

Estudio físico-numérico de la línea prefrontal que afectó a La Habana el 27 de enero de 2019



Physical-numerical study of the prefrontal line that affected Havana on January 27, 2019

<https://cu-id.com/2377/v30n3e08>

 Jean David Pérez Álvarez*,  Maibys Sierra Lorenzo

Centro de Física de la atmósfera. Instituto de meteorología de la República de Cuba, Cuba.

RESUMEN: Se realizó una simulación numérica con el modelo WRF para el día 27 de enero de 2019 con el objetivo de evaluar los factores físico-dinámicos que ocasionaron la formación de vórtices en la línea prefrontal, así como las causas de la fuerte racha reportada en la estación de Casablanca al paso de este sistema. Se encontró, a partir de la simulación, que la inestabilidad por cizalladura horizontal fue la desencadenante de los vórtices por delante del frente, de los cuales uno posteriormente fue desarrollado por una corriente ascendente convectiva. Se encontró la presencia de una corriente de entrada trasera que provocó la formación del eco en arco observado, el desarrollo del vórtice y vientos en superficie de categoría EF0 en la escala de Fujita mejorada.

Palabras clave: vorticidad, inestabilidad por cizalladura horizontal, WRF.

ABSTRACT: A numerical simulation was performed with the WRF model for January 27, 2019 with the objective of evaluating the physical-dynamic factors that caused the formation of vortices in the prefrontal line, as well as the causes of the strong gust reported at the Casablanca station at the passage of this system. It was found, from the simulation, that the horizontal shear instability was the trigger for the vortices ahead of the front, one of which was later developed by a convective updraft. The presence of a rear inflow current was found to cause the observed bow echo formation, vortex development and surface winds of category EF0 on the enhanced Fujita scale.

Keyword: vorticity, instability due to horizontal shear, WRF.

INTRODUCCIÓN

Estudios observacionales han demostrado que muchos de los eventos de tiempo severo asociados con Sistemas Convectivos Cuasi-Lineales (QLCS), como tornados o vientos en línea recta, están vinculados al desarrollo de vórtices significativos en la escala meso- γ (Orlanski, 1975) en niveles bajos dentro de estos sistemas (Atkins *et al.*, 2004).

Estudios numéricos han mostrado que los fuertes vientos en línea recta cerca de la superficie están asociados a mesovórtices de niveles bajos (por debajo de 1km) (Trapp & Weisman, 2003). Considerando el potencial de daño de estos sistemas que afectan a Cuba en particular al occidente en el periodo poco lluvioso, tiene una gran importancia teórica y práctica entender los mecanismos causantes de estos eventos de tiempo severo.

Usando simulaciones idealizadas Trapp & Weisman, 2003 propusieron que la inclinación hacia

abajo de la vorticidad perpendicular al flujo generada baroclínicamente a lo largo del frente de ráfagas por las corrientes descendentes provocaba la formación de dos vórtices, uno ciclónico y otro anticiclónico, se encontró que el ciclónico se favorecía por la convergencia de la vorticidad planetaria. Atkins & St. Laurent, 2009 estudiaron la formación de un mesovórtice en un eco arqueado en Saint Louis, Estados Unidos, y encontraron que su formación estuvo asociada igualmente a la vorticidad generada baroclínicamente pero contrariamente a Trapp & Weisman, 2003 esta era inclinada hacia arriba por la corriente ascendente en el frente de ráfagas. Las parcelas que entraban en la corriente de entrada trasera (RIJ) (Smull & Houze, 1987) adquirieron vorticidad horizontal paralela al flujo vía generación baroclínica que fue posteriormente inclinada hacia arriba por la corriente ascendente.

*Autor para correspondencia: Jean David Pérez Álvarez. E-mail: emhyr00@gmail.com

Recibido: 07/03/2024

Aceptado: 07/05/2024

Conflicto de intereses:

Contribución de los autores: Jean David Pérez Álvarez: Investigación, análisis formal, validación, visualización, redacción - borrador original, redacción - revisión y edición. Maibys Sierra Lorenzo: Conceptualización, curación de datos, administración de proyectos, recursos, supervisión, redacción - revisión y edición.

Este artículo se encuentra bajo licencia [Creative Commons Reconocimiento-NoComercial 4.0 Internacional \(CC BY-NC 4.0\)](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/)

Otros estudios han encontrado que la formación de vórtices por delante de zonas frontales se debe a la inestabilidad por cizalladura horizontal (HSI) (Haurwitz, 1949). Estos vórtices han producido tornados, por ejemplo, Carbone, 1982 estudió la formación de un tornado por delante de una banda de lluvia de un frente frío cuyo vórtice progenitor se formó vía HSI, Clark & Parker, 2020 encontraron que el origen de los vórtices por delante de estas bandas en Gran Bretaña venía dado por este mecanismo, Conrad & Knupp, 2020 estudiaron el entorno donde se origina un QLCS con mesovórtices, encontrando que este era inestable respecto a la HSI.

Conocer las causas que pueden formar vórtices dentro de QLCS como pueden ser líneas prefrontales puede ayudar a los pronosticadores a identificar entornos favorables para el desarrollo de eventos severos. En este trabajo estudiamos a través de técnicas de simulación numérica, la línea prefrontal que afectó a La Habana el 27 de enero de 2019 con el objetivo de encontrar los factores físicos que propiciaron el desarrollo de un mesovórtice que provocó un tornado categoría EF4 en la escala de fujita mejorada (Fujita, 1981) así como vientos con rachas de 100km/h reportadas por la estación de Casablanca.

El trabajo está organizado de la siguiente manera: la sección 2 describe la simulación numérica, la configuración y dominios usados, la sección 3 donde se exponen los principales resultados y por último las conclusiones y recomendaciones.

MATERIALES Y MÉTODOS

Simulación con el modelo WRF

Se utilizó el modelo WRF-ARW (Skamarock et al., 2008) versión 4.1.2 para simular la línea de tormentas prefrontal que afectó a La Habana el 27 de enero de 2019. Se emplearon 5 dominios los cuales se muestran en la figura 1. En la tabla 1 se muestra un resumen de la configuración utilizada. El dominio de $dx=9000m$ fue inicializado a partir de la salida del modelo GFS

con 0.25 grados de resolución, a las 12:00UTC del 27 de enero de 2019, la simulación duró 24h, es decir, hasta las 12:00UTC del 28 de enero de 2019. Las condiciones de fronteras laterales se actualizaron cada 6h. Se anidaron 4 dominios adicionales, desde 3000m hasta 111m de resolución, a razón de 1:3, utilizando anidamiento unidireccional concurrente. La resolución de los dominios más pequeños (333m y 111m) son suficientes para resolver completamente vórtices en la mesoescala pero insuficiente para resolver tornados.

Evaluación del rol de la cizalladura horizontal

La HSI consiste en la redistribución de una zona continua de vorticidad vertical en vórtices regularmente espaciados (Lee and Wilhelmson, 1997) es decir si tenemos una zona de cizalladura horizontal (vorticidad vertical) como puede ser un frente, si el flujo base es inestable, cualquier pequeña perturbación en el campo de viento dará lugar al desarrollo de la HSI y por tanto a la redistribución de la vorticidad a lo largo de la línea. Para determinar si la HSI tuvo algún rol en la formación de vórtices en la zona frontal, se utilizaron los campos de velocidades de la simulación con el modelo WRF. Los criterios de Rayleigh y Fjørtoft definen dos condiciones necesarias para para la HSI. El criterio de inestabilidad de Rayleigh (Rayleigh, 1879) establece que una condición necesaria es la existencia de un punto de inflexión en el flujo, es decir, que se cumpla:

$$\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} = 0 \quad (1)$$

En el punto de inflexión. Donde V es la velocidad base paralela a la interfaz entre las 2 masas de aire.

El criterio de Fjørtoft (Fjørtoft, 1950) definido por:

$$\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} (V - V_s) < 0 \quad (2)$$

Es una condición más fuerte¹, donde V_s es la componente de la velocidad paralela a la interfaz en

Tabla 1. Configuración elegida para la simulación

OPCION DEL NAMELIST	Configuración elegida
dx, dy (en metros)	9000-3000-1000-333-111
Niveles verticales	50
Tope del modelo	20 000m
Microfísica	Morrison double moment
PBL	Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino,nivel 2.5
Radiación	RRTM para onda larga y Goddard para onda corta
Parametrización de la superficie del terreno	Unified noah land Surface model
Parametrización de la convección	D01: ensemble de Grell-Freitas. Apagado en el resto
Condiciones iniciales	Modelo GFS (0.25 grados)
Condiciones de frontera	Modelo GFS, actualizadas cada 6 horas

¹A diferencia de la de Rayleigh que exige la existencia de un punto de inflexión (y en este caso un extremo en la vorticidad), la condición de Fjørtoft establece que este extremo debe ser un máximo

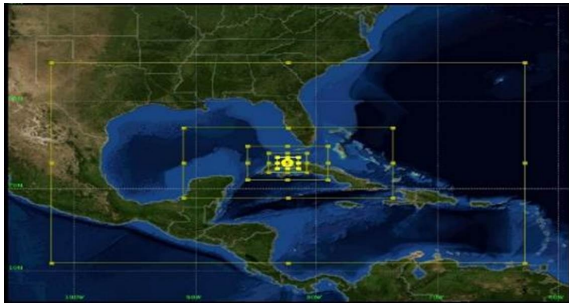


Figura 1. Dominios utilizados en la simulación con el modelo WRF

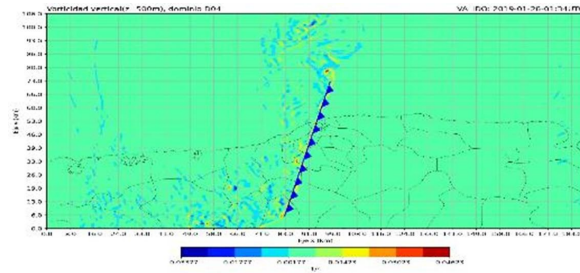


Figura 2. Vorticidad vertical a 500m de altura sobre el terreno, la recta azul representa la orientación del frente de ráfagas y de la zona de cizalladura horizontal

el punto de inflexión. Este criterio se satisface cuando la expresión anterior es menor que 0 a ambos lados del punto de inflexión.

Para evaluar los criterios de inestabilidad, dado que involucran la componente de la velocidad paralela a la interfaz entre las masas de aire, en este caso tomaremos al frente como la interfaz. Como la orientación del frente es tal que forma un ángulo con los ejes coordenados como se ve en la [figura 2](#), se hizo una rotación del sistema coordenado tomando el ángulo que hay entre la recta azul de la figura y el eje y .

Ecuación de vorticidad

La HSI es un proceso bidimensional de manera que no es el único mecanismo que contribuyó a la formación y desarrollo de los vórtices (este mecanismo no involucra como los vórtices se desarrollan verticalmente). Se necesita que exista una producción de vorticidad vertical por diferentes procesos como estiramiento, advección, inclinación, etc.

Para determinar el rol que tuvieron estos diferentes procesos en el desarrollo del vórtice utilizamos la ecuación que rige el cambio en el tiempo de la vorticidad vertical (en el marco euleriano), para un fluido incompresible y bajo la aproximación de Boussinesq:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\vec{v} \cdot \nabla(\zeta + f) + \vec{\omega} \cdot \nabla w + f \frac{\partial w}{\partial z} \quad (3)$$

En la ecuación anterior ζ es la vorticidad vertical, \vec{v} el vector de velocidad del flujo (con componentes u, v, w) y f el término de Coriolis. El primer término a la izquierda es el cambio local de la vorticidad vertical, a la derecha el 1er término corresponde a la advección de vorticidad vertical por el campo de flujo, el segundo es, para las componentes horizontales (u y v) la inclinación de vorticidad horizontal hacia la vertical, para la componente vertical del flujo (w) el estiramiento, y el cuarto término es el estiramiento de la vorticidad planetaria.

RESULTADOS Y DISCUSION

Mirada general de la simulación

A la 00:58UTC, aproximadamente 20 minutos antes de la formación del tornado, se observó a partir de los datos de reflectividad del radar doppler de Cayo Hueso, la intensificación de una celda convectiva que se ubicaba sobre Artemisa en movimiento hacia el noreste. En la [figura 3](#) se muestra este proceso. A las 01:20 UTC, momento en que se estimó que ocurrió la tornadogénesis, se observó una estructura de eco arqueado, tal como se ve en la [figura 3](#), en la cual además se muestra una comparación con la reflectividad simulada por el modelo WRF, interpolada a la altura aproximada que pasa el haz del primer barrido del radar de Cayo Hueso. Se observan discrepancias temporales entre la simulación y los datos reales, sin embargo, dado que nuestro interés es la dinámica del sistema y no su pronóstico, estos errores son tolerables en este contexto. La celda alcanzó su máximo desarrollo a las 01:30UTC al igual que el tornado.

Se observó la presencia de un frente de ráfagas bien definido, tal como se ve en la [figura 4](#), el cual marca el borde delantero del flujo de salida de las tormentas que hay en la línea. Se observa además el fuerte cambio en la dirección del viento (cizalladura horizontal), donde tenemos un flujo prácticamente zonal en el sector frío mientras que en el sector cálido el flujo es del sur. En esta región de cizalladura horizontal, la cual se extiende sobre los niveles bajos, es de esperar haya una línea o corredor de vorticidad vertical, tal como se ve en la [figura 5a](#). Inicialmente por detrás de la zona de cizalladura horizontal existía una fuerte advección horizontal negativa de vorticidad vertical con valores de $-90 \cdot 10^{-5} \frac{1}{s^2}$ ([figura 6a](#)), esto es debido a la propia existencia de la zona de cizalladura horizontal, al haber una zona alargada de vorticidad vertical mucho mayor que el entorno, el flujo y en mayor medida el flujo zonal (en este caso), estará yendo a favor del crecimiento (zonal) de vorticidad del sector frío del frente de ráfagas hasta la zona frontal, es decir transportando vorticidad en el sentido del gradiente. Sin embargo, un tiempo después, a medida que las perturbaciones en la zona

se hacen apreciables, comienzan a aparecer zonas de advección horizontal positiva con valores cercanos a $120 \cdot 10^{-5} \frac{1}{s^2}$ (figura 6b), comenzándose a agrupar en zonas discretas (figura 5b) lo cual es un indicativo típico de la HSI. En la figura 6a y figura 6b se muestra además de la advección el parámetro de Okubo-Weiss (Okubo, 1970, Weiss, 1991) el cual fue calculado para identificar zonas de rotación, es decir zonas donde la vorticidad domina sobre la deformación del fluido.

El entorno prefrontal además de las características antes mencionadas, presentaba condiciones de baja CAPE ($cape \leq 1000 \text{ Jkg}^{-1}$) (no se muestra) y alta cizalladura vertical ($\geq 20 \text{ m/s}$ 0-6km), estas características son típicas de los llamados en la literatura entornos de alta cizalladura y baja CAPE (HSLC por sus siglas en inglés). Este tipo de entorno es típico de la temporada invernal en latitudes medias, donde el forzamiento sinóptico juega un papel fundamental en la formación y evolución de estos sistemas.

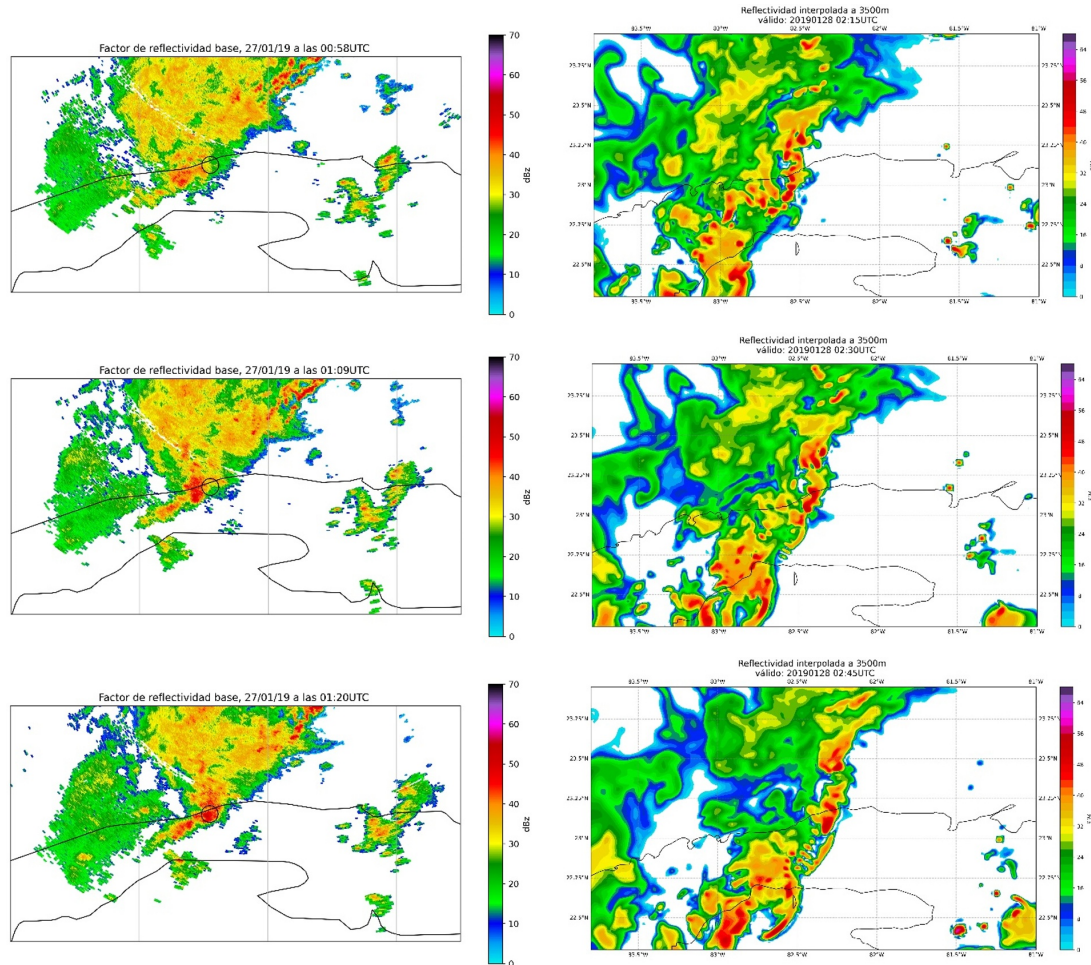


Figura 3. Comparación entre el factor de reflectividad base, dado por el radar de Cayo Hueso (columna izquierda) y la misma variable simulada por el modelo WRF. Se muestra circulado la zona donde ocurrió la tornadogénesis. Los datos del radar fueron procesados usando la librería de Python Py-ART (Helmus & Collis, 2016)

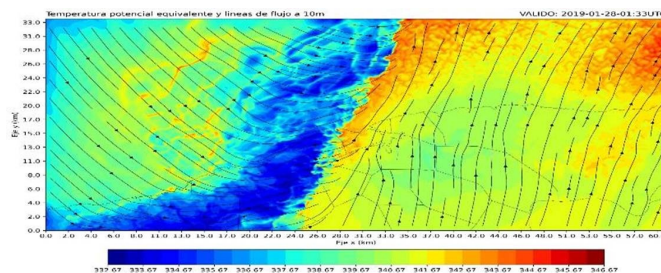


Figura 4. Contornos de temperatura potencial equivalente en el primer nivel del modelo ($z \approx 50\text{m}$) a las 01:33UTC en el dominio de 100m de resolución, se muestran todos los contornos con intervalo de 0.5K, las líneas corresponden al flujo a 10m sobre el suelo

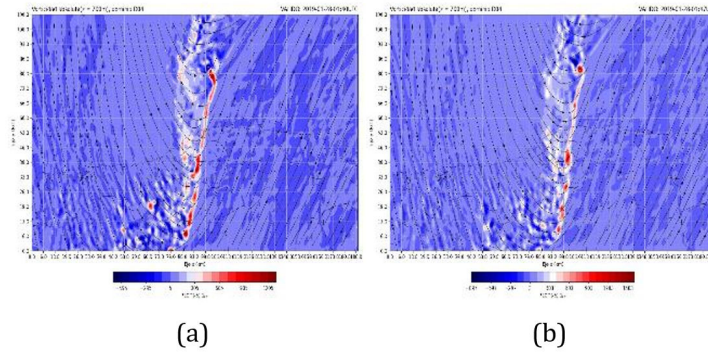


Figura 5. Vorticidad vertical en $z=200m$. a) A las 01:40UTC se observa como la vorticidad se va concentrando en determinadas regiones a lo largo de la lámina de vórtice. b) A las 01:47UTC la vorticidad se ha concentrado en parches discretos a lo largo de la lámina de vórtices, estando estos centros rodeados de zonas de menor vorticidad.

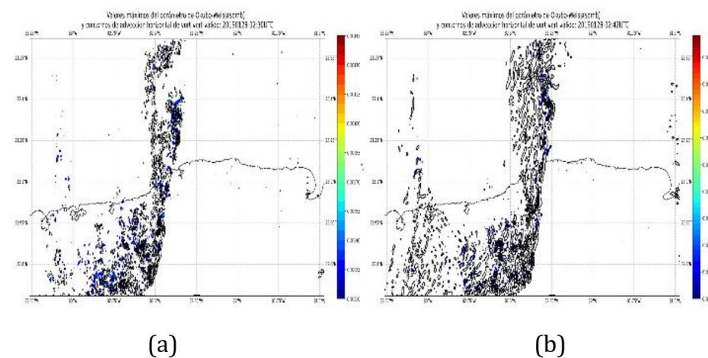


Figura 6. Contornos de los valores máximos (en la vertical) del parámetro de Okubo-Weiss a las 01:30UTC(a) y a las 01:42(b), se además los contornos de advección horizontal de vorticidad vertical, todos cada $2 \cdot 10^{-5} s^{-2}$, los de advección negativa están punteados y los de advección positiva están representados con líneas continuas.

Rol de la HSI en la formación de Vórtices

Dadas las características del entorno, uno de los mecanismos que pudieron haber dado origen al intenso vórtice fue la HSI en conjunto con procesos convectivos, para evaluar lo primero, aplicamos los criterios para la inestabilidad de Rayleigh y Fjortof en la nueva malla rotada. Para ello empleamos una metodología similar a la usada en Buckingham, 2022, es decir, para el criterio de inestabilidad de Rayleigh tomamos la segunda derivada de la nueva velocidad paralela a la interfaz, posteriormente aplicamos un umbral para el criterio de Rayleigh, dado que pueden existir puntos de inflexión en todo el dominio producto a factores de pequeña escala, lejos del frente, por ejemplo pequeñas zonas localizadas de convergencia o circulaciones de la PBL, incluso debido a ruido numérico, de manera que, esto haría que existan numerosos puntos que clasificarían dentro del criterio de inestabilidad de Rayleigh, para evitar esto establecimos un umbral en el valor absoluto de la segunda derivada, el cual fue de $1.2 \cdot 10^{-5} \frac{1}{ms}$. Hay que hacer notar que no existe una razón física para seleccionar este umbral, son más bien razones numéricas. Una vez filtrados los datos se seleccionan los puntos consecutivos ($i - 1$ e $i + 1$), se verifica

si $\frac{\partial^2 v}{\partial x^2}$ cambia de signo y en caso que lo haga se selecciona el punto. Para el criterio de inestabilidad de Fjortof se hizo algo parecido, o sea, tomamos un punto de inflexión y buscamos en sus adyacentes, si el valor del criterio es menor que 0 a ambos lados pues seleccionamos ese punto. En la figura 7a se muestran los puntos que satisfacen con el criterio de inestabilidad de Rayleigh, con un umbral de $0.5 \cdot 10^{-5} \frac{1}{ms}$ y en la figura 7b se muestra con un umbral de $1.2 \cdot 10^{-5} \frac{1}{ms}$, se evidencia lo que decíamos anteriormente, los puntos se reducen a la zona frontal, es decir, podemos asegurar que esta zona cumple con la condición necesaria para la inestabilidad de Rayleigh.

En la figura 8 se muestran los puntos que satisfacen el criterio de inestabilidad de Fjortof, los cuales son azules y están superpuestos a los que cumplen el criterio de Rayleigh (en rojo), se observa cómo se cumplen bastante bien ambos criterios en los niveles más bajos a lo largo de toda la zona frontal, no siendo así entrados los niveles medios-bajos ($\geq 1000m$). Si bien ambos criterios son condiciones **necesarias** para el desarrollo de la HSI, el hecho de que se cumplan ambos nos garantiza que cualquier pequeña perturbación en el campo de viento puede dar lugar al desarrollo de la HSI.

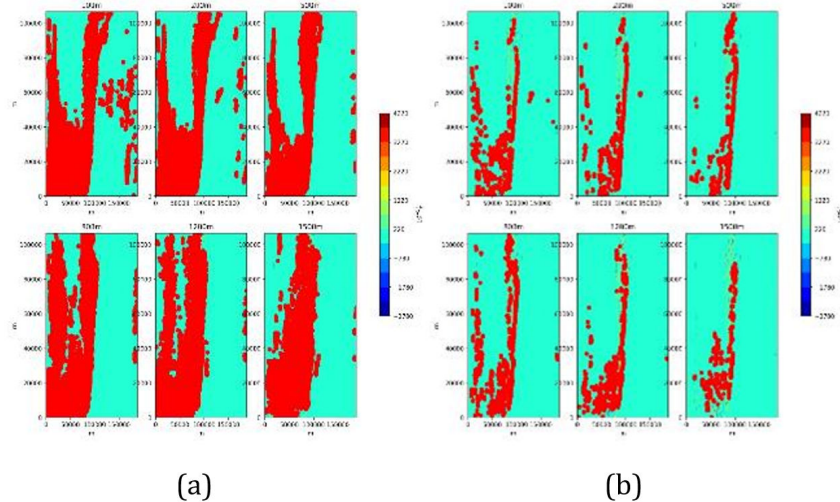


Figura 7. Se muestran los contornos de vorticidad vertical a 500m de altura, se encuentran superpuestos en rojo todos los puntos que cumplen con el criterio de inestabilidad de Rayleigh, a) con un umbral de $0.5 \cdot 10^{-5} \frac{1}{ms}$ y b) con un umbral de $1.2 \cdot 10^{-5} \frac{1}{ms}$

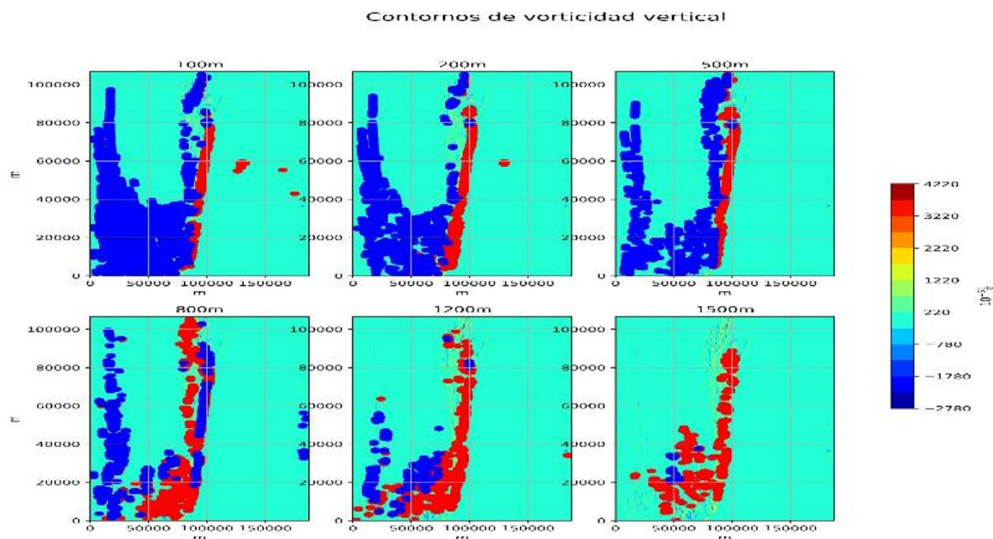


Figura 8. Se muestran los contornos de vorticidad vertical a 500m de altura. Superpuesto a esto se encuentran los puntos que satisfacen el criterio de inestabilidad de Rayleigh(rojos) y de Fjortof(azules)

Desarrollo del vórtice

En la [figura 9a](#) se muestra la razón de mezcla de agua junto a los contornos de vorticidad vertical, a través de la célula convectiva de interés, ambos interpolados a 400m de altura, se evidencia la rotación que existía previa al desarrollo de la célula, este vórtice se extendía desde cerca de la superficie hasta aproximadamente los 2000m de altura, estando su núcleo de máximos de vorticidad vertical concentrados por debajo de los 1000m, como se muestra en la [figura 9b](#). Esta célula mantuvo movimiento hacia el noreste, desarrollándose el vórtice a la par.

La interacción de la corriente ascendente con la vorticidad vertical pre existente provoca una deformación del flujo, es decir deforma las parcelas de aire, las estira, provocando que estas giren más

rápido para conservar su momento angular, es decir, aumenta la vorticidad vertical, esto viene dado por el término de estiramiento en 3. En la [figura 10a](#) se muestran los contornos de esta magnitud, en un corte vertical en la misma zona que la señalada en la [figura 9a](#). Este estiramiento positivo desde los niveles bajos provoca el desarrollo del vórtice a medida que también contribuye, naturalmente, al desarrollo de la célula convectiva. Además del estiramiento, la corriente ascendente transporta(advecta) vorticidad vertical desde los niveles bajos hacia los medios, haciendo más profundo el vórtice, esto se muestra en la [figura 10b](#).

El máximo desarrollo del vórtice en la simulación ocurrió a las 02:55UTC, al igual que el de la célula convectiva ([figura 11a](#)). Se intensificó una corriente descendente en el sector este de la circulación del vórtice, alcanzando valores máximos de $-10 \frac{m}{s}$.

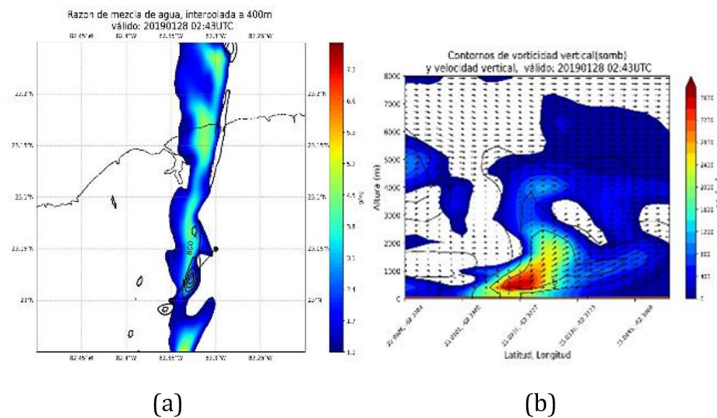


Figura 9. a) Contornos de razón de mezcla de agua (en colores) y de vorticidad vertical (líneas negras) a 500m de altura, solo se muestran los valores positivos de la vorticidad vertical, desde 0.008 s^{-1} . Se indica con una línea negra con puntos en los extremos la zona donde se hizo el corte vertical. b) Corte vertical de los contornos de vorticidad vertical (en colores) y de velocidad vertical (líneas negras), solo se muestran los valores positivos de velocidad vertical, empezando en $1 \frac{\text{m}}{\text{s}}$. Se muestran además los vectores de velocidad relativos al sistema.

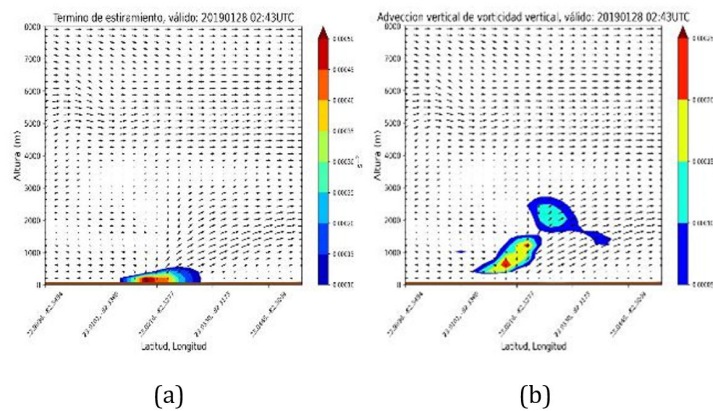


Figura 10. a) Corte vertical de los contornos del término de estiramiento y vectores de viento relativos a la tormenta. b) Corte vertical de los contornos de advección vertical de vorticidad vertical y vectores de viento relativos a la tormenta.

Esto provocó un abultamiento en el frente de ráfagas (figura 12a) es decir, el flujo que sale de la corriente descendente acelera esta zona del frente, provocando el aumento de la convergencia en los niveles bajos (figura 12b) y por tanto intensificando la corriente ascendente, que alcanzó máximos de $17 \frac{\text{m}}{\text{s}}$, mientras que la vorticidad vertical tuvo un pico de $0.04 \frac{1}{\text{s}}$. Por detrás de la célula convectiva debido al déficit de presión ocasionado por la corriente ascendente, se produjo una corriente de entrada trasera, alcanzando máximos de velocidad del orden de $24 \frac{\text{m}}{\text{s}}$. En la figura 11b se muestra este proceso, el fuerte flujo zonal que desciende desde aproximadamente los 2000 metros de altura hacia la zona de mínima presión corresponde a la corriente de entrada trasera, esto provoca que la línea de tormentas se adelante en este sector, ocurriendo el eco en arco y provocando la intensificación del vórtice. Esta corriente de entrada

trasera provocó vientos en superficie del orden de $24 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ ($86 \frac{\text{km}}{\text{h}}$) lo cual se muestra en la figura 13.

CONCLUSIONES

Se estudió a partir de una simulación numérica con el modelo WRF la evolución de vórtices en la línea de tormentas que afectó a La Habana en la noche del 27 de enero de 2019. Se encontró que el entorno era favorable para la HSI, siendo este mecanismo el responsable de la redistribución de la vorticidad vertical a lo largo del frente de ráfagas, la cual fue amplificada posteriormente por procesos convectivos. Se evidenció la presencia de una corriente de entrada trasera que surgió en respuesta al déficit de presión asociado a una fuerte corriente ascendente, la cual provocó el eco en arco y vientos en superficie de $86 \frac{\text{km}}{\text{h}}$, muy similar a la racha reportada en la estación de Casablanca.

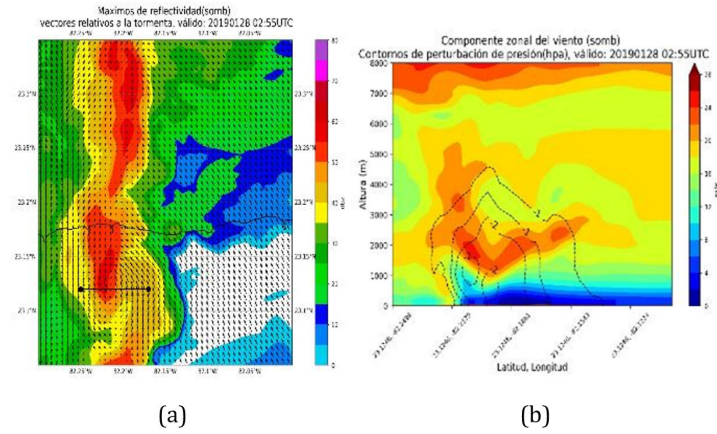


Figura 11. a) Máximos en la vertical de la reflectividad simulada, se muestran además los vectores de viento relativos a la tormenta, se señala con una línea negra la zona donde se hizo el corte vertical. b) Corte vertical de la componente zonal del viento, se muestran los contornos negativos de perturbación de presión (en hpa).

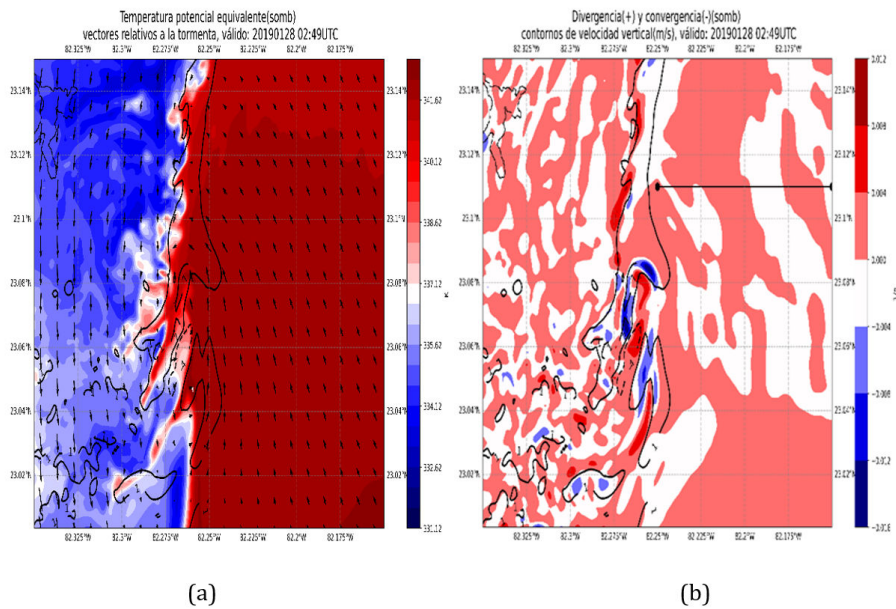


Figura 12. a) Contornos de temperatura potencial equivalente (en colores) y de velocidad vertical (las líneas negras continuas son los contornos positivos y las discontinuas positivos) interpolados a 200m. Se observa el abultamiento del frente de ráfagas, entre los 23.04 y los 23.06 grados de latitud. b) Divergencia del campo de viento en 200m, se observa la fuerte divergencia asociada a la corriente descendente, y la convergencia por delante de este.

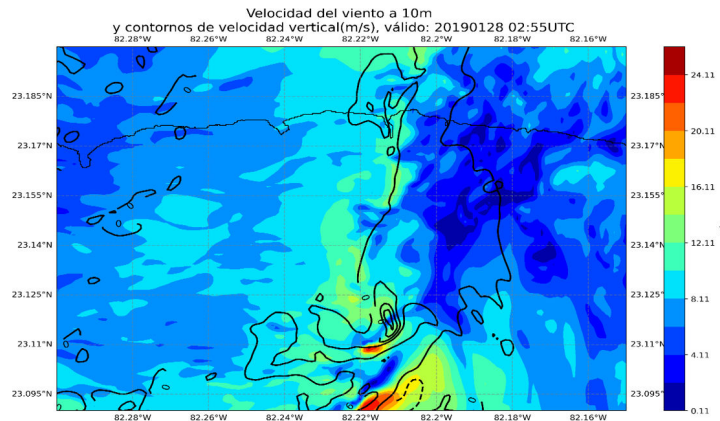


Figura 13. Velocidad horizontal del viento a 10m de altura y contornos de velocidad vertical mostrados cada $6 \frac{m}{s}$

RECOMENDACIONES

- Realizar una simulación numérica a mayor resolución que permita investigar la dinámica del tornado
- Evaluar la presencia o no de la inestabilidad por cizalladura horizontal en otros entornos de tiempo severo.

REFERENCIAS

- Atkins, N. T., J. M. Arnott, R. W. Przybylinski, R. A. Wolf, and B. D. Ketcham, 2004: Vortex Structure and Evolution within Bow Echoes. Part I: Single-Doppler and Damage Analysis of the 29 June 1998 Derecho. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 2224–2242, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2004\)132%3C2224:VSAEWB%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2004)132%3C2224:VSAEWB%3E2.0.CO;2).
- Atkins, N. T., and M. St. Laurent, 2009: Bow Echo Mesovortices. Part II: Their Genesis. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 1514–1532, <https://doi.org/10.1175/2008MWR2650.1>.
- Carbone, R. E., 1982: A Severe Frontal Rainband. Part I. Stormwide Hydrodynamic Structure. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 258–279, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1982\)039%3C0258:ASFRI%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1982)039%3C0258:ASFRI%3E2.0.CO;2).
- Clark, M. R., Parker, D. J. Synoptic-scale and mesoscale controls for tornadogenesis on cold fronts: A generalised measure of tornado risk and identification of synoptic types. *Q J R Meteorol Soc.* 2020; 146: 4195–4225. <https://doi.org/10.1002/qj.3898>
- Conrad, D. M., and K. R. Knupp, 2019: Doppler Radar Observations of Horizontal Shearing Instability in Quasi-Linear Convective Systems. *Mon. Wea. Rev.*, **147**, 1297–1318, <https://doi.org/10.1175/MWR-D-18-0257.1>.
- Fjørtoft, R., 1950: Application of integral theorems in deriving criteria of stability for laminar flows and for the baroclinic circular vortex. *Geofys. Publ.*, **17**, 52.
- Fujita, T. T., 1981: Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1511–1534, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1981\)038%3C1511:TADITC%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1981)038%3C1511:TADITC%3E2.0.CO;2).
- Haurwitz, B., 1949: The Instability of Wind Discontinuities and Shear Zones in Planetary Atmospheres. *J. Meteor.*, **6**, 200–206, [http://doi.org/10.1175/15200469\(1949\)006%3C0200:TLOWDA%3E2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/15200469(1949)006%3C0200:TLOWDA%3E2.0.CO;2).
- Helmus, J. J., & Collis, S. M., 2016: The Python ARM Radar Toolkit (Py-ART), a Library for Working with Weather Radar Data in the Python Programming Language. *Journal of Open Research Software.*, **4**(1), p.e25. <http://doi.org/10.5334/jors.119>.
- Buckingham, T., 2022: Investigating Vortexgenesis from Quasi-Linear Convective Systems in the United Kingdom. Student thesis: PhD.
- Lee, B. D., and R. B. Wilhelmson, 1997: The Numerical Simulation of Nonsupercell Tornadogenesis. Part II: Evolution of a Family of Tornadoes along a Weak Outflow Boundary. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 2387–2415, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1997\)054%3C2387:TNSONT%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1997)054%3C2387:TNSONT%3E2.0.CO;2).
- Okubo, A., 1970: Horizontal dispersion of floatable particles in the vicinity of velocity singularities such as convergences. *Deep-Sea Res.*, **17**, 445–454, [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(70\)90059-8](https://doi.org/10.1016/0011-7471(70)90059-8).
- Orlanski, I. (1975). A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **56** (5), 527–530 pp.
- Rayleigh, L. (1879), On the Stability, or Instability, of certain Fluid Motions. *Proceedings of the London Mathematical Society*, s1-11: 57-72. <https://doi.org/10.1112/plms/s1-11.1.57>
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D., Duda, M. G., ... Powers, J. G. (2008). *A Description of the Advanced Research WRF Version 3* (No. NCAR/TN-475+STR). University Corporation for Atmospheric Research. <http://dx.doi.org/10.5065/D68S4MVH>
- Smull, B. F., and R. A. Houze, 1987: Rear Inflow in Squall Lines with Trailing Stratiform Precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2869–2889, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115%3C2869:RIISLW%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115%3C2869:RIISLW%3E2.0.CO;2).
- Trapp, R. J., and M. L. Weisman, 2003: Low-Level Mesovortices within Squall Lines and Bow Echoes. Part II: Their Genesis and Implications. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2804–2823, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2003\)131%3C2804:LMWSLA%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131%3C2804:LMWSLA%3E2.0.CO;2).
- Weiss, J., 1991: The dynamics of enstrophy transfer in two-dimensional hydrodynamics. *Physica D*, **48**, 273–294, [https://doi.org/10.1016/0167-2789\(91\)90088-Q](https://doi.org/10.1016/0167-2789(91)90088-Q).

Jean David Pérez Álvarez. Centro de Física de la atmósfera. Instituto de meteorología de la República de Cuba.

Maibys Sierra Lorenzo. Centro de Física de la atmósfera. Instituto de meteorología de la República de Cuba.