

ACADEMIA DE CIENCIAS DE CUBA

QC
487
15
no. 53

INFORME CIENTIFICO-TECNICO

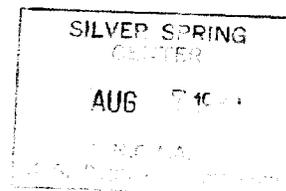
No. 53

ALGUNAS CARACTERISTICAS DE LA MICROESTRUCTURA DE LAS LLUVIAS EN LA HABANA

INSTITUTO DE INVESTIGACIÓN TÉCNICA FUNDAMENTAL DE LA ACC

CARLOS BARCELO
Instituto de Investigación Técnica Fundamental
Academia de Ciencias de Cuba

VLADIMIR LOBODIN y
MIJAIL SOROCHINSKII
Servicio Hidrometeorológico de la URSS



DIRECCIÓN DE PUBLICACIONES DE LA ACC

La Habana, marzo de 1978

National Oceanic and Atmospheric Administration

Climate Database Modernization Program

ERRATA NOTICE

One or more conditions of the original document may affect the quality of the image, such as:

Discolored pages
Faded or light ink
Binding intrudes into the text

This document has been imaged through the NOAA Climate Database Modernization Program. To view the original document, please contact the NOAA Central Library in Silver Spring, MD at (301) 713-2607 x124 or www.reference@nodc.noaa.gov.

LASON
Imaging Subcontractor
12200 Kiln Court
Beltsville, MD 20704-1387
March 28, 2002

ALGUNAS CARACTERISTICAS DE LA MICROESTRUCTURA DE LAS LLUVIAS EN LA HABANA

CARLOS BARCELO, VLADIMIR LOBODIN y MIJAIL SORCHINSKI

RESUMEN. Se han tomado 168 muestras para el análisis de las distribuciones dimensionales de las lluvias convectivas, estratiformes y complejas, obteniéndose algunas relaciones empíricas entre sus parámetros integrales. Las relaciones entre los espectros y el flujo no parecen reflejar un mecanismo de iniciación de lluvia por cristalización pura en las nubes estratiformes. En las lluvias convectivas la inestabilidad y la humedad del aire superior parecen relacionarse de un modo distinto con las características espectrales. Los resultados tienden a confirmar un mecanismo de iniciación por condensación-coalescencia.

ABSTRACT. It were taken 168 samples for size distribution analysis. Accordingly, the structure of convective, stratiform and complex rainfalls were studied. Some empirical relations were obtained between integral parameters. In the stratiform case, relations of the spectra to the flux do not seem to reveal in the rain formation a pure glaciation process. In convective rainfalls, non-stability and humidity in the upper air were connected to the spectral properties in apparently different ways. Results seem to confirm a condensation-coalescence process in rain formation.

1. INTRODUCCION

Desde principios de siglo la ciencia se ha interesado en la microestructura de las precipitaciones. Mason (1957) y Fletcher (1969) han reseñado los principales trabajos sobre este tópico. El interés se deriva, de una parte, de la posibilidad de aplicar estos estudios a la definición de la mecánica de las precipitaciones y, de otra, de su utilidad a los fines de la medición de algunos parámetros integrales de las precipitaciones (intensidad, reflectividad). En La Habana, aproximadamente 23°N 82°W, un clima marítimo subtropical, hemos estudiado algunas características de la microestructura de las lluvias. Por su naturaleza distinta, las precipitaciones se han clasificado en estratiformes puras (provenientes de Ns - As de disturbios tropicales), convectivas puras (Cu con y Cbs de la actividad térmico-convectiva de verano sobre la isla) y complejas (As - Cu

con asociados en ciertos estadios de las ondas barométricas). Se han obtenido algunas relaciones empíricas de parámetros integrales inferidos del espectro y de algunas variables espectrales con las condiciones dinámicas y termodinámicas del flujo.

2. METODOLOGIA

Se obtuvieron 168 muestras de la distribución dimensional de las precipitaciones por el método de Wiesner. Ochenta muestras proceden de la tormenta tropical "Laura", de noviembre de 1971; setenta y cinco provienen de seis celdas térmico-convectivas del verano de 1972, y trece corresponden a una onda barométrica de octubre de 1972. Filtros cualitativos circulares de 0,3 m², sensibilizados con una película de azul de metileno y silicato de magnesio hidratado, fueron expuestos horizontalmente a la lluvia, a tres pies de altura sobre terreno libre, dando a cada muestra un tiempo adecuado para obtener una razón de 1/2 entre el área cubierta por huellas de gotas y el área total.

La matriz fue calibrada en el laboratorio por un método óptico. El umbral de sensibilidad hallado es de 0,576 mm de radio. De acuerdo a Litvinov y Tsikunov (1970), ello no conduce a incertidumbre en la razón Z-R por encima del 30% (según estudios en Europa Oriental). El error absoluto se muestra en la Fig. 1. El error relativo analítico del cálculo de acuosidad no es mayor que $\left(\frac{\Delta w}{w}\right)_{\max} \sim 28\%$ y en intensidad

$\left(\frac{\Delta R}{R}\right)_{\max} \sim 26\%$ para espectros leptocúrticos con moda en el extremal mínimo y en reflectividad $\left(\frac{\Delta Z}{Z}\right)_{\max} \sim 46\%$.

En el caso de lluvias estratiformes, hemos calculado la divergencia y vorticidad del flujo de superficie, aproximando diferenciales por incrementos lineales en las componentes azimutales del viento. El área de cálculo, centrada en el punto de muestreo, se tomó igual a la proyección del área de la nube precipitante, según pudo calcularse por la foto del satélite ESSA-8. Para no aumentar la incertidumbre por encima del 30%, se calculó el viento en 119 puntos en el cuadrante NW de La Habana (sobre el mar donde no había mediciones) a partir del gradiente de presión, la curvatura de las isobaras, la estabilidad de la atmósfera y el efecto de fricción, ayudados por la formulación de Sylvester (1955) y los parámetros de Veriaid

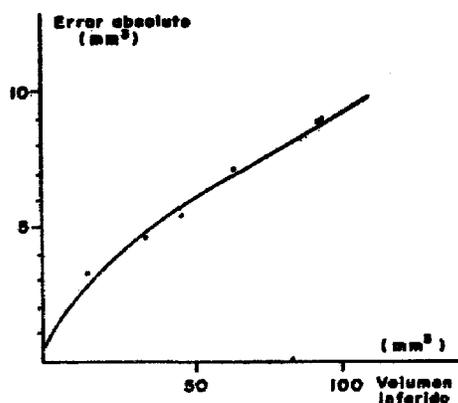


Fig. 1. Error analítico absoluto de los volúmenes de las gotas de lluvia, calculado por el diferencial total de Stolz.

(1947). El cómputo se efectuó para 36 tiempos distintos.

En el caso de lluvias convectivas hemos usado los sondeos atmosféricos de las 1200 GMT, determinándose las alturas de los niveles de condensación por ascendencia (NCA), de condensación convectiva (NCC), de convección libre (NCL), de la isoterma cero (NC), nivel de máxima ascendencia (NMA) y nivel límite de convección (NLC), así como sus temperaturas. Las alturas se obtuvieron por el método de capas de Bjerkness, dado por Berry *et al.* (1945). Se calculó la energía de inestabilidad de la atmósfera (PASI) utilizando capas de 50 mbs en un diagrama pseudo-adiabático de Stüve y el perfil de las velocidades de las corrientes ascendentes por el método de Shishkin (1960). Se introdujo una razón de adentramiento de 1 : 5 con la cual se reajustaron las adiabáticas secas y húmedas cada 100 mbs. Las velocidades máximas fueron utilizadas

para calcular el pronóstico del radio máximo de las gotas de lluvia, de acuerdo a Zveriev (1951). Finalmente, se calculó la cantidad de agua precipitable (Q) por el método de Solot entre el NCA y el NLC, integrando por Simpson.

3. RESULTADOS

A cada uno de los espectros se le ajustaron funciones exponenciales lineales y potenciales en dos parámetros por mínimos cuadrados. Entre el 67 - 70% de los casos, la significación del ajuste por la prueba F fue $P \leq 5 \cdot 10^{-4}$. El dominio de los parámetros de las funciones dependió de la naturaleza de la lluvia. En la Tabla 1 se aprecia que las lluvias complejas tienen coeficientes empíricos pertenecientes al dominio de los coeficientes convectivos puros, entretanto los exponentes pertenecen al dominio de los exponentes estratiformes puros. Se observó también que la transición de la lluvia estratiforme pura a la lluvia compleja se caracterizaba por una primera fase en que los espectros se superponían sin interacción (espectros bimodales). A esta fase proseguía un proceso de coagulación que generaba un espectro mezclado, resultando dominante en la nueva configuración el espectro convectivo superpuesto.

El análisis de las covarianzas sugiere que las transformadas logarítmicas de las funciones de distribución en lluvias de di-

Tabla 1. Dominio de definición de los parámetros de las funciones potenciales y exponenciales, ajustadas por mínimos cuadrados, a los espectros de las lluvias convectivas, estratiformes y complejas en La Habana

Naturaleza de la lluvia	$N(r) = C r^{-A}$		$N(d) = N_0 \exp(-\gamma d)$	
	C	A	N_0	γ
convectiva (**)	$10^{-2} - 10^0$	0,46 — 1,35	$10^0 - 10^2$	0,15 — 0,150
estratiforme (**)	$10^{22} - 10^{33}$	-7,04 — -13,56	$10^3 - 10^5$	-2,72 — -7,09
compleja	$10^{-3} - 10^2$	-3,06 — -17,88	$10^0 - 10^2$	-1,38 — -12,77

Nomenclatura:

$N(r)$ y $N(d)$: Número de gotas $\cdot m^{-3} \cdot 0,047 mm^{-1}$
 (funciones del radio r y del diámetro d)
 r : radio de las gotas (mm)
 (**): correlaciones de datos agrupados.

ferente naturaleza pertenecen a distintas poblaciones estadísticas. No obstante, para cualquier naturaleza, las pendientes son paralelas y las medias diferentes cuando $0,26 \leq R \leq 21,25 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$.

En la Tabla 2 presentamos las relaciones empíricas de la acuosidad (W), el parámetro λ de la distribución Marshall-Palmer (1948) (M-P) y la reflectividad Z con la intensidad R. En el caso de $Z=f(R)$ se constató que los errores de estimación tendían a ser más reducidos con una estratificación por intensidad, estando los mayores asociados a las lluvias convectivas. Mientras el coeficiente cambiaba con la variación de la intensidad según análisis de la covarianza, el exponente parece ser invariable ante la intensidad de la lluvia.

El análisis de la correlación entre las características de los espectros de las lluvias estratiformes y la divergencia y la vorticidad del flujo en la superficie permiten aseverar:

a) que los valores centrales del espectro y el extremo máximo presentan relación cuadrática significativa con la diver-

gencia teniendo sincronismo de 30 min y relación lineal con la vorticidad cuando el sincronismo es de 60 min. El empleo de correlaciones múltiples no mejora el nivel de significación.

Así tenemos:

Con 30 min

$$\begin{cases} d_g = 1,313 - 2,5 \cdot 10^{-2} D - 1 \cdot 10^{-3} D^2 \\ r_m = 0,992 - 2 \cdot 10^{-2} D + 2 \cdot 10^{-4} D^2 \end{cases}$$

Con 60 min

$$\begin{cases} d_g = 4 \cdot 10^{-3} \vec{\Omega}_z - 6 \cdot 10^{-4} D + 1,342 \\ r_m = 1,5 \cdot 10^{-2} \vec{\Omega}_z - 7 \cdot 10^{-3} D + 0,807 \end{cases} \quad \forall P \leq 0,05$$

donde:

d_g : diámetro medio geométrico del espectro de lluvia (mm)

r_m : radio máximo hallado en el espectro de lluvia (mm).

D: magnitud media de la divergencia en la proyección horizontal del área de la nube. ($\cdot 10^{-5} \text{ seg}^{-1}$).

$\vec{\Omega}_z$: magnitud media de la componente vertical de vorticidad en el área mencionada. ($\cdot 10^{-5} \text{ seg}^{-1}$).

P: nivel de significación de las correlaciones por la prueba F.

TABLA 2. Algunas relaciones espectrales características de la microestructura de las lluvias en La Habana

	$W = f_1(R)$	$\lambda = f_2(R)$	$Z = f_3(R)$
Lluvia estratiforme	$W = 52,13 R^{0,9671}$ $r = 0,998; S_{WR} = 1,08$	$\lambda = 13,70 R^{-0,1458}$ $P = 0,10$	$Z = 371 R^{1,124}$ $r = 0,98; S_{ZR} = 1,33$
Lluvia convectiva	$W = 50,83 R^{0,9563}$ $r = 0,994; S_{WR} = 1,16$	$\lambda = 12,03 R^{-0,1846}$ $P = 0,025$	$Z = 397 R^{1,182}$ $r = 0,92; S_{ZR} = 2,06$
Conjuntos de todas las lluvias	$W = 51,56 R^{0,9568}$ $r = 0,997; S_{WR} = 1,13$	$\lambda = 13,22 R^{-0,1656}$ $P = 0,005$	$Z = 382 R^{1,174}$ $r = 0,96; S_{ZR} = 1,73$

Nomenclatura:

r — coeficiente de correlación.
 S_{YX} — error estándar de estimación de "Y" por "X".
 P — significación de la curva por la prueba "F".

Unidades:

Acuosidad W — ($\text{mg} \cdot \text{m}^{-3}$)
 Intensidad R — ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$)
 Reflectividad Z — ($\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$)
 Parámetro λ — (mm^{-1})

b) que el radio modal no se relaciona con los campos de divergencia y vorticidad. Sus concentraciones son inestables en el tiempo y las fluctuaciones no parecen depender del viento en la superficie. En cambio, las concentraciones se relacionan con el contenido de agua en la lluvia, al igual que otras variables del espectro.

Los análisis de la correlación entre las características de los espectros de las lluvias térmico-convectivas y un conjunto de características termodinámicas de la masa de aire, permiten aseverar:

c) que el incremento teórico de las velocidades verticales máximas conducen al decremento de los valores centrales del espectro y el extremo máximo, como se de-

duce de la Tabla 3. La aparición de gradientes pronunciados de velocidad vertical contrae el dominio del espectro. Las correlaciones con la energía de inestabilidad confirman este resultado.

d) que el radio máximo, los diámetros medios geométricos máximos y el volumen medio promedio están asociados al NCC, al NCL y a Q, en un sentido directamente proporcional.

e) el volumen medio máximo se relaciona con las variables mencionadas en "d" y además al NC en un sentido inversamente proporcional.

f) el radio típico sólo se vincula junto con el máximo contenido de agua a la temperatura del nivel límite de convección en un sentido directamente proporcional.

TABLA 3. Correlaciones múltiples lineales del perfil de ascendencias con los espectros de las lluvias convectivas

$Y = C + B_{12,3} X_1 + B_{13,2} X_2$						
X_1 : velocidad de la máxima ascendencia (m · seg ⁻¹)						
X_2 : velocidad de la ascendencia promedio (m · seg ⁻¹)						
Y	$B_{12,3}$	$B_{13,2}$	C	$r_{12,3}$	$r_{13,2}$	R
Radio máximo absoluto (mm)	-0,1840	-0,1319	5,7752	-0,3199	-0,2274	0,7589
Radio típico prevalente (mm)	0,0153	-0,0410	0,9223	0,3548	-0,6995	0,8155
Volumen medio máximo (mm ³)	-2,4433	1,2515	19,4625	-0,6864	0,4205	0,7739
Volumen medio promedio (mm ³)	-0,6074	0,1212	8,1347	-0,6214	0,1499	0,8144
Diámetro medio geométrico máximo (mm)	-0,5207	0,0644	7,3690	-0,5586	0,0803	0,7892
Diámetro medio geométrico promedio (mm)	-0,1135	0,0107	2,7510	-0,7374	0,0987	0,9085
Acuosidad máxima (mg · m ⁻³)	340,81	-711,46	4859,5	0,1767	-0,3384	0,4208
Logaritmo base e de la acuosidad máxima	0,4202	-0,6534	8,9854	0,2952	-0,4178	0,4506

Nomenclatura:

- $B_{i,j,k}$ — coeficiente de regresión que permite estimar "i" a partir de "j" con "k" constante.
 (i : subíndice relativo a la variable dependiente
 (j : " " " " " " independiente 1
 (k : " " " " " " " 2)
- $r_{i,j,k}$ — coeficiente de correlación parcial de "i" con "j" para "k" constante.
 R — coeficiente de correlación múltiple.

4. DISCUSION

De la Tabla 2 se desprende que no hay mucha coincidencia en la relación M-P. En nuestro caso "N.", lejos de ser constante, posee una amplia dispersión y no depende de R, lo que confirma el resultado de Joss, *et al.* (1968). En datos agrupados sobre lluvias estratiformes, nuestro N. está por encima del N.' de la relación M-P y en las convectivas, por debajo. En lluvias indistintas $N. \sim N.'$ cuando $1,26 \leq R \leq 5,25 \text{ mm.h}^{-1}$.

En las Figs. 2, 3 y 4 presentamos algunos espectros de lluvia estratiforme, tomados 2 a 2 en un lapso corto y variable entre uno y otro. Ellos permiten apreciar el estado relativo de conservación de las distintas partes del espectro en el tiempo. En todas las muestras tomadas consecutivamente, en un intervalo inferior a 10 min, se puede observar que los espectros de lluvia coinciden bastante bien por encima del radio 0,75 mm. Pero por debajo se aprecian variaciones sustanciales entre uno y otro. Ello es congruente con los resultados de Welander (1959), Du Toit (1967) y Brant Foote (1968).

Si las lluvias tropicales estratiformes se generaran por la mecánica propuesta por

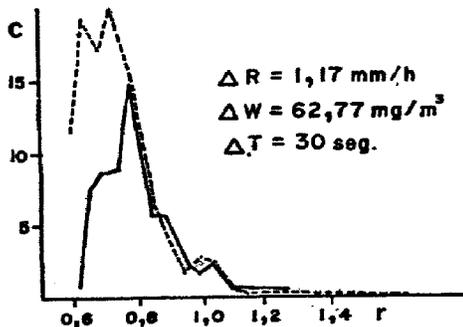


Fig. 2. Comparación de espectros en diferentes tiempos, en lluvias estratiformes.

Unidades: R: mm. h⁻¹; W: mg. m⁻³; C: No. de gotas m⁻³ 0,047 mm⁻¹ r: radio en mm.

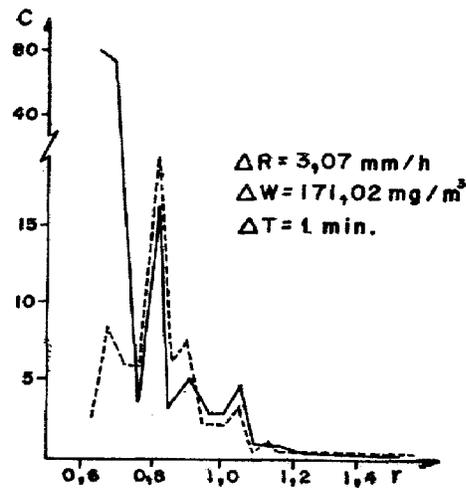


Fig. 3

Ohtake (1970) deberíamos esperar cambios poco significativos en la configuración del espectro, excepto un corrimiento del intercepto de su transformada logarítmica hacia valores más altos con el aumento de la convergencia en superficie al objeto de enmarcar el incremento del contenido de agua provocado como consecuencia del aumento de la condensación. No obstante, en lugar de cambios poco significativos, encontramos una reacción fija y sistemática de los valores centrales del espectro y del extremo máximo a los cambios de divergencia y vorticidad en superficie. Debido a que no existieron gotas mayores a 2,5 mm de radio en los espectros estratiformes y que, de acuerdo a Pruppacher y Pitter (1971), no debía producirse el efecto Lennerd, pudiera pensarse que el incremento en el radio máximo y los valores centrales para aumentos de la convergencia, se relacionan con la mecánica de la coalescencia. Ello resultaría consecuente con el análisis teórico de las transformaciones de los espectros de Rigby y Marshall (1954).

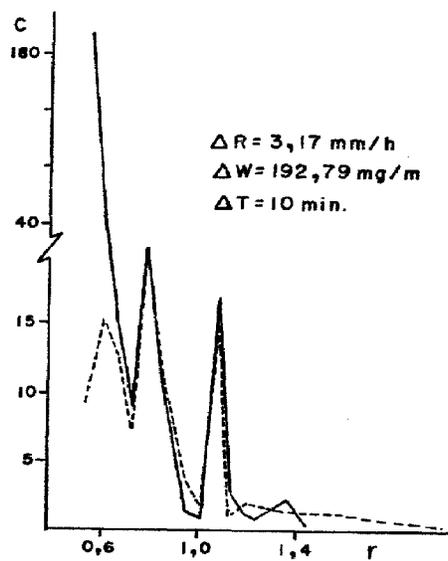


Fig. 4.

Por otra parte, debido a que en las lluvias convectivas la inestabilidad aguda contrae y empobrece el espectro, aunque no así la humedad del aire superior, el mecanismo de liberación de la inestabilidad y la conversión de calor latente en energía cinética no parecen ser una mecánica simple a la cual se le asocian de un modo directo las características microestructurales de la lluvia, ya que nuestros resultados experimentales, en las tormentas tropicales de masa de aire, no pueden explicarse tomando en cuenta sólo las fuerzas de flotabilidad. El hecho de que el radio máximo, los diámetros medios geométricos máximo y promedio tengan correlación con los niveles bajos de las nubes y con el contenido de humedad de la atmósfera, concuerda con los criterios de Malkus (1960), quien señaló que la humedad es el factor limitante en la penetración convectiva y de Houghton (1968), el cual significó que el mecanismo que ge-

nera las precipitaciones en las nubes convectivas estaba asociado a sus bases.

En relación con el contenido de agua, se aprecia que valores del NLC más cálidos (más bajos) se asocian a contenidos de agua máximos. Barceló (1970) al reportar los resultados de un experimento sobre lluvia provocada en la misma región de estudio, indicó que las observaciones de radar sugerían que ciertas nubes, con toques radáricos menos altos, tenían reflectividad más alta en sus lluvias. Ambos resultados son compatibles y pudieran ser consecuencia de las relaciones típicas entre la humedad de la masa y la estabilidad en los trópicos.

CONCLUSIONES

Los resultados experimentales sobre las distintas naturalezas de la lluvia tienden a verificar la hipótesis de la acción de un proceso físico de iniciación de la lluvia por condensación-coalescencia, pero no confirman una mecánica simple de cristalización.

RECONOCIMIENTOS

Agradecemos a E. Pelayo su ayuda en los análisis estadísticos y a Galindo, Valle y García Colina por su labor de cálculo electrónico, que permitió ejecutar más de 400 corridas de programas con más de un millar de datos.

BIBLIOGRAFIA

- 1) BARCELO, C. (1970): Partículas higroscópicas en nubes tropicales. Primera Conferencia de Meteorología Tropical. Academia de Ciencias de Cuba. La Habana.
- 2) Berry, F. A., E. BOLLAY, N. R. BEERS (1945): Handbook of Meteorology. McGraw Hill Book Co., New York.
- 3) BRANT FOOTE, G. (1968): Variance spectrum analysis of doppler radar observations in continuous precipitation. Jour. of Applied Met. Vol. 7 No. 3. USA.
- 4) DU TOIT, P. S. (1967): Doppler radar observation of drop sizes in continuous rain. Jour. of Applied Met. Vol. 6 No. 6. USA.
- 5) FLETCHER, N. H. (1969): The Physics of Rainclouds. Cambridge at the University Press. U. K.

- 6) HOUGHTON, H. G. (1968): On precipitation mechanism and their artificial modification. *Jour. of Applied Met.* Vol. 7 N° 5. USA.
- 7) JOSS, J., J. C. THAMS, A. WALDVOGEL. (1966): The variations of raindrop size distributions at Locarno. *Proceedings Int. Conf. on Cloud Phys.* Toronto.
- 8) LITVINOV, I. V., V. V. TSIKUNOV. (1970): Espectros medios de la distribución de gotas en las lluvias del territorio europeo central de la URSS y la variabilidad relativa de los mismos en diferentes condiciones de caída de las precipitaciones (en ruso). *Trudi U. M.* 37. URSS.
- 9) MALKUS, J. S. (1960): Recent developments in studies of penetrative convection and an application to hurricane cumulonimbus towers. *Proceedings First Conf. on Cumulus Convection.* Pergamon Press. U. K.
- 10) MARSHALL, J. S, W. Mc Palmer. (1948): The distributions of raindrops with size. *Jour. of Met.* vol. 5. USA.
- 11) MASON, B. J. (1957): *Cloud Physics.* Oxford Monographs on Meteorology. U. K.
- 12) OHTAKE, T. (1970): Factors affecting the size distributions of raindrops and snowflakes. *Jour. of Atm. Sci.* Vol. 27 N° 5. USA.
- 13) PRUPPACHER, H. R., R. L. PITTER (1971): A semi-empirical determination of the shape of cloud and raindrops. *Jour. of Atm. Sci.* Vol. 28 N° 1. USA.
- 14) RIGBY, E. C., J. S. MARSHALL, W. HITSCHFELD. (1954): The development of the size distribution of rainfall during their fall. *Jour. of Met.* Vol. 11 N° 5. USA.
- 15) SHISHKIN, N. S. (1960): Issledovanie Raspada konvektivnykh oblakov pri neustoichivoi stratifikatsii atmosferi. *Trudy GGO.* N° 102. URSS.
- 16) SYLVESTER, R. (1955): Method of obtaining the gradient wind from the geostrophic wind. *The Meteorological Magazine.* Vol. 84 N° 1 001. USA.
- 17) VERLIAID, M. E. (1947): Teoria Izmerenia vetra s visotoi. *Trudy NIM. GMS.* Vipusk 25. URSS.
- 18) WELANDER, P. (1959): A theoretical power law for the size distribution of small particles of drops falling through the atmosphere. *Tellus II.* P. 197.
- 19) ZVERIEV, A. F. (1951): *Curs Meteorologii (Fizika Atmosferi).* Gidrometeoizdat. Leningrad. URSS.