	1.0	7.19	92.7	10.35	0.965	1.0	7.19	1213	13.55
252	1779	1944	1921	1618	92.7	7.19	10.35	0.994	1.0	0.0095	1.0	7.19	92.7	10.35	0.967	1.0	7.19	1213	13.55
231	1936	1941	1934	1944	92.7	7.19	10.35	0.969	1.0	0.0096	1.0	7.19	92.7	10.35	0.969	1.0	7.19	1213	13.55
210	1674	1934	1675	1907	92.7	7.19	10.35	0.971	1.0	0.0097	1.0	7.19	92.7	10.35	0.975	1.0	7.19	1213	13.55
189	1947	1476	1949	1432	92.7	7.19	10.35	0.975	1.0	0.0097	1.0	7.19	92.7	10.35	0.977	1.0	7.19	1213	13.55
168	1406	1819	1510	1849	92.7	7.19	10.35	1.076	1.0	0.0098	1.0	7.19	92.7	10.35	0.982	1.0	7.19	1213	13.55
147	1329	1810	1172	1231	92.7	7.19	10.35	0.983	1.0	0.0098	1.0	7.19	92.7	10.35	0.98	1.0	7.19	1213	13.55
125	1118	1512	1020	1986	92.7	7.19	10.35	0.98	1.0	0.0098	1.0	7.19	92.7	10.35	0.98	1.0	7.19	1213	13.55
105	833	1020	937	928	92.7	7.19	10.35	0.98	1.0	0.0098	1.0	7.19	92.7	10.35	0.98	1.0	7.19	1213	13.55
184	942	817	944	690	92.7	7.19	10.35	0.98	1.0	0.0098	1.0	7.19	92.7	10.35	0.98	1.0	7.19	1213	13.55
83	160	944	392	423	92.7	7.19	10.35	0.98	1.0	0.0098	1.0	7.19	92.7	10.35	0.98	1.0	7.19	1213	13.55
42	94	302	96	199	92.7	7.19	10.35	0.98	1.0	0.0098	1.0	7.19	92.7	10.35	1.12	0.995	7.16	1213	13.45
21	39	96	41	68.5	92.7	7.19	10.35	1.56	0.985	0.31	0.998	6.63	92.7	10.34	2.61	0.924	6.97	1214	12.57
0	12	41	14	27.5	92.7	7.19	10.35	1.90	0.913	1.12	0.985	5.97	63.4	9.43	4.35	0.919	5.61	1231	10.63

X (m)	d _s (m)	d _{desal} (m)	d _{final} (m)	d _p (m)	Fe (%)	H ₂ (m)	T ₀ (°C)	T _J /d _s	Ks _p	A	Kf	H ₀ ' (m)	Fe' (%)	T ₀ ' (°C)	T _p '/d _s	Ks ₂	H (m)	N	H _{max} (m)
418	1457	1379	1429	1404	21.6	10.04	12.27	0.107	1.0	0.0012	1.0	10.04	21.6	12.27	0.104	1.0	10.04	1497	19.18
394	1540	1429	1352	1390	21.7	5.72	9.23	0.061	1.0	0.0306	1.0	5.72	9.23	9.23	0.063	1.0	5.72	1964	11.13
371	1317	1352	1319	1343	9.7	5.72	9.21	0.065	1.0	0.0307	1.0	5.72	9.23	9.23	0.064	1.0	5.72	1964	11.13
348	1343	1359	1341	1342	9.7	5.72	9.21	0.063	1.0	0.0307	1.0	5.72	9.23	9.23	0.067	1.0	5.72	1964	11.13
325	1300	1345	1312	1324	9.7	5.72	9.23	0.064	1.0	0.0307	1.0	5.72	9.23	9.23	0.062	1.0	5.72	1964	11.13
301	1212	1302	1214	1258	9.7	5.72	9.21	0.064	1.0	0.0308	1.0	5.72	9.23	9.23	0.07	1.0	5.72	1964	11.13
278	1174	1214	1176	1193	9.7	5.72	9.23	0.071	1.0	0.0309	1.0	5.72	9.23	9.23	0.07	1.0	5.72	1964	11.13
254	1150	1176	1152	1164	9.7	5.72	9.23	0.071	1.0	0.031	1.0	5.72	9.23	9.23	0.074	1.0	5.72	1964	11.13
231	1106	1152	1111	1131	9.7	5.72	9.21	0.071	1.0	0.031	1.0	5.72	9.23	9.23	0.077	1.0	5.72	1964	11.13
207	1099	1111	1071	1091	9.7	5.72	9.21	0.078	1.0	0.031	1.0	5.72	9.23	9.23	0.08	1.0	5.72	1964	11.13
183	1040	1071	1042	1056	9.7	5.72	9.23	0.082	1.0	0.031	1.0	5.72	9.23	9.23	0.08	1.0	5.72	1964	11.13
162	990	1042	992	1002	9.7	5.72	9.21	0.085	1.0	0.031	1.0	5.72	9.23	9.23	0.09	1.0	5.72	1964	11.13
139	861	942	822	852	9.7	5.72	9.23	0.097	1.0	0.032	1.0	5.72	9.23	9.23	0.10	1.0	5.72	1964	11.13
118	576	672	578	663	9.7	5.72	9.23	0.118	1.0	0.033	1.0	5.72	9.23	9.23	0.16	1.0	5.72	1964	11.13
93	244	328	246	387	9.7	5.72	9.23	0.22	1.0	0.039	1.0	5.72	12.9	9.23	0.33	1.0	5.72	1964	11.13
70	93	244	95	170	22.3	5.72	9.23	0.50	1.0	0.05	1.0	5.72	9.23	9.23	0.90	0.999	5.71	1964	11.12
46	61	95	65	79	9.7	5.72	9.23	1.08	0.996	0.213	0.999	5.71	9.23	9.22	1.35	0.96	5.65	1954	11.04
23	36	63	18	50	9.7	5.72	9.13	1.69	0.914	0.51	0.965	5.69	9.1	9.22	2.22	0.942	5.33	1968	10.64
0	10	18	12	23	9.7	5.72	9.23	3.41	0.916	1.64	0.87	4.67	10.2	9.61	6.17	0.950	4.62	2127	9.25

Tabla 0.5.2 Resumen de resultados.

6.5.3 METODO PROBABILISTICO PARA EL GOLFO DE MEXICO POR EL INSTITUTO DE INGENIERIA DE LA UNAM.

El período de retorno considerado fue de 50 años y la probabilidad de ocurrencia $P(Y)$ es de 0.314 ver inciso 4.4.1.

Los resultados obtenidos usando el programa del inciso 5.4.1 valido para predecir el oleaje con el método estadístico para el Golfo de México son:

METODO ESTADISTICO PARA EL GOLFO DE MEXICO METODO DESARROLLADO POR EL INSTITUTO DE INGENIERIA DE LA UNAM.
 LONGITUD DEL FETCH = 154.5 km
 ALTURA DE LA OLA SIGNIFICANTE = 3.58 m
 PERIODO DE LA OLA SIGNIFICANTE = 7.52 seg
 TIEMPO DE DURACION = 10.1 hrs
 NUMERO DE OLAS = 3014
 ALTURA DE LA OLA MAXIMA = 7.17 m
 VELOCIDAD DEL VIENTO MAXIMO = 12.1 m/seg

Resumen de resultados:

Fecha	$P(Y)$.	Longitud del fetch (km).	$H_{1/3}$ (m).	$T_{1/3}$ (seg).	Tiempo de duración (hrs).	Número de olas.	H_{max} (m).	Velocidad del viento (m/seg).
15-sep-88	0.314	154.5	3.58	7.52	10.1	3014	7.17	12.1
16-sep-88	0.453	233.3	5.0	8.87	13.83	4149	10.2	16.89

6.6 Comparación de resultados con los registros obtenidos en campo.

Los valores de las alturas de ola máximas fueron registrados el día 15 de septiembre a las 15 y 18 horas con valores de 6.47 m y 5.63 m respectivamente, los valores de los significantes fueron 5.05 m y 4.34 m. El período significativo máximo se presentó 3 horas después de haberse registrado la altura de ola máxima y en ambos casos fue de 14.8 segundos, siendo el período máximo registrado de 19 y 21.5 segundos respectivamente.

Día 15 de septiembre a las 12:00 hrs el sensor 29398 serie 55 registró 3.67 m como altura de ola significativa y un período significativo de 13.10 seg. tomando como unidad la altura y período de la ola los registrados por los ológrafos se comparan los métodos analíticos con lo registrado y se obtiene la relación entre ambos por ejemplo para el método S-M se determinó la $H_{1/3} = 1.02$ m y se registró una $H_{1/3} = 3.67$ m, la relación de variación en este caso se determina dividiendo 1.02 m entre 3.67 m resultando un valor de 0.277 que nos permite decir que la aproximación que da el método no es buena comparada con la registrada por el ológrafo, siguiendo este procedimiento con el resto de los resultados obtenidos con los métodos analíticos se obtiene la siguiente tabla.

Método	características del oleaje calculadas		relación de variación respecto al oleaje registrado	
	$H_{1/3}$	$T_{1/3}$	Altura	Período
S-M*	1.02	19.25	0.277	1.469
Bruecherster.	1.25	9.15	0.341	0.698
M.H.E.	5.61	9.43	1.529	0.720
Bruecherster.	1.54	8.98	0.419	0.685
M.E.G.M.	3.58	7.52	0.975	0.574

El sensor 28887 serie 44 registra una altura de ola significativa de 3.63 m y un período de ola significativa de 11.3 seg. las relaciones que se obtienen para este ológrafo son las siguientes:

Método	$H_{1/3}$	$T_{1/3}$	relación de variación	
			Altura	Período
S-M*	1.02	19.25	0.285	1.704
Pres. barógraf.	1.25	9.15	0.344	0.809
M.H.E.	5.61	9.43	1.545	0.835
Pres. barógraf.	1.54	8.98	0.424	0.795
M.E.G.M.	3.58	7.52	0.986	0.665

El día 16 de septiembre la altura y período de la ola significativa son 1.48 m y 11.8 seg. respectivamente para el sensor 29398 serie 55

Método	$H_{1/3}$	$T_{1/3}$	relación de variación	
			Altura	Período
S-M*	1.15	16.21	0.777	1.374
Pres. barógraf.	3.20	6.02	2.16	0.510
M.H.E.	4.62	8.61	3.121	0.730
Pres. barógraf.	2.36	12.35	1.595	1.047
M.E.G.M.	5.0	8.87	3.378	0.752

El sensor 28887 serie 44 registró una altura y período de ola significativo de 1.48 m y 11.7 seg. respectivamente y las relaciones entre los valores calculados y los registrados son:

Método	$H_{1/10}$	$T_{1/10}$	relación de variación.	
			Altura	Período
S-M*	1.15	16.21	0.777	1.375
Rosenhauer*	3.20	6.02	2.16	0.515
M.H.E.	4.62	8.61	3.121	0.736
Rosenhauer	2.36	12.35	1.595	1.056
M.E.G.M.	5.0	8.87	3.378	0.758

*Son métodos aplicables a la zona de decaimiento.

M.H.E. ; Es el método del huracán estándar.

M.E.G.M ; Es el método estadístico del Golfo de México.

6.7 Interpretación de resultados.

6.7.1 ZONA DE AGUAS BAJAS.

De los resultados obtenidos en el inciso anterior se puede observar que en la comparación de los métodos analíticos con los datos registrados en campo, los métodos que más se aproximan son el método de Sverdrup-Munk y el Estadístico para el Golfo de México, esto se debe a que el día 15 de septiembre se registraron las mayores alturas de ola provocadas por la mayor intensidad de las vientos factor que es considerado por el método Estadístico. El día 16 de septiembre la intensidad de los vientos disminuyó por lo que el método de Sverdrup-Munk que considera la longitud de fetch y la longitud de la zona de decaimiento es el que más se aproxima a las mediciones registradas considerandose los resultados obtenidos bastante aceptables.

7. CONCLUSIONES.

A lo largo del desarrollo del presente trabajo se pudieron establecer las siguientes conclusiones:

- El oleaje siendo de naturaleza aleatoria y teniendo características irregulares, resulta necesario medirlo en condiciones naturales auxiliándose de equipos o estimaciones visuales para conocer dichas características.
- En los países en vías de desarrollo como el nuestro, en los cuales los recursos económicos son limitados para adquirir y operar equipos de medición de oleaje, resulta de vital importancia estimar las características irregulares del oleaje (dirección, período y altura ola) a partir de la información meteorológica de fenómenos extraordinarios tales como ciclones o huracanes, la cual se plasma en cartas sinópticas del tiempo y trayectorias ciclónicas, información proporcionada por el servicio meteorológico nacional.
- En el mercado mundial existen un gran número de equipos de medición de oleaje, pudiéndose clasificar en autónomos o semiautónomos, sin embargo la decisión de utilizar alguno de estos dos tipos de equipos de medición no se puede establecer como un criterio general, es decir, la decisión de utilizar equipos autónomos o semiautónomos está condicionada a las facilidades de instalaciones adecuadas, técnicos de mantenimiento (electrónicos, buzos, etc.), de puentes de observación oceanografía, embarcaciones para el fondeo y retiro de los equipos en el mar, sin olvidar los recursos económicos necesarios para el mantenimiento y reposición de los equipos en el caso de pérdida.
- Las técnicas de predicción de oleaje ciclónico también se pueden clasificar en métodos que permiten conocer las características del oleaje en la zona de generación (fetch) y métodos que permiten conocer las características del oleaje en la zona de decaimiento (distancia entre la zona de generación y la costa). Ambos grupos de métodos utilizan para su aplicación información meteorológica del ciclón, sin embargo el segundo grupo de ellos se puede substituir por técnicas de retracción de oleaje para conocer la altura, dirección y período de la ola en la costa una vez determinadas dichas características del oleaje en la zona de generación con alguno de los métodos del primer grupo.
- Con la finalidad de hacer expedito el cálculo de las características del oleaje ciclónico, en el presente trabajo se desarrollaron programas de computadora en lenguaje BASIC de los siguientes métodos.
 - 1.- Sverdrup-Munk-Bretschneider "SMB": útil para determinar las características del oleaje en la zona de generación.
 - 2.- Sverdrup-Munk "SM": valido para determinar las características del oleaje en la zona de decaimiento.
 - 3.- Bretschneider; útil para determinar las características del oleaje en la zona de decaimiento.

- 4.- Bretschneider; útil para determinar las características del oleaje en aguas poco profundas ($d/gT^2 < 0.8$).
 - 5.- Método del huracán estándar; empleado para conocer las características del oleaje en la zona de generación con su correspondiente traslado a la zona de decaimiento.
 - 6.- Método estadístico para el Golfo de México (desarrollado por el instituto de ingeniería de la UNAM); desarrollado para conocer las características del oleaje en la zona de decaimiento.
- Al comparar las características del oleaje generado por el huracán Gilberto y el oleaje registradas del día 15 al 16 de septiembre de 1988 por el departamento de oceanografía de la CFE, mediante dos ológrafos-marcografos direccionales marca SEA DATA modelo 635-12 instalados en el frente marino del proyecto Nucleoeléctrico de Cazonas Veracruz a 8 km al norte de la desembocadura del río del mismo nombre, con las características del oleaje generadas por dicho meteoro y estimadas con los métodos de predicción de oleaje discutidos en el presente trabajo, se pudo observar que para el día 15 de septiembre el método de predicción que más se acerca a los datos registrados por los ológrafos instalados corresponde al método estadístico del Golfo de México seguido por los métodos del huracán estándar, de Bretschneider y de Sverdrup-Munk. Por lo que corresponde a los registros de los ológrafos para el día 16 de septiembre, se pudieron observar diferencias respecto a lo establecido para el día 15 de septiembre, dichas diferencias se pudieron haber debido a que el día 15 de septiembre se registraron las máximas condiciones de oleaje para la zona de registro de acuerdo con lo establecido por la CFE pudiéndose establecer en resumen que para la zona de estudio los métodos que más se aproximan con los datos registrados corresponden al método de Sverdrup-Munk y al método estadístico del Golfo de México.
 - Al meditar en las ideas expuestas en el presente trabajo, se destaca la necesidad de que los organismos federales involucrados emprendan, lo antes posible, campañas de mediciones para obtener datos que permitan fundamentar la predicción estadística de huracanes con procedimientos similares a los descritos en el presente trabajo. Mientras estas tareas no sean llevadas a cabo, los diseños que se hagan en las costas del país quedaran limitados por una gran incertidumbre.

BIBLIOGRAFIA.

- 1.- Sánchez, B. J. L., "Manual de hidráulica marítima elemental.", C.F.E., México, D.F. 1987.
- 2.- Horikawa, K., "Coastal engineering.", John Wiley and Sons Inc., Nueva York, 1966.
- 3.- "Estudio del transporte de litoral en el puerto de Altamira, Tamaulipas.", 1990
- 4.- U.S. Army "Shore protection manual vol. I, II, III.", U.S. Co. of engineers, coastal engineering research center CERC, 1977.
- 5.- Springall, R., "Estudio y análisis estadístico del oleaje generado por huracanes en el suroeste del Golfo de México.", Publicación No 361, Instituto de Ingeniería, UNAM, México, 1982
- 6.- Iribarren, R., "Obras marítimas, oleaje y diques.", Editorial Dossat S.A., Madrid, 1964.
- 7.- Silvester, R., "Coastal engineering vol I,II.", Elsevier scientific publishing Co., Nueva York, 1974
- 8.- Benjamín, J. R., "Probabilidad y estadística en ingeniería civil.", Mc Graw Hill. Ed., 1981
- 9.- Comisión federal de electricidad. "Oleaje extraordinario en el Golfo de México producido por el huracán Gilberto.", Unidad de estudios de Ingeniería civil, departamento de oceanografía, 1988.
- 10.- Horikawa, K., "Nearshore dynamics and coastal processes, theory, measurement, and, predictive models.", University of Tokio Press, Ed. 1988.
- 11.- Montoya, R., J., M., "Teoría espectral en el análisis de oleaje."