





Elementos que intervienen en el origen de tornados débiles en la región central de Cuba

Elements that intervene in the origin of weak tornadoes in the central region of Cuba



CU-ID: 2377/v27n4e04

 Flavia Rodríguez Navarro^{1*},  Alis Varela de la Rosa²,  Mario Carnesoltas Calvo³,
 José Carlos Fernández Álvarez¹

¹Instituto Superior de Tecnologías y Ciencias Aplicadas, Universidad de La Habana, La Habana, Cuba

²Centro de Pronósticos, Instituto de Meteorología, La Habana, Cuba.

³Centro de Física de la Atmósfera, Instituto de Meteorología, La Habana, Cuba.

RESUMEN: Los tornados son fenómenos muy peligrosos a escala local, que se clasifican en tornados superceldas y tornados no superceldas. En Cuba la mayoría de los tornados son no asociados a superceldas, siendo débiles y de poca duración. Para identificar los elementos que intervienen en el origen de los tornados débiles en esta investigación, fueron seleccionados dos casos de estudio ocurridos en la región central de Cuba. Los datos de reanálisis, imágenes de satélite, observaciones de radar y el Sistema de Pronóstico Inmediato (SisPI) fueron utilizados en esta investigación. El SisPI se empleó para localizar los vórtices en la Capa Fronteriza Atmosférica (CFA), mediante la vorticidad absoluta, así como el origen termodinámico de esos mismos vórtices a partir del vector solenoidal. Los resultados mostraron que las superficies de discontinuidad constituyen un elemento primordial para el desarrollo de la vorticidad vertical en la CFA necesaria para el origen de los tornados. Además, el vector solenoidal representa correctamente el origen termodinámico de los vórtices en la Capa Fronteriza Atmosférica.

Palabras Claves: Tornados, Capa Fronteriza Atmosférica, vorticidad, vector solenoidal.

ABSTRACT: The tornadoes are very dangerous phenomenons in local scale, they are classified in supercell tornadoes and non supercell tornadoes. In Cuba, most of the tornadoes are non supercell, because they are weak and they have short duration. For to identify the elements that intervene in the origin of the weak tornadoes, two cases of study were selected, they occurred the central region of Cuba. The reanalysis data, satellite images, radar observations and Sistema de Pronóstico Inmediato (SisPI) were used for this investigation. SisPI was used to locate the vortexes in the Planetary Border Layer, by means of the absolute vorticity, as well as the thermodynamic origin of those vortexes by means of the solenoidal vector. The results showed that the discontinuity surfaces constitute a primordial element for the development of the vertical vorticity in PBL necessary for the origin of the tornadoes. In addition, the solenoidal vector represents correctly the thermodynamic origin of vortexes in the Planetary Border Layer.

Key Words: Tornadoes, Planetary Boundary Layer, Vorticity, solenoidal vector.

INTRODUCCIÓN

Entre los fenómenos naturales que resultan perjudiciales para el desarrollo de la actividad humana, los más frecuentes son los meteorológicos, por lo que es necesario tener un conocimiento sobre las características y peculiaridades de los mismos. Las Tormentas Locales Severas (TLS), son fenómenos meteorológicos que ocurren a escala local, que según (Alfonso, 1994), corresponde a toda tormenta local (en la escala meso γ), en general eléctrica, que presenta uno o varios de los siguientes fenómenos severos: tornado, granizos, vientos lineales de 25 m/s o superior, no asociado a un tornado y trombas marinas. El tornado constituye el elemento más peligroso dentro de los fenómenos severos anteriormente mencionados.

La intensidad de los tornados puede estimarse, atendiendo a la relación entre los daños que causan y la velocidad de los vientos que generan según la escala de Fujita (escala F), la cual fue formalmente definida por (Fujita, 1981). La escala de Fujita fue ajustada recientemente debido al aumento del conocimiento de las reacciones de ciertos materiales de construcción ante estas agresiones atmosféricas, creándose una nueva escala, llamada escala de Fujita_Pearson mejorada (escala EF).

(Johns & Doswell III, 1992) y posteriormente (Houze, 1993), plantearon que este fenómeno se puede dividir en dos grupos básicos: los asociados a superceldas, en los cuales se incluyen la mayoría de los eventos de tornados fuertes y violentos (desde EF0 hasta EF5), y los no asociados a superceldas (desde EF0 hasta EF2).

*Autor para correspondencia: Flavia Rodríguez Navarro. E-mail: fnavarro@instec.cu

Recibido: 18/01/2021

Aceptado: 20/11/2021

En el caso de los tornados asociados a superceldas, los cuales son los más estudiados a nivel internacional, se conoce de cierta manera su origen, destacándose dos teorías principales. La primera se basa en el papel que juega la cizalladura vertical del viento (Rotunno & Klemp, 1982, 1985), mientras la segunda teoría se basa en el concepto del entorno de helicidad relativa a la tormenta (Davies-Jones, 1984). En cuanto a los procesos que dan origen a los tornados no asociados a superceldas, se destaca que requieren de la presencia de una superficie de discontinuidad en los niveles bajos de la troposfera, así como un ambiente donde la cizalladura vertical del viento sea débil (Lee & Wilhelmson, 2000).

Para Cuba, un escenario sinóptico que favorece la formación de los tornados, lo aportan las bajas superiores (Acosta, 2008). Por otra parte, (Varela, 2017) hizo alusión a que los tornados que se forman en Cuba son de poca intensidad y duración, por tanto, los procesos que los originan no pueden estar relacionados a la vorticidad generada por la propia tormenta convectiva, sino que deben encontrarse por debajo de la base de la misma, es decir dentro de la Capa Fronteriza Planetaria.

Actualmente en Cuba no se conoce el origen de los tornados débiles por lo que el objetivo de esta investigación es identificar los elementos que intervienen en la formación de vórtices capaces de generar tornados débiles dentro de la Capa Fronteriza Atmosférica en la región central de Cuba.

MATERIALES Y MÉTODOS

Casos de estudio

Los reportes de eventos severos se encuentran recopilados por los especialistas del Centro de Pronósticos del Instituto de Meteorológica (INSMET), partiendo de esos reportes, y teniendo en cuenta la disponibilidad de todas las herramientas necesarias para un correcto análisis de un evento severo tan complicado como es el tornado, se escogieron dos casos de estudios. Además, se consideró que los dos eventos de tornado fueran diferentes en cuanto a su intensidad, intentando diferenciar los elementos que influyeron a que un tornado fuera más intenso que el otro, bajo las condiciones tropicales e insulares que presenta Cuba. Los casos escogidos fueron: el 23 de julio de 2017, en el cual sucedió una tromba en la altura al sur del municipio Florida, Camagüey en el horario de las 22:00 UTC. Por otra parte, el segundo caso seleccionado correspondió al 2 de mayo de 2019, donde se reportó un tornado al nordeste del municipio Venezuela, Ciego de Ávila en el horario de las 21:00 UTC. Ambos correspondientes a la región central de Cuba.

Datos utilizados

Para el análisis sinóptico de los casos de estudio se utilizaron los datos de reanálisis. El dominio escogido se extiende desde los 10° hasta los 50° de latitud Norte y desde los 60° hasta los 100° de longitud Oeste. Se consideraron los niveles de 1000 hPa, 850 hPa, 700 hPa, 500 hPa y 200 hPa de altura geopotencial en los horarios de las 12:00 UTC y 18:00 UTC para ambos casos de estudio. Los mapas fueron extraídos del sitio: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>. También, de estos datos se extrajeron valores de cizalladura vertical del viento y la vorticidad vertical, desde superficie hasta los 500 hPa, en regiones cercanas a los eventos tornádicos, para comprobar las dos teorías de formación de tormentas de superceldas.

Se emplearon las imágenes de satélite meteorológico, a partir de las cuales se analizó la evolución y desarrollo de la nubosidad convectiva. En ambos casos se utilizaron las imágenes en el canal visible, pues todas las tormentas se produjeron en horas de la tarde. Para el caso de Florida, las imágenes correspondieron al GOES 13, el cual tiene una resolución espacial de 1 km y temporal de 15 minutos; mientras para el caso de Venezuela, Ciego de Ávila, se utilizó el GOES 16, el cual tiene una resolución espacial de 500 m y temporal de 15 minutos. Las imágenes fueron extraídas del sitio web: <https://www.avl.class.gof/saa/products/welcome> y procesadas mediante el lenguaje de programación Python en su versión 3.7.3.

Las observaciones de radar se utilizaron como otra herramienta, en este caso correspondientes al radar de Camagüey, pues los eventos tornádicos analizados se encontraban en el rango de mediciones efectivas del mencionado radar (110 y 150 km). Estas tenían una resolución temporal de 10 minutos y se emplearon para analizar el grado de desarrollo de la celda convectiva a la que estaba asociada cada fenómeno severo; mediante las variables: la altura máxima del tope (TM), reflectividad máxima (ZM) y la altura de la máxima reflectividad en la columna (HZ), así como el vector de movimiento de la celda convectiva, ubicando las coordenadas de posición en cada observación. El procesamiento de las observaciones del radar se realizó mediante el software Vesta Proceso en su versión 5.3.19.4.

El SisPI, tiene como objetivo fundamental, el pronóstico numérico de eventos meteorológicos a escala local. Este sistema tiene como modelo atmosférico principal el Weather Research and Forecasting (WRF) con el núcleo Advanced Research Weather (ARW). La salida numérica de este modelo cuenta con tres dominios de simulación con resoluciones de 27, 9 y 3 km (Figura 1). Para esta investigación se empleó el

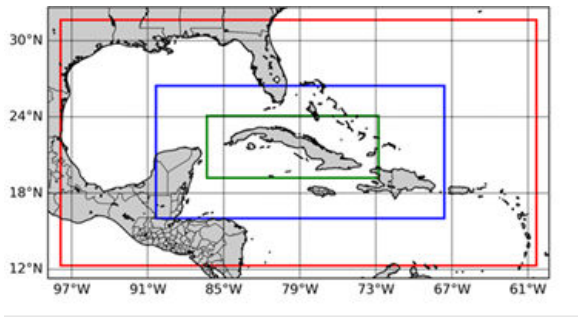


Figura 1. Dominios de simulación empleados en el SisPI. El borde rojo delimita el dominio de 27 km y el azul el de 9 km y el verde interior de 3 km de resolución.

dominio de 3 km, el cual presenta una configuración realizada por (Sierra *et al.*, 2017).

Variables termodinámicas y dinámicas

Entre las variables que se emplearon para esta investigación se encuentra el vector solenoidal, el cual surge del teorema de circulación de Bjerknes. Según (Thorpe *et al.*, 2003), Bjerknes fue claramente el primero en mostrar que la ecuación de vorticidad (en la forma de la circulación) puede ser usada para describir las propiedades de fluidos geofísicos, lo cual expresa que la velocidad de la circulación a lo largo de una curva cerrada es igual al número de solenoidales isobárico-isostéricos. Utilizando la definición anterior, se realizaron varias operaciones matemáticas, con el fin de obtener la ecuación para la investigación adaptada a las condiciones de la atmósfera tropical de la variable mencionada, la cual se muestra en la siguiente ecuación:

$$S_z = \frac{C_p}{\theta_v} \left(\frac{\partial T_v}{\partial x} \frac{\partial \theta_v}{\partial y} - \frac{\partial T_v}{\partial y} \frac{\partial \theta_v}{\partial x} \right) \quad (1)$$

donde C_p es el calor específico a presión constante, T_v es la temperatura virtual, θ_v es la temperatura potencial virtual, estas dos últimas variables tienen intrínsecas la humedad atmosférica, lo cual es característico de las condiciones tropicales e insulares de Cuba. A partir de la ecuación 1 se puede determinar el origen termodinámico de los vórtices que se intensifican en la CFA.

En este sentido, se empleó también la variable vorticidad, que explica la medida en que rota un fluido en la atmósfera que se manifiestan como vórtices (Holton, 2004). Se utilizó la ecuación de vorticidad absoluta, la cual se define mediante la siguiente ecuación:

$$\eta = \zeta + f \quad (2)$$

donde f es la componente vertical de la vorticidad planetaria que es igual a:

$$f = 2\Omega \sin\theta$$

donde

θ es el valor de la latitud.

Por otro lado, se tuvo presente la cizalladura vertical del viento, pues en un entorno convectivo resulta sumamente significativo comprender la estructura de esta variable para discriminar el tipo de convección que puede desarrollarse. Se escogió la cizalladura positiva, ya que (Monteverdi *et al.*, 2003) encontraron que los valores de esta cizalladura son más fiables que los obtenidos por la llamada “bulk shear”, para discriminar tormentas que producen tornados EF1/EF2, de aquel que producen EF0 o ninguno en absoluto. Esta cizalladura fue calculada capa a capa, desde el nivel de 1000 hPa hasta 500 hPa, mediante la fórmula:

$$S = \sqrt{\left(\frac{\Delta u}{\Delta z}\right)^2 + \left(\frac{\Delta v}{\Delta z}\right)^2} \quad (3)$$

En este sentido, un aspecto a tener en cuenta para determinar si una celda convectiva evolucionará o no a supercelda es determinar el tipo de vorticidad que alimenta a la tormenta en niveles bajos. Esto se logra analizando los vectores de la velocidad relativa a la tormenta ($V - c$), donde “ V ” es el vector medio del viento del ambiente en los niveles bajos, y “ c ” es el vector de la dirección del movimiento de la tormenta, así como la orientación que tiene este vector con el de la cizalladura. En este análisis pueden obtenerse dos tipos de vorticidad, denominadas “paralela” y “cruzada”. La primera es el verdadero origen de la rotación en la corriente ascendente de una supercelda. La corriente ascendente tendrá una rotación neta si el vector del flujo relativo a la tormenta ($V - c$), se encuentra paralelo a la vorticidad horizontal (ω) y perpendicular al vector cizalladura vertical del viento (S) (Quirantes *et al.*, 2014). Sin embargo, “la corriente ascendente no tendrá rotación neta si el vector del flujo relativo a la tormenta ($V - c$), se encuentra perpendicular a la vorticidad horizontal (ω), y paralelo a la cizalladura S , siendo esta la vorticidad cruzada”. Mencionar que el vector vorticidad horizontal $\omega = -S(z) \times k$ siempre se encuentra a la izquierda y perpendicular al vector cizalladura en los primeros 5 km de la columna troposférica (Doswell III, 1991).

Las direcciones y velocidades de traslación de las celdas convectivas asociadas a los tornados reportados se obtuvieron de las observaciones de radar. Con la información de los datos reanálisis se determinó la velocidad y dirección media del flujo en las capas bajas de la tropósfera, así como la cizalladura vertical en los primeros 6 km de altura. Posteriormente y mediante un script desarrollado en MATLAB, se graficaron cada uno de los vectores expuestos anteriormente.

Metodología empleada

Para el análisis de ambos casos de estudio, primeramente, se determinarán las condiciones que a escala sinóptica condicionaron la aparición de los fenómenos severos. Las imágenes de satélite se emplearán para apreciar el tipo de nubosidad, así como las interacciones que dieron lugar a la aparición de las mismas. El análisis de las respectivas celdas convectivas a las cuales estuvieron asociadas los fenómenos severos se ejecutará por las observaciones de radar, para determinar el grado de desarrollo de las mismas en el instante que sucedieron los mismos. Posteriormente, se tuvieron en cuenta las dos teorías propuestas por (Rotunno & Klemp, 1982, 1985) y (Davies-Jones, 1984) para comprobar que los tornados no estuvieran asociados a superceldas. Finalmente, mediante salidas numéricas se calculó las variables que se mencionan en el epígrafe anterior, para la obtención de los mapas y gráficos que permitan identificar el origen de los vórtices en la CFA.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Caso de estudio del 23 de julio de 2017

El día 23 de julio de 2017 a las 12:00 UTC sobre Cuba y mares adyacentes influía la dorsal anticiclónica oceánica, la cual impuso sobre el país un flujo del segundo cuadrante que contribuyó a la advección de calor y humedad desde el mar Caribe. En el nivel de 200 hPa aparece una amplia baja superior al este del saco de Charleston, donde se extiende una vaguada hacia el oeste suroeste hasta conectarse a otra baja sobre el centro del golfo de México. Desde esta baja se extiende otra vaguada hacia el sur hasta el mar Caribe central, cruzando sobre la Española. En el horario de las 18:00 UTC, en la porción sur de esta última vaguada se gestó un nuevo centro de bajo geopotencial al sur de Haití. La presencia de este sistema fue encontrada por (Acosta, 2008) como un elemento que estimula la aparición de tornados sobre Cuba. Específicamente la posición de esta baja superior favorece la aparición de tornados en las provincias

de Camagüey y Ciego de Ávila, según las cinco zonas establecidas por la autora anteriormente mencionada. Por otra parte, en los niveles bajos de la troposfera se localizaba una onda tropical sobre el extremo oriental de Cuba, lo que provocó un cambio en el flujo medio sobre el área antes mencionada, comenzando a influir un flujo del primer cuadrante a partir de este momento.

En las imágenes de satélite meteorológico, se pudo observar el flujo del viento que predominó sobre la mitad oriental de Cuba, esto propició la aparición de Rollos Convectivos Horizontales (HCR, por sus siglas en inglés) desde la mañana sobre casi todo el territorio, orientados en el sentido del flujo. Desde las primeras horas de la tarde (19:00 UTC) se evidenció la entrada del Frente de brisa de mar (FBM) de la costa norte, provocando un incremento de la actividad convectiva en el borde delantero del mencionado frente sobre la costa norte de la provincia de Camagüey hasta Guantánamo. Esta situación estuvo favorecida por la presencia en los niveles altos de la troposfera de una vaguada, la que impuso un flujo del suroeste, que aportaba inestabilidad al ambiente sinóptico.

La presencia de la onda tropical sobre el oriente, provocó un giro del viento del nordeste, esto permitió que apareciera el FBM de la costa sur sobre la mitad occidental de Camagüey, como se puede observar en la figura 2a. Las corrientes descendentes frías de las tormentas originadas por el FBM de la costa norte, con sus respectivos frentes de rachas se movieron hacia el tercer cuadrante. Estas superficies de discontinuidad interactuaron con el FBM de la costa sur, lo cual influyó más tarde en la formación de otra línea de tormenta sobre la mitad occidental de la costa sur de Camagüey con gran desarrollo vertical (Figura 2 b). Por lo tanto, la nubosidad convectiva presentó dos picos de máxima actividad, uno cerca de las 19:00 UTC y el otro alrededor de las 20:30 UTC, como lo planteó (Varela, 2017). A las 22:00 UTC, horario en el cual ocurrió la tromba en la altura, se apreció que sobre el municipio Florida, Camagüey existieron fuertes cumulonimbus con topes penetrantes.

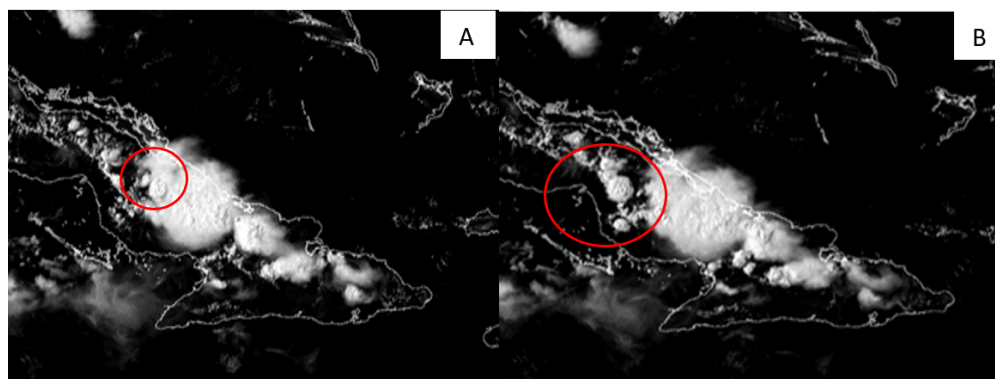


Figura 2. Imagen de satélite correspondiente al GOES-13 para el día 23 de julio de 2017 (a) 20:15 UTC (b) 20:30 UTC.

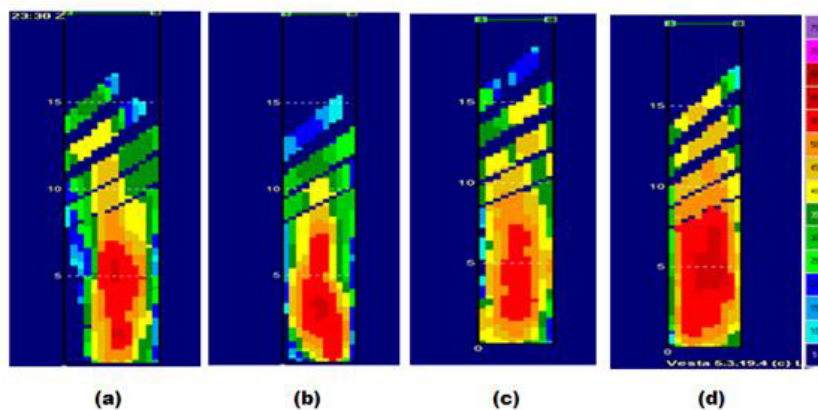


Figura 3. Cortes verticales de reflectividad a la nube de tormenta del 23 de julio de 2017 en los horarios (a) 21:30 UTC (b) 21:40 UTC (c) 21:50 UTC (d) 22:00 UTC.

En las observaciones de radar, se apreció a las 21:30 UTC la presencia de una línea de tormenta sobre el centro y sur de la provincia de Camagüey. La celda convectiva a la cual estaba asociado el fenómeno severo se encontraba embebida en la línea de tormentas. A las 21:30 UTC, la celda convectiva presentaba un tope de 16 km de altura, con valores de reflectividad máxima de 57 dBz, encontrándose la máxima reflectividad a unos 5.6 km de altura (Figura 3 a). Esto demuestra que la nube tenía asociadas fuertes corrientes ascendentes en ese momento. A las 22:00 UTC, esta celda convectiva presentó un tope alrededor de 17 km de altura, con una reflectividad máxima de 59 dBz, lo que manifestó que la tormenta continuaba bien desarrollada (Figura 3 b). Según los parámetros analizados y utilizando el criterio de (Gamboa, 2004), se puede inferir que la tormenta era propensa a generar severidad. También, se puede deducir que la nube se encontraba en su estado de madurez en el momento en el cual aconteció la tromba en la altura.

Partiendo de este resultado se analizó si la celda convectiva era una supercelda, capaz de originar un evento tornádico. Para ello se tuvo en cuenta dos teorías, la primera hace énfasis en los procesos por los cuales una corriente ascendente interactúa con un entorno de cizalladura vertical para producir un estado cuasi-estacionario de una tormenta en rotación (Rotunno & Klemp, 1982, 1985). Para determinar si esta teoría se cumple, se calculó la cizalladura positiva del viento en las capas de superficie a 850 hPa ($2.78 \cdot 10^{-3} \text{m}$), superficie a 700 hPa ($2.67 \cdot 10^{-3} \text{m}$) y superficie a 500 hPa ($2.26 \cdot 10^{-3}$). Los mayores valores de esta variable se encontraban en la capa de superficie a 850 hPa, representativo de las condiciones por debajo de la base de la nube.

La segunda teoría está basada en el uso de la “vorticidad paralela” y de la “vorticidad perpendicular” para determinar las características rotacionales de una corriente ascendente cuasi-estacionaria de una tormenta. Esta teoría postula la existencia de un estado fijo

de propagación de la tormenta, y a partir de ahí, considera que los movimientos de la misma conducen a la generación de una corriente ascendente en rotación, debido a la inclinación de un vórtice horizontal existente en el entorno previo (Davies-Jones, 1984).

De acuerdo a la teoría de la “vorticidad paralela”, la rotación de la corriente ascendente se produce cuando el vector diferencia ($V - c$) se encuentra orientado en el mismo sentido que el vector de la vorticidad vertical (Quirantes *et al.*, 2014). A partir del análisis realizado, se obtuvo que el movimiento de la celda convectiva no fue capaz de incorporar rotación adicional a sus corrientes ascendentes mediante la inclinación de los vórtices horizontales generados por la cizalladura del ambiente y dar así lugar a la formación de una supercelda (Figura 4).

Como se pudo observar, a pesar de que la tormenta convectiva presentaba gran desarrollo vertical, la misma no aportó la vorticidad necesaria para la formación del tornado, entonces las condiciones tuvieron que estar presentes por debajo o muy próximo a la base de la nube. Teniendo en cuenta esto se analizaron las condiciones en la mesoescala para encontrar el origen de la vorticidad dentro de la CFA, a partir de la salida numérica del SisPI.

En la salida gráfica del modelo, en el horario de las 22:00 UTC, se analizan los valores de vorticidad en la capa de 1000-850 hPa (Figura 5 a), donde se evidencia que estos fueron negativos en la región del reporte. Por lo que se decidió analizar cada nivel vertical, y se constató que en los 850 hPa existía un vórtice con valores positivos de vorticidad entre 0.292 y $0.445 \cdot 10^{-3} \text{s}^{-1}$ (Figura 5 b). Por lo descrito anteriormente, y del análisis previo de las observaciones de satélite y radar, se puede inferir que el vórtice que originó el tornado no surgió desde la superficie terrestre, sino por encima del FBM y por tanto muy próximo a la base de la nube.

Según (Miller *et al.*, 2003) detrás y arriba del FBM, existe una región de levantamiento nombrada borde delantero superior (SBH, por sus siglas en inglés), el

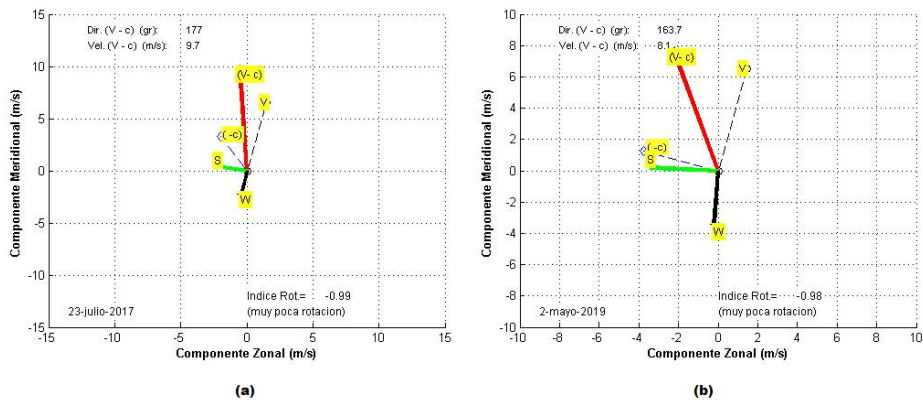


Figura 4. Representación del vector dirección del viento entre 0 - 1km (c), vector dirección del movimiento de las tormentas (V) y el vector de la cizalladura vertical del viento en la capa de 0 - 6 km (S), así como el vector de la vorticidad horizontal (I) para el 23 de julio de 2017.

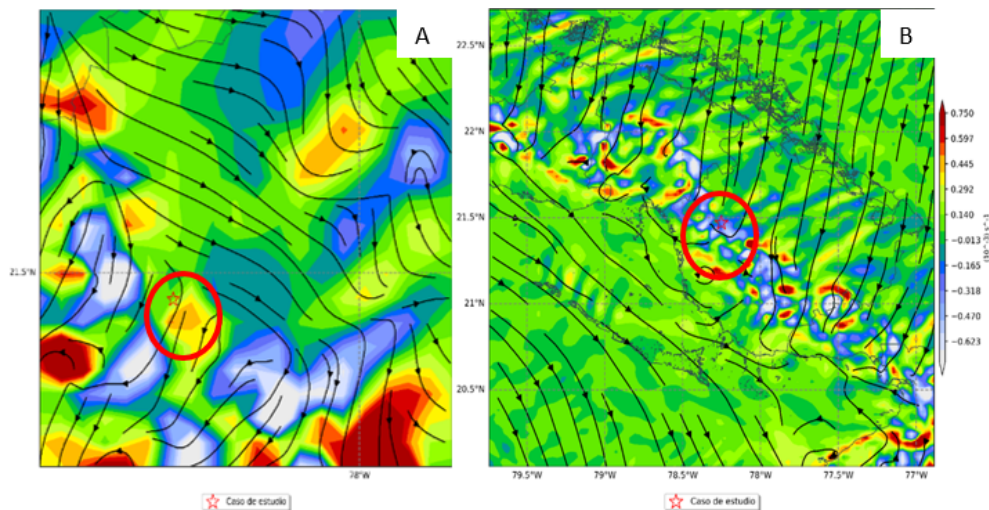


Figura 5. Representación del flujo y la vorticidad absoluta a las 22:00 UTC a) 850 hPa b) capa 1000-850 hPa.

que está condicionado por corrientes ascendentes, con una altura dos veces mayor que el fluido detrás del FBM (Figura 6). En esta región existe un vórtice, el cual surge por un abrupto incremento de la presión atmosférica y la temperatura; y un cambio en la velocidad y la dirección del viento. Este proceso explicaría el origen de la vorticidad que se observa a partir del nivel de 850 hPa. Una vez formado el vórtice sobre el borde delantero superior del FBM, la simultaneidad espacio-temporal que ocurrió con las propias corrientes ascendentes de la tormenta convectiva al sur del municipio de Florida, fue el mecanismo que generó el fenómeno severo. Este evento no pudo desarrollarse hacia la tierra debido a que el mismo surge, por encima de una capa estable en superficie, impuesta por el FBM, por lo que fue una tromba en la altura.

Partiendo de la ecuación 1 correspondiente al vector solenoidal, se apreció que a partir de la salida del modelo numérico a las 22:00 UTC, los valores estuvieron negativos en la capa de 1000-850 hPa, coincidiendo con lo analizado a partir de la vorticidad absoluta

(Figura 7 a). Se constató también que en el nivel de 850 hPa existió un vórtice con valores positivos en el orden $0.0831 \times 10^{-20} \text{s}^{-2}$, coincidiendo también con la región de valores positivos de vorticidad en el mismo nivel. La presencia de esta área positiva en el nivel de 850 hPa (Figura 7 b), dio origen a una torsión en el movimiento (ciclónica) por encima de la circulación del FBM.

Caso de estudio del 2 de mayo de 2019

El día 2 de mayo de 2019 Cuba estaba bajo la influencia anticiclónica en superficie a las 12:00 UTC, localizándose el centro en los mares al este de las Bermudas. Este sistema se encontraba representado en niveles bajos en similar posición, desplazándose hacia el norte con la altura hasta el nivel de 500 hPa, encontrándose Cuba, en el nivel de 200 hPa bajo un flujo del oeste. En 500 hPa un centro de bajo geopotencial se hallaba sobre las Bahamas septentrionales, desde donde se extendía una vaguada hacia el sur, cruzando

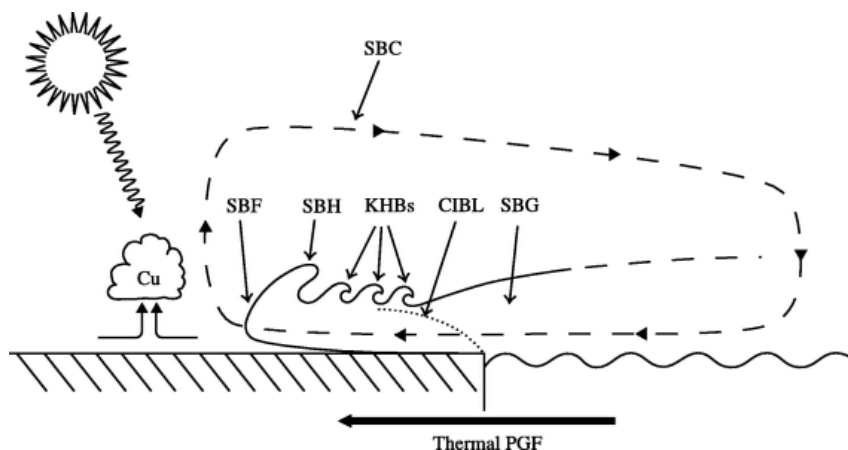


Figura 6. Circulación del sistema de la brisa de mar según Miller *et al.* (2003).

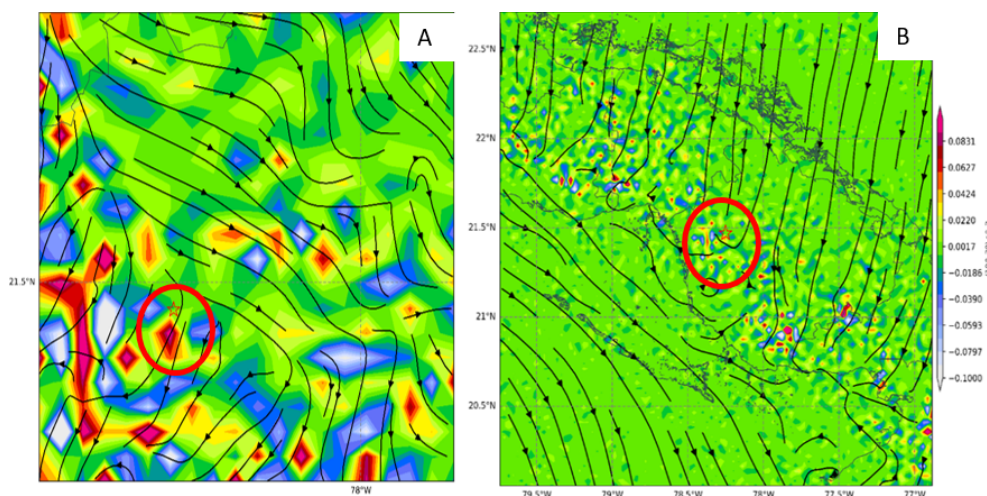


Figura 7. Representación del flujo y el vector solenoidal a las 22:00 UTC a) 850 hPa b) capa 1000-850 hPa.

sobre el extremo oriental cubano hasta el mar Caribe. En 700 hPa aparece un centro de bajo geopotencial sobre Yucatán, desde donde se extendía una vaguada hacia el nordeste, cruzando sobre el sudeste del golfo de México, así como el sur de la Florida. Este sistema estaba representado en niveles bajos como una vaguada invertida sobre el sudeste del golfo de México, el sur de la península de la Florida y el norte de las Bahamas. A las 18:00 UTC el centro de bajo geopotencial en niveles medios se había desplazado ligeramente hacia el norte, extendiéndose ahora la vaguada hacia el sudeste, cruzando sobre Haití. Mientras en 700 hPa, la baja se había desplazado ligeramente más hacia el nordeste del mar Caribe, permaneciendo en superficie la vaguada invertida sobre el sudeste del golfo de México y el sur de la Florida. El resto del territorio permanecía en la periferia anticiclónica, donde predominaba un flujo del sudeste que contribuyó a la advección de calor y humedad desde el mar Caribe.

En las imágenes de satélite meteorológico de ese día, se observó que el flujo predominante sobre el territorio cubano era del segundo cuadrante, lo que favoreció la aparición de los HCR, orientados en el sentido del flujo. En las primeras horas de la tarde se

apreció una línea de cúmulos de pequeño y mediano desarrollo desde Cienfuegos hasta Ciego de Ávila, lo que estaba relacionado con la interacción del FBM proveniente de la costa norte con los HCR. A las 20:00 UTC la actividad convectiva era fuerte sobre el centro de la provincia de Ciego de Ávila. A partir de estas tormentas comenzaron a aparecer frentes de rachas que se movieron hacia el sur. Esta situación contribuyó a la interacción de estas superficies de discontinuidad con los HCR presentes hacia el sur de Ciego de Ávila, lo que favoreció la formación de nueva actividad convectiva en esta parte de la provincia. A las 21:00 UTC, la nubosidad no presentaba gran desarrollo vertical hacia el municipio Venezuela, Ciego de Ávila (Figura 8 a). Pasados 15 minutos se pudo observar en la Figura 8 b, como después de que ocurrió el fenómeno severo, la tormenta alcanzó un mayor desarrollo, haciéndose evidente con topes penetrantes en el área de estudio.

Según las observaciones del radar a las 21:00 UTC, apareció una celda convectiva aislada hacia el sur de la provincia de Ciego de Ávila, en las inmediaciones de Venezuela, la cual se relacionó con el fenómeno severo. Esta celda presentaba valores de reflectividad

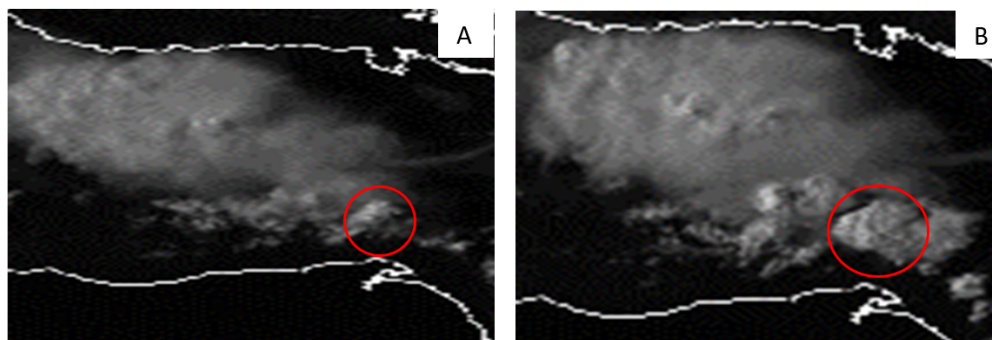


Figura 8. Imagen de satélite correspondiente al GOES-16 del día 2 de mayo de 2019 con un acercamiento a la provincia de Ciego de Ávila a las a) 21:04 UTC b) 21:19 UTC.

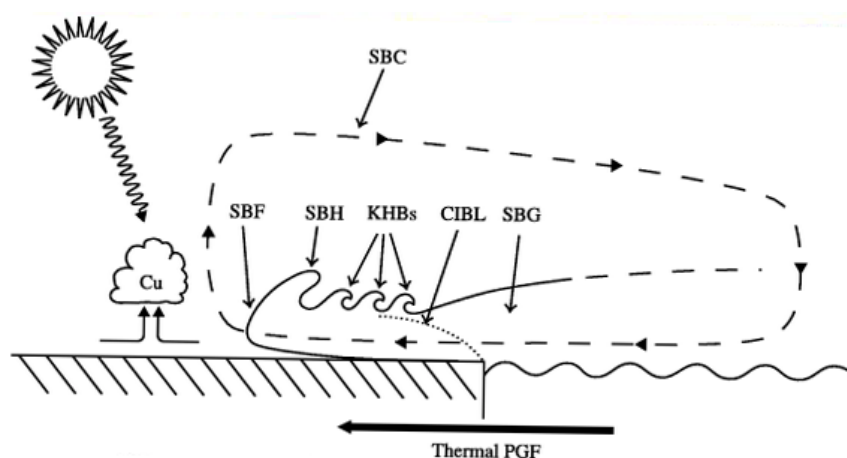


Figura 9. Cortes verticales de reflectividad a la nube de tormenta del 2 de mayo de 2019 en la siguiente secuencia: (a) 21:00 UTC (b) 21:10 UTC (c) 21:20 UTC (d) 21:30 UTC.

máxima de 39 dBz, a una altura de 5 km, y tenía su tope por debajo de los 10 km de altura, de modo que la nube no presentaba un extenso desarrollo vertical, por lo que esta tormenta se encontraba en su fase de formación. En los horarios posteriores a la formación del fenómeno severo, la celda convectiva alcanzó un mayor desarrollo al presentar un tope de 11.4 km, lo que evidenció que las corrientes ascendentes se fortalecieron, presentando además valores de reflectividad máxima de 49 dBz a una altura de 4.8 km (Figura 9).

Todo esto demuestra que la nube de tormenta alcanzó mayor desarrollo después de que sucediera el evento severo; de modo que el vórtice que generó el tornado contribuyó al desarrollo de la nube. Con lo planteado anteriormente, se puede inferir que la vorticidad necesaria para la formación del tornado no surgió de la nube de tormenta, más bien esta tuvo que encontrarse por debajo de la base de la misma. Por esto se analizaron las condiciones a mesoescala que originaron la vorticidad dentro de la CFA.

Según las salidas numéricas, en la capa de 1000-950 hPa a las 21:00 UTC, se evidenció que los valores de vorticidad se mantuvieron positivos hacia el centro de Ciego de Ávila, entre 0.597 y $0.750 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ (Figura 10 a). Teniendo en cuenta las coordenadas del fenómeno, se realizó un corte en la longitud de 78.75°W , donde se apreció que al norte del área de es-

tudio existieron zonas de vorticidad positiva fuertes en la línea de tormenta, las cuales se extendieron desde los 1000 hPa hasta los 950 hPa. Al sur de esta línea, en las inmediaciones del municipio de Venezuela, los valores de vorticidad positiva no fueron tan elevados, sin embargo, se logró visualizar un vórtice positivo con un valor de $0.140 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$, extendido desde los 1000 hPa hasta los 970 hPa, (Figura 10 b). Este vórtice surgió de la interacción del frente de racha de las tormentas situadas al norte con los HCR que se encontraban en la costa sur de la provincia y al mismo tiempo contribuyó al desarrollo de la celda convectiva, a la cual estuvo asociada al fenómeno severo.

Según (Varela, 2017), la masa de aire en el interior del frente de racha, tiene una mayor densidad, esta logra levantar los vórtices contra-rotatorios horizontales del HCR y generar así cuatro vórtices verticales, dos con circulación ciclónica y otros dos con circulación anticiclónica. Si uno de los vórtices ciclónicos se combina con un vórtice generado en el borde superior de la superficie de discontinuidad, puede provocar un vórtice lo suficientemente desarrollado, que al conectarse a la base de una celda convectiva origina una nube de embudo.

Partiendo de la ecuación 1 se obtuvo en la capa de 1000-950 hPa valores negativos y positivos del vector solenoidal en la línea de tormenta que se localizaban

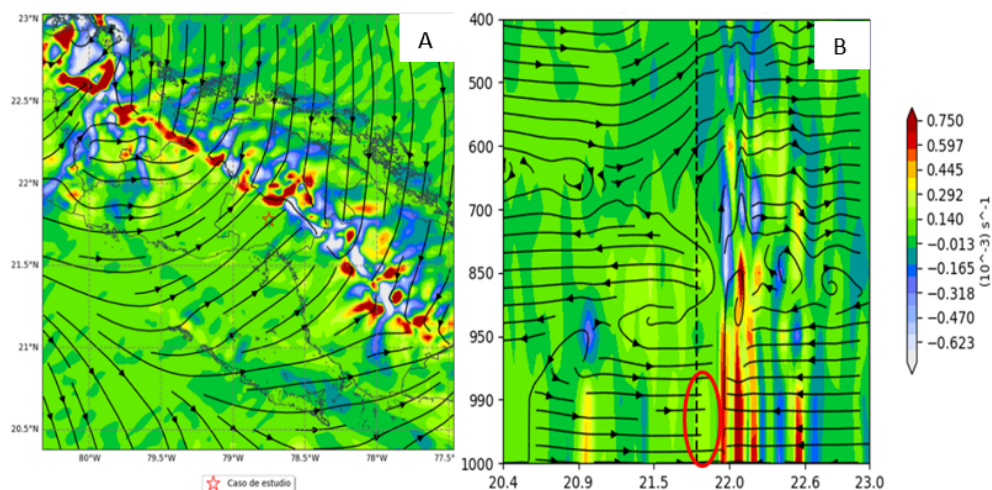


Figura 10. Representación de flujo y vorticidad absoluta en el horario de las 21:00 UTC a) capa de 1000-950 hPa b) corte meridional en 78.75°W.

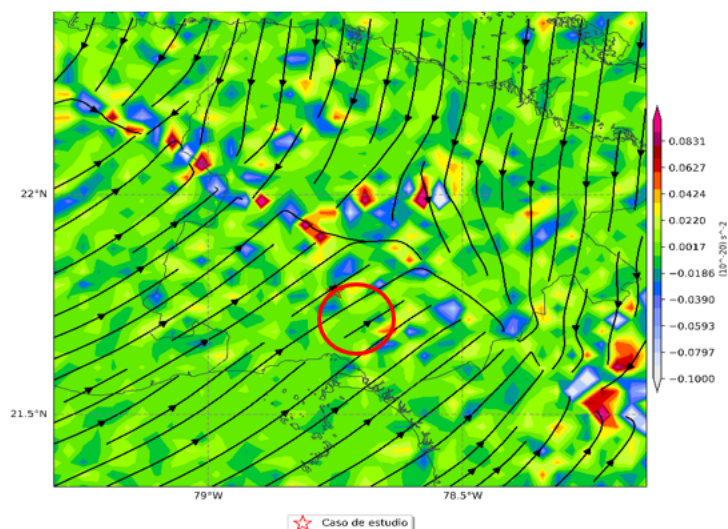


Figura 11. Representación de flujo y vector solenoidal en el horario de las 21:00 UTC en la capa de 1000-950 hPa.

en el centro de la provincia de Ciego de Ávila en el horario de las 21:00 UTC. Al sur de esta línea existió un área positiva en las inmediaciones de Venezuela con valores entre 0.0220 y $0.0424 \times 10^{-20} \text{s}^{-2}$, por lo que existían contrastes de temperatura y humedad que permitieron la rotación en el fluido (Figura 11).

CONCLUSIONES

Partiendo de los dos casos de estudio analizados en esta investigación se encontró que los vórtices que generaron los tornados débiles tuvieron su origen dentro de la Capa Fronteriza Atmosférica. El elemento principal que intervino en el origen de los vórtices fue la presencia de una superficie de discontinuidad, es decir, el frente de brisa de mar o frente de racha. Uno de los vórtices estaba contenido en el borde delantero superior del frente de brisa de mar, el cual se combinó con la corriente ascendente de una tormenta desarrollada; mientras el otro surgió de la interacción

del frente de racha de una tormenta con los Rollos Convectivos Horizontales.

Mediante el uso de vector solenoidal con adaptaciones para la atmósfera tropical, se pudo comprobar que la torsión en el fluido causado por los contrastes marcados de temperatura y humedad en la Capa Fronteriza Atmosférica, las cuales contribuyeron a la intensificación de estos vórtices capaces de originar tornados débiles.

RECOMENDACIONES

Para futuras investigaciones se recomienda profundizar en las interacciones físico - dinámicas que se establecen en la Capa Fronteriza Atmosférica, capaces de originar tornados débiles no asociados a superceldas, mediante la utilización de un modelo de mayor resolución. Por otra parte, analizar más casos de estudio que contribuyan al conocimiento de los tornados que se originan en Cuba.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Acosta, G. 2008. *La Baja fría como un ambiente sinóptico que favorece la ocurrencia de tornados en Cuba. Estudio de condiciones sub-sinópticas a menor escala*. Trabajo de Diploma presentado en opción al título de Licenciatura en Meteorología, Ciudad de La Habana, Cuba: Instituto Superior de Tecnologías y Ciencias Aplicadas, 63 p., [Consulted: May 4, 2020].
- Alfonso, A. P. 1994. *Climatología de las tormentas locales severas de Cuba. Cronología*. Cuba: Editorial Academia, 168 p., ISBN: 978-95-902-0060-1, [Consulted: April 7, 2020].
- Davies-Jones, R. P. 1984. "Streamwise vorticity. The Origin of Updraft Rotation in Supercell Storms". *Journal of the Atmospheric Science*, 41(20): 2991-3006, DOI: [10.1175/15200469\(1984\)041](https://doi.org/10.1175/15200469(1984)041).
- Doswell III, C. A. 1991. "A review for forecasters on the application of hodographs to forecasting severe thunderstorms". *National Weather Digest*, 16 (1): 2-16, DOI: [10.1.1.733.391](https://doi.org/10.1.1.733.391).
- Fujita, T. T. 1981. "Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales". *Journal of the Atmospheric Science*, 38 (8): 1511-1534, DOI: [10.1175/1520-0469\(1981\)038](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1981)038).
- Gamboa, F. 2004. *Selección de indicadores radáricos como productores de severidad*. Tesis en Opción al Título Académico de Máster en Ciencias Meteorológicas, Ciudad de La Habana, Cuba: Instituto Superior de Ciencias Aplicadas. Ministerio de Ciencia Tecnología y Medio Ambiente, 55 p., [Consulted: July 25, 2020].
- Holton, J. R. 2004. *An introduction to dynamic meteorology*. Dmowska, R.; Holton, J. R. & Rossby, H. T. (eds.), 4th ed., Amsterdam: Elsevier Academic Press, 552 p., ISBN: 9780123540157, Available: <https://www.elsevier.com/books/an-introduction-to-dynamic-meteorology/holton/978-0-12-354015-7>], [Consulted: March 19, 2020].
- Houze, R. A. 1993. *Cloud Dynamics*. Dmowska, R. (ed.), 1st ed., Amsterdam: Elsevier Academic Press, 573 p., ISBN: 978-012-356880-9, Available: <https://www.elsevier.com/books/cloud-dynamics/houze-jr/978-012-356880-9>], [Consulted: September 17, 2020].
- Johns, R. H. & Doswell, C. A. III. 1992. "Severe local storms forecasting". *Weather and Forecasting*, 7(4):588 - 612, DOI: [10.1175/1520-0434\(1992\)007](https://doi.org/10.1175/1520-0434(1992)007)
- Lee, B. D. & Wilhelmson, R. B. 2000. "The numerical simulation of nonsupercell tornadogenesis. Part III: Parameter Test Investigating the Role of CAPE, Vortex Sheet Strength, and Boundary Layer Vertical Shear". *Journal of The Atmospheric Science*, 57(14): 2246 - 2261, DOI: [10.1175/1520-0469\(2000\)057](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2000)057).
- Miller, S. T. K.; Keim, B. D.; Talbot, R. W. & Mao, H. 2003. "Sea breeze: structure, forecasting, and impacts". *Review of Geophysics*, 41(3):1011 - 1020, DOI: [10.1029/2003RG000124](https://doi.org/10.1029/2003RG000124).
- Monteverdi, J. P.; Doswell III, C. A. & Lipari, G. S. 2003. "Shear parameter thresholds for forecasting tornadic thunderstorms in northern and central California". *Weather and Forecasting*, 18(2): 357-370, DOI: [10.1175/1520-0434\(2003\)018](https://doi.org/10.1175/1520-0434(2003)018).
- Quirantes, J. A.; Riesco, J. & Núñez, J. A. 2014. *Características básicas de las supercélulas en España*. Madrid, España: Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. Agencia Estatal de Meteorología, 57 p., Available: <http://hdl.handle.net/20.500.11765/709>, [Consulted: August 3, 2020].
- Rotunno, R. & Klemp, J. B. 1982. "The influence of the shear-induced pressure gradient on thunderstorm motion". *Monthly Weather Review*, 110 (2):136 - 151 DOI: [10.1175/1520-0493\(1982\)110<0136](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1982)110<0136).
- Rotunno, R. & Klemp, J. B. 1985. "On the rotation and propagation of simulated supercell thunderstorms". *Journal of the Atmospheric Science*. 42(3):271 - 292, DOI: [10.1175/1520-0469\(1985\)042](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1985)042).
- Sierra, M.; Borrajero, I., Ferrer, A.; Morfa, Y.; Morejón, Y. & Hinojosa, M. 2017. *Estudios de sensibilidad del SisPI a cambios de la PBL, la cantidad de niveles verticales y las parametrizaciones de microfísica y cúmulos, a muy alta resolución*. Informe Científico de resultado, Instituto de Meteorología, La Habana, Cuba, 26 p., DOI: [10.13140/RG.2.2.29136.0005](https://doi.org/10.13140/RG.2.2.29136.0005), Available: https://www.researchgate.net/publication/325050959_Estudios_de_sensibilidad_del_SisPI_a_cambios_de_la_PBL_la_cantidad_de_niveles_verticales_y_las_parametrizaciones_de_microfísica_y_cúmulos_a_muy_alta_resolución], [Consulted: August 18, 2020].
- Thorpe, A.; Volkert, H. & Zeimianski, M. J. 2003. "The Bjerknes' Circulation theorem". *American Meteorological Society*. 84(4): 471 - 477, DOI: [10.1175/BAMS-84-4-471](https://doi.org/10.1175/BAMS-84-4-471).
- Varela, A. 2017. *Formación de tornados no asociados a superceldas en la región occidental de Cuba*. Tesis en Opción al Título Académico de Máster en Ciencias Meteorológicas, La Habana, Cuba: Instituto Superior de Ciencias Aplicadas, 95 p., [Consulted: March 15, 2020].

Flavia Rodríguez Navarro Instituto Superior de Tecnologías y Ciencias Aplicadas, Universidad de La Habana. E-mail: fnavarro@instec.cu

Alis Varela de la Rosa Centro de Pronósticos, Instituto de Meteorología, La Habana, Cuba. E-mail: alis.varela@insmet.cu

Mario Carnesoltas Calvo. Centro de Física de la Atmósfera, Instituto de Meteorología, La Habana, Cuba. E-mail: mario.carnesoltas@insmet.cu

José Carlos Fernández Álvarez. Instituto Superior de Tecnologías y Ciencias Aplicadas, Universidad de La Habana. E-mail: jcfernandez@instec.cu

Conflicto de intereses: Los autores declaran no tener conflicto de intereses

Contribución de los autores: Concepción de la idea: **Flavia Rodríguez Navarro y Alis Varela de la Rosa**. Manejo de los datos: **Flavia Rodríguez Navarro y José Carlos Fernández Álvarez**. Análisis de los datos: **Flavia Rodríguez Navarro y Alis Varela de la Rosa**. Investigación: **Flavia Rodríguez Navarro, Alis Varela de la Rosa y José Carlos Fernández Álvarez**. Metodología: **Flavia Rodríguez Navarro, Alis Varela de la Rosa, Mario Carnesoltas Calvo**. Software: **José Carlos Fernández Álvarez**. Supervisión: **Alis Varela de la Rosa y José Carlos Fernández Álvarez**. Validación de los resultados: **Alis Varela de la Rosa y Mario Carnesoltas Calvo**.

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/)