

Capítulo 1

Métodos de pronósticos meteorológicos y de
modelación del campo de olas y
de las inundaciones costeras

CAPITULO 1

METODOS DE PRONOSTICOS METEOROLOGICOS Y DE MODELACION DEL CAMPO DE OLAS Y DE LAS INUNDACIONES COSTERAS. SU APLICACION

1.1 Desarrollo de un modelo de pronóstico para determinar la elevación del nivel del mar por la acción de un ciclón tropical

1.1.1 Reseña bibliográfica sobre la surgencia y su modelación

Generalidades

Entre los efectos adversos del tiempo asociados a los ciclones tropicales se destacan: los vientos con fuerza de huracán, las inundaciones debido a las lluvias intensas, las marejadas y la surgencia.

No obstante, la surgencia es para muchos especialistas (según lo manifestado en el Primer Taller internacional sobre Ciclones Tropicales, Bangkok 1985, (IWTC-I), el efecto más destructivo, causante, como promedio, del 90 % de las pérdidas materiales y de nueve de cada diez víctimas.

Definiéndola en su forma más simple, la surgencia es una elevación anormal y temporal del nivel del mar, sobre la marea astronómica pronosticada, causada por la tensión provocada por los fuertes vientos y (en menor grado) por la caída de la presión atmosférica. debido al paso de una tormenta. La surgencia es una onda gravitacional larga con una longitud escalar similar al tamaño del ciclón tropical que la genera y duración de algunas horas, dependiendo, entre otras cuestiones del tamaño y la velocidad de traslación del ciclón y afecta como promedio de 100 a 200 km de costa. durante unas seis horas. Por lo tanto, es de una escala similar a la marea astronómica y no debe confundirse con las ondas gravitacionales cortas producidas por el viento, las que poseen una longitud de onda del orden de metros y período de segundos.

La respuesta del océano a la presencia de un ciclón tropical es diferente en aguas profundas y en aguas poco profundas. En el primer caso, lejos de la costa, la tensión del viento sobre la superficie oceánica crea un amontonamiento rotatorio de agua (un vórtice). La elevación del nivel del agua es pequeña, aproximadamente la elevación hidrostática en respuesta al centro de bajas presiones. (efecto de barómetro invertido) y en menor escala al efecto del término de Coriolis.

Los efectos dinámicos se vuelven predominantes a medida que el ciclón se acerca a la costa y la conservación de la vorticidad potencial del vórtice requiere del desarrollo de una marcada divergencia. Los canales y la reflexión de la costa también contribuyen sustancialmente a amplificar la surgencia (Jelesnianski, 1993).

En aguas profundas, como una primera aproximación, la elevación del nivel del mar será de 1 cm por cada hPa que descienda la presión, por debajo de la presión normal de 1013 hPa, por lo tanto, para un huracán de gran intensidad como el Gilbert (1988), que alcanzó una presión central de 888 hPa (Ortiz y García, 1989), el ascenso del nivel del mar será de aproximadamente 125 cm.

Por lo expuesto en los dos párrafos anteriores la surgencia es considerada usualmente como un fenómeno costero, que presenta el máximo absoluto sobre la costa, a la derecha del punto de llegada del ciclón tropical a tierra y muy próximo al radio de vientos máximos.

Una acción muy severa se produce cuando las olas producidas por el viento corren sobre la surgencia, rompiendo éstas muy próximas a la costa.

Registros históricos

De acuerdo con los registros disponibles, las mayores elevaciones del nivel del mar en el mundo, debido al efecto combinado de la surgencia con la marea astronómica, ocurrieron en Bengala Occidental (1737) y Bangladesh (1876) con 12 m sobre el nivel del mar, (Mandal, 1991), en fecha más reciente, noviembre de 1970, también en Bangladesh, se estimaron 9 m de elevación y la pérdida de 500 000 vidas humanas y en abril de 1991 el número de víctimas fue de 140 000. En el hemisferio occidental aunque las pérdidas humanas no han sido tan espectaculares son impresionantes las surgencias asociadas con el huracán Camille (1969) con 7,4 m en las proximidades de Pass. Christian, Mississippi, la producida por Hugo (1989) en Carolina del Sur con 6 m y la ocurrida en septiembre de 1900 en Galveston, Texas con 4,5 m de elevación del nivel del mar y alrededor de 6 000 muertos.

Ejemplos de notables inundaciones del mar asociadas a este fenómeno en la Cuenca del Caribe, se han reportado entre otros: en la zona de Savannah de la Mar y Jamaica donde el mar en dos ocasiones ha penetrado hasta 10 km pereciendo más de 1 000 personas.

El archipiélago cubano ha sido afectado en muchas ocasiones por huracanes que han traído aparejadas grandes surgencias. Así se tiene que la asociada al huracán de noviembre de 1932 produjo la mayor catástrofe natural ocurrida en Cuba, arrasó completamente el pueblo de Santa Cruz del Sur, ocasionando más de 2 500 muertes y el nivel del mar ascendió más de 6 m (Linares, 1976). En octubre de 1944 en Guanamar y el Cajío, costa Sur de la Provincia de La Habana, el mar penetró 12 y 0 km respectivamente, (Ortiz, 1976). Otras surgencias significativas ocurrieron en octubre de 1926, septiembre de 1933 y más reciente, durante el paso del huracán Kate (noviembre de 1985) cuando se reportaron profundas invasiones del mar en zonas de la costa norte, principalmente en Caibarién, Isabela de Sagua y Cárdenas, (Ortiz y García, 1990)

Otros aspectos a señalar

La altura que alcanza la surgencia puede verse incrementada por la marea astronómica, en dependencia de la coincidencia de la pleamar con la incidencia del huracán. En ocasiones una surgencia puede ser catastrófica o no, en dependencia del estado en que se encuentre la marea astronómica al llegar a tierra la tormenta. Zhang et. al. (1993) describen algunos casos sobre este efecto ocurridos en China.

A través del tiempo se ha observado que la necesaria interrelación entre los términos surgencia, (en inglés storm surge) y marea astronómica (astronomical tide) ha llevado a la definición de otro término, marea de tormenta (storm tide), originándose cierta confusión. Por tal motivo se señala que *surgencia* es la elevación del agua generada por un ciclón tropical, sobre o por debajo de la marea astronómica pronosticada. La marea de tormenta por otra parte, es la elevación total (incluyendo la marea astronómica) sobre o por debajo de un nivel standard base:

$$\text{Marea de tormenta} = \text{surgencia} + \text{marea astronómica}$$

La surgencia puede ser calculada mediante modelos dinámicos o estadísticos pero el cálculo de la marea de tormenta es aún más difícil, debido a la incertidumbre existente al realizar la superposición entre la surgencia y la marea astronómica.

Los modelos dinámicos pueden correr considerando la interacción no lineal existente entre la surgencia y la marea astronómica, (Zenghao, 1993). Sin embargo, muchos investigadores consideran que los errores que presentan en la actualidad los pronósticos de trayectoria (Elsberry, 1995) e intensidad (Frank, 1993), particularmente el error medio de seis horas en los pronósticos de trayectoria (válidos para 24 horas) para la llegada a tierra de un ciclón tropical, en

una primera aproximación coincide con la diferencia de tiempo que existe entre la pleamar y la baja mar. Por tal motivo, la mayoría de los pronosticadores de surgencia consideran inapropiado incluir directamente en un modelo operacional de surgencia la marea astronómica. En su lugar usan estimaciones subjetivas de la llegada a tierra del ciclón tropical de acuerdo con la calidad del pronóstico de trayectoria para superponer la marea astronómica a la surgencia calculada.

En la altura que alcanza la surgencia y en la extensión de las inundaciones tierra adentro, desempeñan un papel fundamental: el tamaño, velocidad de traslación, tiempo sobre la plataforma, ángulo de incidencia entre el ciclón y la costa, viento máximo y su radio, y la presión central del ciclón. además ~~de~~ factores físico-geográficos como la batimetría, la topografía del terreno, la elevación y la configuración de la costa, construcciones y edificaciones en el litoral, vegetación existente, etc.

Análisis crítico de los modelos de surgencia

Debido al alto potencial destructivo de la surgencia desde finales de la década del 50 se han desarrollado distintos métodos para pronosticar este evento, los que se pueden agrupar en dos ramas: modelos estadísticos y modelos dinámicos. Estas dos ramas no son completamente independientes, muchos de los modelos dinámicos contienen términos análogos a los de tensión de Reynolds los cuales deben ser evaluados empíricamente. Por otra parte, algún grado de razonamiento físico y dinámico es usualmente empleado en la selección de los posibles predictores en los métodos estadísticos.

Modelos estadísticos

Estos modelos se basan en el análisis de los datos históricos de las surgencias ocurridas y se utilizan los registros de las alturas alcanzadas por el agua y la marea en el área de interés. Es necesario la disponibilidad de una larga base de esos registros para que los mismos puedan ser considerados como representativos de las condiciones a esperar en el futuro y entonces desarrollar mediante técnicas de regresión u otro tipo un modelo de pronóstico. En algunos casos los registros de otras localidades similares pudieran ser usados.

Los primeros intentos en la predicción de la surgencia estuvieron dirigidos a correlacionar las variaciones en el nivel del mar con la presión atmosférica, la intensidad y dirección del viento predominante, tratando de sintetizar en un método de pronóstico los rasgos de gran escala más importantes causantes de la surgencia y minimizar los efectos locales.

Modelos dinámicos

En el pasado los modelos numéricos ofrecieron una solución alternativa al problema del cálculo de la surgencia, con el desarrollo y la renovación de las computadoras personales, la amplia aplicación de nuevas tecnologías en el monitoreo y comunicación de datos relacionados con las tormentas y el desarrollo de distintos estudios ha llevado a que los mismos sean actualmente la vía más utilizada para calcular la surgencia, jugando un importante papel en la prevención y mitigación de desastres.

En un número considerable de modelos dinámicos las ecuaciones de la hidrodinámica utilizadas son la de continuidad y las de movimiento, integradas verticalmente desde el fondo hasta la superficie del mar y expresadas en términos de la velocidad media de la corriente horizontal y del transporte de masa, además se asume: el fluido homogéneo, se ignora la curvatura de la tierra y el efecto de las olas, el fondo impermeable y las aceleraciones verticales despreciables.

El conjunto de ecuaciones diferenciales que describen el movimiento del fluido y la altura de la surgencia es representado en forma de diferencia finita y aplicado a una rejilla que cubre el área de pronóstico. Estas ecuaciones en diferencia finita se resuelven hacia adelante en el tiempo en pequeños pasos partiendo de un conjunto de condiciones iniciales del nivel de las aguas. Al ser usado un dominio finito para cubrir el área de pronóstico, es necesario la imposición de valores de frontera a lo largo de los márgenes del dominio. También se necesita especificar el conjunto de fuerzas **conductoras** para representar la tensión superficial del viento (tan importante como el propio modelo) y la fuerza debida al gradiente de presión.

Al hacerse un modelo dinámico de surgencia, el modelador tiene que preguntarse :

- ¿ Qué esquema en diferencia finita usara ?
- ¿ Qué procesos físicos serán eliminados de la ecuación de movimiento ?
- ¿ Cómo incorporar algunos rasgos de escala subrejilla ?
- ¿ Cómo incorporar un modelo de viento para suministrar las *fuerzas conductoras* ?
- ¿ Cómo presentar el pronóstico, sin olvidar el uso que se le dará al modelo y la potencia de la computadora que utilizará ?

Antecedentes sobre el pronóstico de la surgencia en Cuba

El archipiélago cubano se encuentra situado en una zona geográfica propensa a la afectación de organismos tropicales, los cuales en algunos casos han producido grandes y devastadoras surgencias. Sin embargo no es hasta la década de los años 70 en que se comienzan a realizar diferentes investigaciones sobre esta temática. Pérez Parrado (1974) confeccionó un método estadístico para determinar la altura máxima que puede alcanzar una surgencia en las costas.

Otros pasos importantes fueron la determinación de los tramos de costas con mayores riesgos para la ocurrencia de surgencias (Moreno y Salas, 1976) y la creación de otro modelo estadístico Pérez Parrado (1981). Posteriormente Lezcano et. al. (1993) elaboraron mapas de peligro por penetraciones del mar para las costas de Cuba, una versión más acabada que contempla los mapas de riesgo por surgencia ha sido elaborada por Salas et. al. (1995).

En el primer taller internacional sobre ciclones tropicales (IWTC-I) celebrado en Bangkok, 1985, Jelesnianski (citado por WMO 1993) resumió los problemas relacionados con el monitoreo de los eventos de surgencia de la siguiente manera:

- (a) Las observaciones son deficientes, casuales y sujetas a cambios
- (b) Los mareógrafos son pocos y situados muy lejos uno de otro y frecuentemente no funcionan bien. Un problema reconocido en la calibración y verificación de los modelos numéricos de surgencia es la falta de archivos de datos de este evento

En Cuba esta situación se refleja de una forma crítica ya que son muy aisladas las informaciones que se tienen sobre esos eventos. Las pocas observaciones están relacionadas con las marcas dejadas por el nivel de las aguas y las líricas dejadas por los restos de desperdicios, método ampliamente usado, pero que en nuestro caso no se conoce ni tan siquiera cómo y cuando fueron realizadas, siendo lo más probable que no se siguiera una metodología adecuada (WMO, 1978).

1.1.2 Diseño del modelo dinámico de surgencia para las costas de Cuba y características del mismo

Con el inicio de esta investigación se enfrenta por primera vez en Cuba, la modelación de la surgencia mediante un esquema dinámico - numérico, dada la complejidad e importancia del fenómeno se decide desarrollarlo en diferentes pasos o versiones, para poder contar lo antes posible con un modelo que pueda resolver en parte las necesidades del Servicio Meteorológico Nacional y de otras instituciones del país, donde el desarrollo de la industria turística y de otras actividades en zonas costeras se vuelve necesario y primordial para lograr un incremento económico.

Modelación numérica de la surgencia provocada por los huracanes en los alrededores de Cuba. Primera versión (MONSAC 1)

Sistema de ecuaciones

Para la realización de este modelo matemático se utilizó una forma linearizada de las ecuaciones de transporte, planteada por Harris y Jelesnianski (1964) y Jelesnianski (1966) y que se presenta a continuación:

$$\frac{\delta u}{\delta t} = -gD_{(x,y)} \frac{\delta h}{\delta x} + fv + \frac{D_{(x,y)}}{\rho} \frac{\delta p}{\delta x} + \frac{r_S^{(x)}(x,y,t)}{\rho} + \frac{r_E^{(x)}(x,y,t)}{\rho} \quad (1.1.1)$$

$$\frac{\delta v}{\delta t} = -gD_{(x,y)} \frac{\delta h}{\delta y} - fu + \frac{D_{(x,y)}}{\rho} \frac{\delta p}{\delta y} + \frac{r_S^{(y)}(x,y,t)}{\rho} + \frac{r_E^{(y)}(x,y,t)}{\rho} \quad (1.1.2)$$

$$\frac{\delta h}{\delta t} = -\frac{\delta u}{\delta x} - \frac{\delta v}{\delta y} \quad (1.1.3)$$

Donde:

u, v	transporte en las direcciones x, y y respectivamente
g	aceleración de la gravedad
$D(x,y)$	profundidad del fluido no perturbado
h	altura de la surgencia (en metros), por encima del nivel medio del mar
f	parámetro de Coriolis
ρ	densidad del agua de mar
P	presión atmosférica
$\tau_s^{(x)} \tau_s^{(y)}$	componentes de la tensión de superficie
$\tau_F^{(x)} \tau_F^{(y)}$	componentes de la tensión de fondo

Cálculos de las tensiones de superficie y de fondo

Siguiendo la tendencia general utilizada en los diferentes modelos dinámicos de surgencia, las componentes de la tensión superficial se formulan a través del viento en superficie, mediante una función cuadrática de su velocidad, (Jelesnianski, 1966), siendo:

$$\tau_s^{(x)} = K \rho_a |V| u \quad (1.1.4)$$

$$\tau_s^{(y)} = K \rho_a |V| v \quad (1.1.5)$$

Donde:

ρ_a es la densidad del aire

u, v componentes de la velocidad del viento en superficie

k constante del modelo

Como el modelo de surgencia requiere conocer los valores de la tensión superficial producida por el viento en diferentes puntos e instantes, se utilizó un modelo teórico para conocer el campo de viento producido por un ciclón circular en movimiento, asimétrico en el viento y con un ángulo constante de entrada del viento, este modelo de viento se inicializa de forma rápida y con parámetros meteorológicos simples.

Considerando lo planteado por González y Pérez Parrado (1990), las componentes de la velocidad del viento en el sector derecho del ciclón tropical se pueden expresar por:

$$u = V_I \cos(\beta) \quad (1.1.6)$$

$$v = V_R + V_I \sin(\beta) \quad (1.1.7)$$

y en el izquierdo

$$u = V_I \cos(\beta) \quad (1.1.8)$$

$$v = V_I \sin(\beta) - V_R \quad (1.1.9)$$

De estas expresiones se tiene que:

- β es el ángulo que forma el viento con la isobara (considerado como constante)
- V_I representa la velocidad del viento para cada punto de un ciclón simétrico
- V_R es la velocidad de desplazamiento del ciclón en cada punto

Según Pérez Parrado et. al. (1987), partiendo de la ecuación del viento gradiente se obtienen las siguientes expresiones:

$$V_I = V_M \left(\frac{R_M}{R} e^{(1 - R_m/R)} + \frac{f \cdot R^2}{4 V_m^2} \right) - \frac{fR}{2} \quad (1.1.10)$$

$$V_R = V_C \left(\frac{R_M}{R} e^{(1 - R_m/R)} + \frac{f \cdot R^2}{4 V_m^2} \right) - \frac{fR}{2} \quad (1.1.11)$$

Donde:

V_C es la velocidad de desplazamiento del ciclón tropical

R_M es el radio de viento máximo

V_M velocidad máxima del viento

Mediante este modelo se logran resultados similares a los obtenidos por Jelesnianski (1965) y por otros autores que mediante modelos teóricos calculan el perfil de viento en los ciclones tropicales.

De igual manera el campo de presión se obtiene considerando un vórtice en balance de gradiente y un perfil hiperbólico de la presión, según lo propuesto por Shloener (1954) y Holland (1980):

$$P = P_0 + (P_{\infty} - P_0) \cdot \left(\frac{R}{R_m}\right) \quad (1.1.12)$$

En la cual :

P_0 presión central

P_{∞} presión en la periferia (valor de la última isobara cerrada)

R_m radio de viento máximo

En la Figura 1.1.1 se presentan los perfiles de viento y presión calculados para el huracán Emily (31 de agosto de 1993) mediante el modelo teórico propuesto en esta investigación. En la Figura 1.1.2 se muestra una comparación entre el perfil real de viento y el calculado para el huracán antes mencionado, mientras que las Figuras 1.1.3 y 1.1.4 representan una visión tridimensional de estos campos respectivamente.

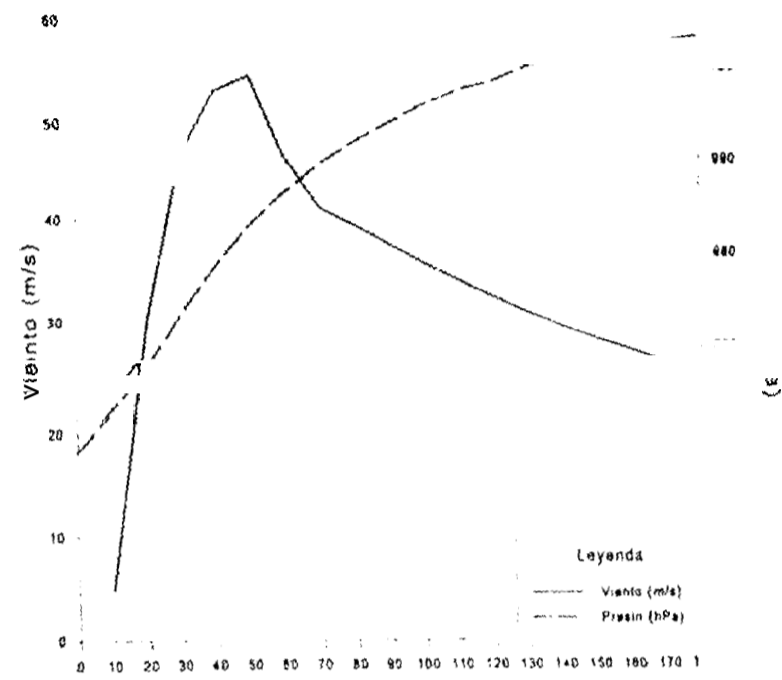


Figura 1.1.1 Perfiles radiales de viento y presión calculados por el modelo teórico para el huracán Emily (31 de agosto de 1993)

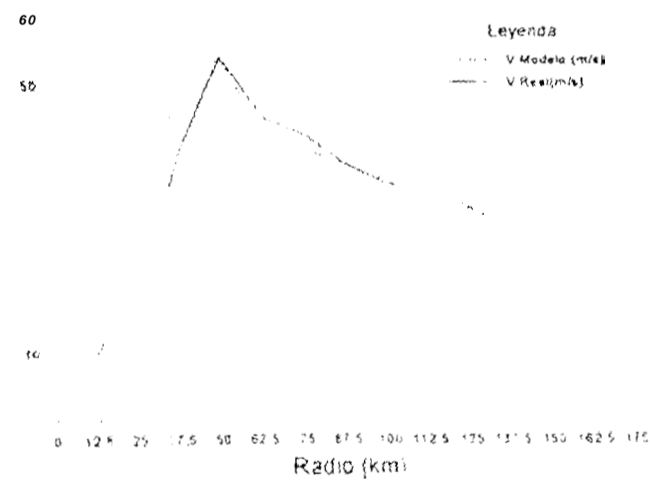


Figura 1.1.2 Comparación entre el perfil real de viento (tomado de Avila, 1993) y el modelado para el huracán Emily (31 de agosto de 1993)

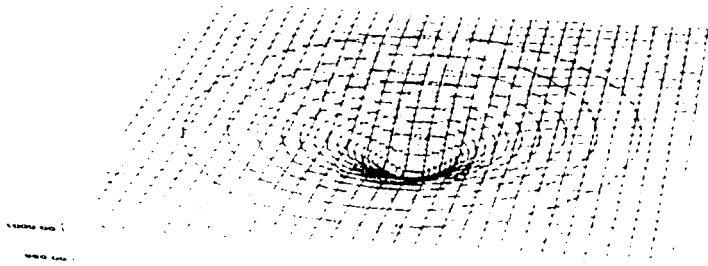


Figura 1.1.3 Representación tridimensional del campo de presión modelado para el huracán Emily (31 de agosto de 1993)

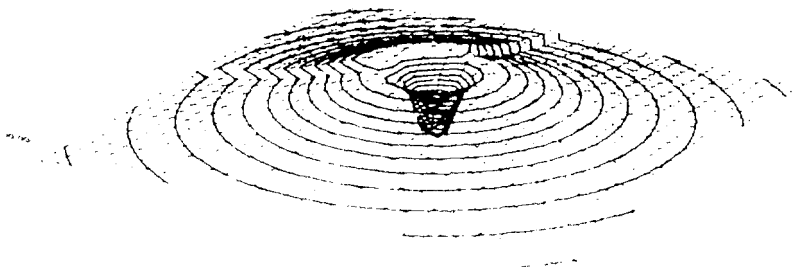


Figura 1.1.4 Visión tridimensional del campo de viento modelado para el huracán Emily (31 de agosto de 1993)

Jelesnianski (1967) señaló y demostró la importancia de incorporar la tensión de fondo a las ecuaciones de transporte cuando se quiere generalizar el cálculo de la surgencia a tormentas tropicales que cruzan la costa con cualquier ángulo y velocidad de traslación, o que se desplazan paralelamente a la misma.

De acuerdo con Miyasaki, Ueno y Unoki (1961) la tensión de fondo puede calcularse de la siguiente manera:

$$\tau_f^{(x)} = k_1 |V| u - k_2 \tau_s^{(x)} \quad (1.1.13)$$

$$\tau_f^{(y)} = k_1^a |V| v - k_2 \tau_s^{(y)} \quad (1.1.14)$$

Donde k_1 y k_2 representan constantes calculadas para el modelo.

Condiciones iniciales del nivel de las aguas

En esta investigación se adiciona al nivel medio de las aguas, la elevación de la altura estática debido a la caída de la presión por la presencia de la tormenta tropical (efecto de barómetro invertido), este incremento se calcula a través de la ecuación de la hidrostática.

$$\frac{\partial P}{\partial h} = \rho g \quad (1.1.15)$$

En la Figura 1.1.5 se observa el perfil de la altura estática para el huracán Emily, calculado por el proceso inencionado anteriormente.

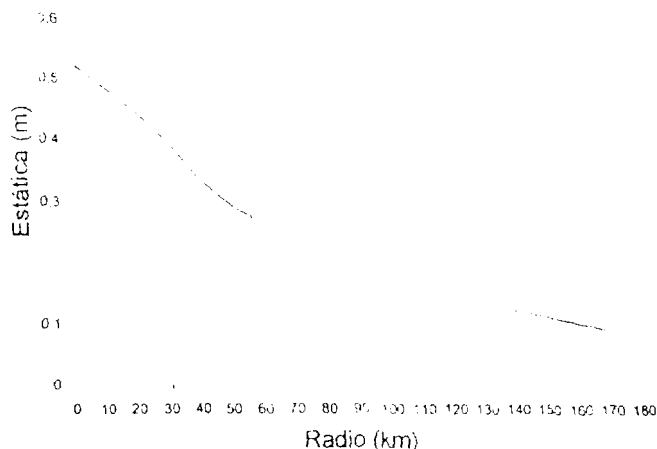


Figura 1.1.5 Perfil modelado de la altura estática para el huracán Emily (31 de agosto de 1993)

Características de la rejilla y de la cuenca

Para obtener una solución numérica del sistema de ecuaciones propuesto se tiene una rejilla rectangular de (70x140) puntos sobre Cuba y sus alrededores, con el extremo izquierdo inferior situado en (18 °N - 87 °W). Esta rejilla se utiliza para los datos de batimetría. Una vez dada la posición inicial del huracán, mediante un algoritmo matemático se crea la rejilla de trabajo (30x30) puntos con el huracán situado en el centro; el paso espacial es de 0,1 grado de latitud y el temporal de 60 segundos.

Condiciones de frontera

Las condiciones de frontera establecidas después de diferentes exámenes para este modelo son las siguientes:

- La componente de transporte normal a la costa y en la frontera opuesta es cero ($V=0$), igual sucede con la derivada normal, o sea ($\partial u / \partial y = 0$)
- La componente de transporte normal a las fronteras laterales es cero ($U=0$), lo mismo sucede con la derivada normal, ($\partial v / \partial x = 0$)
- Los valores de altura de la surgencia en las fronteras se sustituyen por los valores del punto interior inmediato (en cada paso del tiempo), este proceso también es válido para las componentes u y v no especificadas anteriormente
- En los cuatro puntos de las esquinas los campos h , u y v toman los valores del punto inmediato interior que está en diagonal a dichos puntos

Esquema numérico

Para obtener la solución aproximada del sistema de ecuaciones diferenciales (1) se hará uso de un esquema en diferencias finitas centrado (leap-frog) tanto espacial como temporalmente, obteniéndose el siguiente esquema numérico para los puntos interiores:

$$\begin{aligned} u_{i,j}^{t+\Delta t} = & u_{i,j}^t - g D_{i,j} \frac{\Delta t}{\Delta S} (h_{i+1,j}^t - h_{i-1,j}^t) \\ & + 2 \Delta t (f v_{i,j}^t + \tau_{\alpha}^{(a)} v_{i,j}^t + \tau_{\beta}^{(a)} v_{i,j}^t) \\ & + \frac{D_{i,j} \Delta t}{\Delta S} (P_{i+1,j}^t - P_{i-1,j}^t) \quad (1.1.16) \end{aligned}$$