Ciencias de la Tierra y el Espacio, enero-junio, 2013, Vol.14, No.1, pp.25- 37, ISSN 1729-3790

Caso de estudio de líneas de tormentas eléctricas pre-frontales en Cuba, 5 de abril del 2011

Yadira Álvarez-Anderson* y Mario Carnesoltas-Calvo

Instituto de Meteorología, La Habana, Cuba, E-mail: yadira.alvarez@insmet.cu ,mario.carnesoltas@insmet.cu

Recibido: julio 12, 2011	Aceptado: diciembre 22, 2012

Resumen

Las Líneas de Tormentas Eléctricas Prefrontales (LTEP), son fenómenos atmosféricos que se generan con frecuencia en el período poco lluvioso asociados al avance de sistemas frontales; para su estudio fue analizado el caso del 5 de abril del 2011. La metodología utilizada se basa en el análisis de las variables meteorológicas como la dirección y fuerza del viento, la temperatura en 500 hPa, la humedad relativa en los niveles de 500, 700 y 850 hPa; además de los índices termodinámicos, observaciones de radar e imágenes de satélite; mediante las mismas se caracterizó a escala sinóptica y mesoescala las condiciones que imperaron tanto el día de los eventos como los adyacentes. Se determinó que al pasar la línea por la región occidental en horas de la tarde se formaron estructuras convectivas en la capa fronteriza, dando lugar a calles de nubes y al desarrollo del frente de brisa de mar en dicha región, elementos fundamentales para la ocurrencia de tiempo severo.

Palabras clave: líneas de tormenta pre-frontales, tormenta local severa

Pre-frontal Squall Lines studies at the dry season period in Cuba

Abstract

Pre-frontal Squall Lines (PSL), are significant weather events that frequently are generated to the passage of frontal systems at the dry season, for its study was analyzed the case with PSL in western Cuba, on April 5, 2011. The methodology is based on the analysis of meteorological variables such as wind intensity and direction, temperature at 500 hPa, relative humidity at levels of 500, 700 and 850 hPa; in addition to the thermodynamic indices, radar observations and satellite images; to characterize synoptic and mesoscale conditions that prevailed in the day of the event and the adjacent ones. It was determined that as the event occured in the afternoon, at the mean time were developed convective structures in the boundary layer, resulting in cloud streets and development sea breeze front in that region, essential elements for the occurrence of severe events.

Keywords: pre-frontal squall lines, severe local storm

1. Introducción

Las líneas pre – frontales y los procesos severos asociados durante el período poco lluvioso (noviembre-abril), en ocasiones producen daños considerables. Estos sistemas son muy frecuentes en latitudes medias y altas conocidos como Líneas de Tormentas Eléctricas Pre frontales (LTEP). Durante su avance sobre la región occidental de Cuba se generan fuertes precipitaciones, actividad eléctrica y además eventos considerados severos, como vientos lineales de más de 25 m/s, caída de granizos y tornados.

La temática posee total actualidad, ya que aún los meteorólogos pronosticadores requieren conocer con mayor profundidad los elementos a tomar en cuenta a la hora de confeccionar el pronóstico de eventos severos en la región

occidental de Cuba asociados a dichas líneas pre - frontales. Su análisis puede aportar nueva información y ser tomado como referencia para la determinación (o exclusión) de ocurrencia de desarrollo convectivo severo en el período poco lluvioso.

Entre los trabajos relacionados a los casos de líneas pre – frontales más recientes pueden mencionarse los de Montoro, et al. (inédito. 2011), Pérez, et al. (inédito. 2011), determinando en el caso del 10 de marzo del 2011 que la ocurrencia de la severidad estuvo dada por la interacción de varios factores, fuerte calentamiento diurno, altos valores de humedad, condiciones favorables en el nivel de 200 hPa, junto a la inestabilidad incentivada por la línea pre-frontal. Los casos del 18 de diciembre del 2009 y del 5 de abril del 2011 no han sido investigados hasta el momento.

El objetivo general que se plantea es caracterizar las condiciones favorables para la ocurrencia de TLS en líneas pre-frontales, lo que permitirá realizar pronósticos subjetivos de eventos severos asociados a las líneas pre – frontales con la mayor antelación posible, para con ello informar a tiempo a la población y así disminuir las pérdidas tanto humanas como materiales. De esta forma, como objetivos específicos se plantearon dos: determinar los patrones sinópticos que imperaban al paso por la región occidental de Cuba de la línea pre-frontal del 5 de abril del 2011 y analizar las características fundamentales que se presentaron en la meso-escala, que dieron lugar a las tormentas y a los eventos severos.

2. Materiales y métodos

El área de interés de la investigación abarcó la región occidental de Cuba, localizada entre los 22° - 24° N y los 81° – 85° W, la cual incluye las provincias de Pinar del Río, Artemisa, Mayabeque, La Habana y Matanzas.
De los 3 casos analizados, hubo dos donde se generaron eventos severos y un tercero en el que no. Para su análisis se escogieron las mismas variables meteorológicas con el fin de lograr una comparación rigurosa de su comportamiento. Estas se analizaron en el período que comprende el día anterior al reporte de tormentas (D-1), el día de las tormentas (D) y el posterior a las mismas (D+1):

Los mapas sinópticos fueron adquiridos del Centro Nacional de Pronósticos de Cuba en los niveles de 200, 500, 700, 850 hPa y superficie. Se realizó una descripción de los sistemas en los diferentes niveles, su ubicación, características fundamentales y el comportamiento a lo largo de los días analizados.

La caracterización de los diferentes niveles de la troposfera, se logró a partir de los datos de los sondeos de la estación de Cayo Hueso (72201) en los horarios de 1200 y 0000 UTC. Esta información permitió el análisis de los índices termodinámicos CAPE, LIFT, KINX, CINS y TOTL.

El análisis de la humedad relativa se realizó a partir del estudio de los mapas del Centro Nacional de Predicción Ambiental (NCEP) y del Centro Nacional de Investigación Atmosférica (NCAR) del Proyecto de Reanálisis de la Administración Atmosférica y Oceánica Nacional (http://www.esrl.noaa), ambos ubicados en los EE.UU. Se descargaron mapas diarios en los niveles de 500, 700 y 850 hPa. Además, los mapas medios mensuales en el período de 1991 - 2011 en los mismos niveles, para comparar y determinar las posibles anomalías de los casos escogidos con respecto al mismo período histórico. En el caso del 18 de diciembre se escogió el período hasta el año 2010 por no encontrarse disponibles los datos en el momento del análisis. Los valores de la temperatura en el nivel de 500 hPa se obtuvieron de la misma fuente, y se compararon también con los mapas medios mensuales en el período de 1991 – 2011 con el fin de determinar un valor favorable para la inestabilidad.

En el análisis de mesoescala se tomaron los datos disponibles en la torre de gradiente de Santa Cruz del Norte (provincia Mayabeque), situada en 23°09 N y 81°55 W, la misma presenta una altura de 60 m sobre el terreno y su base se ubica a 70 m sobre el nivel del mar. Los sensores de viento en esta torre están instalados en los niveles de 10, 30 y 60 m, los de temperatura a 10 y 60 m, mientras que los de presión atmosférica a 10 m. Mediante Microsoft Excel se elaboraron gráficos de la dirección e intensidad del viento a 10 m durante las 24 horas del día cada 10 minutos. Con los datos se calculó además el número de Richardson (Ri) mediante la ecuación (1):

$$Ri = \frac{g\,\frac{\partial\theta/\partial z}{T}}{\left(\partial V/\partial z\right)^2} = \frac{N^2}{\left(\partial V/\partial z\right)^2} = \frac{g}{\left(\partial V/\partial z\right)^2}\left(\frac{\gamma_d - \gamma}{T}\right) \quad (1)$$

El número de Richardson expresa la relación entre las fuerzas de flotabilidad (frecuencia de Brunt-Väisälä) y las fuerzas inerciales representadas por la cizalladura vertical del viento. En el caso del 18 de diciembre del 2009

solamente se disponía de los datos a 10 m, por lo que no se pudo calcular el número de Ri, pero si se realizaron los gráficos de viento.

En la descripción de la nubosidad se emplearon las imágenes visibles de alta resolución (1 km) de los satélites GOES 12 y GOES 13, cada 15minutos. Para el análisis de la nubosidad convectiva se emplearon los radares ubicados en La Bajada (Pinar del Río) y Pico San Juan (Cienfuegos), con observaciones cada 15 minutos. Esto se realizó mediante el software "Vesta – Proceso" desarrollado por especialistas del Instituto de Meteorología (INSMET), donde se emplearon productos como los máximos de reflectividad y los topes.

De la red de estaciones sinóptico – climáticas de superficie del INSMET, se tomaron los datos trihorarios, para la realización del análisis de flujo a mesoescala y así determinar la interacción de los fenómenos a dicha escala.

Para encontrar los patrones que más se asemejaban a los días de las tormentas, se analizaron los mapas sinópticos de los niveles mandatorios a las 0000 UTC (correspondiente a las 19:00 h del día anterior) comparándose con los patrones favorables para las TLS establecidos en el software para la Resolución Objetiva por Sistema Experto de Tormentas "ROSET" versión 2010 (Aguilar et al., 2010).

En Cuba se emplea oficialmente la definición dada por Alfonso (1994) de Tormenta Local Severa (TLS): "Se considera como una TLS toda tormenta local (en la escala mesoganma de Orlanski, 1975), en general eléctrica, que presenta uno o varios de los siguientes fenómenos, que se consideren severos:

a) Tornados.
b) Turbonada con rachas de vientos lineales de 25 m/s o más, no asociadas directamente a un tornado.
c) Granizo de cualquier tamaño.
d) Tromba marina.

3. Resultados y discusión

Teniendo en cuenta la el grado de severidad, la extensión espacial de los fenómenos severos y que no se había investigado el caso con anterioridad, se expondrán los resultados del caso del día 5 de abril del 2011.

3.1 Caso de estudio del 5 de abril de 2011

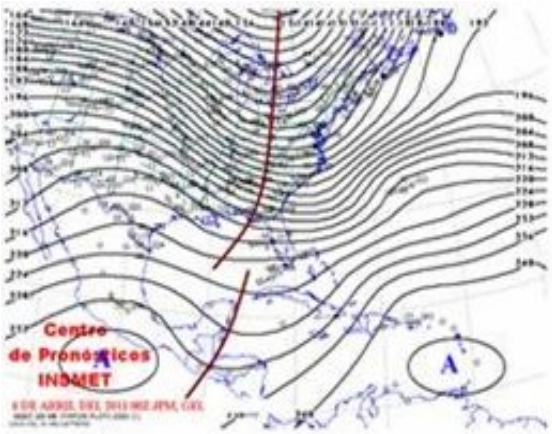
El día 5 de abril del 2011, se reportaron eventos severos en varias localidades de la región occidental de Cuba:

La estación meteorológica de Santa Lucía (Pinar del Río) a las 2006 UTC (15:06 h) midió vientos lineales de 60 km/h, con una racha de 104 km/h del Norte (N); La Palma (Pinar del Río) a las 2010 UTC (15:10 h) registró vientos lineales fuertes con una racha de 104 km/h; En Bahía Honda, Artemisa, a las 2030 UTC (15:30 h) la estación meteorológica midió vientos lineales fuertes con una racha de 98 km/h; A las 2040 UTC (15:40 h) en el municipio de Santiago de las Vegas, La Habana, la estación meteorológica reportó vientos lineales del Nortenoroeste (NNW) de 65 km/h con rachas hasta 110 km/h, caída de granizos y lluvia intensa; en Casa Blanca, La Habana, a las 2040 UTC (15:40 h) se reportaron vientos lineales sostenidos de 65km/h, con una racha de 103 km/h del NNW, y a las 2015 UTC (15:45 h) la estación automática registró 106.5 km/h de igual dirección; la estación meteorológica de Güira de Melena, Artemisa, a las 2125 UTC (16:25 h) reportó vientos lineales fuertes, con una racha de 71 km/h del NNW; y finalmente Bainoa, Mayabeque, a las 2128 UTC (16:28 h) reportó vientos lineales fuertes, con una racha de 71km/h del NNW. Además se reportó en el poblado de Cotilla, al S de San José de las Lajas, Mayabeque la caída de granizos y vientos fuertes que derribaron árboles y afectaron el tendido eléctrico y en Marianao, La Habana, caída de granizos, mientras que en otros municipios de La Habana, los vientos fuertes derribaron tejas, postes y árboles de raíz.

3.1.1 Situación sinóptica

El día 4 (D-1), en el nivel de 200 hPa estaba presente una vaguada bien estructurada que se extendía al Sur (S) desde Canadá, cruzando la región central de los EE. UU, México, y luego curvando su eje al Suroeste (SW) hasta el océano Pacífico. Esta onda fue avanzando hacia el Sudeste (SE) y para el día 5 (D) se encontraba sobre la región oriental de los EE. UU con el eje extendido hasta el golfo de México, y una porción del mismo en el estrecho de Yucatán muy próximo a Cuba, **Fig**. 1. Para el día 6 (D+1) la onda se había fragmentado sobre la península de la Florida, perdiendo representación.

En el nivel de 500 hPa el día D-1 existía una vaguada con buena estructura, que abarcaba desde Canadá, cruzando el centro de los EE. UU y el golfo de México hasta territorio mexicano con su eje extendido al S y un centro de altas presiones sobre México. La vaguada transitó al SE hasta encontrarse el día D en la noche sobre la península de la Florida, fraccionada con una porción de su eje sobre la región occidental de Cuba hasta el mar Caribe occidental, **Fig**. 2. El día D+1 la vaguada se encontraba saliendo al océano Atlántico con su eje extendido al SW cruzando la región central de Cuba hasta el mar Caribe central, fragmentándose al final del día.



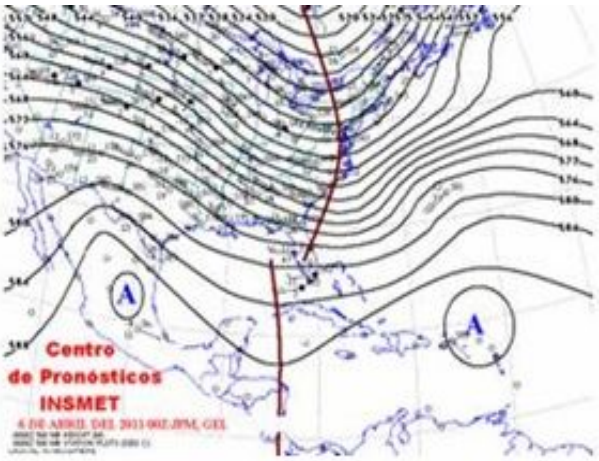
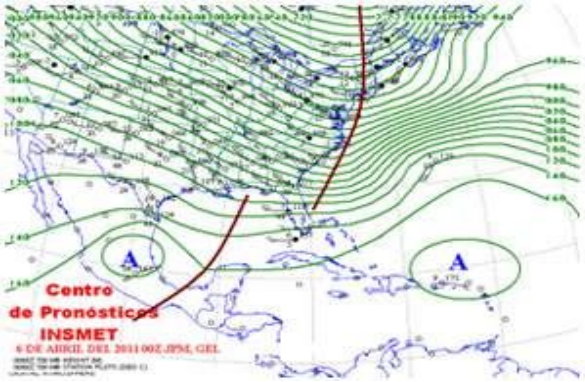


Fig. 1. Geopotencial 200 hPa 6 de abril 0000 UTC **Fig. 2. Geopotencial 500 hPa 6 de abril 2011 0000 UTC**

El día D-1 en el nivel de 700 hPa se encontraba una vaguada sobre América del Norte hasta el golfo de México; con su eje extendido Nordeste (NE)-SW desde Canadá cruzando la región central de los EE. UU hasta las inmediaciones de la frontera EE.UU.-México, el eje se fraccionó más al S con una inclinación NNE-SSW, bordeando el extremo oriental de México hasta cruzar al océano Pacífico. En el extremo occidental de México se situaba un centro de altas presiones, así como sobre la península de la Florida y al NE de La Española. En la noche del día D la vaguada había transitado al Este (E) con el eje sobre la costa oriental de EE.UU. hasta el E de la península de la Florida, otra fracción del eje se encontraba sobre el golfo de México, **Fig.** 3. Los centros de altas presiones se reubicaron situándose sobre México y al N del Arco de las Antillas. El día D+1 la vaguada se situaba en el Atlántico con el eje extendido hasta La Española, los centros de altas presiones estaban situados sobre Cuba y al N del Arco de las Antillas.



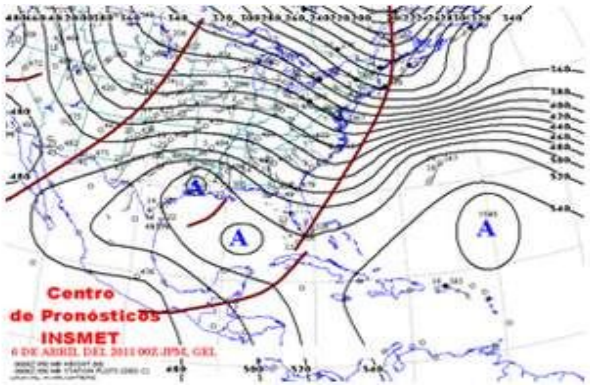


Fig. 3. Geopotencial 700 hPa 6 de abril 0000 UTC **Fig. 4. Geopotencial 850 hPa 6 de abril 0000 UTC**

El día D-1 en el nivel de 850 hPa se ubicaba una vaguada desde Canadá, cruzando los EE.UU. hasta el extremo N del golfo de México, con el eje extendido al SW llegando a México, además imperaba la influencia anticiclónica oceánica con centro al E de las Bahamas. Dicha vaguada se trasladó hacia el SE en la noche del día D, con su eje extendido hasta el estrecho de la Florida, Fig. 4 y fraccionado en su porción sur sobre el occidente de Cuba hasta México. La faja de alto geopotencial se amplió con 3 centros, en el S de los EE.UU., golfo de México y el Atlántico. El día D el eje de la vaguada había salido al Atlántico, extendido hasta el golfo de México. La faja de alto geopotencial trasladó sus centros sobre el N del golfo de México, canal de Yucatán, región oriental de Cuba y al NE de La Española.

En el nivel de superficie el día D-1 se encontraba en América del Norte y hasta México una familia de bajas presiones asociadas por frentes fríos, estas se situaban sobre los Grandes Lagos, el extremo N del golfo de México y México; también existía una marcada influencia anticiclónica con centro en el Atlántico. El día 5 en la tarde el frente frío situado en la región central de los EE. UU. , se había trasladado hacia el SE, hasta la región central del golfo de México 1800 UTC, **Fig.** 5; en horas de la noche se encontraba sobre la Florida extendido al SW hasta el canal de Yucatán, **Fig.** 6; se había activado además una línea de tormentas, que avanzó sobre la región occidental de Cuba. El

día 6 el frente se estacionó en el estrecho de la Florida extendido de forma zonal con el centro de bajas presiones asociado en el SE del golfo de México y otro frente estacionario al SW hasta México, ambos frentes se habían disipado al final del día.

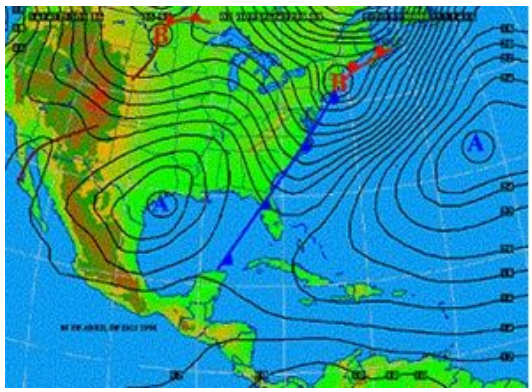


Fig. 5. Superficie 5 de abril 2011 1800 UTC

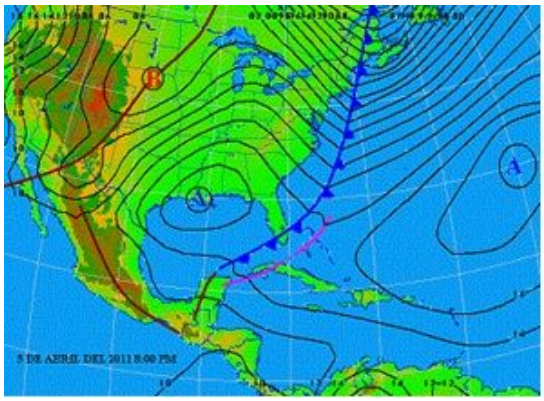


Fig. 6. Superficie 6 de abril 2011 0000 UTC

3.2 Imágenes de satélite

Durante la mañana del día D-1 hubo poca nubosidad en toda la región, la cual se fue incrementando con la formación de calles de Cu (presencia de HCRs) orientadas SE-NW (correspondiendo al flujo del SE en superficie), mientras que en niveles altos se apreciaban bandas de Ci translucidos moviéndose del Oestesuroeste (WSW)-SW, reflejo del flujo del SW. A las 1945 UTC se activó una línea de nubosidad convectiva extendida desde La Habana hasta Matanzas. Esta convección se desarrolló y se propagó hacia el NE, incluyendo la provincia de Mayabeque hasta horas de la noche.

El comienzo del día D fue de poca nubosidad, luego fueron desarrollándose Cu en calles que se trasladaron del Sur al SW. En horas de la tarde se observó el avance de una línea de nublados convectivos provenientes de los mares al NW, la que se propagaba rápidamente hacia el SE. A las 1745 UTC, **Fig.** 7, la misma se encontraba en la península de la Florida muy próxima al occidente de Cuba, por delante de esta se observaba el desarrollo de celdas convectivas en el norte de la Isla de la Juventud, norte de Pinar del Río y Matanzas. A las 20.01 UTC, interactuaron la línea con la nubosidad desarrollada anteriormente en Pinar del Río y a las 2030 UTC con La Habana, disparándose la convección y extendiéndose al resto de la región. A las 2045 UTC, **Fig.** 8, toda la provincia de Pinar del Río se encontraba cubierta por nubes en capas con fuerte actividad convectiva, la costa norte de Artemisa, La Habana, Mayabeque, Matanzas y la Isla de la Juventud, esta convección se fue desarrollando hasta cubrir toda la región occidental y mantenerse hasta el final de la tarde.



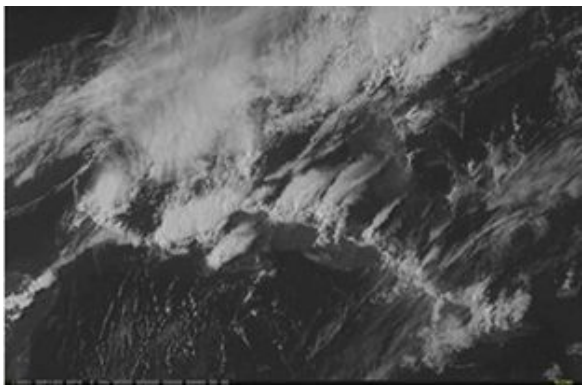


Fig. 7. Imagen Visible (1 Km) 5 de abril 2011 1745 UTC Fig. 8 Imagen Visible (1 Km) 5 de abril 2011 2045 UTC

Durante todo el día 6 la región se mantuvo con la presencia de Cu en calles, orientados NE-SW debido al flujo del NE, con Ci translucidos que se desplazaban hacia el Estenordeste (ENE).

3.3 Temperatura en el nivel 500 hPa

Una de las variables que se emplearon en el análisis fue la temperatura en el nivel de 500 hPa, teniendo en cuenta que se trata de un nivel medio a partir del cual la parcela de aire favorecida por la convección continúa

ascendiendo o no. En la tabla I se muestran los valores de temperatura de los días analizados en dicho nivel y en la **Fig**. 9, se pueden apreciar los mapas de las 1200 y 1800 UTC del día D por ser los valores más significativos en el día.

Tabla I. Temperatura de los días analizados en el nivel de 500 hPa (en °C)

Hora (UTC)	04/04/2011	05/04/2011	06/04/2011
0600	(-7.0) (-9.0)	(-8) (-10)	(-8) (-9)
1200	(-7.0) (-10.0)	(-9) (-11)	(-8)
1800	(-7.0) (-9.0)	(-10) (-11)	(-8) (-9)
0000	(-7.0) (-9.0)	(-9) (-10)	(-8) (-9)

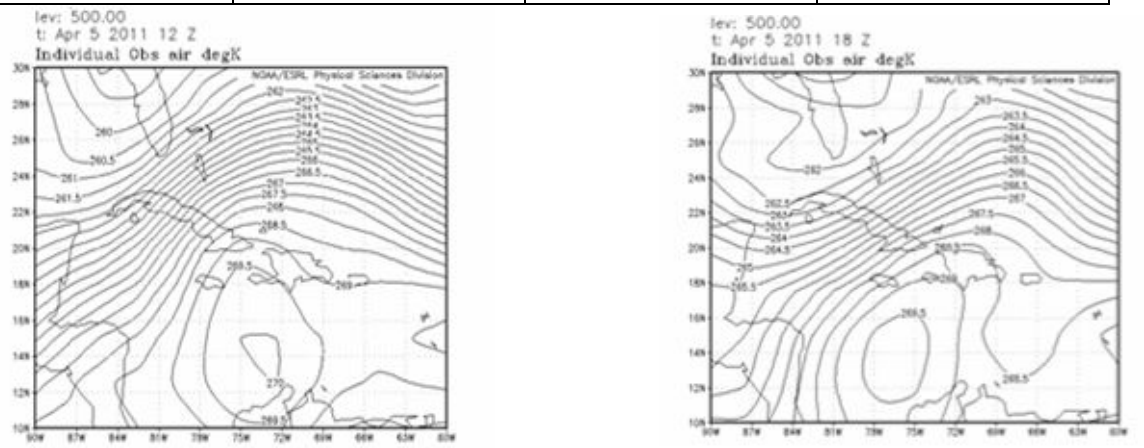


Fig. 9. Temperatura 500 hPa 5 de abril 2011 1200 (a) y 1800 UTC (b) (Kelvin) de izquierda a derecha

Para tratar de encontrar un valor "umbral" se compararon los valores de la tabla con los obtenidos del mapa de valores medios en el período de 1991 – 2011, **(-7.0) y (-7.5) °C,** observados en la **Fig.** 10**.** Los 3 días se alcanzan valores por debajo de los medios, favoreciendo el desarrollo de severidad; sin embargo, el día del evento estos valores llegan hasta -11.0 °C, lo que pudo desarrollar aún más los eventos severos ese día.

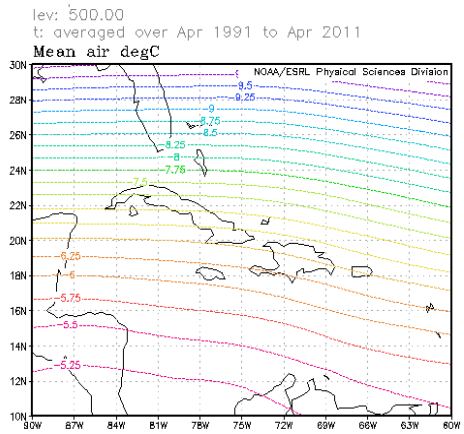


Fig. 10. Temperatura media en 500 hPa del período (1991 – 2011) (°C)

3.4 Humedad Relativa

Entre las condiciones necesarias para el desarrollo convectivo se encuentra también el alto contenido de humedad para lograr nubosidad de gran tamaño; es por esto que se analizaron mapas de humedad relativa en los niveles bajos y medios de los días analizados, estos valores se observan en las tablas siguientes y específicamente se ilustran los del día D a las 1800 UTC en la **Fig.** 13(a, b, c), por ser el horario más cercano al evento.

Tabla II. Valores de humedad relativa del día 4 de abril del 2011 de los niveles 850 ,700 y 500hPa (en %)

Hora (UTC)	850 hPa	700 hPa	500 hPa
0600	65-70	15-20	12-27
1200	60-65	15-20	12-30
1800	60	15-25	20-37
0000	55	22-27	22-32

Tabla III. Valores de humedad relativa del día 5 de abril del 2011 de los niveles 850 ,700 y 500hPa (en %)

Hora (UTC)	850hPa	700hPa	500hPa
0600	50-55	15-20	22-27
1200	45-65	20-30	15-27
1800	40-50	25-35	10-17
0000	45-50	45-50	20-30

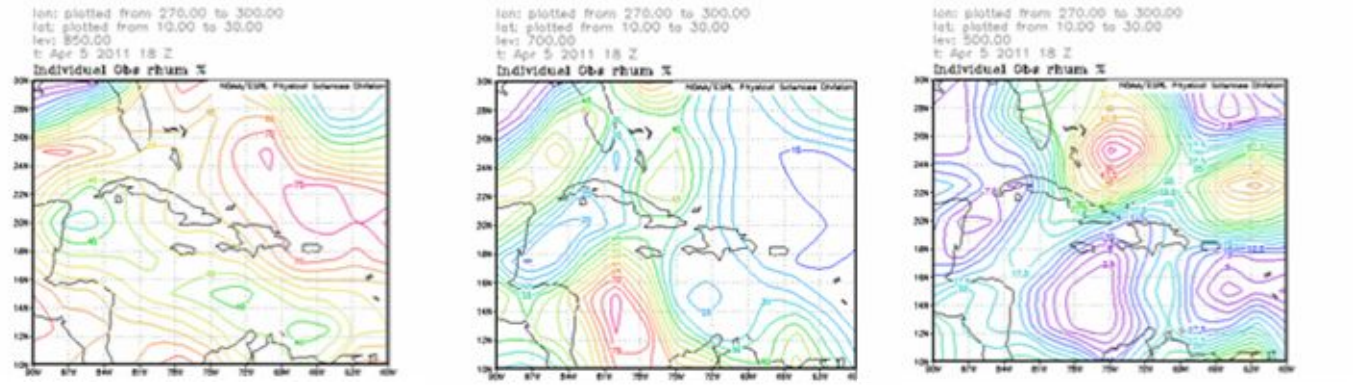


Fig. 11. Mapas de humedad relativa en los niveles de 850 (a), 700 (b) y 500 hPa (c) a las 1800 UTC del día 5 de abril del 2011 de izquierda a derecha

Tabla IV. Valores de humedad relativa del día 6 de abril del 2011 de los niveles 850 ,700 y 500hPa (en %)

Hora (UTC)	850hPa	700hPa	500hPa
0600	55-60	40-45	5-10
1200	60-70	35-40	5
1800	60-65	25-35	5-10
0000	60-70	35-40	5

El mapa de valores medios de la humedad relativa en el período 1991 – 2011 en el nivel de 850 hPa, **Fig.** 12(a), muestran valores entre los 57-58%, el día D-1 y D+1, sin embargo el día D están por debajo, lo que se debe a una zona seca en el Mar Caribe que se extiende hasta las inmediaciones del occidente cubano.

El mapa de valores medios de humedad relativa en el período 1991-2011 en el nivel de 700 hPa, **Fig.** 12(b), muestran valores hasta el 39%, los días D-1 y hasta la tarde del día D, los valores son inferiores al valor medio histórico producto de la misma zona seca expuesta anteriormente que llega hasta este nivel, solamente se sobrepasa en la noche del día D y el D+1 con valores hasta 40 - 45%.

El mapa de valores medios de humedad relativa en el período de 1991-2011 en el nivel de 500 hPa, **Fig.** 12(c), muestran valores entre los 30-31%, el día D-1 desde la mañana hasta la tarde los valores corresponden con la media e incluso se sobrepasa en la tarde y noche llegando hasta 37%. El día D los valores están por debajo del valor promedio y solamente en la noche llegó al 30%. El día D+1 los valores se encuentran inferiores en mayor magnitud que el día D-1, puesto que la masa que impera es más fría y seca.

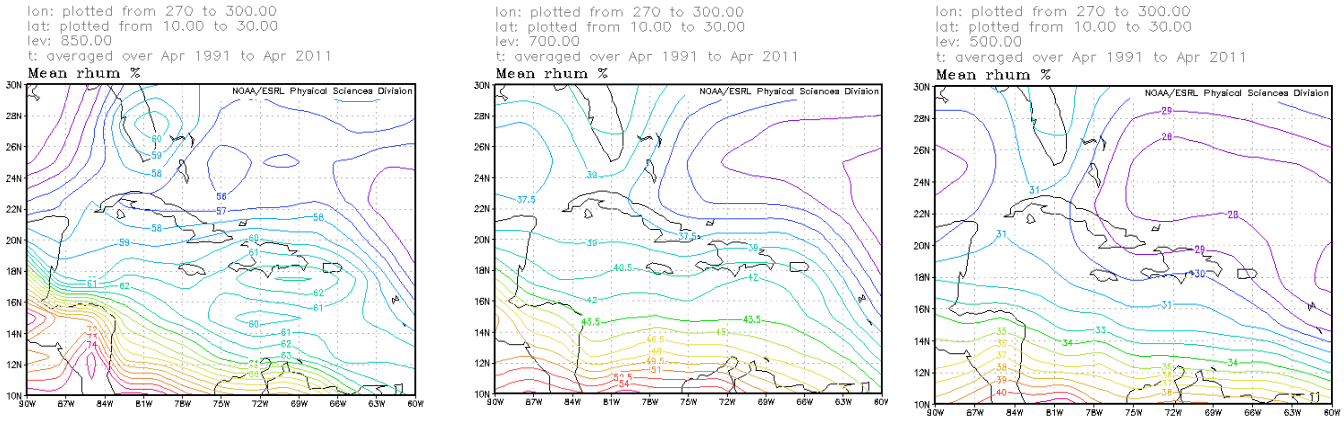


Fig. 12 Mapas medios de humedad relativa en los niveles de 850 (a), 700 (b) y 500 (c) hPa para el mes de abril (1991 - 2011) de izquierda a derecha

3.5 Índices termodinámicos

Además de analizar y comparar directamente las variables meteorológicas, se emplearon índices termodinámicos, los que combinando dichas variables pueden estimar el posible desarrollo convectivo; estos se muestran en la tabla V, los sondeos de la estación de Cayo Hueso del día D se observan en la **Fig. 13.**

Tabla V. Índices termodinámicos de los sondeos de la estación de Cayo Hueso

Día	Hora (UTC)	CAPE (j/kg)	LIFT (°C)	TOTL (°C)	KINX (°C)	CINS(j/kg)
04/04/2011	1200	1308	-3.79	42.00	8.30	- 0.68
	0000	1688	-5.98	39.40	17.30	- 53.5
05/04/2011	1200	1784	-7.54	50.00	31.30	- 12.3
	0000	8.31	0.26	44.00	28.30	- 464
06/04/2011	1200	302.4	-0.63	46.20	27.10	- 0.21
	0000	597.0	-2.47	46.60	1.90	- 2.77

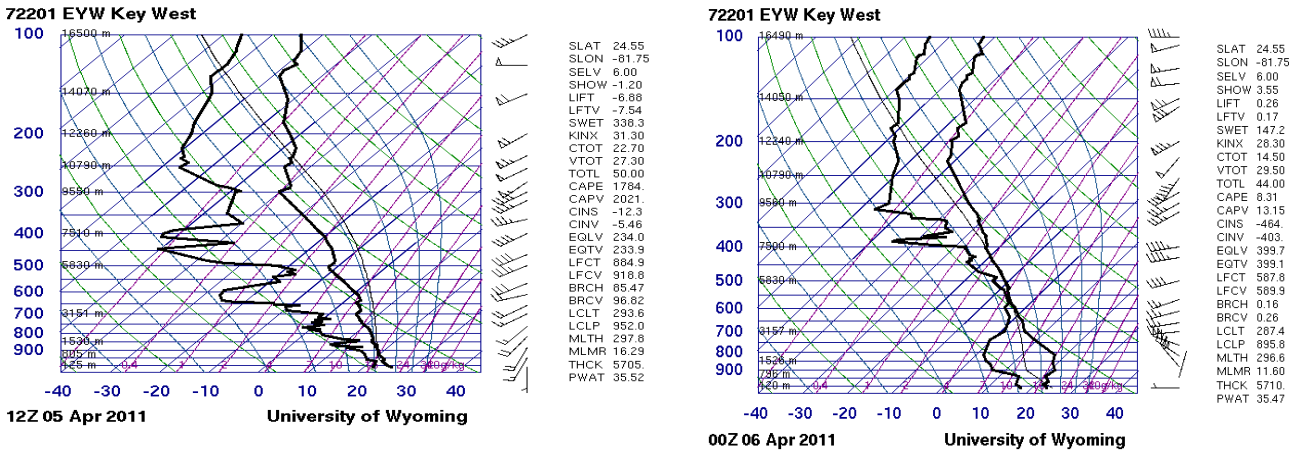


Fig. 13. Sondeos de Cayo Hueso, día 5 de abril 1200 UTC (a) y 6 de abril 0000 UTC (b) de izquierda a derecha

Entre los índices más empleados en el desarrollo convectivo se encuentra la **CAPE (Energía Potencial Convectiva Disponible)**, la cual representa la energía de flotabilidad disponible de una parcela de aire que se eleva vertical y libremente (Knusvtig, 1996).

El **CINS (Índice de Inhibición Convectiva)** representa la energía necesaria para que la parcela alcance el nivel de condensación convectivo, mientras menor sea su valor, menos energía se le daría al aire para que comience la convección.

El día D-1 y la mañana del D los valores del índice **CAPE** junto con el **CINS**, indican de débil a moderada convección. El resto de los horarios los valores son bajos, hasta llegar a ser muy débil.

El **Índice de Levantamiento** en inglés (**LIFT)** se emplea también como indicativo de inestabilidad y es calculado a partir de la diferencia entre la temperatura ambiente en el nivel de 500 hPa y la que obtendría una parcela por ascenso adiabático luego de ser elevada desde la superficie hasta este mismo nivel.

El día D-1 en horas de la mañana el índice indica inestabilidad moderada, la cual aumenta hacia el final del mismo y continúa aumentando hasta la mañana del día D, llegando a ser muy inestable. Disminuye en la tarde del día D hasta indicar estabilidad y luego el día D+1 presenta valores levemente inestables.

El índice **Total de Totales** (**TOTL**) está compuesto por dos índices: el **cross** total y el **vertical** total. El vertical relaciona la diferencia de temperatura ambiente, entre los niveles de 850 y 500 hPa, mientras que el cross total, la cantidad de humedad presente, como la diferencia entre la temperatura del punto de rocío en los 850 hPa y la temperatura ambiente en los 500 hPa.

El día D-1 los valores del **TOTL** no eran significativos para el desarrollo de tormentas; sin embargo el día D se alcanzan valores más elevados dando posibilidad de formación de TLS en la mañana y de tormenta en la tarde. El día D+1 se mantiene la posibilidad de formación de tormentas pero no de TLS.

Además se puede utilizar el índice **KINX (índice K)**, el cual combina valores de humedad a diferentes niveles, principalmente los bajos, donde se suele producir la advección de humedad, se expresa en grados centígrados.

El día D-1 en el horario de la mañana los valores del **KINX** indicaban 0% de posibilidad de formación de tormentas, aumentando en la tarde hasta el 20-60%. En la mañana del día D se encuentra el valor más elevado de los 3 días con posibilidad de formación de tormentas del 60-90%, disminuyendo hacia la tarde. El día D+1 la posibilidad de formación se mantiene entre 20-60% disminuyendo en la tarde hasta el 0%.

El índice de inhibición convectiva **CINS** es lo opuesto al índice **CAPE**, puesto que representa la energía que se le debe suministrar a una parcela de aire para elevarla desde su posición inicial hasta que iguale la temperatura ambiente y comience a ascender libremente.

3.6 Análisis del viento

Para el análisis de viento se tomaron los datos de la Torre de gradiente de Santa Cruz del Norte, cada 10 minutos con el fin de establecer el comportamiento del mismo.

El día D-1 el viento se mantuvo del E-SE durante toda la madrugada y la mañana con valores entre los 0 - 4 m/s y un máximo de 8,3 m/s a las 1350 UTC, hasta girar a las 1540 UTC hacia el NE, coincidiendo con la entrada de la brisa, girando del NE-E con velocidades entre los 04-06 m/s hasta las 0000 UTC. Luego giró nuevamente del E-SE el resto de la noche, debido al flujo anticiclónico predominante con valores inferiores a 4.0 m/s.

El día D el viento se mantuvo durante la madrugada y mañana del E-SE, **Fig.** 14, con velocidades entre los 02-06 m/s, hasta las 1900 UTC donde comenzó una gran inestabilidad con componente del Norte; a las 2110 UTC ocurrió un máximo de 10,7 m/s, valor que coincide con el avance de la línea por la torre. Luego se mantuvo girando de forma inestable del Oeste (W) al NW, para cambiar a las 0010 UTC hacia el SE y continuar al S, al final de la noche se estableció SW-W con velocidades menores de 5 m/s.

El día D+1 el viento se mantuvo inestable con componente Norte y velocidades de 5 m/s, hasta establecerse del NE al final de la tarde a las 2250 UTC; ocurrió un máximo a las 0230 UTC de 5,2 m/s.

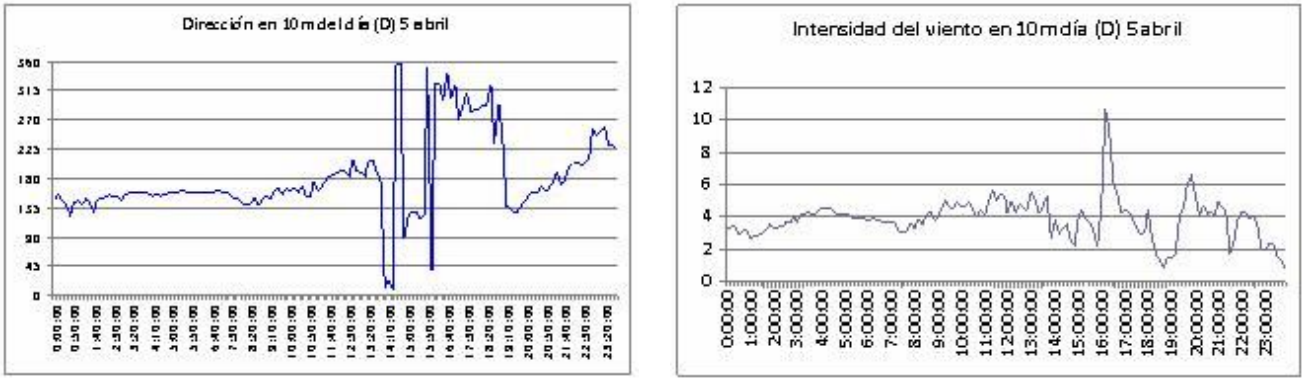


Fig. 14. Dirección (a) (grados) e intensidad (m/s) (b) del viento en 10 m del 5 de abril del 2011 de izquierda a derecha (horario del meridiano 75° W)

A partir de los datos en los diferentes niveles, tanto de viento como de temperatura, se calculó el número de **Richardson, Fig.** 15**,** para analizar las inestabilidades posibles los 3 días.

El día D-1 se registraron valores positivos en la madrugada y comienzo de la mañana, indicativo de estabilidad, luego se produjo un cambio a negativo, mostrando alguna inestabilidad a las 1400 UTC con valores de -0.08; lo que se explica tras la ocurrencia de un máximo. Se produjo un poco después un pico de -1.14 a las 1540 UTC coincidiendo con un giro del viento y luego se mantuvo con valores negativos poco significativos durante la tarde hasta cambiar a positivo a las 2220 UTC con 0.23, al final de la tarde ocurrieron varios picos positivos:

- 0.41 a las 0030 UTC
- 1.16 a las 0200 UTC
- 1.90 a las 0430 UTC

El día D los valores fueron positivos en la madrugada y comienzo de la mañana entre los 0.37 y 0.49, indicando estabilidad, hasta cambiar a negativo con -0.06 a las 1450 UTC producto de la inestabilidad y un pico a las 1820 UTC de -5.02. Cambió a positivo nuevamente a las 2010 UTC con 0.11, a las 2040 UTC presentó un valor de 4.38. A las 2110 UTC ocurrió un valor negativo de -0.02, que corresponde con un máximo de velocidad en la torre, luego se mantuvo positivo con un pico muy elevado de 118.21 a las 0010 UTC coincidiendo con un giro del viento cercano a la calma (1,7 m/s), el resto de la noche los valores fueron poco significativos; lo que se corrobora en la figura 18.



Fig. 15. Número de Richardson 5 de abril del 2011

El día D+1 los valores registrados fueron positivos y muy elevados durante la madrugada, correspondiendo a la poca intensidad del viento, los picos fueron de:

- 73.39 a las 0550 UTC
- 106.98 a las 0710 UTC
- 56.55 a las 0800 UTC

Se produjo un cambio a negativo a las 1320 UTC con -0.01, con valores entre -0.16, -0.12 y -0.13; hasta cambiar a positivo a las 2320UTC con 0.04.

3.7 Observaciones de Radar

Se emplearon observaciones de radar cada 15min para darle seguimiento a las tormentas y analizar sus características. De acuerdo a Gamboa (2004), los máximos de reflectividad en celdas convectivas presentan valores de 30 – 70 dBz. Los topes máximos de 12 – 15 km son representativos de meso-ciclones y tormentas, mientras que los mayores de 15 km aeroavalanchas y granizos. En las configuraciones típicas de tormentas se pueden encontrar ganchos, dedos o arcos, asociados a fuertes flujos de salida del viento en superficie. Se pueden presentar fenómenos meteorológicos potencialmente peligrosos a partir de topes máximos de 8km y reflectividad máxima de 45dBz.

Se utilizaron las observaciones del radar de **La Bajada** en la provincia de Pinar del Río y **Pico San Juan** en Cienfuegos, obteniéndose de estas los siguientes resultados:

El día D-1 se activó una línea de ecos convectivos extendida NW-SE alrededor de los 22.16 N y 83.29 W, la cual se fue desarrollando hasta llegar a La Habana, Mayabeque y Matanzas, con reflectividad máxima de 52dbz y nubes topes de 10km. Dicha línea se movió hacia el N-NE hasta disiparse en la tarde-noche. Al finalizar la noche se formaron pequeños ecos no significativos.

El día D en la mañana no hubo ecos significativos, solamente fijos del mismo radar. A partir de las 1900 UTC comenzaron a formarse celdas convectivas en la costa norte de Pinar del Río y los mares al NW. A las 2000 UTC se fue aproximando lentamente una línea de ecos convectivos en forma de arco desde los mares al NW de Pinar, desarrollándose además convección en la Isla de la Juventud y a las 2030 UTC en los mares al N de Mayabeque. En Pinar del Río las celdas ya desarrolladas interactuaron con la línea convectiva a partir de las 2100 UTC, con valores de 50dbz de reflectividad máxima y topes de 15km. Dicha línea incentivó el desarrollo de otras celdas convectivas hacia las provincias de Artemisa, La Habana, Mayabeque y Matanzas a las 2145 UTC, **Fig.** 16, y se trasladó extendida NE-SW hacia el Este. La convección se desarrolló hasta llegar a 54dbz de reflectividad máxima sobre Pinar del Río y valores de 40-48dbz en La Habana, Artemisa y la Isla de la Juventud. A partir de las 2215 UTC se formó una segunda línea convectiva en forma de arco en los mares al sur de Pinar del Rio, correspondiente con el flujo de salida de las tormentas, la que se trasladó hacia el sur, alejándose de la región de estudio. A las 0000 UTC la línea principal se encontraba sobre Matanzas alrededor de los 23.11°N y 81.50°W y había disminuido la convección en el resto de las provincias. A las 0045 UTC habían desaparecido los ecos convectivos sobre La Habana, Artemisa y Mayabeque, quedando sólo en Matanzas.

El día D+1 no hubo ecos significativos producto de la estabilidad en el territorio.

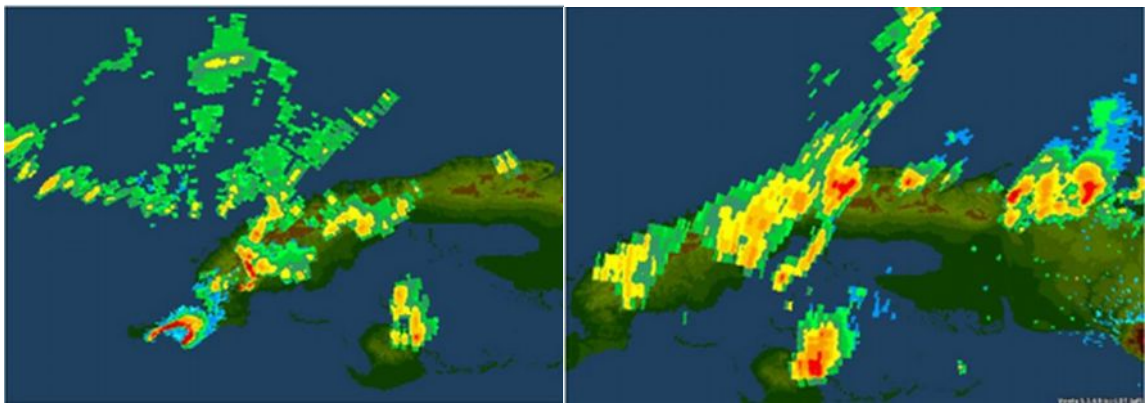


Fig. 16. Topes máximos (dBz) 5 abril 2011, 2100 (a) y 2145 UTC (b)

Al aplicar el **Roset**, se concluyó que la situación sinóptica real no coincidía con ninguno de los patrones, dio como resultado que no había probabilidad de desarrollo de eventos severos.

En el análisis de **Mesoescala,** del día D a las 2100 UTC, mostrado en la **Fig.** 17, se aprecia la línea pre frontal extendida al SW de forma ondulada sobre las provincias de La Habana, Artemisa y el sur de Pinar del Río. Además de la existencia del frente de brisa extendido desde el norte de Mayabeque hasta Matanzas, con un centro de Bajas Presiones en el extremo norte de Matanzas.

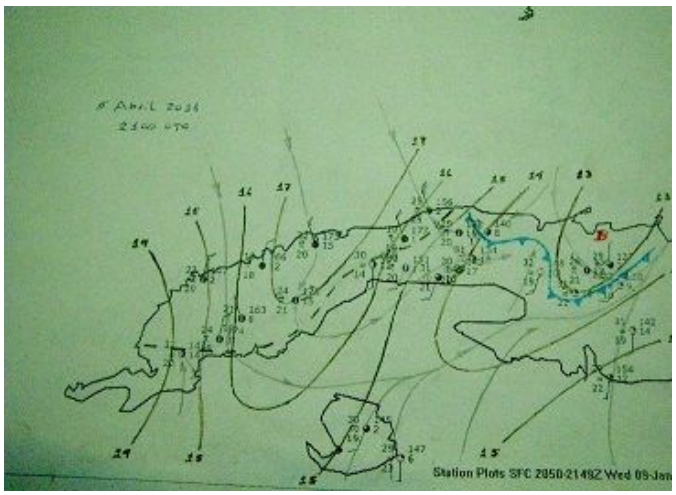


Fig. 17. Análisis de mesoescala 5 de abril de 2011a las 2100 UTC

Conclusiones

1. La profundidad de la vaguada en los niveles de 200 y 500 hPa, incrementó la inestabilidad atmosférica y favoreció así la formación de la línea de tormentas..
2. Al pasar la línea por la región occidental en horas de la tarde permitió desde las horas de la mañana, que el calentamiento formara estructuras convectivas en la capa fronteriza, dando lugar a calles de nubes y al desarrollo del frente de brisa de mar en dicha región; elementos fundamentales para la ocurrencia de tiempo severo.
3. Los valores de humedad relativa en el área de estudio, no superan a la media histórica, producto de una amplia zona seca en el mar Caribe en los niveles de 500 y 700 hPa.
4. Los índices termodinámicos indicaron de moderada inestabilidad a muy inestable el día del evento y el posterior, correspondiendo a la zona delantera de los sistemas, mientras que después indicaron la presencia de una masa estable. El número de Richardson mostró inestabilidad antes y durante el paso de las líneas, indicando valores estables después.
5. Las imágenes de satélite, las observaciones de los radares y los análisis trihorarios a mesoescala, corroboraron el avance de la nubosidad convectiva asociada a las líneas pre frontales y la ubicación de los frentes de brisa en la región occidental.
6. La aplicación del Roset no reflejó la severidad ocurrida teniendo en cuenta que no coincidía con ninguno de los patrones.

Referencias

Aguilar, G., M. Carnesoltas, y L. Naranjo, 2007a: Informe Científico Final sobre las condiciones sinópticas favorables para las TLS en Cuba. INSMET

_____, **M. Carnesoltas, C. Fernández y L. Naranjo**, 2007b: Climatología de las Tormentas Locales Severas en Cuba en el período 1987 – 2002.

_____, **L. Naranjo y M. Carnesoltas**, 2009: Condiciones favorables a escala Sinóptica para la aparición de Tormentas Locales Severas en Cuba. Parte I:Período poco lluvioso. Rev. Cubana de Met., 15, 1, 85-108.

_____, **M. Carnesoltas,** versión 2010: Software Resolución Objetiva por Sistema Experto de Tormentas "ROSET".

Alfonso, A., 1994: Climatología de las tormentas locales severas de Cuba. Cronología. Editorial Academia. La Habana. 168 pp.

Carnesoltas, M, 2002 a: La circulación local de brisa de mar y tierra. Conceptos fundamentales. Rev. Cubana de Met., 9, 1, 39 – 60.

Gamboa, F., 2004, Tesis de Maestría: Selección de Indicadores radáricos como predictores de severidad. Centro de Física de la Atmósfera de Camagüey.

Knutsvig, R., 1996: Severe Weather Indices. Disponible en: http://knutsvig.ok.com/.

Montoro, P., **Y. Alonso, M. Ávila y A. Vichot**, 2011 (inédito): Trabajo de Meteorología de Mesoescala. Trabajo de curso Diplomado de Física de la Atmósfera: Caso de estudio 10/3/2011.

Pérez, Y., D. León, M. Fonseca y G. Marcelo, 2011 (inédito) Trabajo de curso Diplomado de Física de la Atmósfera: Caso de estudio 10/3/2011.