

Parámetros para detectar los sistemas locales de convección organizada en la capa frontriza atmosférica sobre Camagüey.

Mario Carnesoltas Calvo ⁽¹⁾, Maibys Sierra Lorenzo ⁽¹⁾, Nivian Quintana Rodríguez ⁽¹⁾.

⁽¹⁾ Instituto de Meteorología, Cuba, mario.carnesoltas@insmet.cu.

Recibido: enero-octubre, 2009	Aceptado: noviembre, 2009
-------------------------------	---------------------------

Resumen

Se presentan los valores medios mensuales obtenidos experimentalmente de los números adimensionales de Prandtl, de Rayleigh y de Richardson en la capa entre 10 y 100 m de altura, en el periodo entre marzo 2007 a junio 2008. Además, en los estudios de casos, se calcularon las tensiones de Reynolds y el flujo turbulento de calor según Von Karman, la longitud de escala de Monin – Obukhov y la componente horizontal de la vorticidad. Las mediciones de las variables meteorológicas se obtuvieron en la torre de gradiente ubicada en Camagüey. El objetivo fue determinar cuales de estos parámetros eran los apropiados para detectar el paso por el punto de medición y las características de los sistemas locales de convección organizada, o sea, las principales estructuras de la capa fronteriza atmosférica responsables de la formación y desarrollo de la nubosidad convectiva originadas por el calentamiento superficial diario. A la componente horizontal de la vorticidad se le aplicó la técnica de wavelet. Como ejemplo se muestra el resultado del caso del 5 de junio de 2007, en el que se comparan los valores obtenidos de cada parámetro para el día con las imágenes de radar y de satélite meteorológico. Los parámetros que mejor identificaron la existencia de sistemas locales de convección organizada fueron la vorticidad, las tensiones de Reynolds y la transferencia turbulenta de calor de acuerdo a Von Karman, seguidas de la longitud de Monin – Obukhov, mientras que los números adimensionales de Prandtl, Rayleigh y de Richardson, permitieron caracterizar las condiciones del flujo.

Palabras clave: Meteorología, convección

Abstract

Experimental monthly means of non dimensional numbers of Richardson, Rayleigh and Prandtl are presented for a layer between 10 and 100 m height, for a period between March 2007 to June 2008. In addition, Reynolds tensions, heat turbulent flux according to Von Karman, Monin-Obukhov scale length and the horizontal component of the vorticity were calculated for case studies, meteorological observations were obtained from the gradient tower located at Camaguey station. The main objective was to determine which among these parameters were appropriate to detect the pass over the measuring location and the characteristics of the local organized convection systems, this is, the main structures in the atmospheric boundary layer responsible for the formation and development of convective clouds that originate due to the daily surface heating. The technique of wavelets was applied to the horizontal component of the vorticity, the result for the case of Jun 5th 2007 is shown as an example, where parameters obtained are compared with radar and satellite observations. The parameters that best identified the presence of local organized convection systems were the Reynolds tensions and the heat turbulent flux according to Von Karman, followed by Monin-Obukhov scale length, while the non dimensional numbers of Richardson, Rayleigh and Prandtl allowed to characterize the flux conditions.

Key words: Meteorology, convection.

Introducción

La probabilidad de ocurrencia o no de nubosidad convectiva sobre una región determinada por el calentamiento superficial diario, está dada por las características de los sistemas locales de convección organizada que se formen, en particular las circulaciones conocidas como Celdas de Rayleigh – Bénard (CRBs) y Rollos Convectivos Horizontales (HCRs). La detección de dichos sistemas locales y su grado de desarrollo, es posible lograrlo por sus relaciones con los valores de parámetros físicos adimensionales apropiados y de las variables meteorológicas imperantes en el flujo de la capa superficial de la atmósfera.

El objetivo principal es identificar, entre los parámetros adimensionales seleccionados, las tensiones de Reynolds, la transferencia turbulenta de calor, la longitud de escala, y la vorticidad, cuales serían los apropiados para detectar la existencia de los sistemas locales de convección organizada, y cuales para caracterizar las condiciones de la Capa Superficial en presencia de dichos sistemas. Además, caracterizar la Capa Superficial sobre la región de estudio mediante el comportamiento mensual de los parámetros adimensionales.

La convección local en la atmósfera puede ocurrir de forma aislada por una fuente puntual, o de manera organizada por el calentamiento superficial diurno en una extensa zona. En la figura 1.1 pueden observarse dos ejemplos de nubes formadas por la convección. Los sistemas locales de convección organizada incluyen las estructuras coherentes que se forman en la capa sub-nubosa, debido tanto a las corrientes ascendentes que origina el calentamiento superficial, como a las corrientes frías descendentes desde los topes de las nubes en disipación.

Las principales estructuras coherentes en la capa fronteriza atmosférica (CFA) responsables de la formación de nubes convectivas son las CRBs y los HCRs. La escala espacial para ambas es la γ -meso escala según Orlanski (1975), o sea entre 2 – 20 km, y tiempo de vida desde minutos hasta algunas horas; No obstante, el eje principal de los HCRs puede abarcar la β -meso escala (20 – 200 km), y por lo general sus topes verticales alcanzan entre 1 – 2 km de altura sobre el terreno.

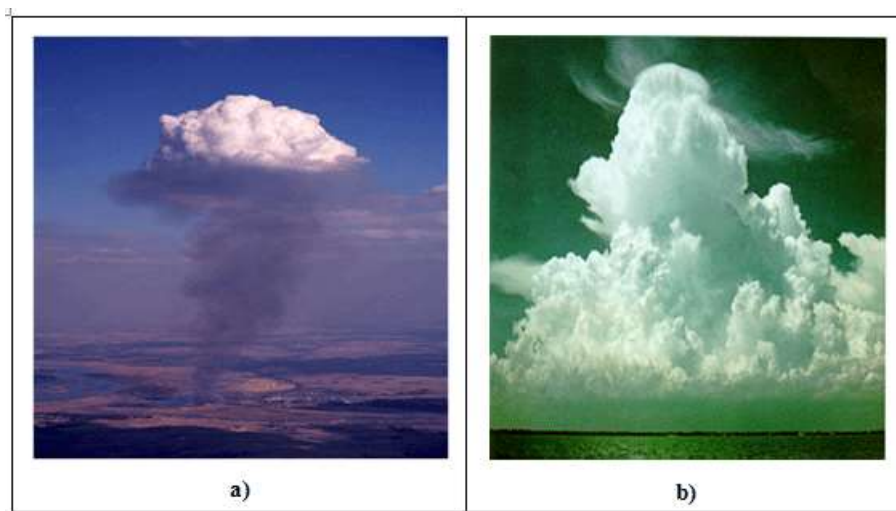


Fig. 1.1 Nubosidad producida por convección: a) de forma aislada por una fuente puntual, en este caso un incendio; b) por el calentamiento superficial diurno en una extensa zona.

Las CRBs pertenecen a la clase de convección denominada “celular”, esto es, “un movimiento fluido organizado convectivo caracterizado por la presencia de celdas de convección o unidades convectivas, normalmente con movimiento ascendente (hacia fuera del manantial calorífico) en las partes centrales de la celda y bajando o con flujo descendente en las regiones exteriores de la celda” (Instituto Nacional de Meteorología, España, 1986). Las CRBs cerradas, surgen en un ambiente inestable con el viento en calma o muy débil, su base puede tomar sólo tres formas: triangular, cuadrada o hexagonal (Emanuel, 1994).

Por su parte, las CRBs abiertas, aunque cumplen también las formas de sus bases, surgen en el seno de una corriente fría descendente que proviene de los topes de las nubes Cúmulos (Cu) en estado de disipación. La corriente descendente, al llegar a la superficie terrestre tiende a propagarse en todas las direcciones, y en los bordes que forma en su avance horizontal, va levantando el aire caliente y por lo general húmedo, que se encontraba cerca de la superficie; De esta forma, mientras que en el centro de la celda quedan los restos del Cu disipado o el aire claro, en los bordes del aire que avanza, coincidiendo con los vértices de un triángulo, un cuadrado o un hexágono, aparecerán nuevas nubes Cu, pero de mayores dimensiones que las producidas por las celdas cerradas.

Entre los factores físicos y meteorológicos que intervienen en la formación de la convección organizada, están la dirección y la velocidad del viento, la cizalladura vertical, los gradientes verticales de temperatura y humedad,

la presión atmosférica y los coeficientes de intercambio turbulento de momentum, calor y masa, todos dentro de la CFA.

Materiales y métodos

En la determinación experimental de los valores de los números adimensionales, de las tensiones de Reynolds, la transferencia de calor, la longitud de escala y la vorticidad, se emplearon las mediciones en la torre de gradiente de referencia eólica instalada en Camagüey. Los datos se tomaron a intervalos de 10 minutos, a partir del mes de abril de 2007 hasta el mes de junio de 2008, lo que significa un total de cerca de 60,000 muestras de cada variable. Todas las horas se refieren al meridiano 75° W y entre paréntesis en UTC.

Las variables tomadas en la investigación fueron la dirección y la rapidez del viento, la temperatura y la humedad relativa a 10, 30, 50 y 100 m sobre la superficie de la tierra, y la presión atmosférica a 10 m. Para eliminar los datos erróneos en la muestra se les aplicó la validación de los criterios de la inter-comparación de anemómetros y veletas de la Organización Mundial de Meteorología (1992 - 1993), y las Normas para la instalación y procesamiento de la presión, temperatura y humedad, establecidas por Soltura (2007). Los mapas sinópticos se obtuvieron del sitio del Centro de Diagnóstico del Clima de la NOAA (www.cdc.noaa.gov). Se emplearon las observaciones por radar cada 15 minutos de los días tomados como casos de estudio y las imágenes visibles de la nubosidad convectiva obtenidas por satélites meteorológicos.

El desarrollo de las expresiones para los flujos turbulentos de momentum, calor y humedad, debido a las fluctuaciones de los campos, partieron de la ecuación de la energía cinética turbulenta, y de hipótesis acerca de la dependencia de estos flujos con algunos parámetros turbulentos, mediante la teoría de semejanza física (Prandtl, 1925; Taylor, 1932; Sutton, 1953). El primer número adimensional que se calculó fue el número de Prandtl turbulento (Pr_t), definido por la expresión:

$$Pr_t = c_p \frac{\mu}{\kappa} = \frac{K_m}{K_h} \quad 2.1$$

en la cual c_p es la capacidad calorífica a presión constante, μ es el coeficiente de viscosidad dinámica, κ es el coeficiente de conducción térmica, K_m el coeficiente de intercambio de momentum y K_h el coeficiente de intercambio de calor.

El número de Rayleigh (Ra), que relaciona las fuerzas de flotabilidad con las fuerzas de viscosidad (en este caso las turbulentas), se obtuvo mediante la expresión:

$$Ra = \frac{\eta^2 h^4}{K_m K_h} \quad 2.2$$

En la cual η^2 es la denominada frecuencia de Brunt – Väisälä. Los valores obtenidos por esta expresión no son extremos, sino más bien medios.

El número de Richardson (Ri), que relaciona las fuerzas de flotabilidad con las fuerzas inerciales, ambas presentes en la CFA, numéricamente es igual a la razón entre el número de Grashof (Gr) y el cuadrado del número de Reynolds (Re):

$$Ri = Gr Re^{-2} = \frac{(g/\bar{\theta})(\partial\bar{\theta}/\partial z)}{u^2} \quad 2.3$$

Existen tres formas de calcular su valor, en dependencia de los objetivos que se persigan: el número de Ri del gradiente, el del volumen y el del flujo. Aquí se presenta sólo el primero. En esta expresión los términos del numerador representan la producción (o destrucción) de la turbulencia por la estratificación térmica, mientras que los términos del denominador representan la producción de turbulencia por las tensiones turbulentas trabajando contra la tensión media.

Según la hipótesis de semejanza, Von Karman (1930) planteó que las tensiones de Reynolds tienen la forma:

$$\overline{\tau_{zx}}^{(t)} = -\bar{\rho} \kappa_z^2 \frac{\left(\frac{d\bar{u}}{dz} \right)^3}{\left(\frac{d^2\bar{u}}{dz^2} \right)^2} \left(\frac{d\bar{u}}{dz} \right) \quad 2.4$$

Así como la transferencia turbulenta de calor estará dada por

$$\overline{q_z}^{(t)} = -\bar{\rho} c_p \kappa_z^2 \frac{\left(\frac{d\bar{u}}{dz} \right)^3}{\left(\frac{d^2\bar{u}}{dz^2} \right)^2} \left(\frac{d\bar{T}}{dz} \right) \quad 2.5$$

La longitud de escala de Monin – Obukhov (Monin y Obukhov, 1954), es uno de los cuatro parámetros que se emplean para definir las dimensiones escalares de la capa superficial de la atmósfera. Describe una relación entre el comportamiento del flujo vertical medio adimensional y las propiedades turbulentas de la capa superficial atmosférica. La teoría de la similaridad de Monin – Obukhov (Stull, 1988), se basa en la hipótesis de similaridad para la capa superficial horizontalmente homogénea.

La longitud L es proporcional a la altura sobre la superficie para la cual la flotabilidad domina sobre la producción mecánica de turbulencia (cizalladura). Su expresión viene dada por:

$$L = \frac{u_*^3}{k \left(\frac{g}{\theta} \right) (\overline{\omega' \theta'})_0} \quad 2.6$$

donde:

$$(\overline{\omega' \theta'})_0 \quad \text{es el flujo de temperatura para la superficie;}$$

$k = 0,4$ constante de Von Karman; La vorticidad es una medida de la rotación local del fluido, o el rotacional de la velocidad del fluido, que se expresa en coordenadas cartesianas como

$$\nabla \times V = \xi_{k1} + \xi_{k2} + \xi_v = \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) i + \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right) j + \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) k \quad 2.7$$

A partir del cálculo de w por el método cinemático de la velocidad vertical (el cual se deduce de la ecuación de continuidad en coordenadas de presión), se utilizó (2.7) para calcular las dos componentes horizontales ξ_{k1} y ξ_{k2} , y con ellas se determinó la vorticidad resultante.

Para el estudio de campos turbulentos se utilizó también (2.7) con una familia de wavelets de valores complejos, debido a que el módulo de los coeficientes wavelets permite el análisis de la evolución de la densidad de energía en tiempo y escala (Sierra et al. 2009). En esta investigación fue utilizada la wavelet de Morlet.

$$\psi(t) = e^{i\xi_y t} e^{-\left(\frac{|t|^2}{2} \right)} \quad 2.8$$

donde ξ_y es el centro de soporte de la wavelet.

En la detección de las CRBs y los HCRs se aplicó la transformada wavelet continua de una dimensión al campo de vorticidad del flujo, de manera que se distinguieran con claridad su localización temporal y su escala relativa. Además, con el módulo de los coeficientes de wavelet, se analizó el comportamiento temporal de la energía buscando patrones de intermitencia en su concentración.

Resultados y discusión

En la figura 3.1 se muestra el comportamiento de los valores medios mensuales del número de Pr_t obtenido a partir de la expresión (2.1). El valor medio general de 0,75 obtenido por los autores de la presente investigación, resulta totalmente aceptable, en especial con los resultados de Byron et al. (1973) para el aire a 273,2 K; y el de V. Isachenko et al. (1969) para los gases diatómicos, y ligeramente superior a los que plantearon Sutton (1953) y Kaimal y Finnigan (1994) para el aire. Los mencionados autores aclaran que los valores pueden variar en las condiciones reales para cada fluido.

Un aspecto a señalar es que los valores del número de Pr_t no solamente fluctuaron de un mes a otro a partir de su valor medio de 0.75, sino durante las 24 horas del día (como se observa en el estudio de caso). Lo anterior se debe, tanto a la amplia variación que en sí tienen los coeficientes K_h y K_m en la CFA, como en la forma de determinarlos, cuestión que durante muchos años, aun continúa siendo debatida ampliamente por la comunidad científica.

Se puede apreciar en la figura 3.1, que el valor máximo de Pr_t se presentó en el mes de septiembre 2007 y un mínimo en junio de 2008. Las causas de dichos extremos parecen estar relacionadas a las afectaciones a la región de estudio de algunos sistemas a escala sinóptica.

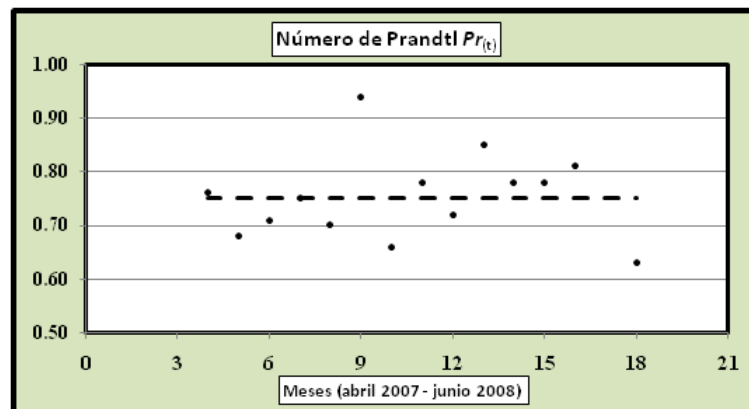


Fig. 3.1. Comportamiento mensual y media general del número de Prandtl turbulento. Camagüey, Abril 2007 – junio 2008.

A partir de la fórmula (2.2) se calcularon los valores medios mensuales positivos y negativos del número de Rayleigh, y su marcha mensual se muestra en la figura 3.2. Si se toman sólo los valores positivos como representativos de la inestabilidad durante las horas de sol, resalta el valor mínimo de $4,04 \cdot 10^3$ en el mes de mayo de 2007, por las razones explicadas con anterioridad, mientras que el valor máximo de $20,05 \cdot 10^3$ se presentó en el mes de noviembre. El valor medio en todo el periodo fue de $9,8 \cdot 10^3$ con una desviación estándar de $\pm 4,54 \cdot 10^3$. Por su alta dependencia con la estabilidad local, este número adimensional presentó grandes fluctuaciones en todas las escalas temporales, ya sea mensuales, diarias u horarias (como mostraron los estudios de casos escogidos).

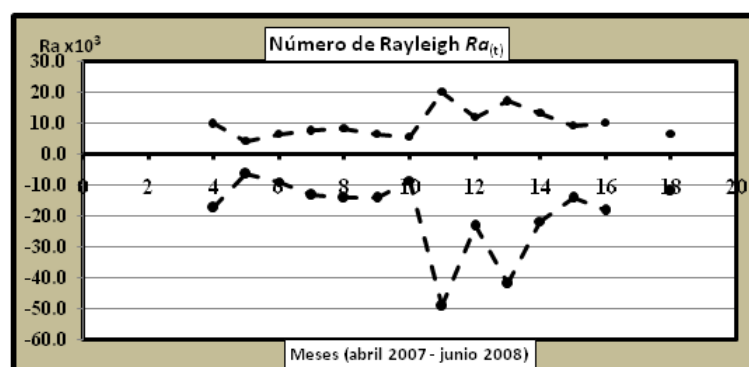


Fig. 3.2. Comportamiento mensual y valor medio del número de Rayleigh. Camagüey, Abril 2007 – junio 2008.

Los valores medios mensuales del número de Richardson se calcularon a partir de la fórmula (2.3). En la figura 3.3 se muestra la marcha mensual de los valores positivos y negativos que presentó el número de Richardson del gradiente. En ellas resalta el valor mínimo negativo de -0,55 en el mes de septiembre de 2007, y el valor más alto de -0,18 en el mes noviembre. El mes con el valor mínimo en el número de Ri coincidió con el valor máximo de Ra . El valor medio negativo en todo el periodo fue de -0,29 con una desviación estándar de $\pm 0,11$. Por su alta dependencia con la estabilidad local, este número adimensional también presentó grandes fluctuaciones en todas las escalas temporales, ya sea mensuales, diarias u horarias (como se muestra en el estudio de los casos escogidos).

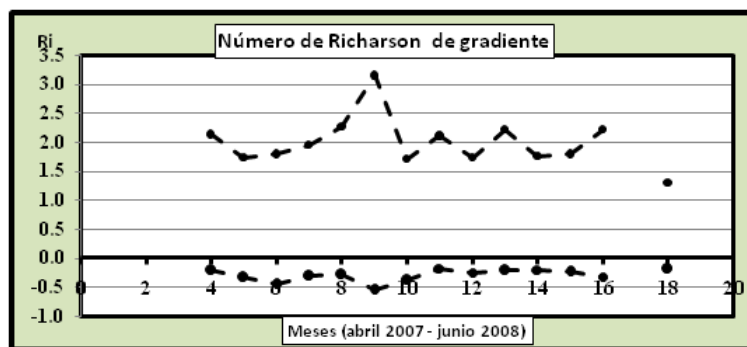


Fig. 3.3. Comportamiento mensual de los valores positivos y negativos del número de Richardson de gradiente. Camagüey, Abril 2007 – junio 2008.

La tensión de Reynolds y la transferencia de calor según Von Karman se determinaron por las fórmulas (2.4) y (2.5), la longitud de escala de Monin – Obukhov se determinó por la fórmula (2.6), mientras que para el cálculo de las componentes horizontales de la vorticidad, se empleó la expresión (2.7), con las componentes del viento zonal u y meridional v . Los valores de estos parámetros se muestran en el caso de estudio que se presenta a continuación.

4. ESTUDIO DE CASO: 5 DE JUNIO DE 2007

Descripción de la situación meteorológica imperante a escala sinóptica y mesoescala

El mes de junio de 2007 se caracterizó por ser atípico para Cuba (Ballester, 2007), ya que se presentaron situaciones meteorológicas diversas, como la afectación de la tormenta tropical Barry, vaguadas superiores, una onda tropical, una baja superior así como marcada influencia anticiclónica.

El día 5 de junio de 2007 Cuba se encontraba bajo la débil influencia de las altas presiones oceánicas con centro retirado sobre el Atlántico Norte, situación que impuso débiles gradientes de presión y vientos variables débiles con predominio de brisas en la tarde (figura 4.1). Este sistema estuvo representado en los niveles bajos y medios de la atmósfera por una faja de altos geopotenciales, con centro en niveles bajos al Norte de las Antillas Menores, a partir de los 700 hPa el eje de la misma comienza a inclinarse con la altura al SW apareciendo un centro en los mares al S de la región oriental de Cuba, generando un flujo del SE al S en niveles bajos (850 y 925 hPa), del S al SW en niveles medios (500 y 700 hPa) y del NW en los altos (200 y 300 hPa).

Además, en los niveles de 200 y 300 hPa se encontraba una vaguada sobre el Golfo de Campeche quedando el flujo difluente sobre la región occidental y central, lo que condicionó gran inestabilidad sobre el territorio.

Una onda tropical se localizaba en 86° W, y al Sur de 16° N, que se desplaza hacia el W influyendo sobre Nicaragua y Honduras, con actividad de chubascos, lluvias y tormentas eléctricas.

En cuanto a la humedad relativa en el nivel de 300 hPa se encontraba un centro de mínimas con valores menores a 5 % sobre toda Cuba, que se extendía desde Puerto Rico hasta el Golfo de México y sobre todo el Mar Caribe, pero en el nivel de 500 hPa un centro de máxima humedad se encontraba sobre el Mar Caribe en los 18° N y 81° W al sur de la región central de Cuba extendido sobre el Golfo de México hasta el estrecho de la Florida y la parte occidental de Cuba. En el nivel de 850 hPa un centro de mínima menor de 50% se encontraba sobre el Golfo de México y además un centro de máxima humedad mayor de 75 % se encontraba sobre toda Cuba, y en el nivel de 925 hPa un centro de mínima menor de 52 % se encontraba sobre el Golfo de México y el Estrecho de la Florida. Un fuerte gradiente se extendía sobre todo el territorio de Cuba desde los 30° N y 65° W. Sobre la región de estudio los valores oscilaron entre 70 y 75 % en los niveles bajos.

En cuanto al campo de temperaturas, se evidenció el gradual descenso de la temperatura potencial con la altura, característica normal de esta variable, observándose un centro de 301 K en el nivel de 1000 hPa sobre Cuba, además con centros de máxima en todos los niveles de geopotencial como por ejemplo en 700 hPa con un valor de

284 K, en 500 hPa el centro tenía un valor de 268 K y en 200 hPa tenía 220 K. Sobre la región de estudio el valor se encontraba alrededor de los 296.25 K.

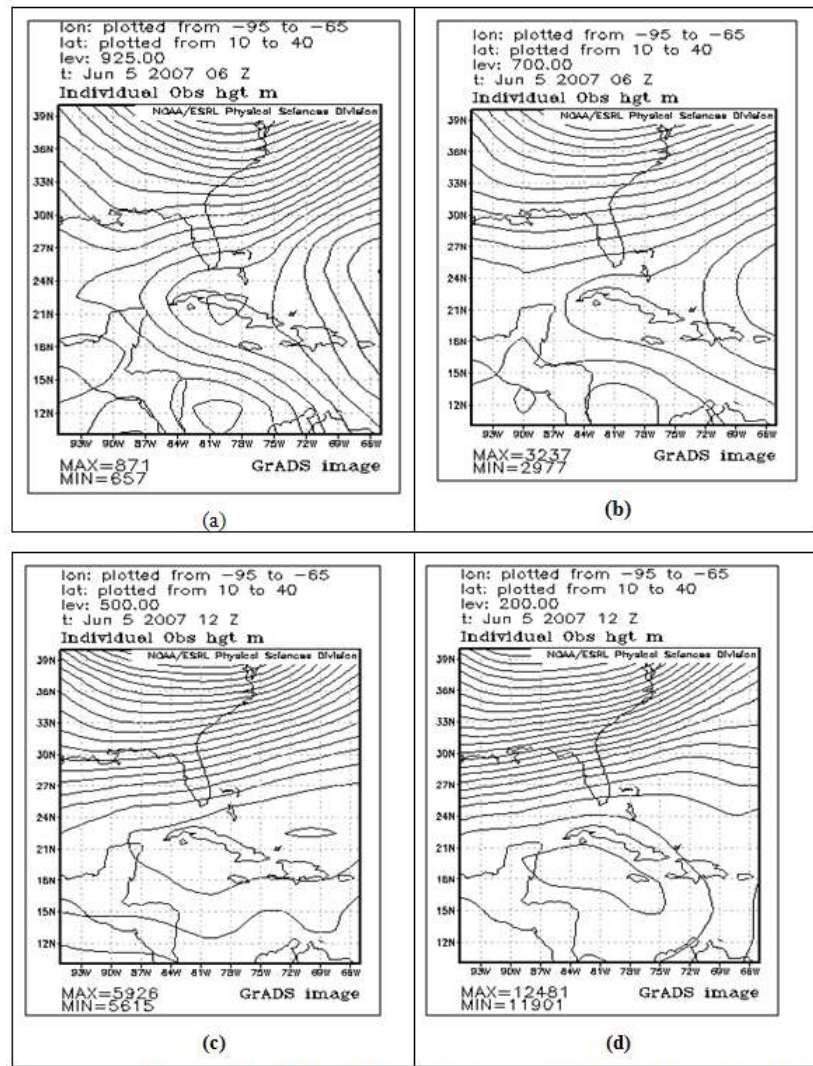


Fig. 4.1. Geopotencial el 5 de junio de 2007. A las 0600 UTC: a) 925 hPa; b) 700 hPa, y a las 1200 UTC: c) 500 hPa; d) 200 hPa.

A partir de las condiciones sinópticas anteriormente explicadas, se pudo corroborar que los días 5 y 6 las altas presiones subtropicales imperaron en superficie, mientras que un flujo húmedo en los niveles bajos, en combinación con una difluencia en la alta troposfera incentivó los procesos convectivos, con lluvias fuertes en algunas localidades de la región occidental de Cuba. Sobre la región de estudio las condiciones fueron idóneas para la ocurrencia de procesos convectivos locales provocados por el intenso calentamiento diurno y la resultante inestabilidad de la atmósfera.

Número de Prandtl

En la figura 4.2, se muestra el comportamiento del número de Pr durante el día 5 de junio de 2007. En ella se pueden apreciar las fluctuaciones del mismo durante todo el día, acentuadas durante el final de la madrugada y hasta aproximadamente las 1500 h (2000 UTC).

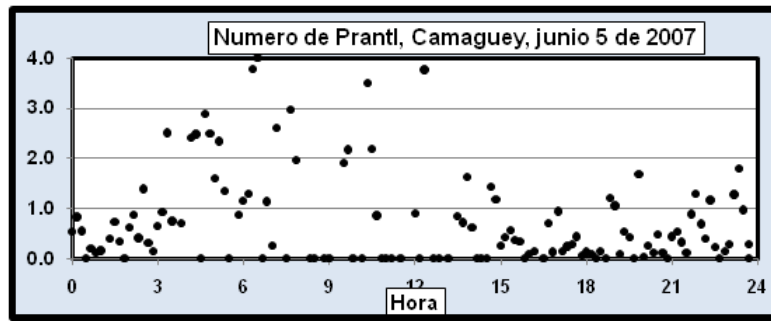


Fig. 4.2. Número de Prandtl. Camagüey, junio 5 de 2007.

Los valores oscilaron desde casi nulos hasta mayores que uno. A pesar de que estas fluctuaciones no permiten distinguir bien las estructuras que se tratan de identificar, son representativas de los cambios en los flujos de calor y momentum que se produjeron durante el día sobre la región de estudio.

Número de Rayleigh

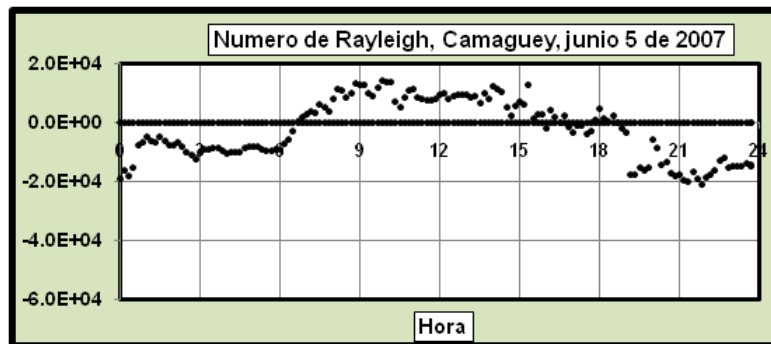


Fig. 4.3. Número de Rayleigh. Camagüey, junio 5 de 2007.

En la figura 4.3 se muestra el comportamiento del número de Ra durante el día 5 de junio de 2007, donde se puede observar como los valores positivos ocurrieron a partir de las 0640 h hasta las 1840 h (1140 a 2340 UTC); Sin embargo, entre las 1630 y las 1740 h (2130 y 2240 UTC), se observaron valores negativos, lo que evidencia que a pesar que el calentamiento superficial impuso el predominio de la fuerza de flotabilidad (con desarrollo de la convección), después del paso de dos sistemas convectivos organizados, el flujo se estabilizara durante 1 hora y 10 minutos. En el horario de la noche y la madrugada los valores fueron negativos, en estrecha relación con los gradientes que se establecieron por irradiación.

Número de Richardson

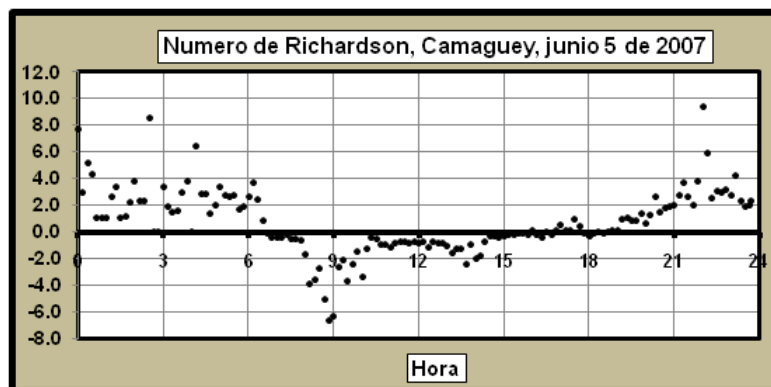


Fig. 4.4. Número de Richardson. Camagüey, junio 5 de 2007.

Los valores del número de Richardson durante el día 5 de junio de 2007 se muestran en la figura 4.4, en la que se pueden apreciar varios periodos: a partir de las 0650 h (1150 UTC) se observaron los valores negativos con rápido descenso hasta las 0900 h (1400 UTC), que señala fuerte inestabilidad, y luego los valores aumentan hasta las 1330 h (1830 UTC), que señala predominio de turbulencia mecánica. El periodo entre las 1330 y las 1430 h

(1830 y 1930 UTC) se presentó algo inestable, y se relaciona con las fluctuaciones de las tensiones de Reynolds y la transferencia turbulenta de calor, pero se estabilizó nuevamente hasta las 1750 h (2250 UTC), incluso con valores positivos.

Anomalías de las tensiones de Reynolds y del transporte de calor según Von Karman

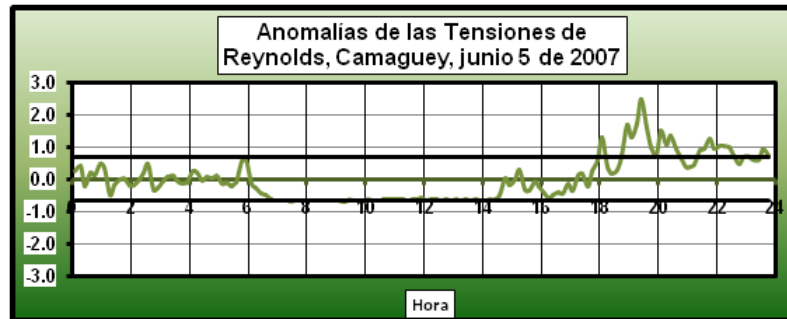


Fig. 4.5. Anomalía de las tensiones de Reynolds según Von Karman y sus desviaciones estandar (Nm-2). Camagüey, junio 5 de 2007.

Se puede apreciar en la figura 4.5 que el comportamiento de las anomalías en las tensiones de Reynolds durante el día 5 de junio de 2007, presentan tres fluctuaciones seguidas entre las 1430 y las 1610 h (1930 y 2110 UTC), relacionadas con celdas abiertas producidas por la salida del aire frío de la línea de tormentas que pasaron muy cerca de la torre de medición. A continuación otra de mayor magnitud que dura hasta las 2100 h (0200 UTC), pero asociadas a un sistema de una escala algo mayor.



Fig. 4.6. Anomalías del transporte de calor según Von Karman y sus desviaciones estandar (Jm-2s-1). Camagüey, junio 5 de 2007.

El comportamiento de las anomalías del transporte de calor según Von Karman se muestra en la figura 4.6. En ella se puede apreciar que durante las horas de sol ocurrieron varias fluctuaciones, pero la de verdadera significación se presentó entre las 1430 y las 1600 h (1930 y 2100 UTC), coincidiendo con las fluctuaciones en las tensiones de Reynolds explicadas y las que muestra el análisis de la vorticidad en la figura 4.8.

Longitud de Monin - Obukhov

El comportamiento de la longitud de escala de Monin – Obukhov (figura 4.7), mostró un comportamiento estable, desde valores de cerca de 220 m en la madrugada, hasta cerca de los 290 m en las horas de sol. Se pueden apreciar ligeras fluctuaciones entre las 0900 y las 1030 h (1400 y 1530 UTC), pero la más significativa comenzó alrededor de las 1400 h hasta las 1530 h (1900 y 2030 UTC), con una brusca disminución de la altura, manteniendo luego la tendencia el resto del día, pero con una pendiente menor.

Esta fluctuación significativa se observó también en las anomalías de las tensiones de Reynolds (figura 4.5), y muy marcada en la del transporte de calor (figura 4.6).

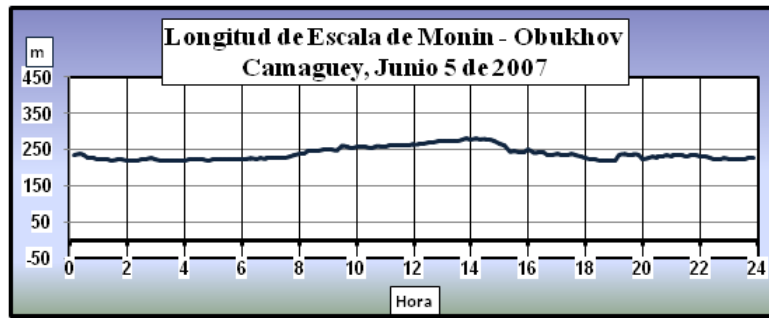


Fig. 4.7. Comportamiento de la longitud de escala de Monin – Obukhov. Camagüey, junio 5 de 2007.

Comportamiento de la vorticidad

En el análisis de la vorticidad por la técnica de wavelet del día 5 de junio (figura 4.8), se aprecian también varias fluctuaciones, que demuestran la presencia de sistemas convectivos desde poco antes de las 0900 h (1400 UTC), y que fueron incrementándose hasta un máximo al mediodía y otro significativo entre las 1500 y las 1600 h (2000 y 2100 UTC), coincidente con lo reflejado en los anteriores parámetros.

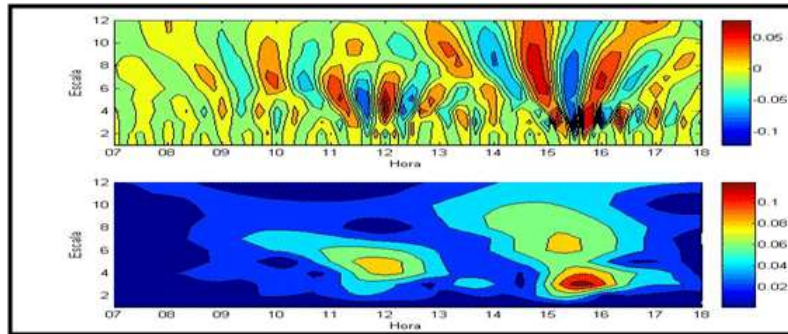


Fig. 4.8. Análisis mediante la técnica de wavelet de la vorticidad. Ampliación en las escalas entre 1 y 12, y entre las 0700 y las 1800 h (1200 y 2300 UTC).

Imágenes de radar y satélites

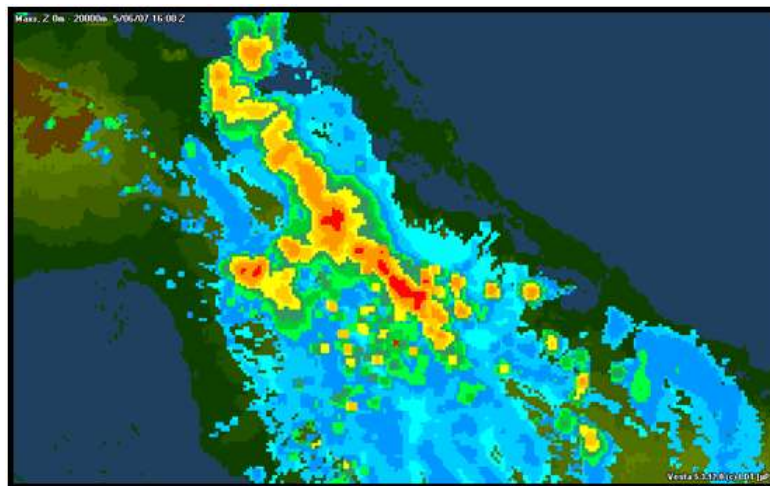


Fig. 4.9. Imagen de los máximos obtenidos por el radar meteorológico de Camagüey del 5 de junio 2007 a las 1600 h (2100 UTC).

La imagen del radar a las 1600 h (2100 UTC) en la figura 4.9, así como las imágenes de satélite de las 1545 y 1615 h (2045 y 2115 UTC) en la figura 4.10, a y b, muestran la línea de nubes convectivas de mayor desarrollo al N del radar, orientada SE-NW. Pero también pueden observarse otras líneas paralelas de nubes, entre las cuales se encuentra una que pasó sobre la ubicación de la torre que presentaba celdas abiertas, y que fue la que produjo las variaciones en las mediciones del viento y la temperatura, por lo tanto, a la que fue posible detectar y determinarle sus características físicas.

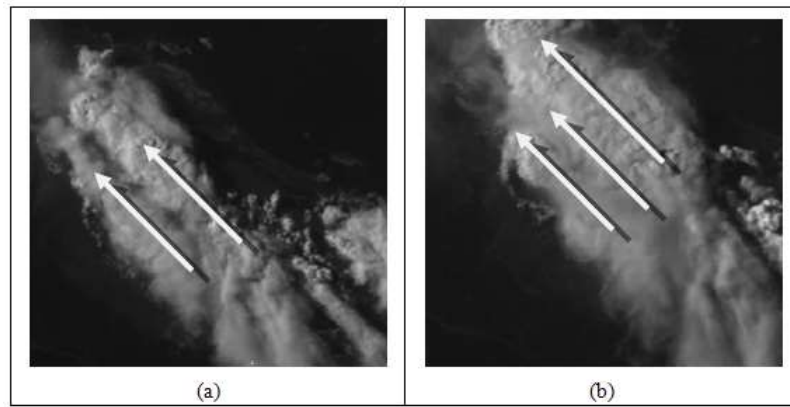


Fig. 4.10. Imágenes de satélite en el espectro visible, 5 de junio 2007. a) 1545 h (2045 UTC); (b) 1615 h (2115 UTC).

Conclusiones

1. Los parámetros que mejor identificaron la existencia de sistemas locales de convección organizada fueron: la vorticidad, las tensiones de Reynolds y la transferencia turbulenta de calor de acuerdo a Von Karman, seguidas de la longitud de Monin – Obukhov, mientras que los números adimensionales de Prandtl, Rayleigh y de Richardson, permitieron caracterizar las condiciones del flujo que se encontraba sobre la región de estudio;
2. Los valores medios mensuales obtenidos de los números adimensionales de Prandtl, de Richardson y de Rayleigh, a partir de la muestra de datos disponibles, pueden considerarse preliminarmente adecuados para Camagüey.
3. En el periodo analizado, sólo el valor medio del número de Rayleigh mostró diferencias entre el periodo lluvioso y el poco lluvioso del año, mientras que el comportamiento del resto de los parámetros obedeció a las condiciones meteorológicas que imperaron en cada mes;
4. La técnica de Wavelet para el análisis espectral de la vorticidad, resultó una potente herramienta en la detección de los sistemas convectivos organizados sobre la región de estudio.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer al MSc. Oscar Díaz y los Lic. Alfredo Roque e Israel Borrajero del Centro de Física de la Atmósfera, por sus valiosas sugerencias y toda la ayuda prestada.

Referencias

- Ballester, M. (2007): Resumen mensual de la situación sinóptica (mayo – noviembre). Centro de Pronósticos del Instituto de Meteorología, Cuba, 13 pp. [www//insmet.cu](http://www.insmet.cu).
- Byron, R., S. Warren, and E. Lightfoot (1973): Fenómenos de transporte. Editorial Pueblo y Educación, La Habana (tomado de la edición española). 889 pp.
- Emanuel, K. (1994): Atmospheric Convection. Oxford University Press, 570 pp.
- Instituto Nacional de Meteorología (1986): Vocabulario de términos Meteorológicos y Ciencias afines, Madrid, España 407 pp.
- Isachenko, V., V. Osipova and A. Sukomel (1969): Heat Transfer. MIR Publisher, Moscow, 552 pp.
- Kaimal, J. C. and J. J. Finnigan (1994): Atmospheric Boundary Layers Flow. Their Structure and Measurement. Oxford University Press. 281 pp.
- Monin, A. S. and A. M. Obukhov (1954): basic laws of turbulence mixing in the ground layer of the atmosphere. Trans. Geophys. Inst. Akad. Nauk USSR, 151, 163 -187.
- Organización Mundial de Meteorología (1992-1993): Criterios de la inter-comparación de anemómetros y veletas de la OMM. Monte Aigoual, Francia, 2 pp.
- Orlanski, A. (1975): A rational subdivision of scale for atmospheric processes. Bull. Am. Met. Soc., Vol. 56, 1, 527 - 530.
- Prandtl, L. (1925): Z. angew. Math. Mech., 5, 136.
- Sierra, M., A. León, y M. Carnesoltas (2009): Detection of Convective Rolls using Continuous Wavelet Transform. 8th Brazilian Conference on Dynamics, Control and Applications. CD-ROM de DINCON'09
- Soltura, R. (2007): Normas para la instalación y procesamiento de la presión, temperatura y humedad en torres de gradiente. Centro de Física de la Atmósfera, Instituto de Meteorología, Cuba, 6 pp. Inédito.
- Stull, R. B. (1988): An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Kluwer Acad. Press. 666 pp.
- Sutton, O. G. (1953): Micrometeorology. McGraw-Hill, New York, 333 pp.
- Taylor, G. I. (1932): Proc. Roy. Soc. (London), A135, 685-701.
- Von Karman, T. (1930): Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math-physik. Kl.