

el equilibrio de fuerzas resultando en un cierto cambio de dirección también. Sobre extensas zonas de agua, dicho cambio de dirección puede considerarse del orden de 15° de deflexión hacia las bajas presiones. Esto es precisamente lo que produce convergencia de aire a bajos niveles en centros de baja presión (lo que produce convección y tormentas) así como divergencia en centros de alta presión (lo que produce subsidencia y cielos claros). La fig. XII.7bis permite ajustar la magnitud del viento geostrófico calculado a una altura estándar de 10 m sobre el nivel del mar. Como puede observarse la reducción puede ser muy significativa para altas velocidades de viento, afectando al oleaje sólo un 40% de la magnitud geostrófica.

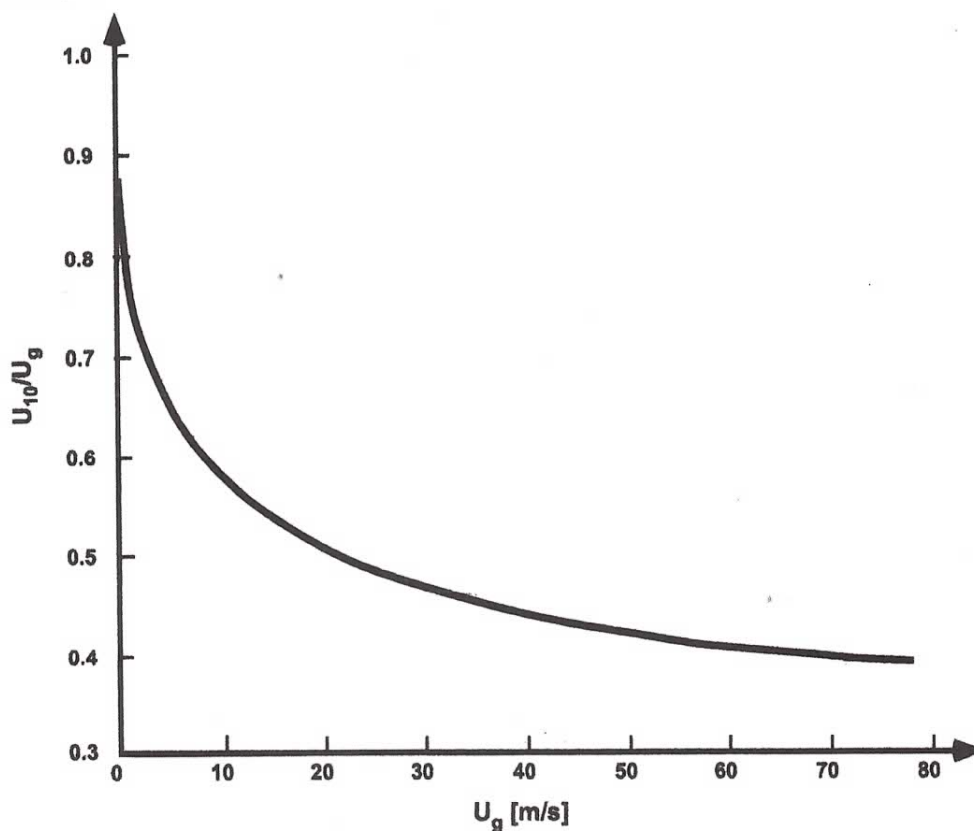


Fig. XII.7bis. Gráfica para obtener la magnitud de la velocidad del viento a 10 m de altura en términos de la magnitud del viento geostrófico (fuente: Shore Protection Manual, 1984).

XII.2.3. El campo de vientos de un ciclón tropical

Se llama un ciclón tropical a la circulación de vientos alrededor de un centro de baja presión con déficit suficiente como para mostrar isobaras completamente cerradas, cuando esta se da en la zona tropical del planeta. Dependiendo de lo bajo de la presión (y consecuentemente lo intenso de los vientos máximos alrededor) los ciclones se clasifican como depresiones tropicales (vientos máximos menores a 60 km/h), tormentas tropicales (vientos máximos entre 60 y 120 km/h) y huracanes (vientos máximos mayores a 120 km/h). En algunos lugares del mundo se utilizan nomenclaturas ligeramente diferentes, notoriamente en oriente se les llama tifones a los huracanes. Los ciclones tropicales presentan un campo de vientos suficientemente regular como para que sea conveniente modelarlos en forma simplificada en términos de su presión central. De esta forma, se pueden calcular los vientos generados por ciclones (actuales o históricos) simplemente conociendo el registro de posiciones e intensidad (o presión central). Aquí presentaremos uno sólo de dichos modelos a manera de ejemplo. Este modelo es el utilizado por Springall (19??) y Sánchez-Sesma (1985).

El viento producido por un equilibrio entre la fuerza de presión y la fuerza centrífuga únicamente se denomina *viento ciclostrofico* y su velocidad está dada por

$$V_c = \left(\frac{p_n - p_o}{\rho} \right) \left(\frac{R}{r} \right) e^{-R/r} \quad (\text{XII-6})$$

donde p_n es la presión normal en la zona (cercana a 1013 mb), p_o es la presión central del ciclón, ρ es la densidad del aire en superficie, R el radio de máximos vientos (o radio del ojo) y r la coordenada radial a partir del centro de giro. La ec. XII-6 es válida afuera del llamado *ojo* del huracán ($r > R$) y la presión debe utilizarse en unidades compatibles (no en milibares).

El viento gradiente se calcula con

$$V_g = -\frac{k r}{2} + \left[\left(\frac{k r}{2} \right)^2 + V_c^2 \right] \quad (\text{XII-7})$$

donde

$$k = 2\omega_T \sin \beta - \frac{V_t}{r} \sin \beta \quad (\text{XII-8})$$

con ω_T la velocidad de giro de la Tierra ($=2\pi/24h$), β el ángulo entre el vector velocidad del viento (tangencial) y la dirección de desplazamiento del ciclón completo (convención geográfica, no matemática) y V_t la velocidad de translación del ciclón. Esta velocidad de translación puede alcanzar hasta unos 40 km/h y de hecho hace que el campo de viento gradiente ya no sea simétrico con respecto al campo de giro. En el hemisferio norte, viajando en dirección de ciclón, los vientos son más intensos del lado derecho de la trayectoria y menos intensos del lado izquierdo, con mayor asimetría a mayor velocidad de desplazamiento del sistema.

A partir del viento gradiente, el viento en superficie, V_s a 10m de altura se calcula con

$$\frac{V_s}{V_g} = 0.64 + \exp\left\{ -\frac{r}{R} - 0.56 \frac{R}{r} \right\} \quad \text{para } r/R > 1 \quad (\text{XII-9})$$

que tiene una dirección de 15° hacia el centro de baja presión a partir de la dirección tangencial. La fig.XII.8 muestra un ejemplo del perfil y campo de vientos (vectores e isótacas) calculado a partir de este modelo. El viento dentro del ojo ($r < R$) disminuye rápidamente hasta un mínimo al centro ($r=0$) pero por simplicidad pueden considerarse como la velocidad de translación del sistema.

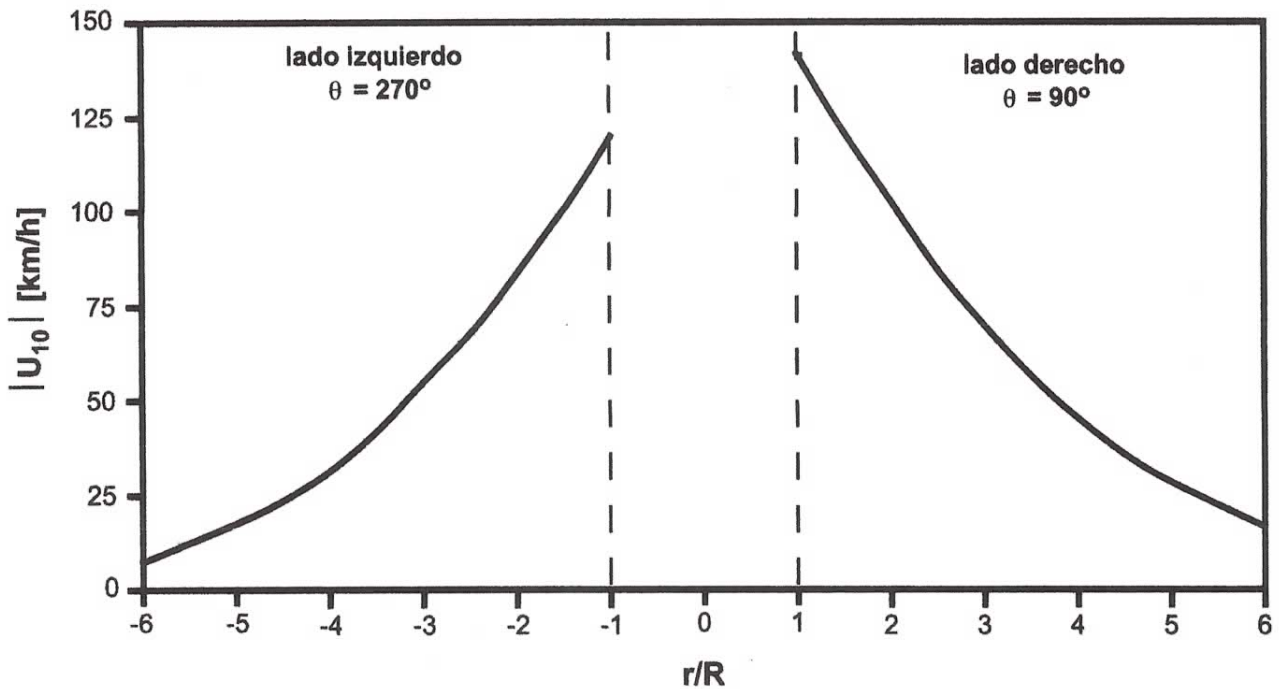


Fig. XII.8(a). Perfil radial de vientos en superficie de un ciclón tropical con $p_o=950\text{mb}$, $\phi=20^\circ\text{N}$ y $V_t=25\text{ km/h}$ (o el perfil diametral por el centro en un corte transversal a la dirección de la translación).

Tipicamente el radio del ojo no tiene una correlación muy precisa con la intensidad del ciclón, aunque ciclones más intensos tienden a tener ojos más pequeños. Cuando no se cuenta con dicho dato se puede obtener de una relación empírica obtenida por Sánchez-Sesma (1985)

$$R = 15 + 4 \left(\frac{p_o}{33.9} - 25 \right)^{1.8} + k_1 \left(\frac{\phi - 35}{k_2} \right)^{k_3} \quad (\text{XII-10})$$

donde ϕ es la latitud del centro del ciclón (en grados), R en km y p_o en mb. Las constantes k_1 , k_2 y k_3 dependen de la latitud. Para $\phi < 35^\circ$, $k_1 = -5.4$, $k_2 = -12$ y $k_3 = 1.3$, mientras para $\phi > 35^\circ$, $k_1 = 27$, $k_2 = 8$ y $k_3 = 2$.

Un programa de simulación del campo de vientos de ciclones tropicales que utiliza este modelo se encuentra documentado en Rosengaus y colaboradores (1993).

XII.2.4. La definición de la zona de generación (fetch)

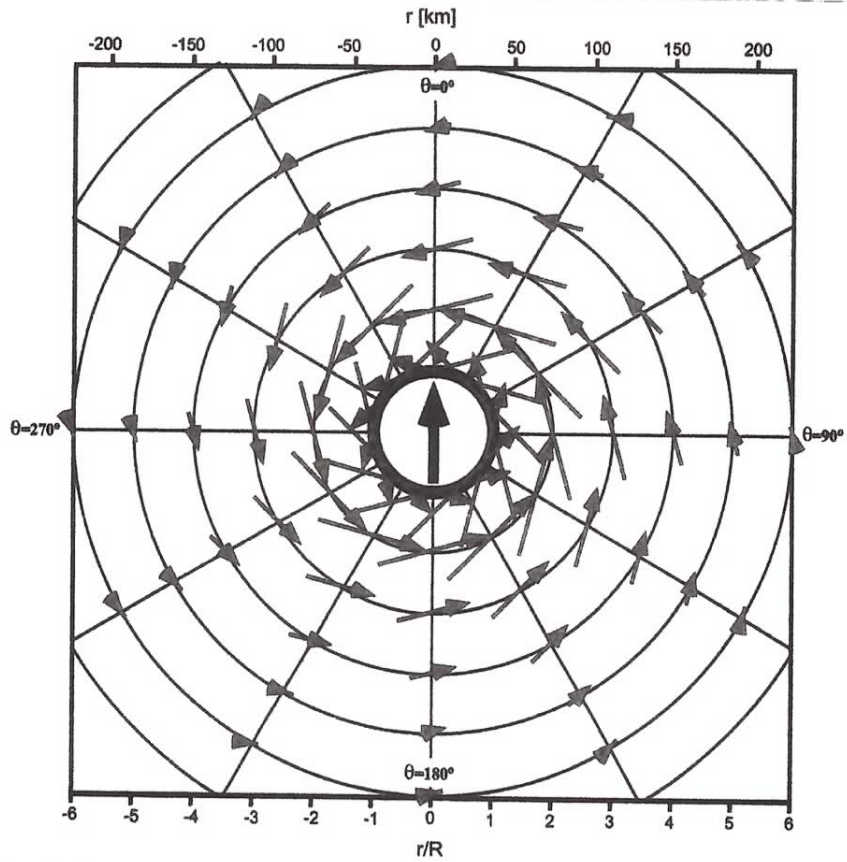


Fig. XII.8(b). Campo de vientos de un ciclón tropical con $p_0 = 950$ mb, $\phi = 20^\circ\text{N}$ y $V_t = 25$ km/h en planta visualizado a través de vectores (observe que la asimetría no es muy evidente en esta forma de visualizar).

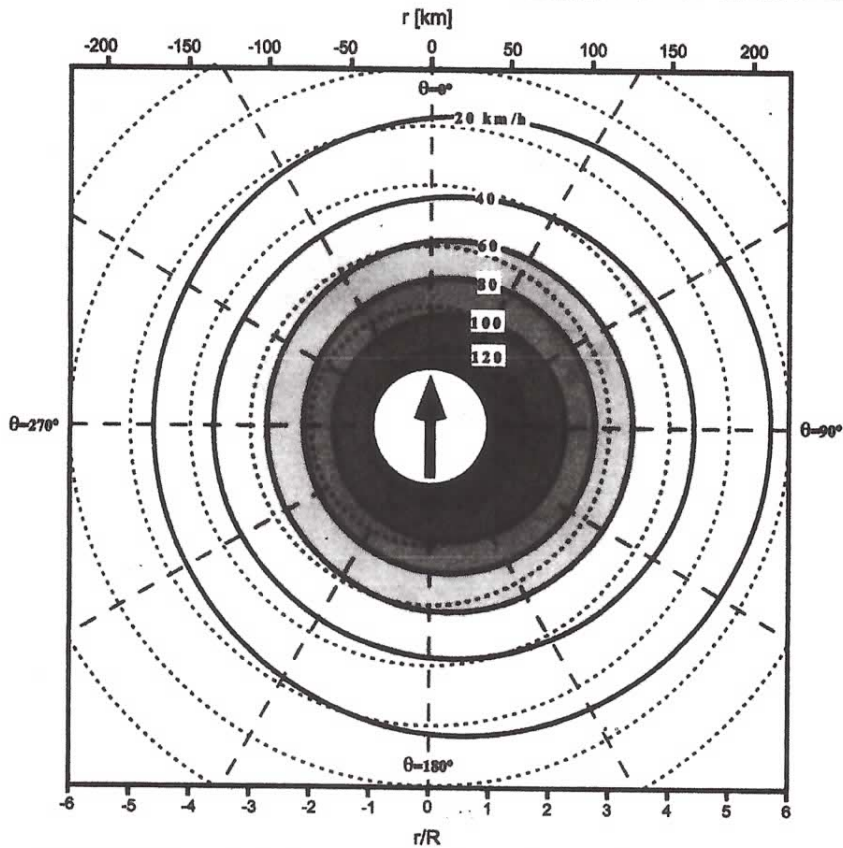


Fig. XII.8(c). Campo de vientos en superficie de un ciclón tropical con $p_0 = 950$ mb, $\phi = 20^\circ\text{N}$ y $V_t = 25$ km/h en planta, visualizado con isotacas (líneas de igual celeridad de viento).

El llamo *fetch*⁴ en inglés, y para el cual no existe una traducción satisfactoria en español, es una zona de generación de oleaje por viento en la cual tanto la dirección como la magnitud de la velocidad del viento se mantienen relativamente constantes. Frecuentemente se utiliza la palabra *fetch* para indicar directamente la longitud de dicha zona de generación en dirección del viento. Aunque pocas son las condiciones en las que estrictamente la magnitud y dirección del viento se mantienen constantes, este concepto simplificador es de gran utilidad para el cálculo del oleaje generado por viento. Normalmente un cambio de dirección de hasta 15° es aceptable manteniendo la hipótesis de dirección constante, pero definitivamente mas de 45° es completamente inaceptable. En cuanto a la magnitud de la velocidad del viento, inclusive pequeñas variaciones afectan significativamente al oleaje generado. Quizá más por la resolución con la que normalmente se mide el viento que por otra cosa, se considera a un viento constante como aquél con variaciones menores a 5 nudos (2.5 m/s). Otro concepto importante en el cálculo de oleaje generado por viento es el de la duración de dicho viento (casi) constante sobre la zona de generación considerada.

El primer paso para definir el *fetch* es el de definir el punto de interés. Una vez definido, ya sea con base en mediciones o con base en cartas meteorológicas, se deben explorar diversas direcciones radiales alrededor de dicho punto para establecer cuál de ellas tiene velocidades de viento suficientemente constantes (en magnitud y dirección) como para poder estar generando oleaje de interés en la dirección de la radial hacia el punto de interés. En la fig. XII.9 se ilustra este concepto. Es importante establecer que algún *fetch* de interés podría no necesariamente tener su punto final en el punto de interés en sí, ya que el oleaje, al salir de la zona de generación, puede avanzar grandes distancia con relativamente bajas pérdidas de energía (en agua profundas) hacia el punto de interés y así afectarlo. En este caso, su transformación más importante sería la de la

⁴ Su significado literal es traer o ir por algo. La utilización del término en este contexto probablemente proviene de hacer referencia al viento y zona que "trae" al oleaje al punto de interés.

dispersión de las diferentes componentes frecuenciales del espectro debido a su distinta velocidad de avance. El punto inicial del fetch sobre la radial podría definirse ya sea por la presencia de una costa, por la presencia de una discontinuidad atmosférica (un frente) que implica un cambio de dirección del viento abrupto o simplemente por la violación de la constancia de magnitud o dirección del viento que se esté utilizando, indicada por la curvatura de las líneas de flujo o por su espaciamiento (que implica disminución de la magnitud de la velocidad).

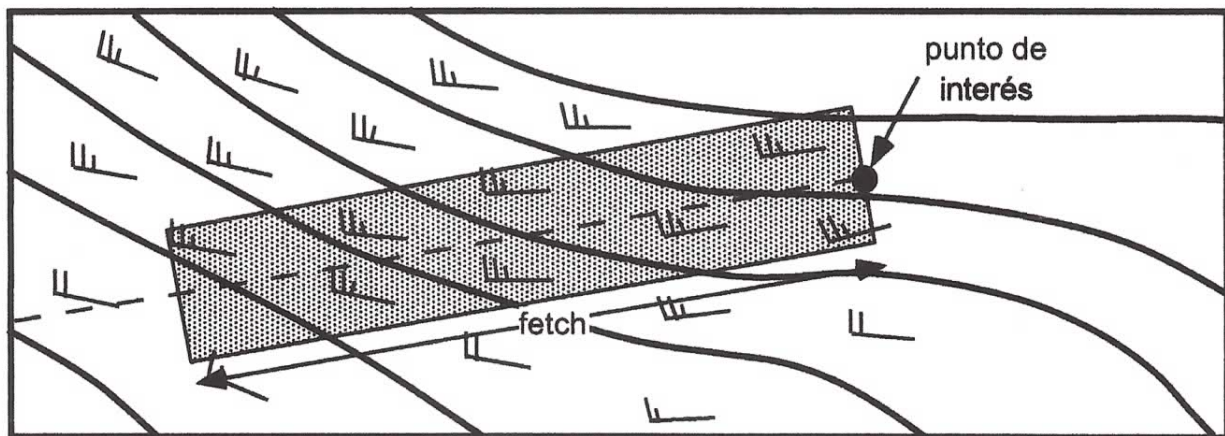


Fig. XII.9. Ejemplo de definición del *fetch* (en este caso delimitado tanto por cambio de magnitud como de dirección en superficie).

Aunque en condiciones naturales los flujos atmosféricos son tales que las zonas de generación tienen anchos similares a sus longitudes, bajo condiciones especiales (estuarios, bahías, vasos de presas, etc.) se puede presentar una zona de generación mucho más angosta que su longitud. El proceso de generación del oleaje es tal que la energía no se transporta únicamente en la dirección del viento sino en un cierto *abanico* alrededor de ella, por lo que un cierto ancho mínimo es necesario para poder generar el oleaje que las herramientas descritas en las próximas secciones producirán.

Cuando no se está interesado en un punto específico, sino más bien en el cálculo del campo de oleaje en una amplia zona, el dominio del problema debe seccionarse en zonas de generación que cumplan

aproximadamente con la constancia de magnitud y dirección del viento ya establecida. En este caso, los puntos iniciales y finales de cada *fetch* pueden estar definidos por cualquiera de las condiciones establecidas para el punto inicial anteriormente, es decir, la presencia de una costa o el cambio de dirección o magnitud por cualquier razón pueden definir también el punto final de una cierta sección.

XII.3. GENERACIÓN DE OLAJE POR VIENTO

Es necesario, antes de iniciar con la substancia en esta sección, hacer una aclaración sobre nomenclatura. Cuando se habla del cálculo de oleaje generado por un campo de vientos se tienen dos posibilidades. El pronóstico verdadero de oleaje implica el cálculo de condiciones futuras, incluyendo al campo de viento en sí. Esto es lo que en la literatura de habla inglesa (muy común en este campo) se denomina *forecasting*. En contraste, cuando por alguna razón ya se conoce el campo de vientos generador del oleaje, ya sea porque fué medido, estimado de cartas meteorológicas históricas, o por cualquier otra razón, se utiliza en habla inglesa un término diferente: *hindcasting*, que aquí traduciremos como estimación. Desde el punto de vista del cálculo del oleaje generado por dicho campo de viento, no hace la mínima diferencia el hecho de ser pronóstico o estimación, siendo sólo importante diferenciar si se trata de estimación del oleaje generado por condiciones de viento conocidas o si se trata efectivamente de pronóstico de condiciones futuras.

XII.3.1. Conceptos generales sobre generación de oleaje

Si observamos con cuidado una alberca o piscina de agua (o en su defecto un lago o laguna) que estando en relativa calma es afectada abruptamente por un cierto viento, tendremos un excelente laboratorio

donde comprobar lo que en esta sección se trata. El caso de la alberca es especialmente adecuado pues tiene una geometría simple, una extensión limitada tal que puede considerarse como afectada por un viento constante y suficiente profundidad como para poder asumir condiciones de aguas profundas en toda su extensión. Simplemente es necesario recordar que las pequeñas olas generadas en la alberca seguramente se encontrarán en el rango de olas capilares, no puramente gravitacionales (ver capítulo I). Al iniciarse el efecto del viento sobre su superficie inicialmente tranquila observaremos que el grado de agitación aumenta con el tiempo pero que en el extremo *viento arriba* (de donde viene el viento o *barlovento*) la tranquilidad inicial se mantiene, mientras en el extremo *viento abajo* (hacia donde vá el viento o *sotavento*) presenta las olas más grandes. Esto es más claro si el borde de la alberca es tal que permite pasar a las crestas de

las olas hacia un canal de recirculación, en cuyo caso la reflexión es muy pequeña. Después de un breve lapso de tener viento constante, el crecimiento de las olas a lo largo de toda la piscina alcanza un estado final que depende, en cuanto a la amplitud y periodo de las olas, de la velocidad del viento en sí. Entre más alta sea esta velocidad mayores serán las amplitudes y periodos y más rápido se alcanzará el estado final. Es importante que el estado final se refiere a invariancia en el tiempo, no en el espacio; la amplitud y periodo de las olas tiene una cierta variación suave a lo largo de la alberca (o *fetch*) aún en el estado final. En éste caso, la zona de generación con viento constante o *fetch* se encuentra limitada artificialmente por los bordes de la piscina. Se observa claramente que la generación del oleaje al final del *fetch* depende, además de la velocidad del viento, tanto de la distancia sobre la que actúa el viento como del tiempo que lleva actuando. Una alberca más larga (en dirección del viento), pasado suficiente tiempo, presentará condiciones de oleaje mayores al final, para una velocidad de viento dada. Estos conceptos se ilustran en la fig. XII.10.

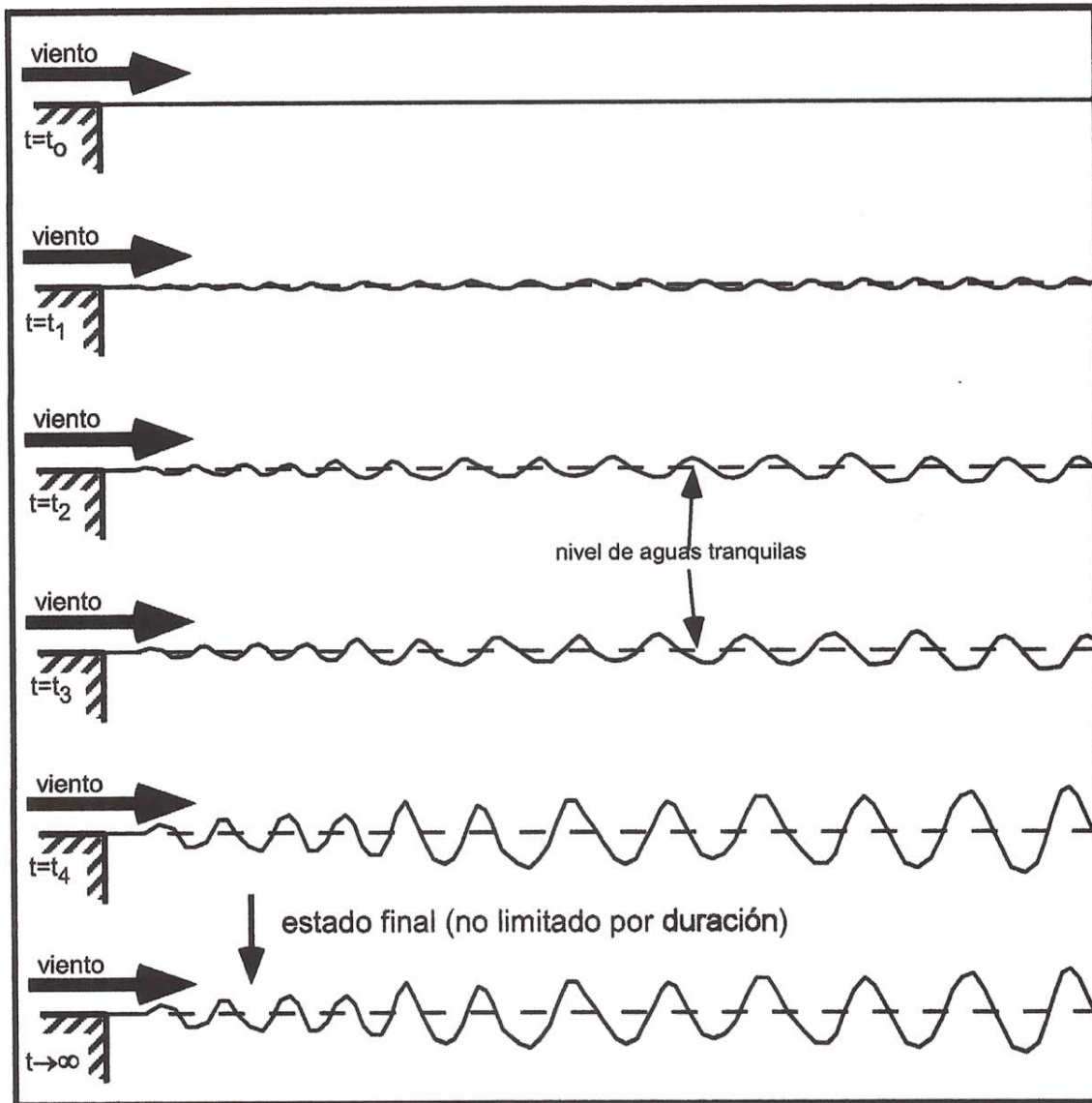


Fig. XII.10. Evolución del oleaje generado por viento en un *fetch* limitado desde el estado inicial totalmente tranquilo hasta el estado final en el que una mayor duración ya no modifica el perfil a lo largo de la dirección en la que sopla el viento (fuente: Rosengaus, 1998).

Inicialmente, bajo condiciones de aguas tranquilas, el único mecanismo de transferencia de energía del viento al agua sería el de fuerza cortante en su interfase, lo que podría generar una corriente o una desviación de la horizontalidad del nivel del agua, pero no oleaje en sí. Para esto fuera posible sería necesario que la superficie del mar ya presentara alguna ondulación, misma que se produce por el efecto de zonas de alta (o baja) presión en la atmósfera que se mueven sobre la superficie, produciendo pequeñas depresiones (o elevaciones) en

movimiento. Ya presentes, el viento es ya capaz de transferir energía a través de fuerzas de arrastre, cuando las ondulaciones se mueven a menor velocidad que el viento. De todas formas, debemos aceptar que, sea cual sea la razón, la superficie del mar siempre presenta pequeñas ondulaciones al iniciarse un evento de viento sobre él. Inicialmente el viento hace crecer rápidamente a las olas de mayor frecuencia (menor longitud de onda), pero conforme pasa el tiempo se evoluciona hacia tener las olas más grandes para menores frecuencias (periodos y longitudes de onda más largos). Conforme esto ocurre, las ondas superficiales avanzan más rápido hasta alcanzar una celeridad igual a la de la velocidad del viento generador. Cuando esto ocurre, el viento ya no puede transferir más energía a dichas olas (puesto que no existe ya una velocidad relativa entre ellos) y el proceso se estabiliza. Al estado final existente para una cierta velocidad de viento (dados suficiente *fetch* y duración) se le denomina el *oleaje completamente desarrollado*. Recuerde que se puede presentar un estado ya invariante en el tiempo que sí presenta una variación a lo largo del *fetch*, desde amplitud cero al principio de éste hasta las amplitudes más grandes al final del mismo. Sólo cuando el *fetch* es suficientemente largo para permitir la generación del oleaje máximo (para la velocidad de viento dada) antes del final del mismo, se presenta una zona con un estado de oleaje uniforme (completamente desarrollado) en su sección final, tal como se muestra esquemáticamente en la fig. XII.11.

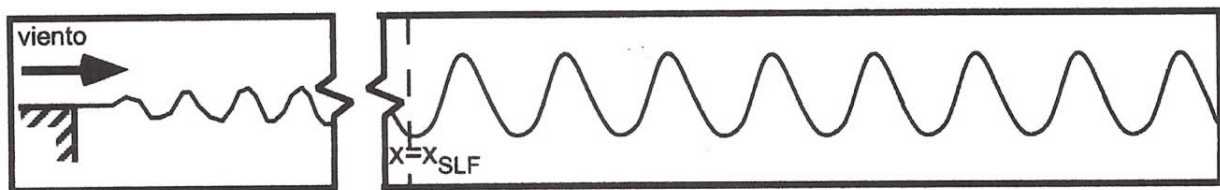


Fig. XII.11. Diagrama del estado de oleaje para una zona de **generación** suficientemente larga, donde **más allá** de x_{SLF} (*sin límite de fetch*) el oleaje ya es uniforme. Observe que si, **además**, la **duración** en la que ha actuado el viento constante es suficientemente grande como para ya no haber **limitación por duración**, entonces el oleaje del lado derecho es el llamado *completamente desarrollado* (fuente: Rosengaus, 1998).

Es claro para cualquier observador que el estado de la superficie del mar, especialmente bajo condiciones de viento soplando sobre él, no es monocromático en lo absoluto; una gran cantidad de componentes frecuenciales distintas se encuentran presentes en él. Así pues, la explicación del párrafo anterior debe ser interpretada, no en términos de oleaje monocromático, sino en términos de un espectro de oleaje, que al pasar el tiempo y la distancia desde el principio del evento de viento y del fetch va aumentando su contenido energético al mismo tiempo que su frecuencia pico se va desplazando hacia frecuencias más bajas, mostrado esquemáticamente en la fig. XII.12. Pero, si el viento transfiere energía más eficientemente a las olas cortas de alta frecuencia, ¿cómo es que esto ocurre? Bueno, para cualquier observador es también claro que el estado del mar bajo condiciones de viento soplando sobre él presenta múltiples componentes que individualmente rebasan por mucho la relación H/L que permite la suposición de oleaje lineal. Es más, es común observar rompientes (de aguas profundas) bajo estas condiciones, lo que implica que alcanzan inclusive pendientes máximas. Así pues, la suposición de sistemas lineales sobre la no transferencia de energía entre las diversas componentes no se aplica en este caso; la generación de oleaje por viento es un proceso altamente no lineal. De esta forma, la energía presente en altas frecuencias, es transferida hacia componentes de frecuencia más baja produciéndose el *corrimiento* de la frecuencia pico hacia menores valores. Así la frecuencia pico, para el estado completamente desarrollado, corresponde a olas que avanzan a la misma velocidad que el viento. De hecho existe una cierta energía en frecuencias aún mas bajas a las del pico, cuya única posibilidad de existir se encuentra en éste proceso de transferencia de energía de altas a bajas frecuencias.

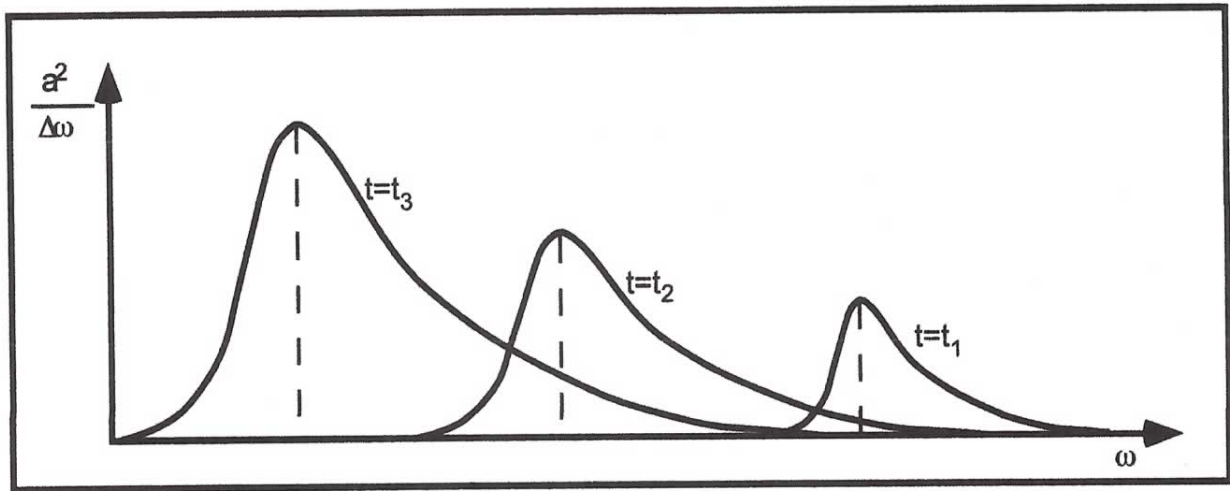


Fig. XII.12. Esquema de evolución del espectro de oleaje generado por viento. Al transcurrir el tiempo, no solo aumenta el contenido total de energía, sino que dicha energía se manifiesta en frecuencias cada vez más bajas. Algo similar ocurre al espectro a lo largo de la zona de generación, al aumentar la distancia que ha viajado el oleaje bajo el efecto de dicho viento.

La transferencia de energía no ocurre exclusivamente en la dirección exacta del viento, sino en un rango alrededor de la misma, que puede considerarse no mayor a 45° a cada lado. Así pues, una zona de generación que por alguna razón sea muy estrecha (perpendicularmente a la dirección del viento) no permitirá el desarrollo de oleaje completamente desarrollado. En términos generales, los flujos atmosféricos son tales que en la mayor parte de los casos un ancho suficiente está garantizado. El inicial del mar comúnmente se encuentra muy lejos de la calma total, pudiendo estar presentes ondulaciones de muy diferentes frecuencias y viajando en diversas direcciones, lo que ciertamente modifica el proceso de llegada a un estado de oleaje completamente desarrollado. Si el viento es suficientemente intenso y actúa por suficiente tiempo, el estado del mar local tenderá rápidamente a lo que sería si hubiese evolucionado desde tranquilidad total y en términos generales, el estado completamente desarrollado es independiente del estado inicial. El proceso depende además de la estructura de la capa límite de la atmósfera sobre el mar, misma que se ve afectada por la diferencia de temperaturas entre aire y agua y ciertamente por el estado del mar en sí. Si a esto adicionamos el hecho de que los vientos son raramente constantes, entenderemos porqué las herramientas de cálculo actuales son necesariamente modelos numéricos operados en computadoras de cierto calibre.

XII.3.2. Estimación y pronóstico de oleaje con base en modelos empíricos

Las maniobras de desembarco al final de la Segunda Guerra Mundial trajeron importantes avances en el estudio de la generación de oleaje por viento desde el punto de vista de aplicaciones prácticas, es decir, en la definición de relaciones de la altura y periodo de ola significativa, H_s y T_s , con la velocidad del viento, U_{10} , la longitud de la zona de generación o fetch, F , y la duración del viento generador, t . Estos estudios produjeron basicamente relaciones empíricas entre parámetros adimensionales que incluyen estas variables, con base en el análisis simultáneo de condiciones meteorológicas y mediciones de viento y oleaje.

El primer paso en su obtención es la definición de las variables de importancia en el fenómeno, que además de las ya descritas incluyen a la aceleración de la gravedad, g , dada su importancia en el oleaje a superficie libre⁵. Así pues, se puede plantear como hipótesis de partida que lo que se busca son relaciones del tipo

$$H_s = f_1(U_{10}, F, t, g) \quad (\text{XII-11})$$

$$T_s = f_2(U_{10}, F, t, g) \quad (\text{XII-12})$$

En principio se requerirían experimentos (o mediciones de campo) donde se variaran los valores de las cuatro variables independientes dentro de los paréntesis. Sin embargo, la técnica de *análisis dimensional* nos permite establecer que las relaciones buscadas se presentan como combinaciones de solo tres parámetros adimensionales, o sea

$$\frac{g H_s}{U_{10}^2} = f_1\left(\frac{g F}{U_{10}^2}, \frac{g t}{U_{10}}\right) \quad (\text{XII-13})$$

⁵ El lector con dudas puede imaginar que el oleaje generado por iguales condiciones de viento, fetch y duración, serían diferentes en la Tierra que en algún otro planeta con gravedad distinta.