

# MODELO DE INTENSIDAD POTENCIAL MÁXIMA DE HURACANES

## HURRICANE MAXIMUM POTENTIAL INTENSITY MODEL

A. PÉREZ-ALARCÓN<sup>a†</sup>, J.C. FERNÁNDEZ-ALVAREZ<sup>a</sup>, O. DÍAZ-RODRÍGUEZ<sup>b</sup>

a) Departamento de Meteorología, Instituto Superior de Tecnologías y Ciencias Aplicadas, Universidad de La Habana, Cuba; albenisp@instec.cu<sup>†</sup>

b) Centro de Ciencias de la Atmósfera, Universidad Autónoma de México. México

† autor para la correspondencia

Recibido 18/2/2021; Aceptado 15/10/2021

A radial pressure profile was incorporated into the HuMPI (Hurricane Maximum Potential Intensity) model that guarantees a direct physical relationship between the calculation of the minimum central pressure and the maximum potential wind speed. The simulations carried out for Hurricanes Matthew and María show that the intensity reached by these systems was approximately 92 % of the maximum potential intensity (MPI), while the intensification of Hurricane Michael very close to the southern coast of the United States, reaching an intensity slightly higher than the MPI, evidenced the uncertainties in the knowledge of the physical mechanisms that control the intensification and weakening processes of tropical cyclones, as well as limitations of HuMPI model to estimate the MPI when the sea surface temperature is slightly cold. Furthermore, it was observed that the regions where the study cases reached the maximum intensity coincided with the areas predicted by HuMPI and with regions of the highest sea surface temperature through which the TCs moved. Overall, the results obtained demonstrate the physical consistency of the model to correctly calculate the maximum potential intensity of hurricanes.

Se incorporó al modelo de intensidad potencial de huracanes HuMPI (Hurricane Maximum Potential Intensity) un perfil radial de presión que garantiza una relación física directa entre el cálculo de la presión mínima central y la velocidad máxima del viento. En las simulaciones realizadas para los huracanes Matthew y María la intensidad real alcanzada fue aproximadamente el 92% de intensidad máxima potencial (IMP) estimada, mientras que la intensificación del huracán Michael que ocurrió muy próxima a la costa sur de los Estados Unidos, alcanzando una intensidad ligeramente superior a la IMP, evidenció las incertidumbres en el conocimiento de los mecanismos físicos que controlan los procesos de intensificación y debilitamiento de los ciclones tropicales, así como limitaciones del modelo HuMPI para estimar la IMP cuando la temperatura superficial del mar es ligeramente fría. Por otro lado, se observó que las regiones donde los casos de estudio alcanzaron la máxima intensidad coincidieron con las zonas previstas por HuMPI, y a su vez, con las regiones de mayor temperatura superficial del mar por las cuales transitaban los CTs. De forma general, los resultados obtenidos demuestran la consistencia física del modelo para calcular correctamente la intensidad máxima potencial de los huracanes.

PACS: Global warming, (calentamiento global), 92.30.Np, 92.70.Mn; weather analysis and prediction (análisis y predicción del clima), 92.60.W; Climate change and variability (cambio y variabilidad del clima), 92.70.Np

### I. INTRODUCCIÓN

Los ciclones tropicales (CTs) son uno de los fenómenos más propensos a ocasionar desastres naturales por el impacto de fuertes vientos, intensas precipitaciones, marea de tormenta y las inundaciones costeras [1]. En los últimos años se ha observado a nivel mundial un incremento de la población que habita cerca de las costas, lo cual aumenta la vulnerabilidad ante las afectaciones producidas por los CTs [2]. Esta situación condiciona la necesidad de contar con pronósticos de CTs más precisos. En las últimas décadas ha ocurrido una disminución significativa de los errores en el pronóstico de su trayectoria, sin embargo, no se ha logrado el mismo progreso en el pronóstico de la intensidad. Esta limitación se atribuye a una representación incompleta de los mecanismos dinámicos y termodinámicos que controlan los procesos de intensificación y debilitamiento de los CTs, la baja resolución espacial de los modelos de pronóstico numérico del tiempo [3, 4] y la incertidumbre en las condiciones iniciales y de frontera [5, 6].

Existen numerosas teorías para determinar la intensidad máxima potencial (IMP) de los ciclones tropicales [7], que no están exentas de limitantes. Kleinschmidt [8] desarrolló un

modelo de ciclón tropical basado en la analogía del ciclo termodinámico del huracán al de un motor de Carnot. Miller [9] elaboró una teoría de intensidad potencial controlada por la temperatura superficial del mar y la altura del nivel de equilibrio convectivo, mientras que Malkus y Rielh [10], no solo consideraron la caída de presión por calentamiento en la pared del ojo según Miller [9] sino que tomaron en cuenta el aporte que producía la distribución anómala de la temperatura virtual.

Según Camp and Montgomery [11], una de las teorías más aceptadas para la predicción de la intensidad máxima potencial de los huracanes es la Teoría de Emanuel [12]. En esta teoría, se describen los principales procesos dinámicos y termoenergéticos considerando el ciclo energético del ciclón como un motor de Carnot, que absorbe el calor del océano, cediéndolo en la tropopausa.

Debido a la naturaleza altamente no lineal de las ecuaciones de Navier-Stokes, surge la pregunta de si la solución de IMP de estado estable descrita por Emanuel [12] es alcanzable en la atmósfera real. Investigaciones recientes han aportado nuevas modificaciones a la teoría original, incorporando la generación y disipación de la energía cinética dentro de la capa límite

atmosférica [13–15].

Precisamente, Pérez-Alarcón [16] desarrolló el modelo HuMPI (Hurricane Maximum Potential Intensity), el cual es una modificación de la teoría de intensidad potencial de Emanuel [12], a partir de considerar el ciclo termoenergético del CT como un motor de Carnot generalizado. Además incluye un modelo de ciclón tropical para la capa fronteriza atmosférica.

El conocimiento de la máxima intensidad que puede alcanzar un CT, cuando las condiciones ambientales son completamente favorables para su desarrollo e intensificación, es de vital importancia para los pronosticadores en el objetivo de minimizar las pérdidas económicas y de vidas humanas. Además, permite a los tomadores de decisiones, la planificación de estrategias para la reducción de la vulnerabilidad en las zonas expuestas a los principales efectos de los CTs. En esta investigación se presentan nuevas correcciones al modelo HuMPI a partir de la incorporación del perfil radial de presión basado en el perfil radial de viento de Willoughby et al. [17], desarrollado por Fernández-Alvarez et al. [18].

### 1.1. Modelo HuMPI

Se supone que los procesos que ocurren en un huracán son reversibles internamente, mientras que en los intercambios de calor con el ambiente no perturbado es donde acontece la irreversibilidad. Asumiendo entonces, que el flujo de calor desde la superficie del mar hacia el tope de la capa fronteriza y el flujo de salida hacia el ambiente no perturbado son los únicos procesos irreversibles, el ciclo termoenergético del ciclón tropical puede representarse como un ciclo de Carnot generalizado, extrayendo energía de la superficie marina y cediéndola en la tropopausa.

El flujo entrante en la capa límite atmosférica corresponde a un proceso isotérmico a una temperatura  $T_b$ , en el cual el aire está humectándose por efecto de la evaporación del agua de la superficie oceánica. Esto significa que se debe añadir calor al aire entrante, ya que de otra forma la acción de la expansión adiabática seca (debida a la caída de la presión en la superficie) y del enfriamiento evaporativo reducirían la temperatura ambiente en el tope de la capa fronteriza.

En una formulación estricta del ciclo de Carnot generalizado, el calor agregado para mantener el aire en el tope de la capa fronteriza en condiciones isotérmicas proviene de los flujos turbulentos de calor desde la superficie oceánica y de la liberación de calor ocasionada por la desaceleración friccional del viento a medida que sopla en la capa fronteriza. En este proceso el aire se carga de humedad aumentando la energía estática húmeda y es forzado a ascender en la pared del ojo adiabáticamente. A medida que el aire asciende, fluye con una buena aproximación a lo largo de superficies de momento angular constante y posteriormente fluye hacia el exterior mediante una transformación isotérmica; luego se distribuye lejos del eje de rotación donde se mezcla levemente con el aire del ambiente no perturbado. El ciclo se cierra con una línea vorticial absoluta.

### 1.2. Cálculo de la velocidad máxima potencial del viento en el tope de la capa fronteriza

La velocidad máxima potencial del viento ( $V_{max}$ ) en el tope de la capa fronteriza, en función de la temperatura del aire en este nivel ( $T_b$ ) y la temperatura del flujo de salida en la tropopausa ( $T_{00}$ ) se define como:

$$V_{max}^2 = \frac{T_b - T_{00}}{T_b} \frac{C_k}{C_d} (h_s^* - h) \quad (1)$$

donde  $C_d$  es el coeficiente de arrastre,  $C_k$  es el coeficiente de intercambio térmico,  $h_s^*$  es la energía estática húmeda de saturación en la superficie del mar y  $h$  es la energía estática húmeda del aire en el tope de la capa límite. La expresión anterior es una modificación desarrollada por Pérez-Alarcón [16] de la expresión original obtenida por Emanuel [12]. Aplicando, el principio de cuasiequilibrio en la capa fronteriza se iguala  $h$  en la ecuación (1) a la energía estática húmeda saturada justo por encima del tope de la misma ( $h_b^*$ ). Las variaciones de  $h_b^*$  a una misma altura están relacionadas con el cambio de la entropía de saturación por la primera ley de la termodinámica. A partir de estas consideraciones se obtiene:

$$\alpha_1 V_{max}^2 + \alpha_2 V_{max} + \alpha_3 = 0 \quad (2)$$

donde

$$\alpha_1 = 1 - \frac{1}{2} \frac{C_k}{C_d} \quad (3)$$

$$\alpha_2 = -\frac{1}{2} \frac{C_k}{C_d} f r_m \quad (4)$$

$$\alpha_3 = -\frac{T_b - T_{00}}{T_b} \frac{C_k}{C_d} (h_s^* - h_a) - \frac{C_k}{C_d} T_{00} R_d \ln \frac{P_m}{P_a} + \frac{1}{4} \frac{C_k}{C_d} f^2 r_a^2 \quad (5)$$

En estos coeficientes  $r_m$  es el radio de vientos máximos,  $r_a$  es el límite exterior del vórtice,  $P_m$  es la presión en el radio de vientos máximos,  $f$  es el parámetro de Coriolis,  $R_d$  es la constante de los gases para el aire seco,  $P_a$  representa la presión atmosférica en el radio  $r_a$  y  $h_a$  es la energía estática húmeda en la capa fronteriza. Resolviendo la ecuación (2) y considerando únicamente la solución positiva, que es la que tiene sentido físico, se obtiene entonces una expresión para el cálculo de la velocidad máxima del viento en el tope de la capa fronteriza.

$$V_{max} = \frac{-\alpha_2 + \sqrt{(\alpha_2)^2 - 4\alpha_1\alpha_3}}{2\alpha_1} \quad (6)$$

Además, es importante destacar que matemáticamente la ecuación (6) no brinda una solución con sentido físico cuando el término dentro del radical es menor que cero. Teniendo en cuenta la formulación de los coeficientes  $\alpha_1$ ,  $\alpha_2$  y  $\alpha_3$  involucrados en la ecuación (6), a continuación brindamos una breve interpretación física dada las condiciones de validez matemática. La razón  $\frac{C_k}{C_d}$  generalmente se considera constante. Estudios previos [19–21] utilizaron  $\frac{C_k}{C_d} = 0,9$  al calcular la IMP empleando el modelo de Emanuel [12], sin embargo,

por simplicidad en HuMPI se asumió  $\frac{C_k}{C_d} = 1$ , por tanto  $\alpha_1$  siempre será positivo. Por otro lado, el término relacionado con  $\alpha_2$  dentro del radical en la ecuación (6), al estar elevado al cuadrado siempre será positivo, por tal motivo, si  $\alpha_3 < 0$ , la solución de la ecuación para  $V_{max}$  tiene sentido físico. El último término de  $\alpha_3$  ( $+\frac{1}{4}\frac{C_k}{C_d}f^2r_a^2$ ) siempre será positivo, mientras que la relación  $\frac{P_m}{P_a}$  en el término intermedio de  $\alpha_3$  ( $-\frac{C_k}{C_d}T_{00}R_d \ln \frac{P_m}{P_a}$ ) será menor que la unidad debido a que los CTs son sistemas de bajas presiones, y la presión atmosférica en el radio de vientos máximos es menor que la presión atmosférica en la periferia del vórtice, por lo que este término igualmente será mayor que cero. Como la temperatura en el tope de la capa fronteriza ( $T_b$ ) es mayor que la temperatura del flujo de salida ( $T_{00}$ ), entonces el signo del primer término de  $\alpha_3$  ( $-\frac{T_b-T_{00}}{T_b}\frac{C_k}{C_d}(h_s^* - h_a)$ ) y a su vez el signo de  $\alpha_3$  están condicionados por el desequilibrio termodinámico ( $h_s^* - h_a$ ).

El desequilibrio termodinámico ( $h_s^* - h_a$ ) será positivo siempre que la energía estática húmeda de saturación se incremente hacia interior del sistema y sea mayor que la energía estática húmeda en el ambiente no perturbado. Además, una disminución de la presión central determina un aumento de la intensidad y por tanto mayor intercambio de entalpía y momento con el océano, manteniendo la relación  $h_s^* - h_a > 0$ . Sin embargo, si ocurre una perturbación local de la temperatura superficial del mar con una disminución de 2.5 °C, es suficiente para que  $h_s^* - h_a \rightarrow 0$  [12], y por tanto  $\alpha_3 > 0$ , lo que conduce a que la solución para  $V_{max}$  no tenga sentido físico. De forma similar, un enfriamiento de la superficie oceánica aproximadamente de 1.0 °C bajo el núcleo del CT, puede provocar cambios en la intensidad del huracán y un debilitamiento del desequilibrio termodinámico.

Como  $V_{max}$  se estima a partir de la ecuación (6) en el tope de la capa fronteriza, y la intensidad de los CTs es medida como el viento medio sostenido en superficie durante uno o diez minutos, según la cuenca ciclogénica, el modelo HuMPI incorpora un modelo de CT en la capa fronteriza. Entonces, una vez estimada  $V_{max}$ , se realiza la integración completa de las ecuaciones de la capa fronteriza a través de un espesor constante  $\delta$  para obtener el perfil potencial de velocidades de un CT en superficie, y por tanto la velocidad máxima potencial. La incorporación del modelo de CT en la capa fronteriza al modelo HuMPI es otra diferencia sustancial respecto a la teoría original de Emanuel [12] para el cálculo de la IMP.

### 1.3. Modelo de ciclón tropical en la capa fronteriza atmosférica

La capa fronteriza atmosférica juega un papel importante en la dinámica del huracán, tiene aproximadamente unos 500 metros de espesor [23] y es donde los efectos de la superficie influyen de manera directa en el flujo del aire. Asumiendo la aproximación del *plano-f*, que considera constante el parámetro de Coriolis ( $f$ ) para pequeñas variaciones de la latitud [24], las ecuaciones de movimiento de la capa fronteriza en coordenadas cilíndricas, aplicadas a un vórtice

axialmente simétrico y estable, son:

$$\frac{1}{r} \frac{\partial(ru^2)}{\partial r} + \frac{\partial(uw)}{\partial z} + \frac{v_{gr}^2 - v^2}{r} + f(v_{gr} - v) = \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (7)$$

Además se tiene que:

$$\frac{1}{r^2} \frac{\partial(r^2 uv)}{\partial r} + \frac{\partial(vw)}{\partial z} + fu = \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (8)$$

$$\frac{\partial(ru)}{\partial r} + \frac{\partial(rw)}{\partial z} = 0 \quad (9)$$

donde ( $u, v, w$ ) es el vector velocidad en un sistema de coordenadas cilíndricas,  $v_{gr}$  es la velocidad tangencial del viento en el tope de la capa fronteriza y  $K$  es un coeficiente de difusividad. Integrando las ecuaciones anteriores desde  $z = 0$  hasta  $z = \delta$  asumiendo que  $\delta$  es un valor constante, se obtiene el siguiente sistema de ecuaciones [23]:

$$\frac{\partial u}{\partial r} = \frac{w_{\delta-} + w_{sc}}{\delta} + \frac{v_{gr}^2 - v^2}{ru} - f \left( \frac{v_{gr} - v}{\delta} \right) - \frac{C_d}{\delta} \sqrt{u^2 + v^2} \quad (10)$$

$$\frac{\partial v}{\partial r} = \frac{w_{\delta-} + w_{sc}}{u\delta} (v_{gr} - v) - \left( \frac{v}{r} + f \right) - \frac{C_d}{u\delta} \sqrt{u^2 + v^2} \quad (11)$$

donde ( $u, v$ ) es el vector velocidad en superficie,  $w_{\delta}$  es el valor de la velocidad vertical en el tope de la capa fronteriza,  $w_{sc}$  es el término que involucra el aporte de la convección poco profunda a la velocidad en superficie,  $\delta$  el espesor de la capa fronteriza.

La velocidad tangencial del viento en el tope de la capa fronteriza se calcula mediante el perfil radial de viento obtenido por Willoughby et al. [17], definido como:

$$v_{gr} = \begin{cases} V_{max} \left( \frac{r}{r_m} \right)^n & r \leq r_1 \\ V_i(1 - w_1) + V_0 w_1 & r_1 \leq r \leq r_2 \\ V_{max} \Lambda & r > r_2 \end{cases} \quad (12)$$

donde:

$$\Lambda = (1 - A)e^{-\frac{r-r_m}{X_1}} + Ae^{-\frac{r-r_m}{X_2}} \quad (13)$$

Los términos  $n, A, X_1$  y  $X_2$  son parámetros relacionados con la intensidad del CT,  $V_i$  y  $V_0$  son las velocidades tangenciales en los radios  $r_1$  y  $r_2$  respectivamente, y  $w_1$  es una función de peso (para más información consulte la ref. [17]).

A lo largo de los años, se han desarrollado varios modelos de perfiles de viento paramétricos para representar perfiles radiales idealizados del viento tangencial, representativos de un CT (ejemplo, Holland [25], DeMaria [26], Willoughby et al. [17], Frisius y Scgönemann [27]). Sin embargo, el perfil de viento desarrollado por Willoughby et al. [17] fue diseñado específicamente para ajustarse a las observaciones del viento y ha sido ampliamente probado con datos obtenidos a partir de aviones de reconocimiento [28]. Además permite un ajuste óptimo a los perfiles de viento más complejos. Como se muestra en la ecuación (12), el perfil de Willoughby et al. [17] utiliza un perfil de viento seccionalmente continuo

que comprende una ley de potencia dentro del ojo y dos funciones de decaimiento exponencial en el exterior, así como un polinomio que suaviza la transición a través del radio de viento máximos. Adicionalmente, este perfil no está condicionado por la validez de balances de fuerza idealizados, por lo que se ajusta mejor a las condiciones reales de un ciclón tropical.

Además, la factibilidad de utilizar el perfil radial de viento de Willoughby et al. [17] para forzar el modelo de capa fronteriza de Kepert y Wang [29] fue demostrada por Ramsay et al. [30], por Kepert [31] en un estudio de caso para el huracán Mitch (1998) y por Schwendike y Kepert [32] para estudios de casos con los huracanes Danielle (1998) e Isabel (2003). Por otro lado, Pérez-Alarcón et al. [16] realizó un análisis comparativo del perfil radial de viento del Huracán Iván (formado en la cuenca del Atlántico Norte en 2004), y concluyó que el perfil de Willoughby et al. [17] es el que mejor se ajustó a la distribución radial de la velocidad tangencial del Huracán Iván. Teniendo en cuenta estos resultados anteriores, se utilizó el perfil radial de Willoughby et al. [17] en el modelo HuMPI.

## II. MATERIALES Y MÉTODOS

### II.1. Perfil radial de presión

Fernández-Alvarez et al. [18] desarrollaron un perfil radial de presión a partir del perfil radial de viento de Willoughby et al. [17] (ecuación 12) y la ecuación de balance de viento gradiente, lo que garantiza una relación física directa entre la presión mínima central y la velocidad máxima del viento en superficie. La ecuación de balance de viento gradiente se define como:

$$v_{gr} = \frac{-fr}{2} + \sqrt{\frac{1}{4}(r^2 f^2) + \frac{r}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r}} \quad (14)$$

donde  $\rho$  es la densidad del aire. Se considera que el viento para cada intervalo del perfil es igual al viento gradiente. Para el primer tramo se obtiene la siguiente expresión:

$$V_{max} \left( \frac{r}{r_m} \right)^n = -\frac{fr}{2} + \sqrt{\frac{1}{4}(r^2 f^2) + \frac{r}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r}} \quad (15)$$

Posteriormente se despeja la derivada parcial de la presión con respecto al radio obteniéndose:

$$\frac{\partial P}{\partial r} = \frac{\rho}{r} \left[ V_{max} \left( \frac{r}{r_m} \right)^n + \frac{fr}{2} \right]^2 - \frac{\rho r f^2}{4} \quad (16)$$

Luego se desarrolla esta expresión y se obtiene para el intervalo  $r \leq r_1$  la siguiente ecuación:

$$\frac{\partial P}{\partial r} = \frac{\rho V_{max}^2}{r} \left( \frac{r}{r_m} \right)^{2n} + fr V_{max} \left( \frac{r}{r_m} \right)^n \quad (17)$$

Para el segundo intervalo donde  $r_1 \leq r \leq r_2$  se realiza un procedimiento similar al anterior y se obtiene:

$$\frac{\partial P}{\partial r} = \frac{\rho}{r} \left[ V_i(1 - w_1) + V_0 w_1 + \frac{fr}{2} \right]^2 - \frac{\rho r f^2}{4} \quad (18)$$

Finalmente, la ecuación para el tercer intervalo donde  $r > r_2$  es:

$$\frac{\partial P}{\partial r} = \frac{\rho}{r} \psi - \frac{\rho r f^2}{4} \quad (19)$$

donde:

$$\psi = \left\{ V_{max} \left[ (1 - A) e^{-\frac{(r-r_m)}{x_1}} \right] + A e^{-\frac{(r-r_m)}{x_2}} + \frac{fr}{2} \right\}^2 \quad (20)$$

### II.2. Casos de estudio

Como casos de estudio para evaluar el comportamiento del modelo HuMPI se seleccionaron los huracanes Matthew (2016), Maria (2017) y Michael (2018), formados en la cuenca del océano Atlántico Norte. El criterio de selección de estos sistemas estuvo basado en la intensidad alcanzada durante su evolución. La información de la intensidad y la posición de los casos de estudio se extrajo de la base de datos HURDAT2 [33] del Centro Nacional de Huracanes de los Estados Unidos (NHC, por sus siglas en inglés). La misma está disponible en <https://www.nhc.noaa.gov/data/#hurdat>. En todos los casos, los experimentos se realizaron cuando CT alcanzó la categoría de tormenta tropical.

Los datos de la temperatura superficial del mar (TSM) fueron extraídos de la base de datos OISST (Optimum Interpolation Sea Surface Temperature) del Centro de Datos Climáticos de los Estados Unidos (NCDC, por sus siglas en inglés). Esta base de datos de TSM es un análisis construido combinando observaciones de diferentes plataformas (satélites, barcos, boyas, entre otros) mediante el uso de una malla global regular de  $0,25^\circ$  de resolución horizontal. La metodología usada incluye el ajuste de sesgo de las observaciones de satélites y barcos para compensar las diferencias de plataforma y los sesgos de los sensores [34].

## III. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

### III.1. Huracán Matthew

El huracán Matthew se formó a finales de septiembre de 2016, a partir de una onda tropical proveniente de las costas de África con rápido movimiento hacia el oeste. Al pasar al norte la isla de Barbados, el entonces disturbio tropical mostró signos de organización caracterizados por fuerte actividad eléctrica y convectiva, por lo que se convirtió en tormenta tropical.

A pesar de una moderada cizalladura vertical del viento de 30-40 km/h, Matthew experimentó un proceso de rápida intensificación, desde el 30 de septiembre a las 0000 UTC al 1 de octubre a las 0000 UTC alcanzando la categoría 5 en la escala Saffir-Simpson, con un aumento de la velocidad del viento en 140 km/h para alcanzar una máxima intensidad de 275 km/h

de velocidad máxima del viento y una presión mínima central de 942 hPa.

Durante su trayectoria, Matthew se trasladó sobre las cálidas aguas del Mar Caribe Oriental con temperaturas entre los 29 y 30 °C, como se muestra en la figura 1, encontrando una moderada cizalladura vertical del viento en los niveles medios y altos, lo que favoreció el mantenimiento de la circulación secundaria del sistema mediante el suministro de suficiente vapor de agua para la intensificación de la convección profunda [35].

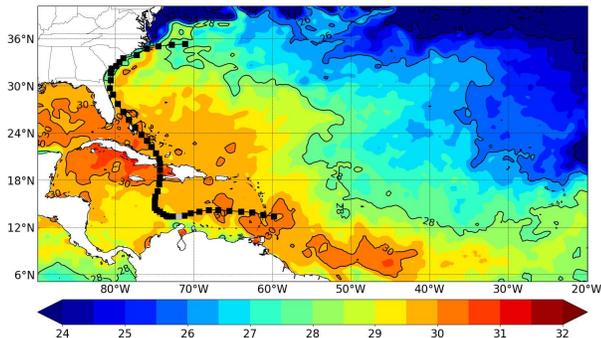


Figura 1. Huracán Matthew. Temperatura superficial del mar obtenida de la base de datos OISST. El punto señalado en color plateado corresponde a la posición donde el CT alcanzó la máxima intensificación.

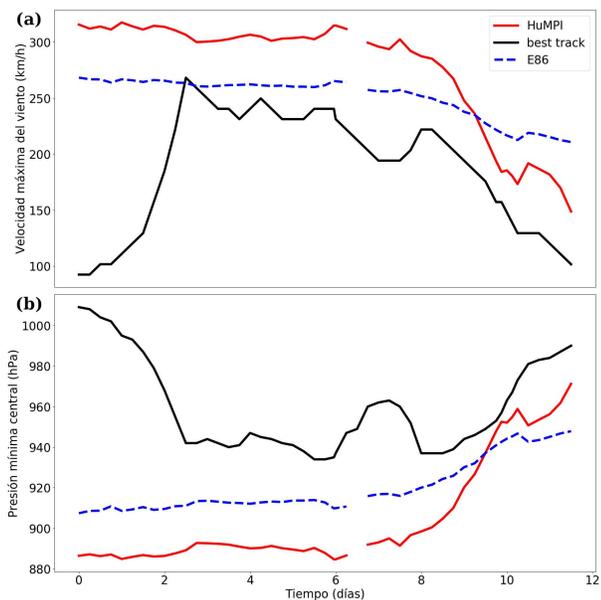


Figura 2. Huracán Matthew. Comparación entre la intensidad máxima potencial (IMP) y la intensidad real para la (a) Velocidad máxima del viento (km/h) y (b) Presión mínima central (hPa). La curva discontinua en azul representa la IMP calculada por el modelo de Emanuel [12] (E86). La discontinuidad en las curvas roja y azul se corresponde con el centro del huracán cruzando sobre tierra, donde no se calcula la IMP.

En la figura 2 se muestra la evolución temporal de la intensidad observada a lo largo de la trayectoria y la intensidad potencial durante la vida del huracán Matthew. En las simulaciones realizadas con el modelo HuMPI se observa que la IMP calculada para Matthew osciló alrededor de los 300 km/h en la velocidad del viento y los 890 hPa para la presión mínima central durante la etapa de intensificación del sistema. Adicionalmente, en la figura 2 se observa que la estimación de

la IMP utilizando el modelo de Emanuel [12] es ligeramente inferior a la IMP estimada con HuMPI. Incluso, la intensidad máxima alcanzada por el huracán Matthew es superior en 15 km/h a la IMP estimada con el modelo de Emanuel [12].

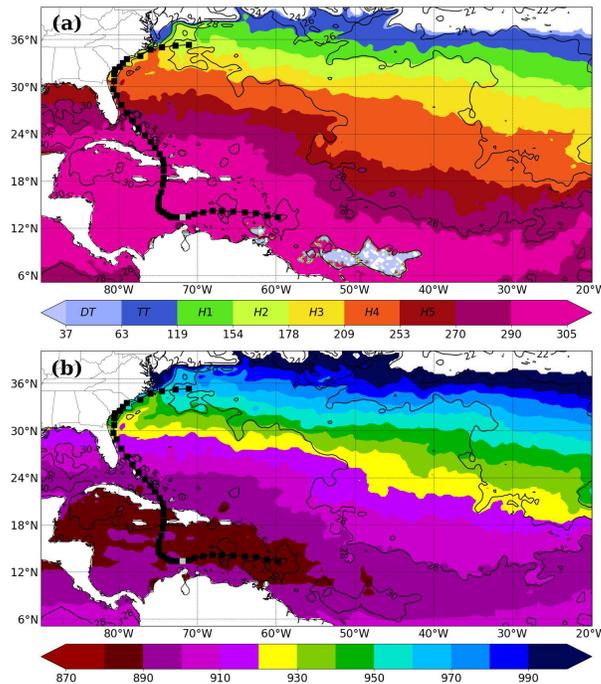


Figura 3. Huracán Matthew. Simulación del modelo HuMPI para la (a) Velocidad máxima del viento (km/h) y la (b) Presión mínima central (hPa). Se ha planteado la trayectoria real seguida por el CT, el punto destacado en la trayectoria corresponde al área en la que alcanzó el pico de máxima intensificación.

Por otro lado, la figura 3 muestra la trayectoria de Matthew y los campos de velocidad máxima potencial y presión mínima central potencial estimados con el modelo HuMPI. El movimiento de Matthew entre la región oriental de Cuba y la Isla de La Española, provocó que disminuyera su intensidad debido a la pérdida de energía por la fricción generada en su interacción con tierra, fundamentalmente con las elevaciones de ambas islas. Posteriormente, experimentó un debilitamiento por causa similar al cruzar sobre el archipiélago de las Bahamas.

Adicionalmente, como se observa en la figura 2, después del 7<sup>mo</sup> día de evolución, ocurre una convergencia entre la IMP y la intensidad real, lo cual es un indicativo de un debilitamiento, debido al movimiento del CT muy próximo a la costa o sobre aguas más frías. El comportamiento anterior se puede apreciar en la figura 3, donde es evidente la trayectoria de Matthew bordeando la costa este de los Estados Unidos.

Por otro lado, en la figura 3 se observa que en la zona donde el huracán alcanzó el pico de máxima intensidad (punto gris) se corresponde con un área donde la temperatura superficial del mar fue máxima (ver figura 1), y las simulaciones, tanto para la velocidad máxima potencial del viento como para la presión mínima potencial evidenciaron altos valores de intensidad, la que pudo haber alcanzado el sistema si hubiese encontrado todas las condiciones ambientales favorables para su intensificación. De forma general, el Huracán Matthew

alcanzó el 91.6 % de la intensidad máxima potencial estimada con el modelo HuMPI.

### III.2. Huracán María

Según Pasch [36], el huracán María se originó de una onda tropical bien definida proveniente de la costa oeste de África. Con un movimiento hacia el oeste, por el sur de un área de alta presión en los niveles medios, el entonces disturbio tropical se convirtió en una tormenta tropical alrededor de las 1800 UTC del 16 de septiembre y apenas 24 horas después alcanzaba la categoría de huracán con vientos superiores a las 120 km/h. Su movimiento sobre aguas oceánicas muy cálidas con temperaturas oscilando alrededor de los 30 °C, como se muestra en la figura 4, y una débil cizalladura vertical del viento, el huracán experimentó una intensificación rápida, variando en 80 km/h la velocidad máxima del viento en tan solo 12 horas.

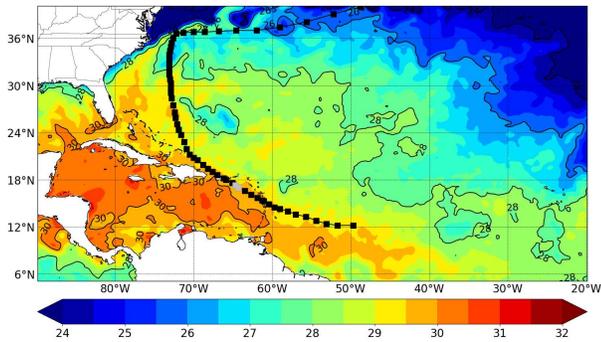


Figura 4. Huracán María. Temperatura superficial del mar obtenida de la base de datos OISST. El punto señalado en color plateado corresponde a la posición donde el CT alcanzó la máxima intensificación.

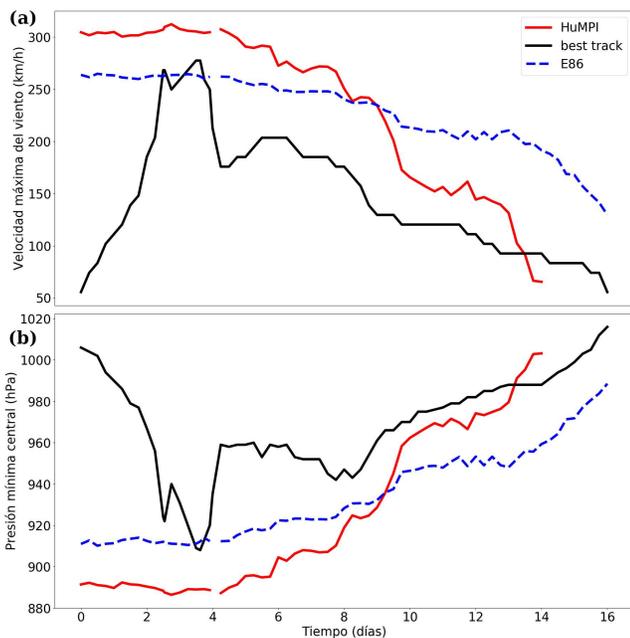


Figura 5. Huracán María. Comparación entre la intensidad máxima potencial (IMP) y la intensidad real para la (a) Velocidad máxima del viento (km/h) y (b) Presión mínima central (hPa). La curva discontinua en azul representa la IMP calculada por el modelo de Emanuel [12] (E86). La discontinuidad en las curvas roja y azul se corresponde con el centro del huracán cruzando sobre tierra, donde no se calcula la IMP.

Después de tocar tierra en la isla de Dominica, María continuó moviéndose hacia el oeste noroeste sobre aguas muy cálidas, experimentando nuevamente otro proceso de intensificación hasta alcanzar 280 km/h de velocidad máxima del viento y 908 hPa de presión mínima central. En la figura 5 se observa la evolución temporal del proceso de intensificación y debilitamiento experimentados por María. A medida que el sistema fue ganando en organización e intensidad fue aproximándose a los 298 km/h simulados por HuMPI para la velocidad máxima potencial del viento y a los 895 hPa para la presión mínima potencial.

Similar al comportamiento observado para el huracán Matthew, la IMP estimada para María mediante el modelo original de Emanuel [12] (curva azul en la figura 5) fue de 263 km/h, 20 km/h inferior a la velocidad máxima observada, mientras que la presión mínima potencial fue solo 3 hPa superior a la presión mínima central registrada en la base de datos HURDAT2 para este huracán.

Después del pico de máxima intensidad (ver figura 5) se observa una convergencia entre ambas curvas, lo cual evidencia el movimiento del sistema sobre aguas oceánicas más frías. Es notable, que entre los 13 y 16 días de evolución, la intensidad real es superior a la intensidad potencial simulada. Lo anterior no tienen ninguna importancia práctica, pues la intensidad experimentada por el sistema es inferior a los 100 km/h. Como se había explicado anteriormente, el modelo HuMPI depende de la temperatura superficial del mar, y para estos días, María se desplazaba por aguas oceánicas con temperaturas inferiores a los 24 °C, como se muestra en la figura 4.

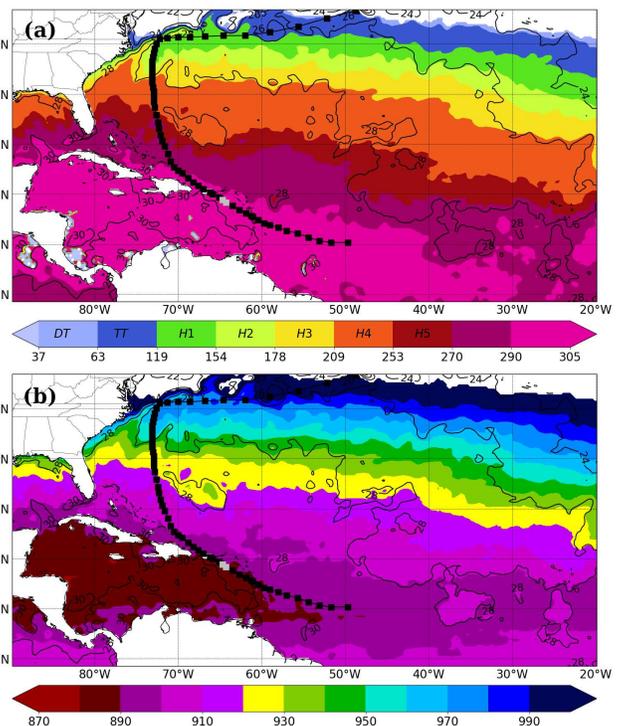


Figura 6. Huracán María. Simulación del modelo HuMPI para la (a) Velocidad máxima del viento (km/h) y la (b) Presión mínima central (hPa). Se ha planteado la trayectoria real seguida por el CT, el punto destacado en la trayectoria corresponde al área en la que alcanzó el pico de máxima intensificación.

Adicionalmente, en la figura 6 se muestra la IMP simulada para María y la trayectoria descrita por el CT, donde se observa que el sistema alcanzó la máxima intensidad en las zonas estimadas por el cálculo de la intensidad potencial, las cuales coinciden con áreas donde la temperatura superficial del mar fue superior a los 29-30 °C (ver figura 4).

Debido a que el Huracán María se desplazó generalmente sobre aguas oceánicas cálidas interactuando poco con tierra, así como las condiciones ambientales favorables, posibilitaron que la intensidad real experimentada fuera el 93.9 % de la IMP.

### III.3. Hurricane Michael

El huracán Michael tuvo un origen complicado y un prolongado proceso de génesis en el Golfo de Honduras. Después de su formación como depresión tropical, y a pesar de una moderada a fuerte cizalladura del viento del suroeste debido a una vaguada en niveles medios sobre el Golfo de México, Michael experimentó un proceso de rápida intensificación, convirtiéndose en tormenta tropical 6 horas después de su formación. Un día después, alcanzó la categoría de huracán, alrededor del 8 de octubre a las 1200 UTC [37]. El rompimiento de la estructura convectiva de la pared del ojo provocó un ligero debilitamiento de Michael cuando este se internó en el Golfo de México, sin embargo, 12 horas después reiniciaba su proceso de intensificación hasta alcanzar una velocidad máxima del viento de 260 km/h y una presión mínima central de 919 hPa, unas horas antes de tocar tierra en cerca de la Base de la Fuerza Aérea de Tyndall, en Florida [37].

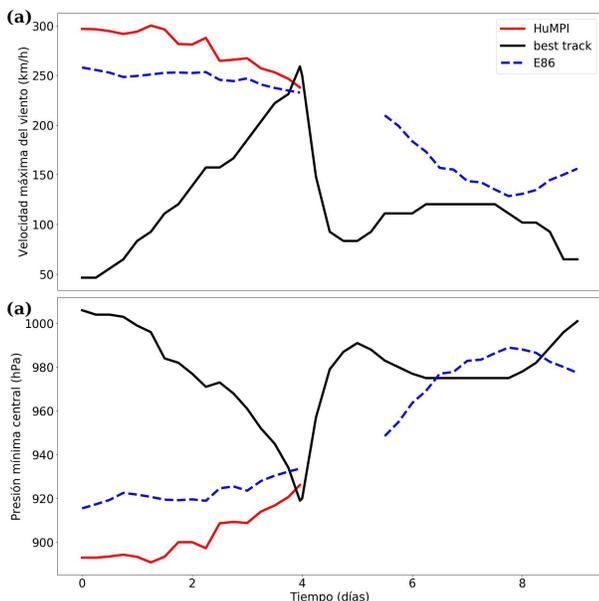


Figura 7. Huracán Michael. Comparación entre la intensidad máxima potencial (IMP) y la intensidad real para la (a) Velocidad máxima del viento (km/h) y (b) Presión mínima central (hPa). La curva discontinua en azul representa la IMP calculada por el modelo de Emanuel [12] (E86). La discontinuidad en las curvas roja y azul se corresponde con el centro del huracán cruzando sobre tierra, donde no se calcula la IMP.

En la figura 7 se observa la evolución temporal de los procesos de intensificación y debilitamiento experimentado por Michael. Es notable que después del 4<sup>to</sup> día de evolución,

la curva de la intensidad máxima potencial se interrumpe inicialmente debido al desplazamiento del sistema sobre tierra, donde la IMP por definición es nula, sin embargo, después de los 5.5 días, la IMP estimada por el modelo de Emanuel [12] alcanza nuevamente valores, mientras que la IMP estimada por HuMPI aparece indeterminada. La temperatura superficial del mar por las regiones donde se desplazó Michael una vez que salió nuevamente al mar fue inferior a los 24 °C (ver figura 8a), lo que sugiere que el modelo HuMPI tiene limitaciones para estimar la IMP cuando la TSM es ligeramente fría.

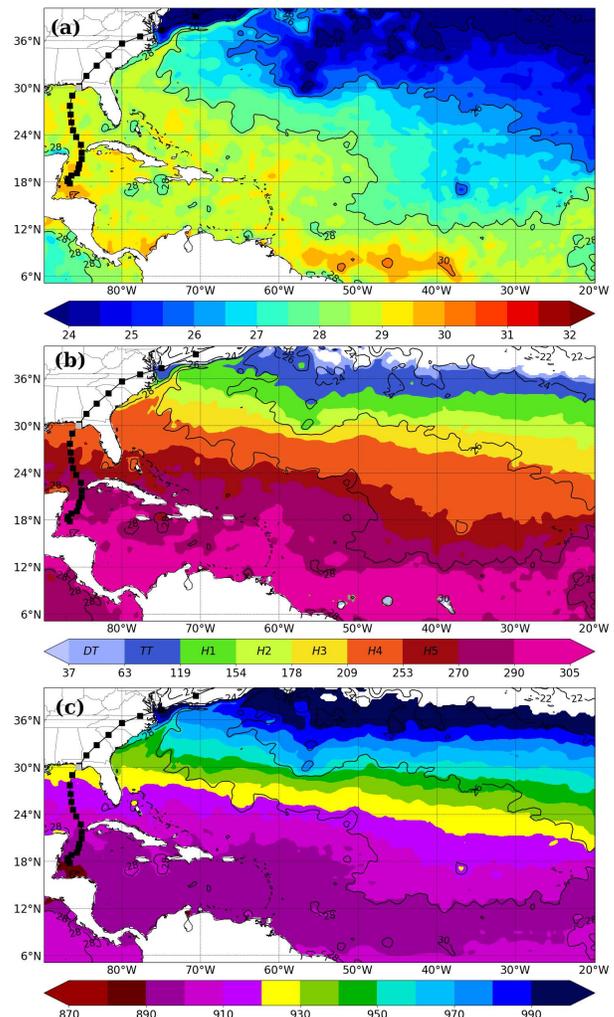


Figura 8. Huracán Michael. Simulación del modelo HuMPI para la (a) Velocidad máxima del viento (km/h) y la (b) Presión mínima central (hPa). Se ha planteado la trayectoria real seguida por el CT, el punto destacado en la trayectoria corresponde al área en la que alcanzó el pico de máxima intensificación.

Por otro lado, es apreciable que la intensidad real alcanzada por Michael fue superior a la IMP simulada, tanto por HuMPI como por el modelo de Emanuel [12]. El comportamiento anterior para HuMPI se atribuye a que el modelo incorpora un algoritmo de reducción de la intensidad potencial cuando el sistema se encuentra cercano a la costa, debido a que la interacción de la circulación del CT con tierra induce un debilitamiento, como se ha observado en los casos anteriores.

Para Michael, la IMP simulada fue de 250 km/h para la

velocidad del viento y 921 hPa para la presión mínima central. Aunque estos valores son inferiores a la intensidad real, la diferencia es despreciable, por lo que, bajo las condiciones descritas previamente, la simulación de la IMP por el modelo HuMPI para este sistema puede catalogarse de favorable.

En la figura 8 se muestran los campos de temperatura superficial del mar, velocidad máxima potencial del viento, presión mínima potencial y la trayectoria descrita por el huracán Michael. Como se observa, en el Golfo de México el CT encontró aguas ligeramente cálidas con temperaturas superiores a los 28 °C, como se muestra en la figura 8a, condición que favoreció el proceso de intensificación continua que experimentó mientras se dirigía hacia la costa sur de los Estados Unidos. Es importante resaltar, que en el Golfo de México, la IMP simulada osciló entre los 900 y 910 hPa en el caso de la presión mínima central y entre 250 y 270 km/h en la velocidad máxima del viento, lo cual puede considerarse como una buena aproximación de la intensidad real alcanzada por Michael.

#### III.4. Algunas consideraciones

En los casos de estudio analizados, se observó que los CTs alcanzaron una intensidad cercana al 92 % de la intensidad máxima potencial simulada por el modelo HuMPI, con excepción de los cálculos realizados para el huracán Michael, donde su intensidad real excedió ligeramente a la IMP. Por otro lado, fue evidente la estrecha relación que existe entre la IMP y la temperatura superficial del mar, lo cual permite estimar con buena aproximación la máxima intensidad que puede alcanzar un ciclón tropical si se combinan todas las condiciones dinámicas y termodinámicas para su intensificación y desarrollo. Tanto para el huracán Matthew como para María se observa la convergencia de las curvas de la intensidad máxima potencial y la intensidad real después que el sistema alcanzó el pico de máxima intensidad, lo cual está en correspondencia con los resultados previos de Pérez-Alarcón [16] y Fernández-Alvarez et al. [18].

En todos los casos, se observó además que la IMP estimada usando el modelo de Emanuel [12] fue inferior a la intensidad real alcanzada por los tres huracanes. Este comportamiento fue demostrado por Persing y Montgomery [38], cuando señalaron que modelos numéricos de alta resolución tienden a producir tormentas “superintensas”, es decir, tormentas que exceden significativamente la intensidad predicha por la teoría de Emanuel [12]. Según estos autores, la causa de la superintensidad radica en la presencia de aire con altos valores de entropía procedente del ojo del huracán y que penetra en los niveles bajos de la pared del ojo, haciendo un aporte adicional de calor, lo que conduce al establecimiento de un ciclo modificado de Carnot capaz de crear sistemas más intensos. Esto ha sido confirmado por la evidencia observacional, ademas, Smith et al. [39] plantearon que la inconsistencia fundamental del modelo de Emanuel [12], es la suposición de un balance de viento gradiente en la capa límite, tanto dentro como fuera del radio de vientos máximos. Según Smith et al. [39], la capa límite de un CT debe su existencia al

desequilibrio del viento gradiente. En el modelo HuMPI estas problemáticas están resueltas, pues se estima la velocidad máxima potencial a partir del desequilibrio termodinámico en el tope de la capa fronteriza y posteriormente se calcula la velocidad máxima potencial en superficie a partir de la incorporación del modelo de ciclón tropical en la capa fronteriza atmosférica, como se detalló en la descripción del modelo.

Por otro lado, el modelo HuMPI se encuentra actualmente operativo en el Departamento de Meteorología del Instituto Superior de Tecnologías y Ciencias Aplicadas (InSTEC), de la Universidad de La Habana, Cuba, y sus salidas pueden consultarse diariamente en <https://www.instec.cu/model/HuMPI.php>. Igualmente, las simulaciones diarias de HuMPI pueden contrastarse con las simulaciones diarias realizadas con el modelo de Emanuel [12], las cuales se encuentran disponibles en <http://wxmaps.org/pix/hurpot/>.

Además, el modelo HuMPI puede aplicarse a estudios de vulnerabilidad y riesgo en zonas costeras para conocer la cota máxima de marea de tormenta que pudiera afectar el área en presencia de un CT. Para ello podría usarse algún modelo de marea de tormenta con el campo de viento obtenido a partir de un modelo paramétrico de CT usando como velocidad máxima y presión mínima central la IMP simuladas.

#### IV. CONCLUSIONES

Se comprobó el desempeño del modelo de intensidad potencial de huracanes HuMPI al incorporarle el perfil de presión desarrollado por Alvarez et al. [18] obtenido a partir del perfil radial del viento de Willoughby et al. [17], garantizando una relación física directa entre la presión mínima central y la velocidad máxima del viento en superficie.

La localización espacial del área donde los CTs alcanzaron la máxima intensidad coincide con las zonas de mayor temperatura superficial del mar por donde se desplazaron los huracanes y con las áreas de máxima intensidad potencial estimadas. El caso del huracán Michael, al alcanzar su máxima intensidad muy próximo a la costa, evidenció las incertidumbres existentes en los mecanismos físicos que controlan la intensificación de los ciclones tropicales y las limitaciones de HuMPI para estimar la IMP cuando la temperatura superficial del mar es ligeramente fría.

Por otro lado, los resultados obtenidos, permiten emplear el modelo HuMPI en análisis de riesgo sobre el impacto del calentamiento global en la intensidad de los ciclones tropicales, así como de la ocurrencia de marea de tormenta ante la presencia de huracanes muy intensos en la cercanía de las áreas costeras. Adicionalmente, el modelo HuMPI puede emplearse para investigar la relación entre las intensidades máximas observadas de los CTs y la IMP durante el ciclo estacional, teniendo en cuenta la variabilidad mes a mes de las trayectorias y frecuencias de los CTs.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Centro Nacional de Huracanes la disponibilidad de la base de datos HURDAT2 y al Centro de Datos Climáticos la base de datos de temperatura superficial del mar OISST.

## REFERENCIAS

- [1] K. Ankur, N. K. R. Busireddy, K. K. Osuri, D. Niyogi, *Int. J. Climatol.* **40**, 2015 (2020).
- [2] T. Knutson, J. McBride, J. Chan, K. Emanuel, G. Holland, C. Landsea, I. Held, J. Kossin, K. Srivastava, M. Sugi, *Nat. Geosci.* **3**, 157 (2010).
- [3] M. DeMaria and J. Kaplan, *Weather and Forecasting* **14**, 326 (1999).
- [4] F. Zhang, Y. Weng, J. F. Gamache, F. D. Marks, *Geophys. Res. Lett.* **38**, (2011).
- [5] C. Cacciamani, D. Cesari, F. Grazzini, T. Paccagnella, M. Pantone, *Meteorol. Atmos. Phys.* **72**, 147 (2000).
- [6] K. Singh, M. Mandal, Impact of Initial and Boundary Conditions on Mesoscale Simulation of Bay of Bengal Cyclones Using WRF-ARW Model, In: Ray K., Mohapatra M., Bandyopadhyay B., Rathore L. (eds) *High-Impact Weather Events over the SAARC Region*. Springer, Cham (2015).
- [7] Y. Wang and C.-C. Wu, *Meteorol. Atmos. Phys.* **87**, 257(2004).
- [8] E. Kleinschmidt, *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie A* **4**, 53 (1951).
- [9] B. I. Miller, *J. Meteorol.* **15**, 184 (1958).
- [10] J. S. Malkus, H. Riehl, *Tellus* **12**, 1 (1960).
- [11] J. Camp, M. Montgomery, *Mon. Weather Rev.* **29**, 1704 (2001).
- [12] K. A. Emanuel, *J. Atmos. Sci.* **43**, 585 (1986).
- [13] S. Garner, *J. Atmos. Sci.* **72**, 141 (2015).
- [14] C. Q. Kieu, Z. Moon, *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **97**, 1847 (2016).
- [15] A. M. Kowaleski, J. L. Evans, *Mon. Weather Rev.* **144**, 3569 (2016).
- [16] A. Pérez-Alarcón, Diploma Thesis Instituto Superior de Tecnologías y Ciencias Aplicadas, Havana, July, 2015.
- [17] H. E. Willoughby, R. W. R. Darling, M. Rahn, *Mon. Weather Rev.* **134**, 1102 (2006).
- [18] J. C. Fernández-Alvarez, O. D. Rodríguez, A. Pérez-Alarcón, *Rev. Bras. Met.* **34**, 101 (2019).
- [19] S. Wang, S. J. Camargo, A. H. Sobel, L. M. Polvani, *J. Atmosph. Sci.* **71**, 4333 (2014).
- [20] A. A. Wing, K. Emanuel and S. Solomon, *Geophys. Res. Lett.* **42**, 8669 (2015).
- [21] D. M. Gilford, S. Solomon and K. A. Emanuel, *J. Clim.* **30**, 6085 (2017).
- [22] K. A. Emanuel, Tropical cyclone energetics and structure. *Atmospheric Turbulence and Mesoscale Meteorology*, E. Federovich, R. Rotunno, and B. Stevens, Eds. (Cambridge University Press, United Kingdom, 2004).
- [23] R. K. Smith, *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **129**, 1007 (2003).
- [24] M. S. Peng, B.-F. Jeng and R. Williams, *J. Atmos. Sci.* **56**, 1404 (1999).
- [25] G. J. Holland, *Mon. Weather Rev.* **1008**, 1212 (1980).
- [26] M. DeMaria, *Mon. Weather Rev.* **115**, 2346 (1987).
- [27] T. Frisius, D. Scgonemann, *J. Atmos. Sci.* **70**, 1874 (2013).
- [28] V. T. Wood, *et al.*, *Mon. Weather Rev.* **141**, 1884 (2013).
- [29] J. Kepert, Y. Wang, *J. Atmos. Sci.* **58**, 2485 (2001).
- [30] H. A. Ramsay, L. M. Leslie, J. D. Kepert, *Mon. Weather Rev.* **137**, 4171 (2009).
- [31] J. D. Kepert, *J. Atmos. Sci.* **63**, 2194 (2006).
- [32] J. Schwendike, J. D. Kepert, *Mon. Weather Rev.* **136**, 3168 (2008).
- [33] C. W. Landsea, J. L. Franklin, *Mon. Weather Rev.* **141**, 3576 (2013).
- [34] V. F. Banzon, R. W. Reynolds, D. Stokes and Y. Xue, *J. Clim.* **27**, 8221 (2014).
- [35] S. S. R., National Hurricane Center Tropical Cyclone Report. Hurricane Matthew (AL142016), Technical report, NOAA/National Hurricane Center (2017). URL <https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/AL142016Matthew.pdf>.
- [36] R. J. Pasch, A. B. Penny, R. Berg, National Hurricane Center Tropical Cyclone Report. Hurricane Maria (AL152017), Technical report, 9 NOAA/National Hurricane Center (2019). URL <https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/AL152017Maria.pdf>.
- [37] J. L. B. II, R. Berg and A. Hagen, National Hurricane Center Tropical Cyclone Report. Hurricane Michael (AL142018), Technical report, NOAA/National Hurricane Center (2019). URL <https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/AL142018Michael.pdf>.
- [38] J. Persing and M. T. Montgomery, *J. Atmosph. Sci.* **60**, 2349 (2003).
- [39] R. K. Smith, M. T. Montgomery and S. Vogl, *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **134**, 551 (2008).

This work is licensed under the Creative Commons Attribution-NonCommercial 4.0 International (CC BY-NC 4.0, <http://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0>) license.

