

Caracterización estadística de los perfiles meteorológicos de Camagüey en horas de la tarde y su relación con la lluvia

Autores: DANIEL MARTÍNEZ, IBIS RIVERO, REYNALDO BÁEZ Y ELOIDA HECHAVARRÍA

Centro de Física de la Atmósfera, Instituto de Meteorología.

Resumen.

Se presentan los perfiles medios hasta los 20 km de altura de varias variables meteorológicas para la estación de Camagüey, obtenidos a partir de los sondeos de las 1800 GMT (1300 H.L.) del período 1982-1991. La muestra incluye 405 sondeos, de ellos 335 correspondientes al período lluvioso y 70 al período poco lluvioso. Los perfiles se promediaron tomando como criterio de agrupación primario al período del año. Dentro de cada período, se definieron dos grupos de casos delimitados por un umbral de cobertura de lluvia. En cada grupo de casos se determinó la desviación estándar y el error de estimación de la media, y su dependencia con la altura. Se analizan las diferencias inter-períodos e intra-período de cada una de las variables calculadas en relación con la lluvia. Se concluye que los perfiles medios para los períodos lluvioso y poco lluvioso de la mayoría de las variables meteorológicas difieren significativamente, o bien en toda la tropósfera, o para determinadas capas de la misma. Las diferencias entre los perfiles de temperatura potencial equivalente, razón de mezcla y viento son mayores que las de los perfiles de temperatura. Los perfiles medios de las variables meteorológicas para los grupos de días definidos por la fracción de área cubierta por lluvias difieren menos que los estacionales. Los perfiles medios de temperatura de ambos grupos para cada período prácticamente coinciden, aunque los de temperatura potencial equivalente, razón de mezcla y componente zonal del viento son significativamente diferentes. Se calculan, además, los parámetros estadísticos básicos por períodos para una serie de variables relacionadas con los perfiles meteorológicos que revisten gran importancia para la física de las nubes, y por tanto para la formación y desarrollo de la lluvia, encontrándose diferencia significativa entre ambos períodos en la mayoría de las variables. Se encontró correlación positiva entre la energía potencial convectiva disponible (EPCD), calculada por el método tradicional, y la lluvia máxima, al incluir todos los casos en el análisis, pero el coeficiente de correlación es superior cuando se calcula la EPCD a partir de un modelo de parcela lagrangiano.

Introducción

La importancia de las características de los perfiles verticales de las principales variables meteorológicas para la lluvia a escala local es bien conocida (Riehl, 1979). Esta se manifiesta tanto por la estabilidad estática troposférica, dada por el perfil de temperatura, como por la importancia del presupuesto de humedad disponible en los bajos niveles para el suministro de parcelas de aire húmedo, y de la humedad en la tropósfera media, que condiciona el carácter del proceso de mezclamiento del aire de las nubes con aire ambiental, el cual puede influir decisivamente en el desarrollo de la convección. La altura de las isotermas de 0, -5, -10 y -20°C y la altura del nivel de condensación por ascendencia, que determina la altura de las bases de las nubes convectivas tienen gran importancia para la formación de la microestructura de las nubes y las precipitaciones

(Houze, 1993). Especial importancia revisten los perfiles termodinámicos en horas tempranas de la tarde, después de que los procesos de mezclamiento turbulento y convectivo que se desarrollan durante la mañana producto del calentamiento solar han tenido lugar, y se ha desarrollado la capa mezclada. Estos perfiles permiten conocer el medio ambiente en que se desarrolla la convección en la tarde, que es la que da lugar a la mayor parte de las precipitaciones en la estación lluviosa (Rivero y Medvedev, 1987).

El problema de la relación de la inestabilidad, la humedad y el perfil de viento con la lluvia en Cuba ha sido abordado recientemente (Martínez et al., 2000). Anteriormente se dieron a conocer algunas particularidades de los perfiles termodinámicos medios como caracterización del ambiente en trabajos de física de las nubes en los que se utilizaron muestras limitadas a los días experimentales del Proyecto Cu-

bano de Modificación Artificial del Tiempo (Amaro et al., 1989; Martínez et al., 1989 y 1995). Otros autores han discutido el comportamiento de algunos índices y otras variables derivadas de los perfiles meteorológicos para diferentes regiones de Cuba, como Sosa (1981), para la provincia La Habana, quien discutió algunas magnitudes relacionadas con la humedad, Alfonso (1985), que encontró una ecuación de predicción para la probabilidad de lluvia en Ciudad de La Habana, en función de magnitudes derivadas del sondeo aerológico. Kaydash y Medvedev (1985) analizaron el comportamiento de varios predictores de lluvia, basados en diferencias de valores de viento, temperatura y temperatura de punto de rocío en niveles estándar sobre Camagüey para una muestra limitada. Analizando valores medios mensuales de lluvia y magnitudes de aire superior relativas a niveles estándar, Lapinel et al. (1999) profundizaron en algunos mecanismos físicos que condicionan los períodos de sequía.

El objetivo del presente trabajo es determinar las principales particularidades de los perfiles meteorológicos de la tarde que influyen en la formación y desarrollo de las nubes convectivas y la lluvia sobre Camagüey en el período lluvioso (PLL; mayo - octubre). Para ello se cuenta con una base de datos de sondeos cercanos a las 1800 GMT (13:00 hora local), representativa del período lluvioso y, además, con algunos sondeos correspondientes al mismo horario del período poco lluvioso (PPLL; noviembre - abril), que se utilizarán en el trabajo para comparación.

Los perfiles meteorológicos se obtuvieron en la estación de radiosondeo de Camagüey durante la realización del Programa Cubano de Modificación Artificial del Tiempo (PCMAT), en el período desde 1982 hasta 1991. Los datos de lluvia utilizados para la estratificación de la muestra se calcularon a partir

de las observaciones de la red pluviométrica básica del Instituto Nacional de Recursos Hidráulicos para la provincia de Camagüey.

Caracterización de los datos y descripción de las variables

Perfiles meteorológicos y variables derivadas de ellos

La estación de radiosondeo de Camagüey está situada cerca del centro de la provincia homónima, en los 21°25'N y 77°10'W. Dicha provincia posee un área de 15837 km² y su ancho desde la costa norte hasta la sur es de cerca de 170 km en su zona más ancha. Se procesaron un total de 405 sondeos válidos, considerándose como tales aquellos que alcanzaron al menos 6 km de altura y para los cuales, al menos el registro de temperatura resultó válido. Los sondeos fueron realizados en el horario desde las 1700 GMT a las 1900 GMT, aunque la gran mayoría corresponde a las 1800 GMT. Se procesó la información correspondiente a todos los niveles de presión y de altura estándar, y de los niveles significativos de temperatura y de viento. El período de observación se extendió desde 1982 hasta 1991. Como los sondeos se efectuaron principalmente durante los meses experimentales del PCMAT (Programa Cubano de Modificación Artificial del Tiempo), no en todos los años están representados los mismos meses, existiendo cierta inhomogeneidad en el grado de representación de cada mes en la muestra total. La tabla 1 muestra la cantidad de casos correspondiente a cada mes en la muestra. En algunas ocasiones, los sondeos sobrepasaron los 6 km, pero no llegaron al nivel de equilibrio. En esos casos, la mayoría de las variables se pudieron calcular, excepto la EPCD, y la altura del nivel de equilibrio, lo que motivó que la muestra para estas variables fuera menor.

Tabla 1. Cantidad de datos por meses en la muestra de sondeos de la estación de Camagüey de las 1800 GMT.

MES	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	TOTAL
N	18	19	10	0	16	20	57	105	105	32	20	3	405

Las variables utilizadas para la caracterización de los perfiles se relacionan en la tabla 2. Algunas de ellas, como es el caso de la EPCD (más conocida por las siglas CAPE, en la literatura en inglés), el nivel de equilibrio, el exceso máximo de temperatura DT_{max}, y la altura a que este ocurre HDT_{max}, el nivel de condensación por ascendencia, NCA, la energía de inhibición de la convección, EIC (conocida como CINE en la literatura en inglés), y la temperatura de desencadenamiento o temperatura convectiva T_{des}, tienen su origen en el modelo pseudoadiabático de ascenso de la parcela. Otras, como las alturas de isotermas señala-

das, tienen gran importancia para de la física de las nubes, ya que la isoterma T = 0°C fija la frontera inferior de la presencia de agua superenfriada, la isoterma T = -5°C es un límite convencional ampliamente utilizado para indicar el umbral de formación de hielo en las nubes, la isoterma -10°C es utilizada como nivel de máxima efectividad para la introducción del reactivo para la siembra de nubes, y la isoterma -20°C designa la altura mínima para la cual el predominio de la fase sólida sobre la líquida es casi total, y se utiliza en muchos modelos como frontera convencional para la fase sólida (Pruppacher y Klett, 1997).

Tabla 2. Variables utilizadas en la caracterización de los perfiles meteorológicos de los sondeos seleccionados en horas de la tarde. Estación de Camagüey.

SÍMBOLO DE LA VARIABLE	DENOMINACIÓN	FÓRMULA O DESCRIPCIÓN Y UNIDADES	N
LI	Índice de ascenso	$T_{500} - T'_{500}$ (ascenso desde la superficie) [°C]	405
K	Índice de George	$T_{850} + Td_{850} - 2T_{500}$ [°C]	405
NCA	Nivel de condensación por ascendencia.	Nivel en el cual se produce la saturación de la parcela. [m]	405
HE	Altura del nivel de equilibrio.	Altura a partir de la cual la parcela tiene flotabilidad negativa. [m]	245
Htmod	Altura del tope modelada.	Altura del tope de las nubes según un modelo unidimensional no adiabático lagrangiano [m]	405
EPCD	Energía potencial convectiva disponible.	Energía de inestabilidad positiva adquirida por la partícula desde el NCA hasta el nivel de equilibrio. [J kg ⁻¹]	238
EIC	Energía de inhibición de la convección.	Energía de inestabilidad para la parte del perfil de temperatura con flotabilidad negativa. [J kg ⁻¹]	405
Tdes	Temperatura de desencadenamiento	Temperatura que adquiere una parcela que desciende adiabáticamente desde el NCA hasta la superficie [°C]	405
DTmax	Exceso máximo de temperatura de la parcela.	$(T - T')_{max}$ [°C]	405
HDTmax	Altura a que ocurre DTmax.	[m]	405
HR6km	Humedad relativa media en la capa desde la superficie hasta 6 km	%	405
AP200hPa	Agua precipitable en la columna hasta la isobara de 200 hPa.	$H_{200hPa} = \int_0^{H_{200hPa}} \rho q dz$ (altura hipotética de la lámina de agua que se formaría de la condensación de todo el vapor de agua de una columna vertical) [g/cm ²]	
Bshear	Cizalladura burda del viento	$((\Delta U)^2 + ((\Delta V)^2)^{0.5}$ [m s ⁻¹] donde $\Delta U = \frac{1}{\sum_{sup}^{6km} \rho_i} \sum_{sup}^{6km} \rho_i u_i - \frac{1}{\sum_{sup}^{500m} \rho_i} \sum_{sup}^{500m} \rho_i u_i$, y análogamente para ΔV	317
H0	Altura de la isoterma T = 0°C	[m]	405
H5	Altura de la isoterma T = -5°C	[m]	405
H10	Altura de la isoterma T = -10°C	[m]	405
H20	Altura de la isoterma T = -20°C	[m]	405

Nota: Las variables con supraíndice "*" se refieren a magnitudes de la parcela de aire ascendente, según el modelo adiabático o pseudoadiabático. El resto de las magnitudes de la parcela, se refieren al mismo modelo, excepto cuando se indica lo contrario explícitamente. u y v son las componentes zonal y meridional del viento. La letra T simboliza la temperatura, HR es la humedad relativa, y ri es la densidad del aire para el iésimo nivel medido. N es el número de casos válidos para cada variable medida.

Se incluyen además la cizalladura burda del viento, Bshear, que es una medida escalar de la cizalladura del viento en la tropósfera media y baja que ha sido utilizada como parámetro ambiental en trabajos de modelación tridimensional de nubes convectivas, ya que se interpreta como un estimador de la energía cinética del gradiente vertical de viento (Moncrieff y Green, 1972; Weisman y Klemp, 1982). Por otra parte, se incluyeron dos índices termodinámicos de uso tradicional en Cuba, el de George, K, y el de ascenso, LI y, además, la humedad relativa media en la capa 0-6 km, HR6km, los cuales resultan de gran interés por su relación con la lluvia (Martínez et al., 2000). Por último, se agregó el contenido integral de vapor de agua hasta 200 hPa por reflejar el perfil de humedad en forma más integral que HR6km, aunque su correlación con la lluvia diaria es algo menor. Esta variable ha sido usado por Lapinel et al. (1999) para estudiar la advección de vapor de agua en las inmediaciones de Cuba.

Situaciones sinópticas imperantes en los días de observaciones aerológicas

Para tener en cuenta la influencia de las condiciones meteorológicas de escala sinóptica, se clasificaron los días según la situación sinóptica propuesta por Pérez et al., (1990). De acuerdo al análisis realizado de las situaciones sinópticas, a las 1800 GMT, de los días con sondeos (tabla 3) que influyeron en la región de estudio en el PLL durante el periodo 1982 -1991, la situación más frecuente es el Anticiclón Subtropical del Atlántico Norte con un 57,2 %. En el PPLL, las situaciones sinópticas que más afectaron fueron las anticiclónicas, como el Anticiclón Subtropical del Atlántico Norte con un 32,9%, el Anticiclón Oceánico con un 24,3% y el Anticiclón Continental con un 18,6% de frecuencias de ocurrencia respectivamente. Esta distribución de las situaciones no puede considerarse como típica del PPLL, ya que la cantidad de casos no fue suficiente para caracterizar este periodo, y los diferentes meses no estuvieron proporcionalmente representados en la muestra (tabla 4).

Tabla 3. Porcentajes de las diferentes situaciones sinópticas imperantes en los periodos lluvioso (PLL) y poco lluvioso (PPLL) para los días con sondeos de las 1800 GMT. Estación Camagüey.

PERIODO (N)	SITUACIONES SINOPTICAS								
	AST [1]	AO [2]	AC [3]	Acm [4]	FF [5]	H [6]	Ot [7]	BDPH [8]	Be [9]
Lluvioso (335)	57.2	7.4	3.0	7.2	1.2	9.6	12.0	2.1	0.3
PocoLluvioso (70)	32.9	24.3	18.6	14.3	0	4.2	4.3	1.4	0

Nota: AST- Anticiclón subtropical del Atlántico Norte, AO - Anticiclón oceánico, Ac - Anticiclón continental, Acm - Anticiclón continental modificado, FF - Frente Frio, H - Hondonada, Ot - Onda tropical, BDPH - Bajas, depresiones, perturbaciones y huracanes y Be - Bajas extratropicales. N.Cantidad de casos. Los códigos numéricos que se muestran en el encabezamiento entre corchetes serán utilizados más adelante en este trabajo.

Tabla 4. Porcentajes de ocurrencia de las situaciones sinópticas por meses en los días con sondeos a las 1800 GMT. Estación Camagüey.

MESES (N)	SITUACIONES SINOPTICAS								
	AST	AO	AC	ACm	FF	H	Ot	BDPH	Be
Ene (18)	27.7	16.6	27.9	22.3	0	5.5	0	0	0
Feb (19)	26.3	31.6	21.1	15.8	0	5.2	0	0	0
Mar (10)	0	50.0	40.0	10.0	0		0	0	0
May (16)	43.8	31.3	0	12.5	0	12.4	0	0	0
Jun (20)	95.0	0	0	0	0	5.0	0	0	0
Jul (57)	71.2	2.8	3.5	0	0	7.0	15.5	0	0
Ago (105)	73.3	1.9	0	2.9	0	7.6	13.3	0	1.0
Sep (105)	40.0	9.5	4.8	13.3	1.9	9.5	16.2	4.8	0
Oct (32)	21.9	21.8	9.5	12.5	3.1	21.9	3.1	3.1	3.1
Nov (26)	55.0	15.0	0	5.0	0	5.0	15.0	5.0	0
Dic (3)	66.6	33.4	0	0	0	0	0	0	0

Estratificación de la muestra

Para estratificar la muestra se utilizó como criterios, en primer lugar, el período del año, y en segundo lugar, la diferencia de actividad de lluvia entre los días. Para esto, se utilizaron los datos de la red pluviométrica básica del Instituto Nacional de Recursos Hidráulicos para la provincia de Camagüey, que consta de 263 estaciones pluviométricas, distribuidas más o menos uniformemente, cubriendo toda el área de la provincia. Las lecturas de estos instrumentos se realizan diariamente a las 8:00 hora local, de manera que corresponden a la lluvia caída en 24 horas, y se expresan en milímetros. En la base de datos utilizada en el presente trabajo, dicho total de lluvia se asigna al día anterior al de la observación, de manera que el sondeo precede a la correspondiente lluvia en la gran mayoría de los casos. En Martínez et al., (2000) se utilizaron como estimadores de volumen de lluvia, la lluvia media de todos los pluviómetros con datos válidos (PMED), la lluvia máxima reportada en una de las estaciones (PMA), la fracción de área cubierta por lluvia (FRAREA), estimada de manera simple y aproximada como el cociente entre el número de estaciones con lluvia no nula y el número total de estaciones con datos válidos. De estos tres estimadores, FRAREA resultó ser el que mejor se relacionó con las variables derivadas de los perfiles termodinámicos, en coincidencia con lo reportado por otros autores (López et al., 1984). Consecuentemente, en el presente trabajo se escogió FRAREA como criterio de estratificación de la muestra, definiéndose los dos grupos utilizados en Martínez et al., 2000, con la variable dicotómica CLAREA para el PLL, definida como igual a 1 para $FRAREA \leq 0.15$ (grupo 1) e igual a 2 para $FRAREA > 0.15$ (grupo 2), y la variable CLAREI para el PPLL, definida análogamente como 1 si $FRAREA \leq 0.1$ (grupo 1) y 2 si $FRAREA > 0.1$ (grupo 2)

Resultados y discusión

Sondeos promedio

Para caracterizar los perfiles meteorológicos se utilizó el método de promediar los valores de las variables meteorológicas cada 200 m de altura hasta los 20 km o hasta la altura máxima alcanzada por el sondeo, en caso de que no haya alcanzado los 20 km. Para esto se interpolaron previamente los datos de los perfiles individuales con intervalos de 200 m. Se obtuvieron sondeos promedio para los dos períodos del año y para cada uno de los grupos definidos a partir de las variables CLAREA y CLAREI, por separado para cada uno de los períodos. Para cada variable correspondiente a cada nivel se calculó la desviación estándar σ , como medida de la variabilidad de los casos particulares dentro de cada sub-mues-

tra y el error estándar de la media ϵ . La tabla 5 muestra los estadígrafos correspondientes a la temperatura, la razón de mezcla, y las dos componentes del viento, además del número de casos para cuatro niveles de altura, para cada sub-muestra por separado, de manera que es posible comparar los valores de los errores y desviaciones con los promedios, conociendo la cantidad de casos en cada grupo. Todos los sondeos de la muestra llegaron al menos a los 6 km, pero algunos de ellos no alcanzaron las alturas de 10 o 20 km, por lo cual el número de casos decrece con la altura, lo que afecta el error estándar de la media para los niveles más altos. La temperatura y la razón de mezcla se destacan por su baja dispersión para todo el intervalo de alturas, aunque en algunos casos los valores de los promedios para los distintos grupos son muy cercanos. Las desviaciones estándar de la temperatura varían entre 0.6 y 3.1 °C para ambos períodos, mientras que los errores estándar de estimación de la media son de 0.2 - 0.5 °C en el PLL y de 0.5-1.8°C en el PPLL. En este último período las alturas cercanas a 20 km están pobremente representadas, para errores de estimación cercanos a los 2° C.

Los perfiles medios para los períodos lluvioso y poco lluvioso de estas y otras magnitudes derivadas se muestran en las figs. 1. A, B y C.

Se observa que los perfiles de temperatura en el PLL y el poco lluvioso PPLL difieren sensiblemente en superficie, y hasta los primeros 4 km de altura, si se toma en cuenta que el error estándar en esta capa es cercano a 0.2° C, lo que coincide con lo reportado por Amaro et al., (1990) en su estudio de la capa fronteriza planetaria sobre Camagüey. En esta capa, tanto la temperatura como el gradiente térmico son mayores en la estación lluviosa. Más arriba, los perfiles son muy cercanos hasta los 7 km de altura aproximadamente, donde se vuelven a diferenciar. En la vecindad de los 15 km, ambos perfiles coinciden, para diferenciarse radicalmente más arriba, hasta más allá de la tropopausa, que se encuentra unos 2 km por encima en el PPLL.

Los perfiles de la temperatura potencial equivalente, sin embargo, difieren significativamente en toda la troposfera baja y media, ya que los errores estándar son menores que las diferencias entre los valores medios.

La diferencia en los perfiles de razón de mezcla entre ambos períodos es aún más pronunciada (Fig. 1B), resultando la tropósfera mucho más húmeda en el período lluvioso. Según Riehl (1954) la capa húmeda se define para la atmósfera tropical como aquella para la cual la humedad específica (aproximadamente igual a la razón de mezcla) es mayor que 5 g/kg. En el presente trabajo, para el PLL resultó igual a 3.8 km, mientras que para el PPLL se en-

cuentra 1 km más baja. Los errores estándar de estimación de la media están claramente por debajo de las diferencias entre las medias. Estos resultados son cercanos a los encontrados por Amaro et al. (1990) para sondeos de las 1200 GMT.

Los perfiles medios de viento para ambos periodos son radicalmente diferentes, especialmente los correspondientes a la componente zonal, ya que en el PLL predominan los estes en toda la tropósfera, mientras que en el PPLL, como promedio, predominan los oestes a partir de los 3 km de altura, alcanzando valores medios cercanos a 25 m/s para la tropósfera alta. Este resultado es consistente con lo encontrado por otros autores que han abordado el problema de la distribución vertical del viento sobre Cuba, como los propios Amaro et al. (1990), Lapinel (1988), Lecha y Llanes (1988) y Pérez y Hechavarría (1987). La componente meridional media en la tropósfera baja (excepto en la capa subnubosa) es del sur en ambos periodos, hasta más de 6 km de altura en el PPLL y hasta más de 10 en el PLL. Para

casi todo el intervalo de alturas, la componente meridional del PPLL refleja una mayor incidencia de vientos del norte que en el PLL. Al analizar los perfiles medios es necesario tomar muy en cuenta la variabilidad de cada magnitud, dada en la tabla 5. En el caso de las componentes del viento, las desviaciones estándar son del mismo orden que los promedios, producto de la alta variabilidad de sus valores individuales. Esto hace que los perfiles sean el resultado de valores de la velocidad con signos en ocasiones opuestos, que ocurren bajo la influencia de diferentes sistemas sinópticos, de manera que los perfiles medios no dan una idea de lo que sería un perfil de viento en un día típico, sino del grado de preponderancia de determinada dirección y fuerza del viento en cada periodo y a cada altura. No obstante esto, los errores estándar de estimación de la media son lo suficientemente pequeños como para considerar los perfiles medios de ambos periodos como significativamente diferentes en la mayor parte del intervalo de alturas.

Tabla 5. Valores medios, desviaciones estándar (σ) y errores estándar (ϵ) de la temperatura (T), componentes zonal (u) y meridional (v) del viento y razón de mezcla (q) para cuatro niveles expresados en altura. Se muestra además el número de casos válidos para cada variable a cada nivel (N)

H (m)	N	P (hPa)	T (°C)	σ_T (°C)	ϵ_T (°C)	q (g/kg)	σ_q (g/kg)	ϵ_q (g/kg)	u (m/s)	σ_u (m/s)	ϵ_u (m/s)	v (m/s)	σ_v (m/s)	ϵ_v (m/s)
Periodo lluvioso														
122	335	1001	31	1.6	0.2	17.3	1.7	0.16	3.7	2.9	0.3	0.15	2.5	0.2
5000	335	560.7	-1.7	1.9	0.2	3.2	1.1	0.10	3.1	5.4	0.5	-2.2	4.1	0.3
10000	284	287.8	-34.6	2.9	0.3	0.34	0.1	0.015	1.0	10.1	1.0	0.7	7.7	0.7
20000	118	57	-63.9	1.9	0.3	0.05	0.01	0.003	14.2	7.8	1.2	-3.7	4.2	0.6
Periodo lluvioso. Grupo 1														
122	134	1001.8	31.5	1.3	0.2	17.2	2.0	0.30	4.2	2.3	0.3	0.6	2.4	0.3
5000	134	561.2	-1.6	2	0.3	2.69	1.0	0.14	4.5	5.4	0.7	-2.1	4.0	0.6
10000	114	288	-35.2	2.5	0.4	0.3	0.14	0.02	3.5	9.2	1.4	1.0	7.1	1.1
20000	49	56.8	-63.9	2.1	0.5	0.05	0.022	0.005	14.4	8.2	2.0	-3.9	3.2	0.8
Periodo lluvioso. Grupo 2														
122	201	1000.5	30.7	1.8	0.2	17.3	1.5	0.18	3.3	3.2	0.4	-0.1	2.5	0.3
5000	201	560.3	-1.7	1.9	0.2	3.5	1.0	0.13	2.1	5.3	0.6	-2.3	4.2	0.5
10000	170	287.7	-34.3	3.1	0.4	0.3	0.15	0.02	-0.6	10.4	1.3	0.5	8.1	1.0
20000	69	57	-64	1.7	0.4	0.05	0.015	0.003	14.0	7.6	1.5	-3.5	4.7	1.0
Periodo poco lluvioso														
122	70	1001.1	28.3	2.4	0.5	13.3	2.5	0.51	2.61	2.9	0.6	0.5	3.2	0.7
5000	70	558.5	-1.9	2.6	0.5	1.6	0.76	0.15	-3.9	8.5	1.7	-1.1	5.7	1.1
10000	57	285	-37.9	2.8	0.6	0.15	0.07	0.017	-18.7	14.7	3.4	2.9	10.3	2.3
20000	5	54.8	-73.1	1.7	1.8	0.01	0.004	0.004	-6.4	2.3	2.4	3.3	0.4	0.4
Periodo poco lluvioso. Grupo 1														
122	44	1001.3	28.4	2.6	0.7	12.7	2.4	0.6	2.6	2.9	0.7	0.9	3.1	0.8
5000	44	559.2	-1.6	2.8	0.7	1.48	0.64	0.16	-2.8	7.2	1.8	0.5	4.7	1.2
10000	36	285.4	-37.8	2.7	0.8	0.15	0.07	0.02	-17.0	13.6	4.0	5.2	10.3	3.0
20000	4	54.9	-73.8	0.6	0.8	0.01	0.004	0.006	-6.6	2.6	3.5	3.1	0.2	0.2
Periodo poco lluvioso. Grupo 2														
122	26	1000.7	28.2	2.1	0.7	14.24	2.381	0.809	2.5	2.9	1.0	-0.1	3.5	1.2
5000	26	557.4	-2.6	2.3	0.8	2.005	0.841	0.286	-5.8	10.2	3.4	-3.7	6.3	2.1
10000	21	284.3	-38	3	1.1	0.165	0.072	0.027	-21.5	16.2	6.1	-0.7	9.3	3.5

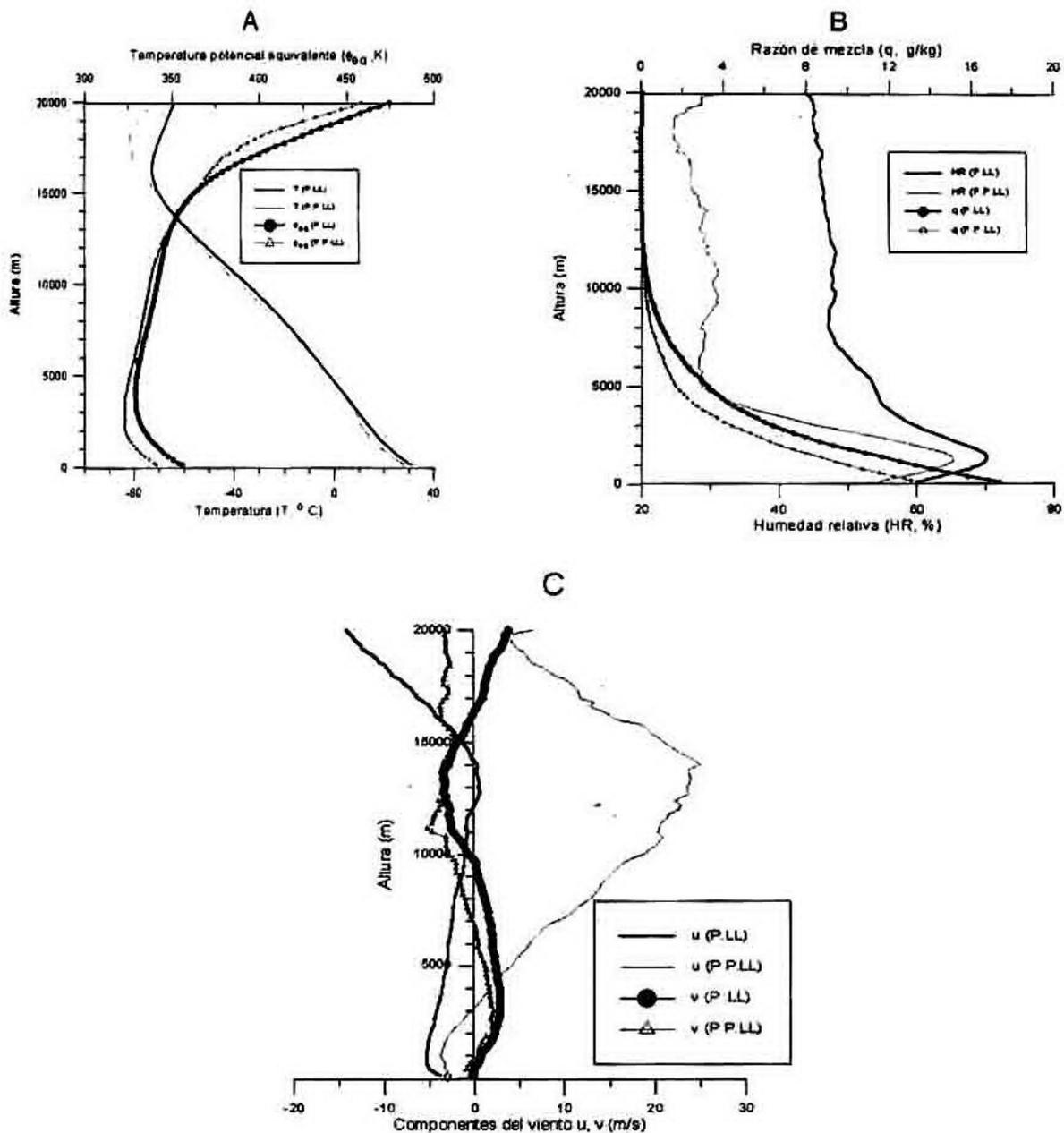


Fig. 1. Perfiles medios de los sondeos seleccionados en horas de la tarde: A. Temperatura (T) y temperatura potencial equivalente (θ) B. Humedad relativa (HR) y razón de mezcla. (q) C. Componentes zonal (u) y meridional (v) del viento. Estación de Camagüey para los periodos lluvioso (PLL) y poco lluvioso (PPLL.). ($u > 0$ para el viento del Oeste y $v > 0$ para el viento del Sur)

Las diferencias entre los perfiles medios para los grupos definidos dentro de cada uno de los periodos son menos evidentes, y se muestran en las figs. 2 y 3. Para el PLL (Fig. 2), las diferencias entre los grupos 1 y 2 son especialmente notables en el caso del perfil de razón de mezcla (Fig 2B) hasta una altura de aproximadamente 12 km. Para alturas superiores, los valores de razón de mezcla son tan bajos que este factor pierde relevancia desde el punto de vista físico, pudiendo considerarse como igual a cero para efectos termodinámicos. Las diferencias que se observan en el gráfico de humedad relativa, que per-

sisten hasta la troposfera, son debidas a la dependencia de esta variable con la razón de mezcla de saturación, que depende a su vez de la temperatura. Como tanto la razón de mezcla del sondeo como la de saturación son muy pequeñas, la humedad relativa puede tomar valores relativamente altos, aún cuando el contenido de humedad de la atmósfera es bajo. Hasta la altura de 6 km existe diferencia entre los perfiles de temperatura potencial equivalente, pero los perfiles medios de temperatura para ambos grupos son tan cercanos que no se diferencian en el gráfico (Fig. 2A).

La componente meridional del viento (Fig. 2C) presenta perfiles similares para ambos grupos de casos, y las diferencias que se notan en el gráfico quedan dentro del margen del error estándar. Sin embargo, los días del grupo 2 se caracterizan por la componente zonal del este significativamente más débil que los del grupo 1 para toda la tropósfera.

Para el PPLL, las diferencias entre los perfiles de las dos gradaciones de lluvia, tienen signo similar a las del PLL, y las magnitudes son del mismo orden,

excepto en el caso de los perfiles de viento, que en el PPLL muestran diferencias entre ambos grupos, tanto para la componente zonal como para la meridional.

El perfil medio para los días con poca lluvia presenta viento del norte en toda la tropósfera, a partir de los 4 km de altura, mientras que el correspondiente a los días más lluviosos evidencia viento del sur predominante en la tropósfera baja.

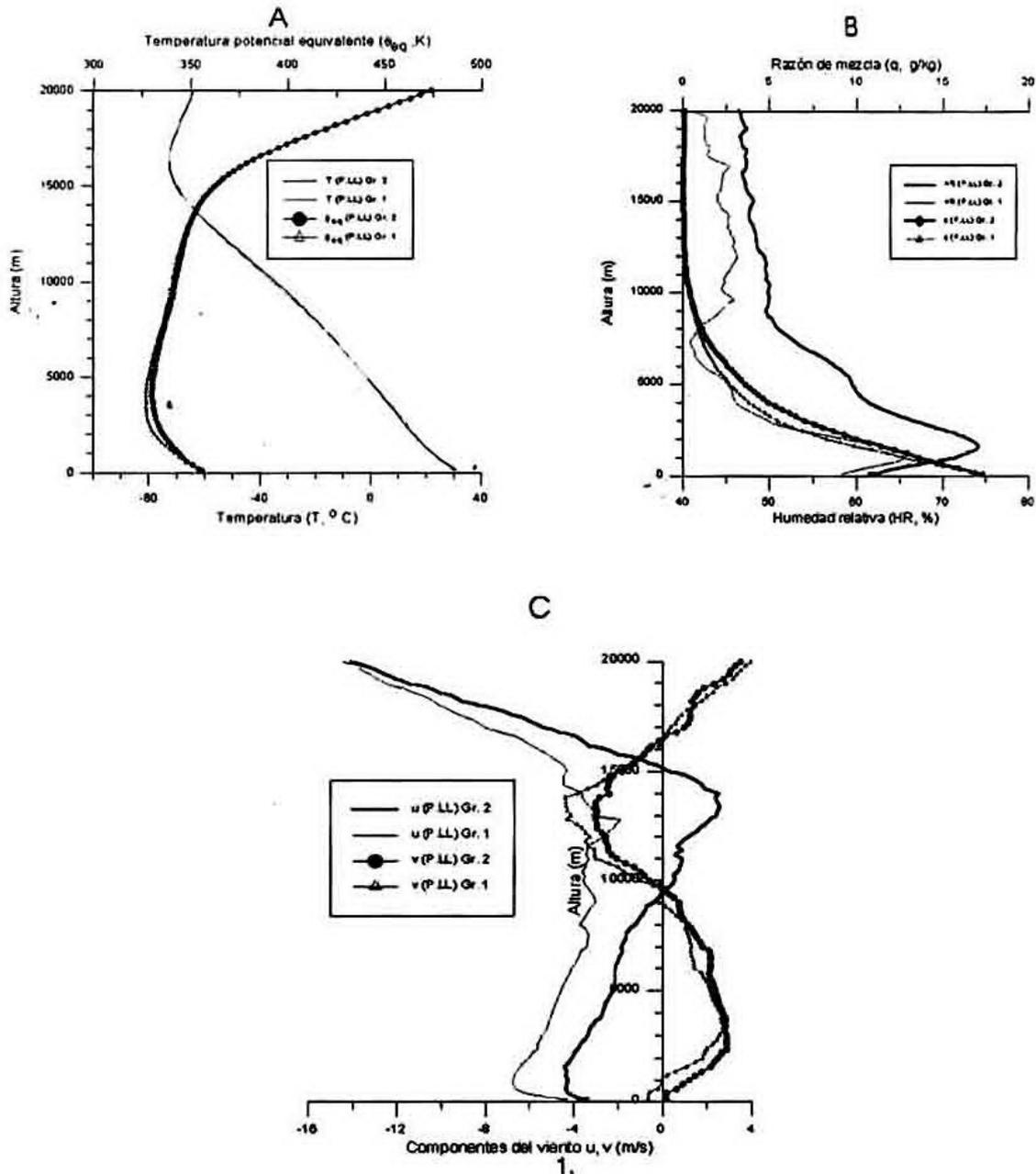


Fig. 2. Perfiles medios de los sondeos seleccionados en horas de la tarde: A. Temperatura y temperatura potencial equivalente, B. Humedad relativa y razón de mezcla, C. Componentes zonal (u) y meridional (v) del viento. Estación de Camagüey, para los dos grupos definidos por la variable CLAREA para el periodo lluvioso (PLL). ($u > 0$ para el viento del Oeste y $v > 0$ para el viento del Sur)

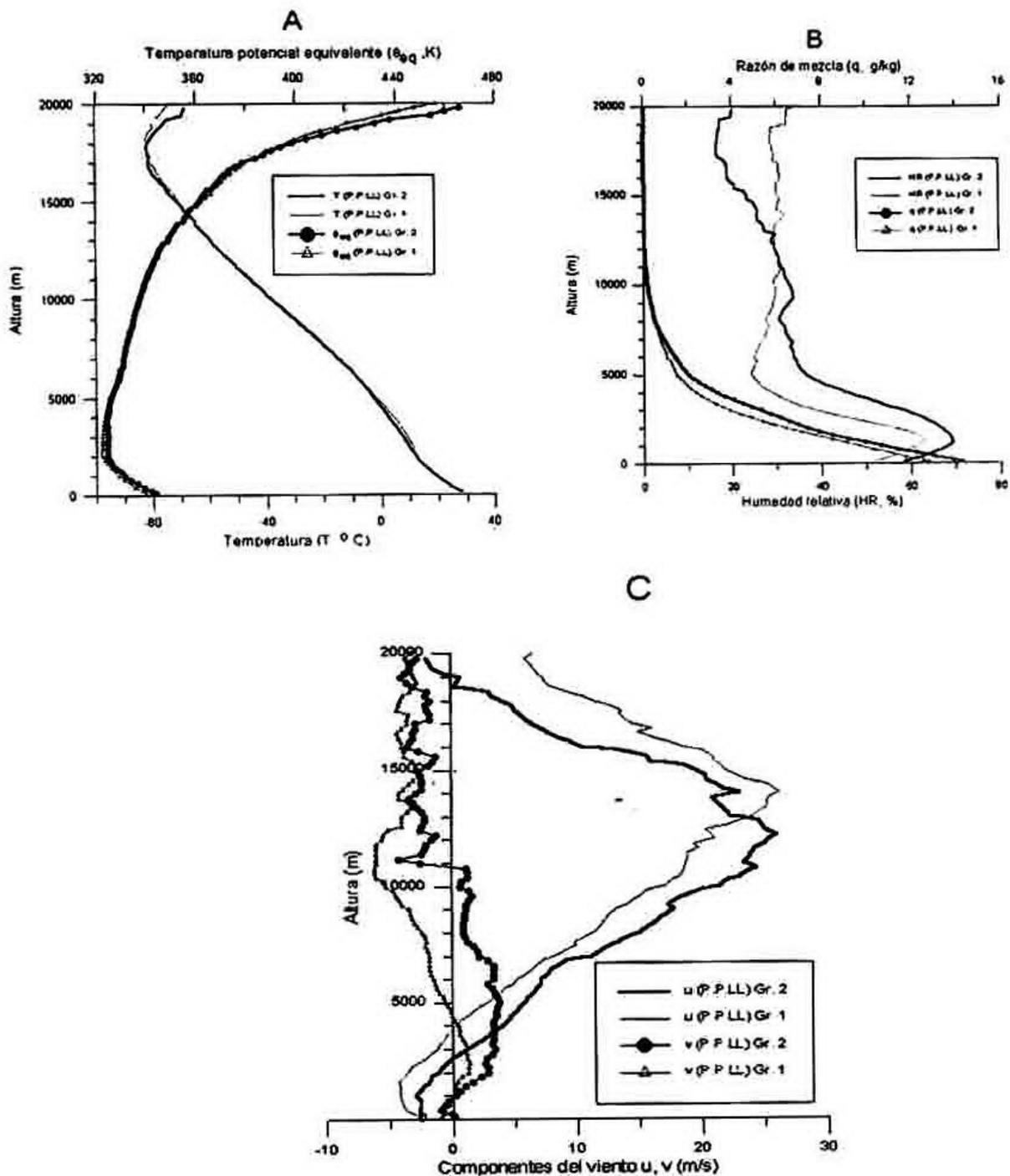


Fig. 3. Perfiles medios de los sondeos seleccionados en horas de la tarde: A. Temperatura (T) y temperatura potencial equivalente, (θ) B. Humedad relativa (HR) y razón de mezcla, (q) C. Componentes zonal (u) y meridional (v) del viento. Estación de Camagüey, para los dos grupos definidos por la variable CLAREI para el período poco lluvioso (PPLL). ($u > 0$ para el viento del Oeste y $v > 0$ para el viento del Sur)

Caracterización estadística de las variables por periodos

El conocimiento de los estimadores estadísticos básicos y de las frecuencias de ocurrencia de algunas de las variables definidas en la tabla 2 para los diferentes periodos del año es de gran importancia para la parametrización de la convección y de los efectos de la nubosidad en diferentes tipos de mode-

los numéricos para el diagnóstico o el pronóstico del tiempo y el clima y de las propiedades de la radiación atmosférica. Martínez et al. (2000), utilizando los mismos datos, presentaron la caracterización estadística de algunos índices de estabilidad para los periodos lluviosos y poco lluviosos, y definieron los

límites de variación de dichos índices en relación con tres variables de clasificación dicotómicas relacionadas con la lluvia.

La tabla 6 presenta los parámetros estadísticos básicos de índices de estabilidad y variables termodinámicas, con un especial significado para los procesos físicos relacionados con la formación de las nubes y la lluvia. El análisis de dicha tabla muestra que para casi todas las variables existe diferencia entre las medias de los dos períodos, con nivel de significación superior al 95%, al no haber solapamiento dentro del intervalo definido por la media y el error estándar [media \pm ϵ]. La mayor inestabilidad de la atmósfera en el PLL se refleja en los índices Li y K, el máximo exceso de temperatura de la parcela DTmax y su correspondiente altura, y también en los valores de la EPCD y de la altura del nivel de equilibrio. Estos últimos alcanzan valores medios muy bajos en el PPLL, lo que se debe principalmente al peso de los días con energía de inestabilidad nula. El valor medio de la altura del NCA es menor en el PLL en más de 200 m, lo que refleja

mayor humedad superficial disponible, mientras que los otros estimadores de humedad relativos a los niveles superiores (HR6km y AP200hPa) también son mayores en el PLL. A pesar de que los perfiles de temperatura de ambos períodos son relativamente cercanos entre sí (Fig. 1), las alturas medias de las cuatro isotermas difieren significativamente. Es de destacar que esta diferencia de alturas entre los dos períodos aumenta desde la isoterma 0°C a la isoterma -20°C, lo que implica que el espesor medio de la capa con agua superenfriada, estimado a partir de H0-H20, sea mayor en el PLL en más de 200 m, lo que implica que los mecanismos de formación de la lluvia de fase mixta, que predominan en las nubes cubanas (Martínez y Gori, 1999), actúen con mayor eficiencia en dicho período.

De las variables estudiadas, la EPCD es la más importante desde el punto de vista energético, teniendo en cuenta que describe la energía convectiva disponible para la convección en toda la tropósfera. En el siguiente epígrafe se profundiza en el comportamiento de esta variable para ambos períodos.

Tabla 6. Parámetros estadísticos básicos de las variables meteorológicas definidas en la tabla 1.1 para el período lluvioso (PLL) y el poco lluvioso (PPLL), para la muestra de los sondeos de la tarde. Estación Camagüey. (N- número de casos válidos; σ - desviación estándar; ϵ - error estándar).

VARIABLES DEL SONDEO	N	Media	Mediana	Mínimo	Máximo	σ	ϵ
Período lluvioso							
LI	335	-5,66	-5,7	-17,5	0,4	2,63	0,14
K	335	29,36	30,8	-5,6	42,9	7,28	0,40
NCA	335	1239,51	1267,4	122	2037,4	300,09	16,40
HEQUI	201	13944,74	14298,9	0	16457,7	1862,38	131,36
HTmod	335	7154,43	8121	334	14232,0	3566,92	194,88
EPCD	200	2888,89	2887,4	0	7831,5	1462,30	103,40
EIC	335	-13,7	-2,1	-195,5	0	23,5	1,3
DTMAX	335	8,41	8,3	1,1	32,8	3,81	0,21
HDTMAX	335	9036,05	9801,2	136,2	14426,8	2674,72	146,14
HR6KM	335	62,13	63,2	27,7	94,1	11,17	0,61
AP200hPa	248	46,0	46,6	24,4	61,5	7,3	0,5
BSHEAR	252	2,73	2,2	0,04	18,3	2,19	0,14
H0	335	4707,10	4690,9	3329,4	5660,0	337,02	18,41
H5	335	5564,55	5600	3929,4	6454,5	354,46	19,37
H10	329	6415,54	6420	5283,3	7230,8	338,29	18,65
H20	312	7989,66	8019,45	6866,7	8916,7	334,27	18,92
Período poco lluvioso							
LI	70	0,09	-0,25	-9,7	13,7	4,75	0,57
K	70	16,50	17,6	-10,7	34,5	11,37	1,36
NCA	70	1427,57	1454,3	428	2714,9	359,09	42,92
HEQUI	43	5068,12	2837	0	14975,0	4978,01	759,14
HTmod	70	4710,47	4013,5	701	13940,0	3059,98	365,74
EPCD	43	471,19	19,6	0	3189,8	838,19	127,82
EIC	70	-11,2	-0,7	-173,5	0	25,2	3,0
DTMAX	70	4,84	3,8	0	18,4	3,84	0,46
HDTMAX	70	4976,74	2861,45	122	12717,9	4188,25	500,59
HR6KM	70	50,63	50,4	25,2	75,0	10,77	1,29
AP200hPa	42	31,0	31,9	13,9	44,9	7,9	1,2
BSHEAR	62	3,66	3,315	0,19	7,6	2,03	0,26
H0	70	4634,24	4634,85	3462,5	5623,5	484,53	57,91
H5	70	5476,73	5518,35	4128,6	6333,3	430,98	51,51
H10	70	6286,79	6320	5233,3	7145,5	354,65	42,39
H20	63	7707,63	7764,7	6785,7	8714,3	336,87	42,44

Comportamiento de la EPCD y su relación con la lluvia

Como se indica en la tabla 2, la EPCD se define como la energía de inestabilidad positiva adquirida por la partícula desde el NCA hasta el nivel de equilibrio, y se expresa en [J kg⁻¹]. La expresión matemática correspondiente a esta definición es:

$$EPCD = g \int_{NCA}^{HE} \frac{T_v' - T_v}{T_v} dz \quad (1)$$

donde T_v y T_v' son las temperaturas virtuales del ambiente y la parcela respectivamente, g es la aceleración de la gravedad, y NCA es el nivel de condensación por ascendencia y HE nivel de equilibrio

El valor numérico que se obtiene depende de la estratificación de la temperatura y la humedad, pero depende también de la temperatura virtual de la parcela, que está determinada a su vez por la temperatura, humedad y presión superficiales. Williams y Rennó (1993) determinaron que hay tres variantes fundamentales para el cálculo de la EPCD: el modelo pseudoadiabático clásico, el modelo pseudoadiabático considerando la formación de hielo a partir de una altura hipotética, y el modelo adiabático saturado con arrastre de agua, y demostraron que con el primero se obtienen resultados intermedios entre los otros dos. En los tres casos se postula el ascenso de la parcela y se computa la energía asociada al mismo. En el presente trabajo se utilizó el modelo pseudoadiabático clásico, con el que se calculó la EPCD y se propone una nueva variante considerando un modelo lagrangiano de ascenso de la parcela, bajo las mismas hipótesis del modelo pseudoadiabático, de no inclusión de aire externo y eliminación instantánea del agua líquida, pero considerando que el ascenso de la parcela sigue la ecuación del movimiento, de modo que su aceleración varía en dependencia del gradiente de temperatura en cada capa, pudiendo detenerse en caso de situaciones de estratificación estable. En esta segunda variante, para que la parcela sea capaz de superar la energía de inhibición de la convección es necesario darle un impulso inicial térmico, o dinámico, o ambos. Se utilizó un exceso inicial de temperatura de 0.5°C y una velocidad vertical inicial de 0.5 m/s. El valor que se obtiene se denotará por EPCDMod, y excede generalmente a EPCD debido a la adición de energía en la perturbación inicial, aunque en algunos casos puede diferir por defecto, debido al frenado de la parcela por efecto de las capas de inhibición. El modelo lagrangiano que se usó para el cálculo de EPCDMod fue el mismo utilizado para el cálculo

de HTmod, pero con el coeficiente de inclusión lateral igual a cero y eliminando del cálculo el peso del agua líquida.

La relación entre los valores de EPCDMod y EPCD se muestra en la fig 4, que consiste en un diagrama de dispersión de ambas variantes, incluyendo todos los casos. Aunque la correlación entre ambas es casi estrictamente lineal, para un coeficiente del 98%, EPCDMod correlaciona un poco mejor con las variables meteorológicas de superficie que determinan las características de la parcela, como puede verse de la tabla 7.

Tabla 7. Coeficientes de Correlaciones de EPCD y EPCDMod con la temperatura (TSUP), humedad relativa (HRSUP) de superficie y las variables de lluvia. Estación Camagüey. Los coeficientes superiores a 0.15 son significativos a más del 95%. El número de casos válidos con que se computó la matriz de correlación es $N=214$.

	TSUP	HRSUP	FRAREA	PMED	PMAX
EPCD	0.54	0.41	0.04	0.01	0.23
EPCDMod	0.59	0.45	0.11	0.08	0.31

La correlación de EPCDMod con la lluvia máxima (Tabla 7) es significativa a más del 99%, y notablemente superior a su correlación con las otras dos variables de lluvia. Esto confiere especial interés a esta variable, ya que la lluvia máxima es el parámetro más difícil de relacionar con otros predictores derivados de los perfiles termodinámicos, debido a su gran aleatoriedad. Sin embargo, como el modelo de la parcela desprecia los efectos inhibitorios de la convección, tanto EPCDMod como EPCD resultan buenos predictores para los fenómenos extremos. El primero de ellos es algo mejor, porque simula mejor las condiciones naturales, donde las parcelas que logran superar las capas de inhibición, son aquellas que poseen energía inicial suficiente proveniente de inhomogeneidades térmicas o impulsos dinámicos originados en la capa subnubosa. En el trabajo de Martínez et al. (2000) estas variables no se utilizaron en el análisis discriminante debido a que su introducción en ecuaciones de predicción reduce el número de casos, dado que una parte importante de los sondeos de la muestra no llegaron al nivel de equilibrio.

La relación de ambas variantes con la temperatura y humedad de superficie se puede ver en la fig 5, donde se aprecian relaciones lineales bivariadas, con menor dispersión en el caso de EPCDMod. El porcentaje de varianza descrita por T_{sup} y $HRSUP$ para EPCDMod es del 71 %, mientras que el de EPCD es del 59%.

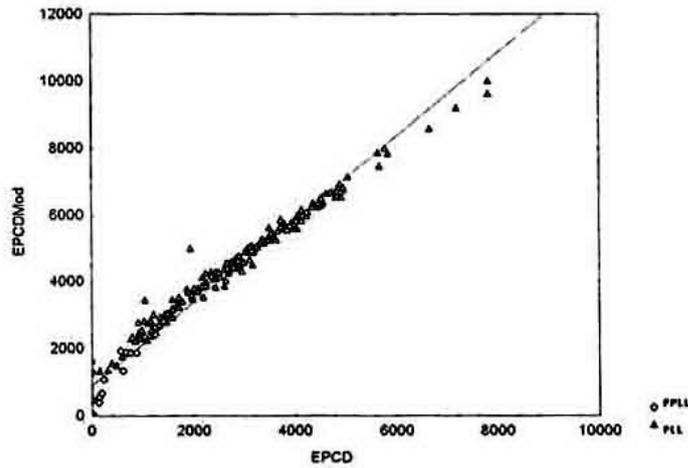


Fig. 4. Diagrama de dispersión entre EPCD y EPCDMod, para los sondeos en horas de la tarde. Estación Camagüey. PLL - (o); PPLL - (D). Se muestra además la línea de regresión

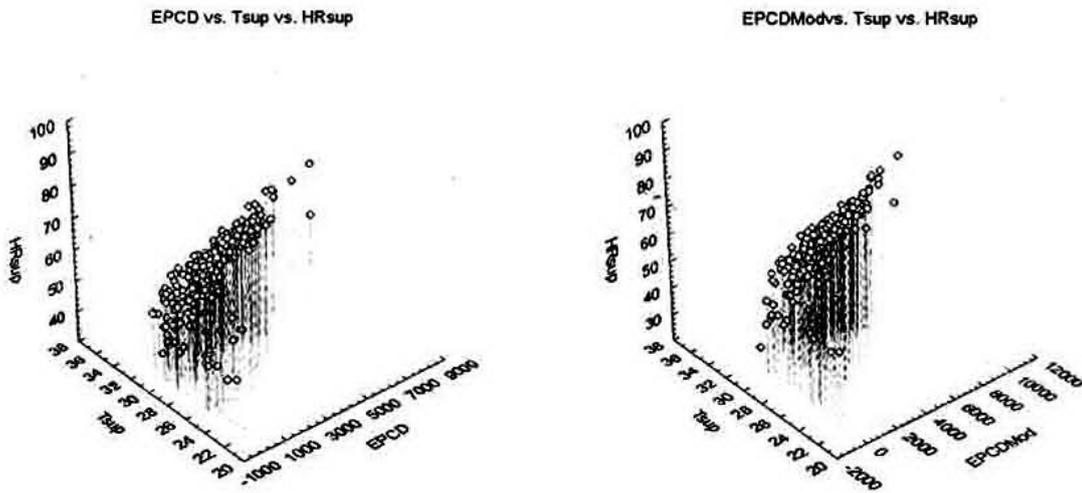


Fig. 5. Diagramas de dispersión tridimensionales entre EPCD y EPCDMod, la temperatura (T_{sup}) y la humedad relativa de superficie (H_{sup}), para los sondeos de las 1800 GMT. Estación Camagüey.

Para investigar el comportamiento de la EPCD y la EPCDmod con la PMAX, para los dos períodos del año y las diferentes situaciones sinópticas, en la fig. 6 se muestran con diferentes símbolos los puntos correspondientes a ambos períodos, y se marcan con códigos numéricos las situaciones sinópticas. En el caso de la EPCDmod, se nota un poco más la dependencia aproximadamente lineal, pero de todas formas el diagrama exhibe una considerable dispersión. El valor del coeficiente de correlación, aunque es altamente significativo, no es lo suficientemente alto como para proporcionar un ajuste lineal aceptable. La figura muestra que las situaciones sinópticas

con predominio del anticiclón subtropical u oceánico están asociadas a una amplia gama de valores, tanto de la EPCDmod como de la lluvia máxima. No obstante, los mayores valores de EPCDMod (de más de 7000 J/kg) corresponden sólo a estas situaciones. Las ondas u hondonadas tienen también asociado un amplio intervalo de valores de lluvia máxima, su EPCDMod toma valores entre 0 y 7000 J/kg, y la mayor parte de estas situaciones corresponde a PMAX > 60 mm. No obstante, los días con lluvia máxima de más de 60 mm no corresponden sólo a ondas u hondonadas, sino a todas las situaciones sinópticas, incluyendo muchos casos de situaciones anticiclónicas

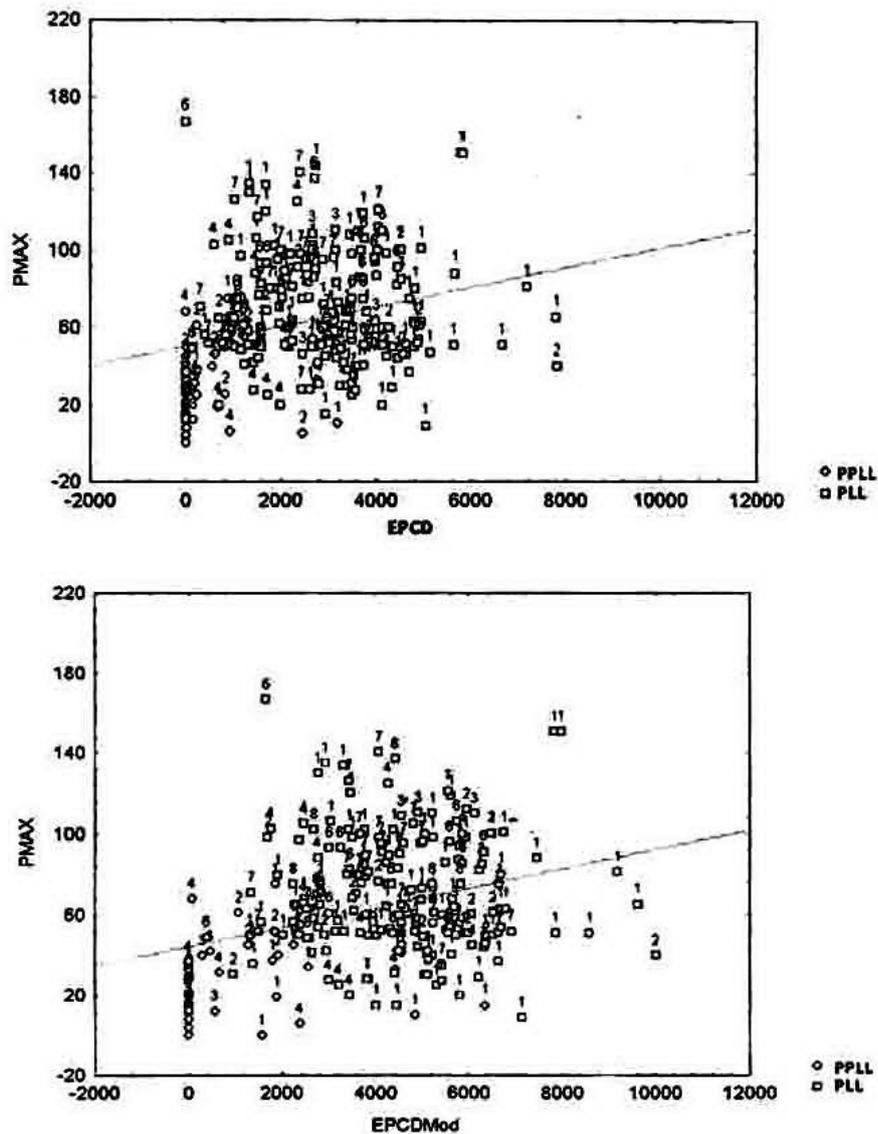


Fig. 6. Diagrama de dispersión de la lluvia máxima (P_{max}) en función de la energía potencial convectiva disponible (EPCD y EPCDMod), para los sondeos seleccionados en horas de la tarde. Estación Camagüey. PPLL -(o); PLL -(□) Las etiquetas numéricas encima de cada dato se refieren al código de la situación sinóptica predominante (Ver la tabla 1.3).

Conclusiones

Los perfiles medios de temperatura para el período lluvioso (PLL) y el período poco lluvioso (PPLL) difieren significativamente en el intervalo desde la superficie hasta 4 km y para alturas superiores a 7 km, en el sentido de una mayor temperatura en el PLL. En la vecindad de los 15 km, ambos perfiles coinciden, para diferenciarse radicalmente más arriba, hasta más allá de la tropopausa, que se encuentra unos 2 km por encima en el PPLL.

Los valores medios de temperatura potencial equivalente difieren significativamente en todo el intervalo de alturas, excepto en la vecindad de los 15 km.

Los valores medios de razón de mezcla difieren radicalmente para ambos períodos. La altura media de la capa húmeda de Riehl, con razón de mezcla mayor de 5 g/kg llega a 2.8 km en el PPLL y a 3.8 km en el PLL.

Los perfiles medios de la componente zonal del viento también difieren radicalmente para ambos períodos, predominando la componente del este en toda la tropósfera en el PLL. En el PPLL predominan los estes sólo hasta los 3 km, donde se encuentra la base media de los oestes. La componente meridional se diferencia menos para ambos períodos, aunque los vientos medios del sur llegan hasta los 6 km en el PPLL y hasta los 10 km en el PLL, predominando más arriba la componente del norte.

Los perfiles medios de las variables meteorológicas para los grupos de días definidos por la fracción de área cubierta por lluvias difieren menos que los estacionales. Los perfiles de temperatura prácticamente coinciden, aunque los de temperatura potencial equivalente y de razón de mezcla son significativamente diferentes entre ambos grupos para los dos períodos. En el PLL, sólo la componente zonal del viento difiere significativamente para los dos grupos de días, mientras que en el PPLL ambas componentes son significativamente diferentes.

Se calcularon algunos estimadores estadísticos para varias magnitudes meteorológicas derivadas de los perfiles para ambos períodos, las cuales resultaron en su mayoría significativamente diferentes. No obstante esto, los estimadores correspondientes al PPLL deben tomarse sólo como aproximaciones primarias, ya que el número de casos es pequeño y sólo están representados algunos meses en la muestra.

Se analizó el comportamiento de la energía potencial convectiva disponible, calculada de dos formas diferentes, la tradicional y a partir de un modelo unidimensional de nube de tipo lagrangiano, con las suposiciones de la teoría de la parcela incorporadas. Esta última variante resultó mejor correlacionada con la lluvia y con la temperatura y humedad de superficie. Ambas variantes correlacionan linealmente con un coeficiente de 0.98. Se estudió el comportamiento de esta variable, tanto por períodos del año como por situaciones sinópticas, obteniéndose que ésta alcanza sus valores máximos en el PLL, y en las situaciones anticiclónicas. La diferenciación por períodos es mucho más acentuada que por situaciones sinópticas.

Reconocimientos

Los autores agradecen la colaboración de Leticia Muñiz y Alfredo Roque en el procesamiento de una parte de la información, y especialmente las valiosas críticas y sugerencias de Luciano Amaro, Mario Carnesoltas y Dulce Pérez. El trabajo se realizó con apoyo financiero del Proyecto 014-1999 de la Agencia de Medio Ambiente del CITMA de Cuba, del Proyecto IAI/PESCA "Aplicación de modelos numéricos

de alta resolución en la simulación de la circulación atmosférica a escala local y regional en áreas del Caribe", adjunto al Proyecto IAI/CRN-073 y del Proyecto de Colaboración Cubano-Mexicano CITMA-CONACyT 01-2000 "Modelación matemática de nubes convectivas y de su impacto en la evolución de los contaminantes de la atmósfera". Se agradece además la colaboración del INRH, que proporcionó los datos de lluvia.

Referencias

Alfonso A., 1985: Pronóstico a corto plazo de turbonadas en la Provincia Ciudad de La Habana. Ciencias de la Tierra y el Espacio, No. 10, pp. 115-118.

Amaro L., Moreno A., Belinskii O.N., Beliaev, V.P., Zimin V. I., y Koloskov B. P., 1989: Condiciones de formación de la nubosidad convectiva en la región de ejecución de los experimentos de regulación artificial de las precipitaciones en Cuba. (En ruso. Traducción al español disponible en el Centro de Física de la Atmósfera del INSMET) En: Tropicheskaya Meteorologia. Trudy IV Mezhdunorodnovo Simpoziuma. 336-345. Gidrometeoizdat. Leningrad.

Amaro L., Pérez D., Mon S., Suárez I. y Báez R., 1990: Caracterización de la temperatura, la humedad y el viento en la capa fronteriza de Camagüey. Informe Científico. Instituto de Meteorología. 50 pp.

Houze R. A. Jr., 1993: Cloud dynamics. International Geophysics Series. Vol. 53., 573 pp. Academic Press.

Kaydash, T. M., y Medvedev G. A., 1985: Pronóstico alternativo de las precipitaciones sobre Cuba. (En ruso. Traducción al español disponible en el Centro de Física de la Atmósfera del INSMET). En: Tropicheskaya Meteorologia. Trudy II Mezhdunorodnovo Simpoziuma. 142-150. Gidrometeoizdat. Leningrad.

Lapinel, B., 1988: La circulación atmosférica y las características espacio-temporales de las lluvias en Cuba. Tesis en opción al grado de Doctor en Ciencias Geográficas. ACC. Cuba. 170 pp.

Lapinel et al., 1999: Caracterización de factores circulatorios, hídricos y energéticos asociados al comportamiento anómalo del régimen de lluvias en Cuba. Informe Científico. Instituto de Meteorología. 121 pp.

Lecha L. y Llanes A., 1988: Características estacionales de la circulación atmosférica sobre Cuba. Rev. Cubana Meteor. 1, 1, 49-56.

López R. E., Gannon P. T., Blanchard D. O., and Balch C.C., 1984: Synoptic and regional circulation parameters associated with the degree of convective shower activity in South Florida. Mon. Wea. Rev., 112, 4, 686-703.

Martínez, D., L. Alfonso, R. Báez and I. Jo, 2000: The influence of Meteorological profiles at a local scale in rainfall over Camagüey, Cuba. Proceedings of 13th International Conference on Clouds and Precipitation. Reno, Nevada, USA. Vol. 1, 440-443.

Martínez D. and E. G. Gori, (1999): Raindrop size distributions in convective clouds over Cuba. Atmospheric Research., 52, 221-239.

Martínez D., Perez C., Aroche R., Bellaev V. and Petrov V. (1995): Espectros de potencia de la velocidad del viento en las nubes convectivas tropicales sobre Cuba. *Atmósfera*, 8,2, 65-80.

Martínez D., Pérez C., Bellaev V. and Petrov V. (1989): Características termodinámicas de las nubes convectivas tropicales (En ruso. Traducción al español disponible en el Centro de Física de la Atmósfera del INSMET) En: *Tropicheskaya Meteorologia. Trudy IV Mezhdunorodnovo Simpoziuma.* 336-345. Gidrometeoizdat. Leningrad.

Moncrieff M. W. and Green J. S. A., 1972: The propagation and transfer properties of steady convective overturning in shear. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 104, 413-427.

Pérez D. y Hechavarría E., 1987: Estudio aeroclimatológico del comportamiento del viento con la altura en La Habana. Reporte de Investigación del INSMET No. 17. ACC. 4 pp.

Pérez D., Suárez I, García A., 1990: Contenido integral de vapor de agua en la atmósfera sobre Camagüey. *Rev. Cub. Meteor.*, 3, 1, 42-47.

Pruppacher H. R. and Klett J. D., 1997: *Microphysics of clouds and Precipitation.* Kluwer Academic Publishers, 954 pp.

Riehl, H., 1954: *Tropical meteorology.* Mc. Graw Hill Inc., 392 pp.

Riehl H., 1979: *Climate and weather in the tropics.* London. Academic Press. 595 pp.

Rivero, R., y Medvedev G.A., 1985: Algunas particularidades del régimen aerológico de la atmósfera en el período de ejecución del experimento KETO-

82 (En ruso. Traducción al español disponible en el Centro de Física de la Atmósfera del INSMET). En: *Tropicheskaya Meteorologia. Trudy II Mezhdunorodnovo Simpoziuma.*, 135-141. Gidrometeoizdat. Leningrad.

Sosa J. A., 1981: Pronóstico objetivo de turbonadas para las provincias La Habana y Ciudad de La Habana. *Ciencias de la Tierra y el Espacio*, No. 3, 119-127.

Williams E. and Rennó N., 1993: An analysis of the conditional instability in the tropical atmosphere. *Month. Wea. Rev.*, 121: 21-36.

Weisman M. L. and Klemp J. B., 1982: The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 504-520.

Abstract

Mean meteorological profiles of several meteorological variables up to the height of 20 km for the Camagüey radiosond station are presented. They have been obtained using the 1800 GMT (13:00 LST) soundings for the period 1982-1991. The sample consists of 405 profiles, 335 of them belong to the rainy season and 70 to the less rainy season. Profiles were averaged using the season as a primary stratification criterion. For each season, the days were grouped in two categories delimited by a rainfall cover threshold. Standard deviation and standard error of the mean value were determined for each variable in every level. Inter-season and intra-season differences were analyzed for each variable in relation with rainfall. It has been obtained that averaged profiles for both seasons are significantly different for the whole troposphere or for at least a part of it, depending on the variable. The inter-season differences between the equivalent potential temperature, mixing ratio and wind profiles are greater than for the temperature profiles. The intra-season differences between groups of cases for the averaged temperature profiles are very small for both seasons, but the equivalent potential temperature, the mixing ratio and the zonal wind component profiles are significantly different, at least for part of the troposphere. Basic statistical parameters have also been calculated for a group of variables derived from the meteorological profiles, which are relevant for cloud physics and for rain formation and development. Significant difference between both seasons was found for most of the variables. Convective available potential energy (CAPE), calculated in the traditional way, and maximum daily rainfall are found to be positively correlated, if all cases are included in the analysis, but a higher correlation coefficient is obtained when CAPE is calculated using a Lagrangian parcel model.