

XII. GENERACION DE OLAJE POR VIENTO

XII.1. INTRODUCCIÓN

En los capítulos previos se ha supuesto que el oleaje se encuentra ya presente como una perturbación en la superficie del mar, al presentar teorías que permiten describir su comportamiento de una forma adecuada o conceptos que permiten diseñar obras realizadas por el hombre resistentes a él. Sin embargo no se han considerado de ninguna manera los mecanismos a través de los cuales el oleaje se forma. Bajo el enfoque, ya declarado, del presente texto sobre las llamadas ondas gravitacionales, en este capítulo consideraremos la generación de oleaje por viento.

El haber seguido este orden, aparentemente invertido, se debe simplemente al hecho de que la complejidad y el grado de entendimiento que el hombre tiene del proceso de generación de oleaje por viento, no permiten tratar el tema en un texto fundamental como el presente, al menos sin entender previamente otros conceptos básicos. Aún así, el estudio emprendido dejaría insatisfecho a cualquier lector de no tratarse, aunque sólo superficialmente, el tema de de la generación de oleaje por viento. . Debe estarse, sin embargo, conciente de que el tema del presente capítulo podría cubrir fácilmente volúmenes completos independientes, como lo atestigua el texto por Kinsman (1965).

La utilidad principal del presente capítulo es la de poder pronosticar (o estimar) el oleaje que se presentará en una cierta zona e intervalo de interés. Sin embargo es necesario recalcar que en la actualidad dicho pronóstico (o estimación) se realiza a través de herramientas computacionales que implementan modelos numéricos sobre la transferencia de energía del viento al oleaje, transferencia entre diversas frecuencias del oleaje en sí y transferencia (o pérdida) de energía por fricción interna o con el fondo. Estos modelos numéricos no serán tratados en un texto de fundamentos como el presente. No

obstante, los conceptos a tratar son de gran utilidad para la aplicación y/o interpretación de los resultados de las herramientas computacionales mencionadas.

Dada la alta incidencia que las tormentas denominadas genericamente ciclones tropicales, y cuyos exponentes de mayor intensidad son los huracanes, tienen en México y en otras muchas naciones de habla hispana, se presentará una adecuación de los conceptos fundamentales presentados a dichas condiciones especiales, cuando el caso lo amerite. Es importante recordar que, en las zonas tropicales del mundo, dicho tipo de tormentas con frecuencia establecen las condiciones extremas de agitación de la superficie del mar.

Así pues, adentrémonos en este tema, tan apasionante en la comprensión física de fenómenos marítimos (oceanografía física) como en el diseño de obras por el hombre (ingeniería marítima y/o costera).

XII.2. ESTIMACIÓN DEL CAMPO DE VIENTOS

Es obvio que para poder obtener buenas estimaciones o pronósticos de las características del oleaje generado por viento, es necesario el poder definir con cierta precisión el campo de vientos generador, tanto en cuanto a magnitud como dirección del vector de su velocidad. Practicamente toda herramienta en el campo de generación de oleaje por viento se encuentra estandarizada a las velocidades de viento presentes a 10 metros sobre el nivel de la superficie del agua. Como cualquier otro fluido moviéndose sobre una superficie, en la capa de aire sobre el mar se genera una capa límite, en la que se reduce la velocidad libre del fluido hasta igualar a la velocidad de la superficie sobre la que se transporta, directamente sobre ella. El fuerte cortante en dicha capa límite produce además una gran cantidad de turbulencia, no presente en la parte *libre* del flujo.

El campo de viento puede obtenerse a través de mediciones, de su deducción a partir de cartas meteorológicas o a través de modelos

específicos para ciertas condiciones (como la de un ciclón tropical). En las siguientes secciones se tratan los tres casos así como ajustes necesarios para obtener el viento a la altura estándar de 10 m.

XII.2.1. Medición de vientos

La mejor opción para obtener los vientos generadores de oleaje es por medición directa de los mismos sobre la zona misma de generación. Los medidores de velocidad del viento son llamados anemómetros y las dos variedades más comunes hoy en día son una combinación separada de anemómetro de copas (para la magnitud de la velocidad del viento) y una veleta (para la dirección) o alternativamente un anemómetro de hélice montado sobre una veleta en sí. Es común hoy en día tener los instrumentos conectados a registradores de datos digitales que almacenan los valores de las mediciones a intervalos regulares. Estos registros son en algunos casos transmitidos (vía teléfono, radio o satélite) y se encuentran disponibles casi en tiempo real, mientras que en otros son solo útiles para ser analizados *fuera de línea*. Los anemómetros pueden estar montados sobre boyas, sobre embarcaciones o sobre tierra en zonas cercanas a las de generación. Normalmente estas mediciones requieren de algunos ajustes antes de ser utilizadas con propósitos de estimación de oleaje generado por viento.

La corrección más común es por diferencia entre la altura del anemómetro y la altura estándar de 10 m. Para alturas del anemómetro menores a 20 m sobre el nivel del agua, el Shore Protection Manual (1984) recomienda usar un ajuste para la celeridad del viento

$$U_{10} \equiv U_v(10) = U_v(z_a) \left(\frac{10}{z_a} \right)^{\frac{1}{7}} \quad (\text{XII-1})$$

sin cambio en la dirección. En la ec. XII-1, U_v representa la velocidad del viento y z_a la altura del anemómetro. En la fig. XII.1 se muestra la variación descrita por la ec. XII-1.

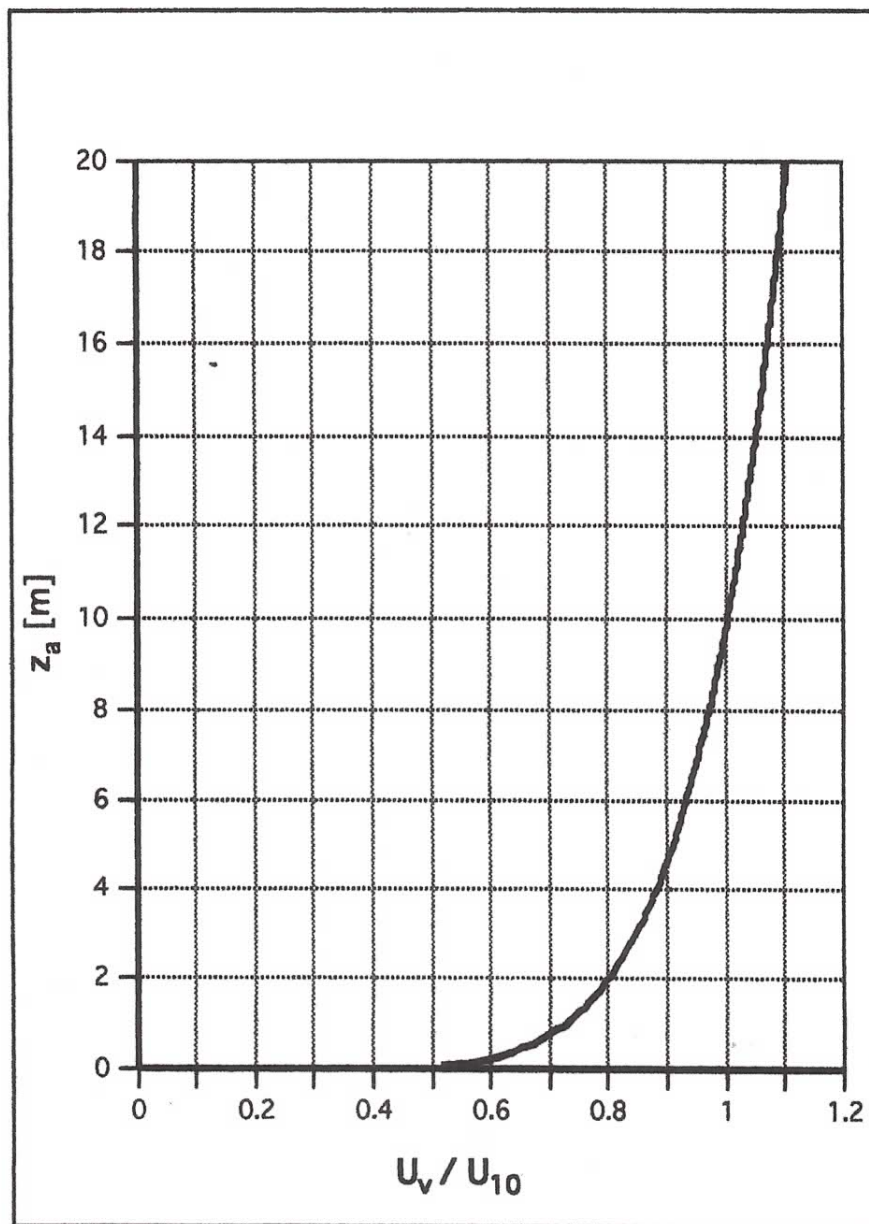


Fig. XII.1. Distribución vertical de la velocidad horizontal del viento de acuerdo a la ec. XII-1.

En la capa de aire inmediatamente sobre el agua (o el terreno) la turbulencia generada hace que los registros de viento tengan características de gran variabilidad, con fuertes oscilaciones en solo unos cuantos segundos. Esto hace que la velocidad detectada por el sensor en forma (casi) instantánea no sea representativa de la

velocidad del viento que actúa en promedio en un lapso de tiempo razonable para generar oleaje, puede ser mucho mayor o mucho menor dependiendo del instante en sí. Por ejemplo, para vientos intensos durante huracanes la variación de las velocidades (casi) instantánea alrededor de una media de varios minutos puede ser de $\pm 30\%$. Diferentes instrumentos (o instituciones que los controlan) reportan los vientos promedio en un cierto lapso (2 min, 15 min, 60 min, la *milla más rápida*¹) y el conocimiento de este dato preciso es determinante para poder generar valores representativos en el proceso de generación de oleaje y para homogeneizar las mediciones de distintos instrumentos. En la fig. XII.2 se muestra la recomendación del Shore Protection Manual (1984) para ajustar la magnitud de la velocidad promedio de cualquier duración a aquella correspondiente a 1 hora. La aplicación dos veces consecutiva de dicho nomograma permite pasar de cualquier duración a cualquier otra duración. Por ejemplo para una velocidad de 40 m/s representativa de 1 minuto (60 s), entrando por el eje de las abscisas con un valor de 60, la velocidad representativa de 1 hora (3600 s) es $40/1.248 = 32.1$ m/s. Si estamos interesados en la velocidad representativa de 25 min (1500 s), entramos nuevamente por el eje de las abscisas con 1500 y concluimos que $U_{v1500}/32.1 = 1.015$ por lo que $U_{v1500} = 32.6$ m/s. Observe que los mayores cambios entre diversas duraciones ocurren para los lapsos más cortos de tiempo. El factor de diferencia entre 60 s y 3600 s es de 1.248 mientras entre 1500 s y 3600 s es de tan solo 1.015.

¹El viento correspondiente a "la milla más rápida" es la velocidad promedio en un lapso de tiempo tal que permite a una milla de masa de aire pasar a través del anemómetro. Usualmente, para vientos intensos, es de tan solo unos cuantos minutos. Por ejemplo para un viento de 40 m/s, el intervalo de promediación equivalente es de $1609 \text{ m} / 40 \text{ m/s} = 40.2 \text{ s}$.

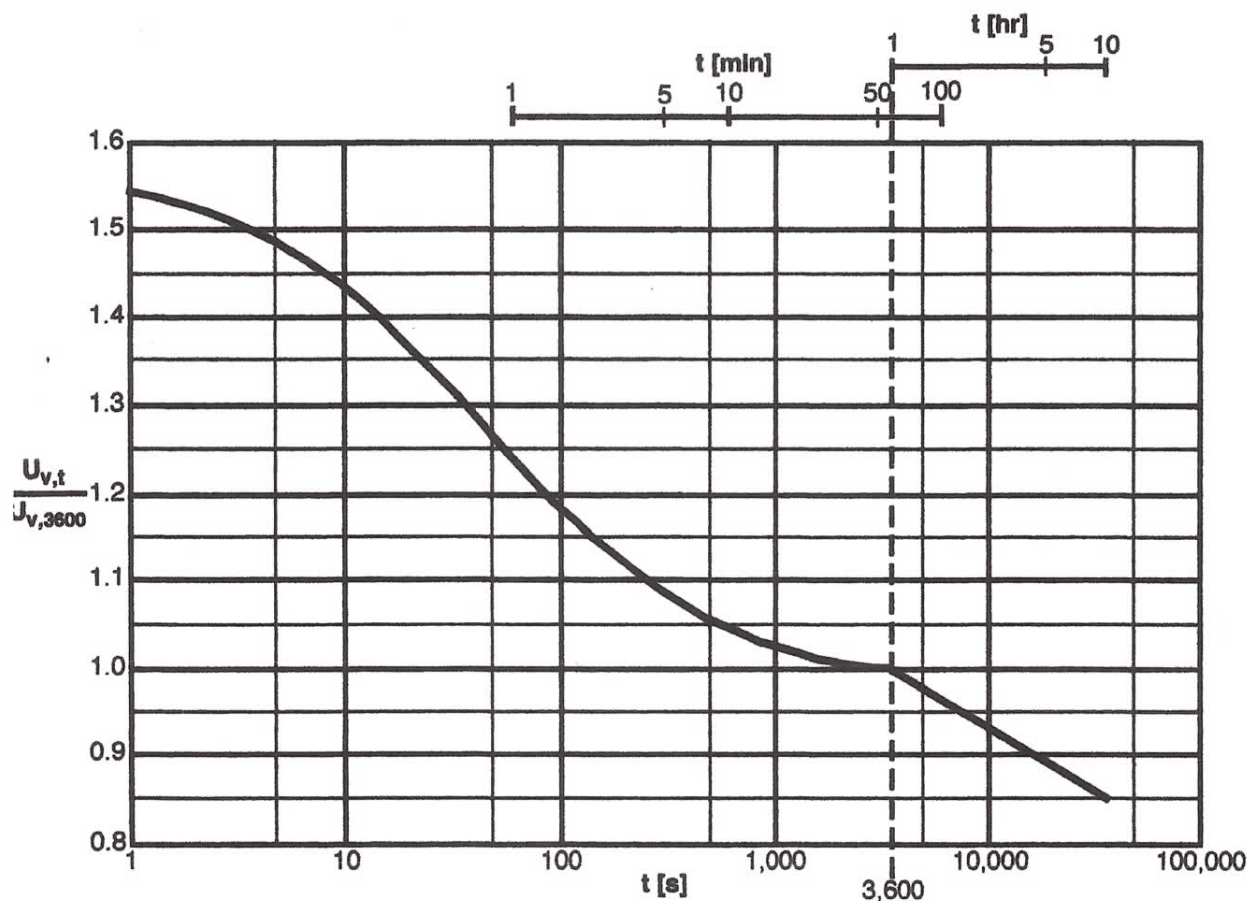


Fig. XII.2. Gráfica para conversión de velocidad de vientos promedio entre diversos intervalos de promediación. Observe que el eje de las ordenadas usa como *pivote* la velocidad promedio en una hora. Observe también que la escala del eje de las abscisas es logarítmico. Fuente: Shore Protection Manual (1984).

Si la temperaturas del agua y del aire en la zona de la interfase entre ellos es igual, la capa de aire inmediatamente por arriba del agua será estable (no tendrá ninguna tendencia a subir o bajar). Por el contrario, si la temperatura del agua es mayor a la del aire, la capa inmediatamente por arriba del agua será inestable (con flotación) produciendo una mayor mezcla entre capas y un perfil de vientos con valores mayores a 10 m de altura que para el caso estable, lo que se indica en la fig. XII.1. Por el contrario, si la temperatura del agua es menor a la del aire, existirá una tendencia de la capa de aire inmediatamente arriba del agua a bajar, produciendo menos mezclado entre capas y un perfil de velocidades con valores menores a una altura de 10 m que la que indica la ec. XII-1 (ver fig. XII.1). Este efecto puede considerarse a través de un factor de reducción o

amplificación $R_{\Delta T}$ aplicado a la velocidad $U_v(10)$ calculada con la ec. XII-1 (ya ajustada por duración). $R_{\Delta T}$ es función de la diferencia de temperaturas $\Delta T = T_{\text{aire}} - T_{\text{agua}}$ como se muestra en la fig. XII.3 siguiendo la recomendación del Shore Protection Manual (1984). Como puede observarse, este ajuste puede ser de importancia afectando la velocidad con la que se calcula el oleaje en hasta un 20% en ambas direcciones. La mencionada referencia recomienda utilizar $R_{\Delta T} = 1.1$ cuando no exista información alguna sobre temperaturas del agua y aire. Al respecto es importante recordar que las boyas instrumentadas con anemómetro frecuentemente también lo están con medidores de temperatura del aire y del agua.

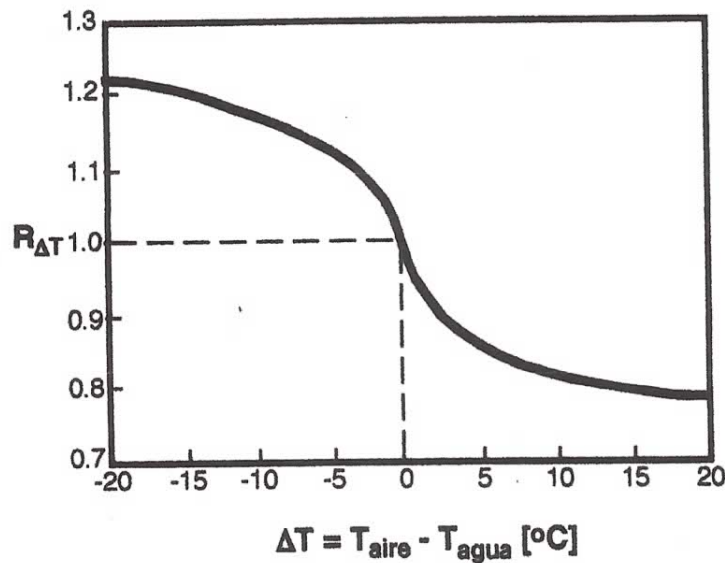


Fig. XII.3. Factor de corrección al viento debido al exceso o deficit de mezclado en la capa límite. Fuente: Shore Protection Manual (1984).

Las estaciones meteorológicas en tierra pueden ser utilizadas en cálculos del viento generador si se encuentran suficientemente cerca de la zona de generación para poder suponer que se encuentran sujetas al mismo campo de vientos. Sin embargo, dado que la capa límite sobre tierra firme se desarrolla de manera diferente que sobre el mar, es necesario ajustar los valores a través de un coeficiente función de la

distancia que el viento a recorrido sobre tierra antes de llegar al medidor en sí y de la velocidad del viento medida (a 10 m de altura) en sí. La variación de este factor R_{tierra} , para cuando la capa límite ya se ha ajustado totalmente a las condiciones terrestres, se muestra en la fig.XII.4. Dicha distancia necesaria para llegar a un nuevo equilibrio puede considerarse del orden de 16 km. Para recorridos sobre tierra menores algún tipo de interpolación es conveniente. Como se observa en la fig. XII.4 para vientos medidos mayores a 18.5 m/s el factor de ajuste tiende rápidamente a 0.9 y este valor puede ser utilizado. Es importante considerar que los estudios en los que se fundamente la fig. XII.4 consideran que la única diferencia entre la superficie del mar y de la tierra es su rugosidad, es decir topografía significativa o rugosidad anormalmente alta (por ejemplo en zonas urbanas) pueden invalidar su aplicación. Es también importante recordar que este ajuste puede ser diferente para cada dirección del viento pues esto establece el *recorrido* sobre tierra.

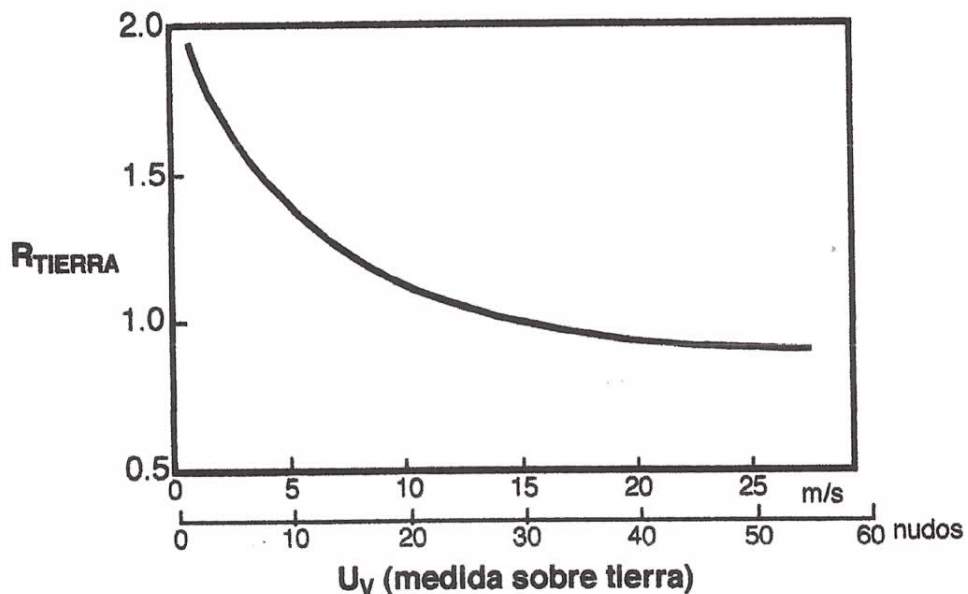


Fig.XII.4. Diagrama del ajuste necesario a la velocidad del viento cuando la medición es sobre tierra. Fuente: Shore Protection Manual (1984).

Algunos estudios realizados sobre estimaciones y mediciones de viento en embarcaciones indican la conveniencia de ajustarlos ligeramente a través de la expresión

$$U_v = 2.16 (U_{v,barco})^{7/9} \quad (\text{en nudos}) \quad (\text{XII-2})$$

Finalmente, algunas de las herramientas para estimación o pronóstico de oleaje no se encuentran en función directa de la velocidad del viento a 10m de altura, sino en función de una velocidad ajustada para considerar el cortante directo sobre la interfase, U_A , de acuerdo a

$$U_A = 0.71 U_v^{1.23} \quad (\text{en m/s}) \quad (\text{XII-3})$$

Al utilizar vientos medidos con propósitos de estimación o pronóstico de oleaje todos los ajustes aplicables deben ser realizados en conjunto.

XII.2.2. Estimación a partir de cartas meteorológicas

Otra forma de obtener los vientos generadores de oleaje es a partir de las cartas meteorológicas de superficie, mismas que los meteorólogos elaboran partir de numerosas mediciones de diversos tipos. Aunque denominadas cartas de superficie se refieren más bien a los niveles más bajos de la atmósfera, no estrictamente a los 10 m de altura utilizados como estándar en este contexto. Cuando archivos históricos de este tipo de cartas existe para la zona de interés, se puede recurrir a ellas para establecer el campo de vientos de eventos importantes, como tormentas extraordinarias ocurridas en el pasado. La ventaja de las cartas sobre mediciones puntuales es que representan de alguna manera un campo de vientos más amplio que una medición puntual, más congruente con el proceso del cálculo de oleaje.

Entre lo más común que aparece en una carta meteorológica se encuentran los símbolos que representan la magnitud y dirección de la velocidad del viento y las isolíneas de igual presión (isóbaras). En ocasiones también se presentan líneas de igual magnitud de la velocidad de viento (isotacas) y líneas tangenciales al vector viento en todo punto (líneas de flujo). Las líneas *barbadas* ancladas al punto de medición, ver fig.XII.5, representan la magnitud y dirección del viento con cada *barba* completa representando una velocidad de viento de 10 nudos ($\cong 5$ m/s) y cada media barba 5 nudos ($\cong 2.5$ m/s). La presión puntual se anota en el sector NE del punto de medición, expresado como décimos de milibar² sin incluir millares o decenas de millar³. Por ejemplo, una presión de 1009.8 milibares se anota como 98 mientras que una presión de 1017.5 milibares como 175. Estas representaciones de viento y presión pueden venir acompañadas de una gran cantidad de información adicional (Shore Protection Manual, 1984), por lo que es necesario ser cuidadoso con la interpretación. Sin embargo estas mediciones solo representan manifestaciones puntuales del campo de viento de interés. La información más útil para reconstruir dicho campo son las isobaras.

² Un milibar equivale a $10,000 \text{ Nw/m}^2 = 1019.4 \text{ kg}_f/\text{m}^2$. La atmósfera estándar a nivel del mar es de 1013 milibares.

³ Debido a que en todos los casos, excepto huracanes extraordinarios, las presiones a nivel del mar se encuentran entre 925 y 1025 milibares, por lo que se sobreentiende que los millares serán 0 o 9 y las decenas de millar 1 o 0.

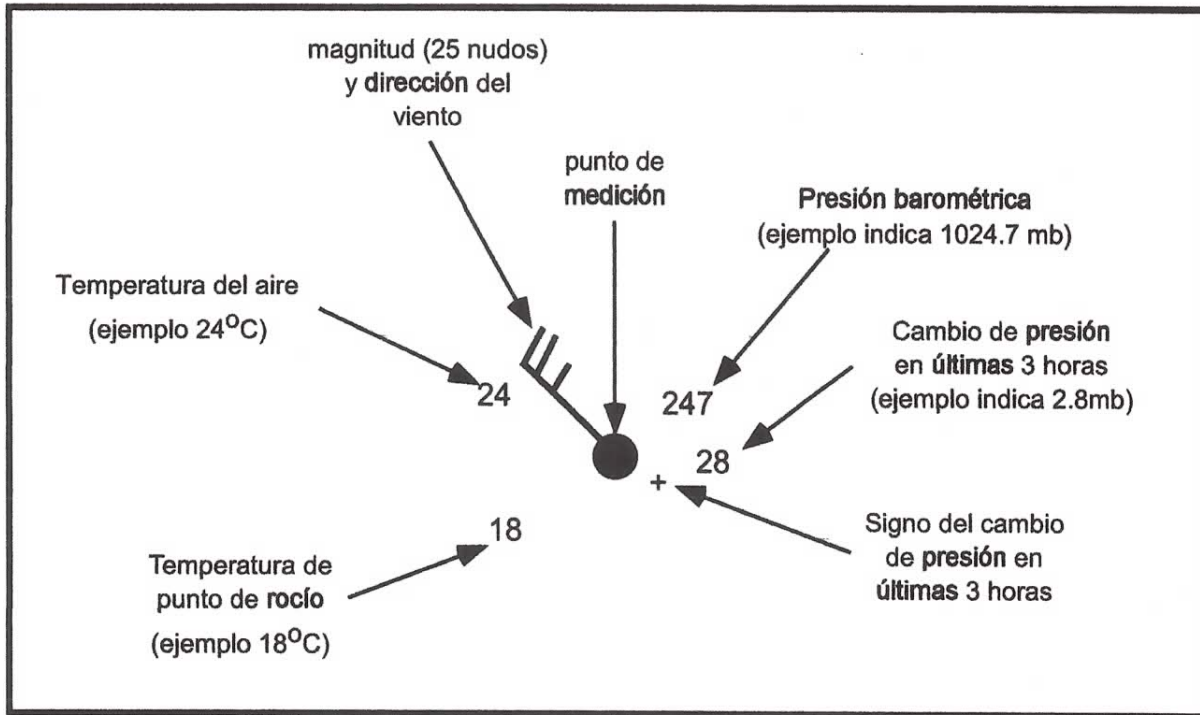


Fig. XII.5. Anotaciones (pertinentes al problema) en los puntos de medición en superficie sobre los mapas meteorológicos. Fuente: Shore Protection Manual (1984).

La importancia que han adquirido los mapas de isóbaras para el propósito que nos ocupa radica en que las presiones, como escalares que son, pueden ser medidos con mayor precisión en una embarcación o boya instrumentada que el vector velocidad, pues es casi inmune a efectos de su movimiento natural. Una carta meteorológica de superficie simplificada se muestra en la fig.XII.6. En ella se observan líneas isóbaras, usualmente con diferencia de 3 o 4 milibares, marcas de centros de alta presión (A o H) y de baja presión (B o L) así como ubicación de frentes (pseudo-dicontinuidades en la atmósfera). Recuerde que la presión normal sería de cerca de 1013 mb. También recuerde que cada grado de latitud representa una distancia de 111.111 km.

Una de las peculiaridades que desconcierta al ingeniero hidráulico o cualquier otro profesional no familiarizado con la mecánica de fluidos geofísica, es que el aire no fluye en forma perpendicular a las isóbaras de las altas presiones hacia las bajas presiones, sino más bien en forma casi paralela a dichas líneas. Esto se debe a la llamada fuerza de Coriolis (ver secc. II.1.3 o Cushman-Roisin, 1994) que surge como una consecuencia del giro de la Tierra, desviando a cualquier objeto en el hemisferio hacia la derecha de su trayectoria. El viento a gran escala y a cierta altura sobre la superficie se encuentra bajo un equilibrio de fuerzas de presión y de Coriolis (cuando su trayectoria es recta) lo que hace que avance en forma paralela a las isóbaras con las altas presiones hacia su derecha y las bajas presiones hacia su izquierda. A este tipo de flujo en equilibrio se le llama viento *geostrófico* y su magnitud se calcula con

$$U_g = \frac{1}{\rho_a f} \frac{dp}{dn} \quad (\text{XII-4})$$

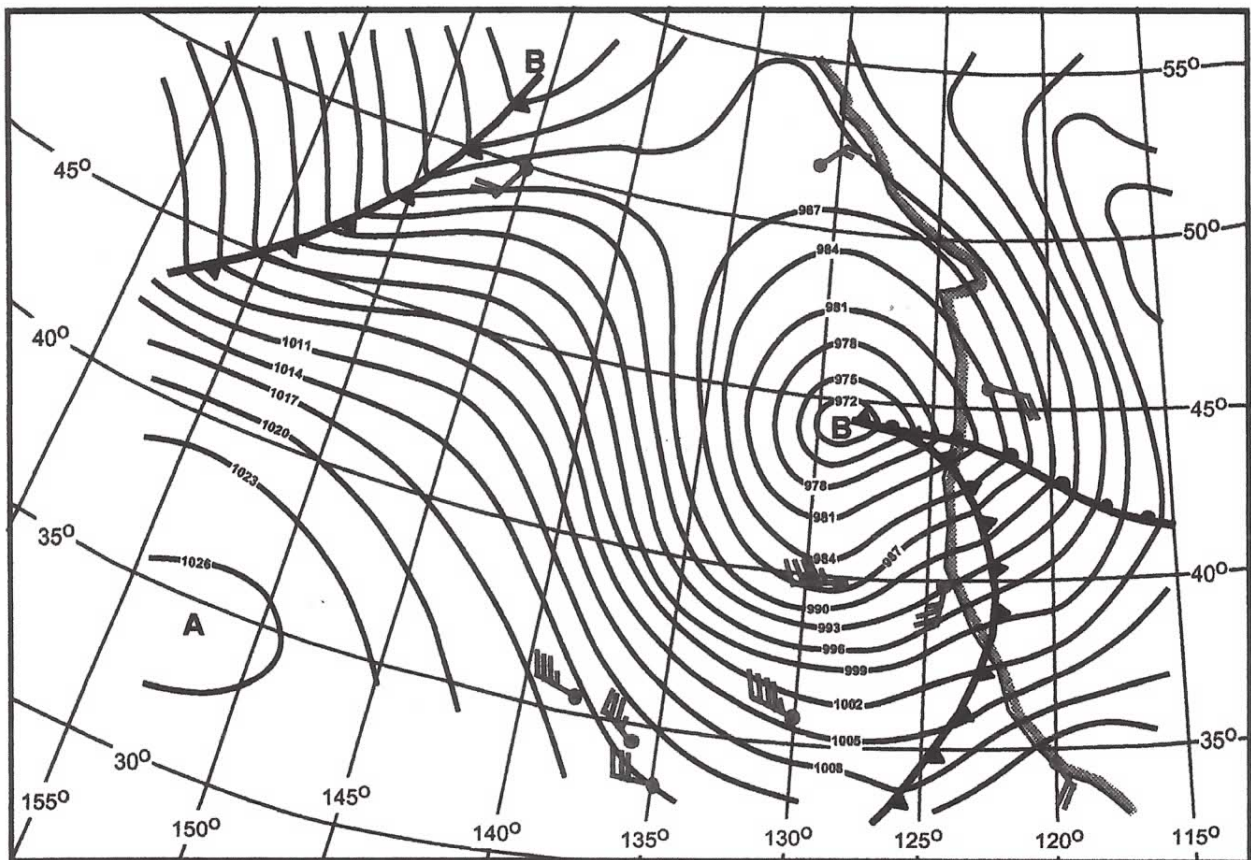


Fig. XII.6. Ejemplo de una carta meteorológica de superficie (mediciones puntuales de viento, centros de alta y baja presión, isobaras y frentes).

donde U_g es la velocidad del viento geostrófico, ρ_a es la densidad del aire, f es el parámetro de Coriolis y dp/dn es el gradiente horizontal de presiones (n es la dirección de máximo cambio). El parámetro de Coriolis se calcula como

$$f = 2\omega \text{ sen } \phi \quad (\text{XII-5})$$

donde ω es la velocidad angular de la Tierra ($2\pi \text{ rad}/24 \text{ h}$) y ϕ es la latitud del punto en cuestión. De esta manera, con isóbaras curvas y cerradas alrededor de un centro de bajas o altas presiones, el flujo es en sentido antihorario alrededor de centros de baja presión, denominado como flujo *ciclónico*, y sentido horario alrededor de los centros de alta presión, denominado flujo *anticiclónico*, ver las flechas en la fig. XII.6. Esta aseveración es válida para el hemisferio norte, con sentido contrario de giro en el hemisferio sur del planeta (en todos los casos considerando al observador como mirando desde el espacio exterior). Una solución gráfica de la ec. XII-4 se muestra en la fig. XII.7, donde conociendo la separación de las isóbaras y la latitud del punto de interés se obtiene la magnitud del viento geostrófico.

Cuando los paquetes de aire atmosférico recorren trayectorias curvas, como lo indicaría el cálculo del viento geostrófico con isóbaras curvas, esos se ven sujetos, además de las fuerzas de presión y de Coriolis, por una fuerza centrípeta que modifica la magnitud del viento geostrófico. A éste viento en equilibrio se le denomina *viento gradiente* y, nuevamente en el hemisferio norte, es ligeramente más intenso que el geostrófico para flujo alrededor de puntos de alta presión y ligeramente más débil que éste en flujo alrededor de puntos de baja presión (lo contrario ocurre en el hemisferio sur). Las trayectorias de los paquetes de aire deben estrictamente calcularse con base en dos cartas de superficie, excepto en el caso ideal de una situación completamente estacionaria, donde pueden considerarse paralelas a las isóbaras. Se acostumbra, sin mucha justificación, el calcular el viento gradiente como si la situación fuera estacionaria

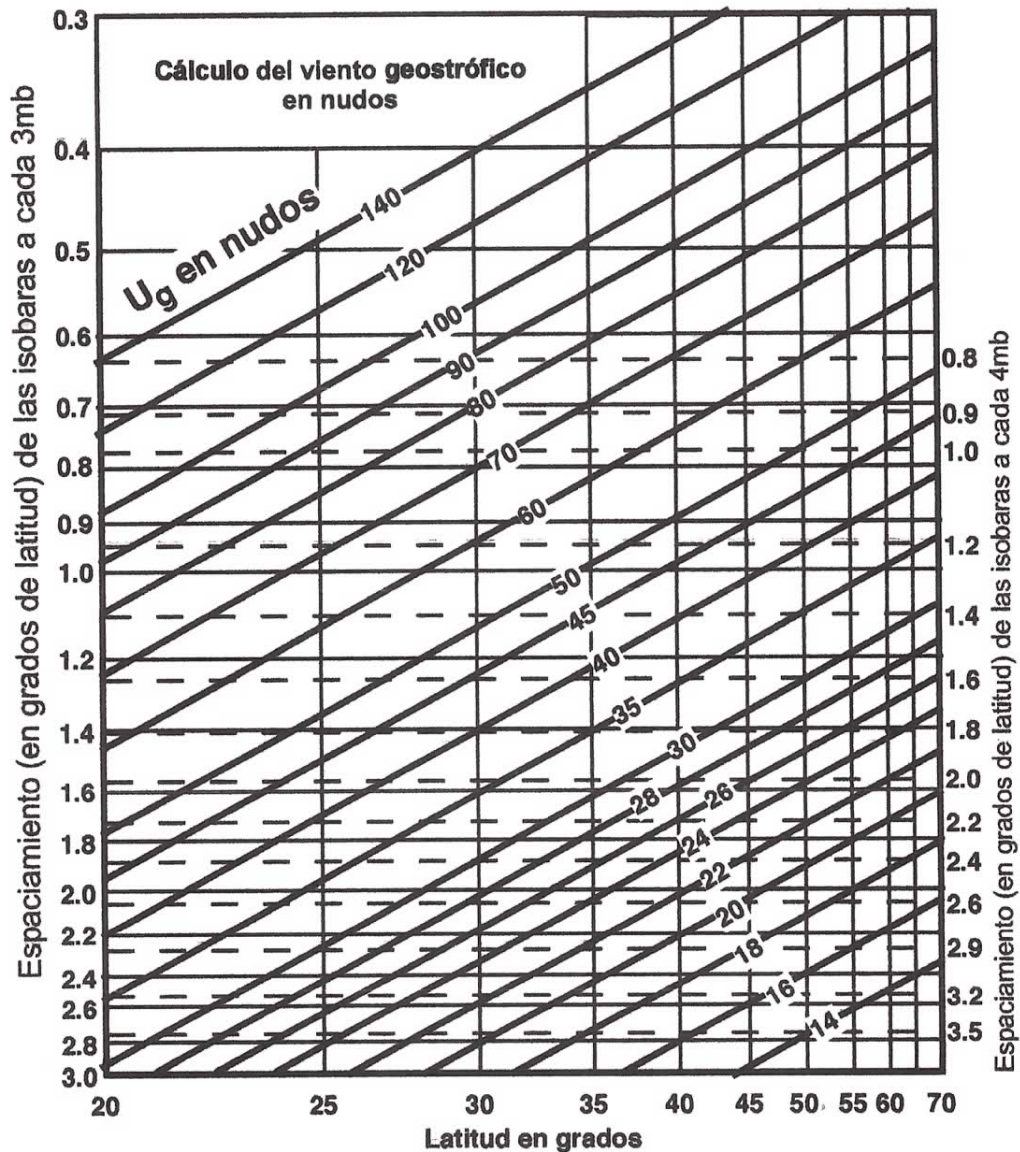


Fig. XII.7. Diagrama equivalente a la ec. XII-4 (fuente Shore Protection Manual, 1984).

(sin cambios en el tiempo) para cada una de las cartas meteorológicas disponibles, usualmente separadas por intervalos de 3 o 6 horas. En el contexto de esta visión superficial, es suficiente el calcular el viento con la ec. XII-4 aún para isóbaras curvas.

La forma de calcular el viento geostrofico ya mencionada (e inclusive el viento gradiente) no considera el efecto de las fuerzas de fricción presentes en la capa límite, misma que tiene un espesor del orden de 1 km. Además de reducir la magnitud de la velocidad del viento, altera