

ESTUDIO DE UN MODELO NUMERICO DE NUBE CONVECTIVA

Marta Ghidella de Hurtis y Marfa E. Saluzzi

Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales. (CNIE)

RESUMEN

Se estudia el modelo estacionario unidimensional de Hirsch (1971) de una nube convectiva madura. Se intenta su aplicación a los casos de tormenta severa ocurridos en la zona norte cultivada de Mendoza.

El modelo considera la nube como un "jet" ascendente que realiza intercambio turbulento de masa con el entorno. Se modifica la termodinámica del congelamiento del agua, detallando el proceso; se introduce otro mecanismo para estimar la caída de la precipitación y ajustan los valores asignados a los parámetros de la microfísica.

El cálculo numérico permite obtener, (paso por paso), valores de las diversas variables asignables al comportamiento del núcleo de una nube cúmulus aislada, en su momento de máximo desarrollo. Así se trazan, (en la salida gráfica), los perfiles de la velocidad de la corriente ascendente; contenido del agua en cuatro categorías: agua de nube, agua de lluvia, hielo de nube y granizo y el consecuente perfil de la reflectividad máxima.

Se calculan alturas de base y tope de la nube y estimadores de la precipitación.

Los datos iniciales pertenecen a los radiosondeos previos a las tormentas.

El modelo se usa como herramienta de pronóstico objetivo de la ocurrencia de tormentas graniceras en la zona y para evaluarlo se han correlacionado los resultados con las observaciones realizadas por el Radar de tormentas FPS-18 y con los registros de los productos de la convección en la meso red instalada en la región cultivada.

ABSTRACT

A steady state, one-dimensional numerical model of a mature cumulus cloud is studied, using Hirsch's model (1971). Its application to the occurrence of severe storms in Northern Mendoza crop area is attempted.

The model considers the cloud as a rising jet which experiences a turbulent entrainment of mass from its surroundings. Water freezing thermodynamics is modified and the process detailed. An alternative mechanism of precipitation fallout is introduced, and microphysics parameters are adjusted.

The numerical calculations make it possible to obtain, (step by step), profiles of several variables. They are representative of the behaviour of the nucleus of an isolated cumulus cloud at the time of maximum development. The graphic output gives up-draft velocity and water contents in four categories: cloud water, rain water, cloud ice and hail as well as the corresponding maximum radar reflectivity.

Cloud top and base heights are calculated, as well as precipitation indicators.

The initial data are taken from soundings made prior to the storms.

The model is a means for objective forecast of hailstorm occurrence in the zone. For its evaluation, results are compared to those obtained by FPS-18 radar observations and data of rain and hail precipitation detected by the local network.

1. INTRODUCCION

Se trabaja un modelo unidimensional y estacionario, el de John H. Hirsch (1971). Se le han introducido cambios, relacionados unos con el modelo en sí y otros con su aplicación práctica, ya que se lo está utilizando como herramienta de pronóstico de la convección severa en la región norte cultivada de la Provincia de Mendoza, después de haberlo aplicado tentativamente a 65 tormentas de precipitación conocida. El modelo intenta describir la nube cuantitativamente, desde la base hasta el tope, a partir del conocimiento del estado termodinámico de la atmósfera. Se basa en un esquema muy simplificado de una nube convectiva según el cual ésta consta de una zona central, donde el aire húmedo asciende con velocidad apreciable, rodeada de una región de aire quieto y más frío. La corriente ascendente es un "jet" de sección circular que intercambia masa y cantidad de movimiento con el entorno a través de una mezcla turbulenta. Al ascender el aire en la región central el vapor que contiene condensa y se forman los componentes de la precipitación. El modelo simula la nube en su estado maduro, en el que es aproximadamente válido que las cantidades permanecen constantes en el tiempo. Pero de todos modos, la caída de la precipitación no puede simularse de manera natural en un tratamiento unidimensional de este tipo y es ésta la más destacada falencia de la simulación. El modelo es lagrangiano, en el sentido de que el cálculo "va siguiendo" a una porción de nube durante su ascenso. (Es la "parcela"). Así, al seguir la parcela ascendente, se va construyendo la nube en su estado estacionario.

2. DESCRIPCION DEL MODELO

2.1 El "entrainment".

La mezcla turbulenta con el entorno se parametriza haciendo:

$$\lambda = \frac{1}{m_a} \cdot \frac{dm_a}{dz} \quad \text{con} \quad \lambda = \frac{A}{R}$$

donde m_a es la masa de aire seco de la parcela. A es una constante y R es el radio de la corriente ascendente. λ se conoce como el parámetro de "entrainment".

2.2. Termodinámica.

El modelo establece que la parcela al ascender permanece saturada de vapor de agua y que

no intercambia calor por conducción con el entorno. No se consideran variaciones horizontales de presión. La variable "gobemante" es, entonces, la temperatura, la cual va a determinar el empuje sobre la parcela y la cantidad de vapor que condensa.

La variación de temperatura que experimenta la parcela al ascender de una altura Z a otra $Z + \Delta Z$, se calcula en cuatro etapas, siendo T_0 la temperatura de partida y T_1, T_2, T_3 y T_4 los valores al final de cada una de éstas, que corresponden a:

2.2.1 Ascenso adiabático. Se da aquí la fórmula que se aplica al caso en que coexisten en la parcela las tres fases del agua, obtenida según Saunders (1957):

$$\Delta T_1 = T_1 - T_0 = \frac{-g \Delta Z \left(1 + \frac{L q_s}{R_a T_0}\right) \frac{T_0}{(1 + 0.61 q_e) \cdot T_0}}{C_p' + \frac{q_s L^2}{R_v T_0^2} + q_s \left(\frac{dL}{dT} - \frac{L}{T}\right)}$$

donde g es la aceleración de la gravedad; R_a y R_v son las constantes de los gases aire seco y vapor; T_0 y q_e son la temperatura y relación de mezcla en el entorno. L es un promedio entre el calor de vaporización y el de sublimación, pesado según α y β , fracciones presentes de agua y de hielo respectivamente; q_s es la relación de mezcla de saturación a la temperatura de la nube, y se calcula usando e_s (la presión de vapor de saturación), como un promedio entre las presiones de vapor de saturación sobre agua y sobre hielo (e_{sw} y e_{si}), de modo que: $e_s = \alpha e_{sw} + \beta e_{si}$

Finalmente, C_p' está relacionado con los calores específicos del aire seco y del vapor (C_{pa} y C_{pv}) y con los del agua y del hielo (C_w y C_i) de la manera siguiente:

$$C_p' = C_{pa} + q_e \beta C_{pv} + (Q_w + q_s \alpha) C_w + Q_i - C_i$$

donde Q_w y Q_i son las relaciones de mezcla de agua y de hielo.

2.2.2 Mezcla con el entorno. Debido al aire que se incorpora a la parcela por mezcla turbulenta, su temperatura y humedad descienden. Los valores alcanzados se calculan utilizando las fórmulas aproximadas de mezcla horizontal:

$$T_2 = \frac{T_1 + T_e \frac{\Delta Z}{L}}{1 + \frac{\Delta Z}{L}} \quad \text{y} \quad q_2 = \frac{q_1 + q_e \frac{\Delta Z}{L}}{1 + \frac{\Delta Z}{L}}$$

2.2.3 Resaturación. Al descender la humedad por debajo del valor de saturación ocasiona que parte del agua evapore y la restaure, lo cual produce un nuevo cambio de temperatura en la parcela:

$$\Delta T_3 = T_3 - T_2 = \frac{L (q_{s3} - q_2)}{C_p' \left(1 - \frac{q_2}{C_p'} \left(\frac{L}{T_2} - \frac{dL}{dT} \right) \right)}$$

donde q_{s3} es la relación de mezcla de saturación a la temperatura T_3 .

Para la 1ª y 2ª etapa los cálculos se realizan explícitamente, utilizando para los miembros de la derecha los valores de las variables obtenidas en la etapa anterior. La ecuación de la tercera etapa es resuelta numéricamente usando el método de Newton-Raphson.

2.2.4 Congelamiento. La variación de temperatura debida a este proceso se calcula después de conocer la masa de agua que congelará. Suponiendo la temperatura uniforme en la parcela y si ΔQ_w es la masa de agua que va a congelar (por unidad de masa de aire), es:

$$\Delta T_4 = T_4 - T_3 = \frac{\Delta Q_w \left(L_f + L_s \frac{\epsilon (e_w - e_i)}{p (Q_w + Q_i)} \right)}{C_{pd} + q_s \cdot C_{pv} + (Q_w - \Delta Q_w) C_w + (Q_i + \Delta Q_w) C_i + \frac{L_s \epsilon T_e}{p R_v T^2}}$$

donde L_f y L_s son los calores específicos de fusión y sublimación y

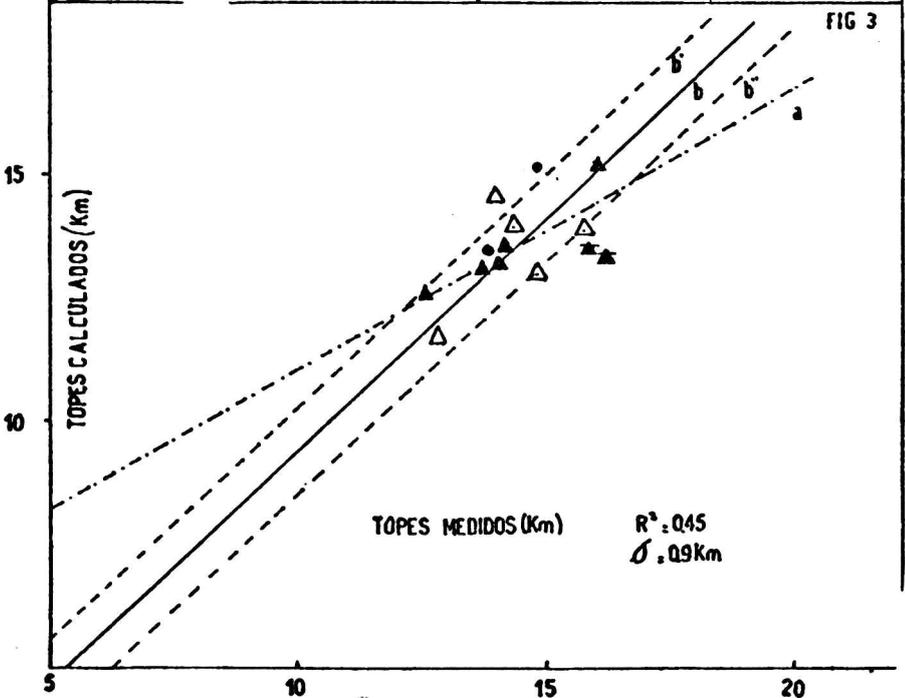
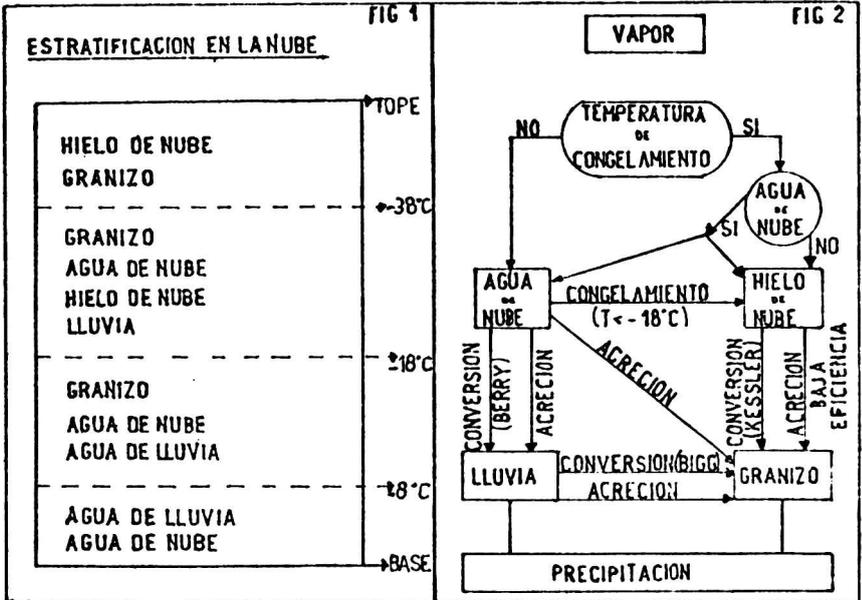
$$\bar{L}_e = \alpha L_v \cdot e_w + L_s \cdot e_i \beta - \frac{\Delta Q_w}{(Q_w + Q_i)} (L_v \cdot e_w - L_s \cdot e_i)$$

2.3 Balance de humedad y microfísica.

Cuando la parcela asciende, el vapor condensa. Al comienzo se forman gotas muy pequeñas y se llegará hasta la formación de precipitación líquida y sólida mediante distintos procesos.

Durante la simulación de estos procesos el agua condensada se reparte en cuatro categorías: agua de nube (gotas muy pequeñas, con velocidad de caída pequeña o nula); agua de lluvia (gotas más grandes, cuya distribución en tamaños, se supone, sigue la ley de Marshall y Palmer); hielo de nube (cristales muy pequeños) y granizo (su distribución de tamaños sigue una ley similar a la recién mencionada).

En la Figura 1, pueden verse, esquemáticamente, las zonas en las que están presentes las categorías mencionadas.



La formación de lluvia, a partir del agua de nube se simula con la fórmula de Berry (1968) a partir de los resultados que obtuvo al resolver numéricamente la ecuación cinética de coalescencia. El granizo comienza a formarse a los -8°C , por el congelamiento de gotas de lluvia. El proceso se reproduce según una fórmula derivada por Wisner y otros, (1972), siguiendo una ecuación propuesta por Bigg (1953). También se considera su formación a partir del crecimiento de pequeños cristales; numéricamente se utiliza la parametrización de Kesler (1969).

Las gotas de lluvia crecen por acreción de agua de nube y el granizo por acreción de agua de nube, gotas de lluvia y cristallitos. Estos procesos están simulados por fórmulas cinemáticas que consideran el "barrido" que realizan gotas y granizos al caer colectando las gotas más lentas. El parámetro regulador es la "eficiencia de colección". El hielo de nube se forma a partir del congelamiento del agua de nube cuando la temperatura alcanza la temperatura de congelamiento $T_c = -18^{\circ}\text{C}$. La fracción que congela varía en forma exponencial con la diferencia entre T_c y T . El congelamiento se produce entonces en forma gradual al principio y muy rápido cuando la temperatura alcanza los -38°C , en que se completa. Los cálculos de estos procesos, utilizan las fórmulas de Hirsch (1971) que también pueden verse en Ghidella y Saluzzi (1979).

2.4 Dinámica.

Aplicando a la parcela la segunda ley de movimiento se obtiene:

$$\frac{1}{2} \frac{dw^2}{dz} = g \left(\frac{\rho_e - \rho}{\rho} - Q \right) - \frac{1}{2} w^2$$

donde w es la velocidad de la corriente ascendente; g es la aceleración de la gravedad; ρ es la densidad del aire en el entorno y Q es el agua total (sólida y líquida, por unidad de masa de aire) en la parcela. Los términos de la derecha representan: el empuje (diferencia de densidades), la influencia del peso del agua y el efecto del "entrainment". Esta ecuación se resuelve numéricamente para cada nivel, obteniéndose el correspondiente W y cuando se llega a $W = 0$ se considera el nivel alcanzado como el de tope de la nube.

2.5 Precipitación.

Es evidente que a medida que las hidrometeoros (sólidos y líquidos) crecen, va aumentando la velocidad de caída con respecto a la corriente ascendente, hasta que deberían caer como

precipitación. Sin duda esta caída no puede simularse en un modelo unidimensional y estacionario. Para completar la descripción de la nube, evitando una acumulación irreal de hidrometeoros en las capas altas, lo que se hace es quitarle a la parcela los más veloces, suponiendo que caen fuera de la corriente ascendente. El criterio que se utiliza es suprimir aquellos que tienen velocidad de caída con respecto a la tierra. Se plantea el problema de cómo estimar la precipitación que llega al suelo. Para hacerlo se dispone de dos procedimientos, aunque ninguno de ellos logra ajustarse a los datos reales; uno (Hirsch, 1971) calcula la precipitación acumulada en tierra sumando, a la que se desprende en el ascenso, todo el contenido de agua y granizo de la nube (subestima el máximo registro de precipitación medido sin discriminar entre lluvia y granizo); el otro utiliza la precipitación desprendida en cada paso del ascenso de la parcela y el lapso correspondiente a ese paso, y así, en forma gruesa, se pueden calcular la intensidad máxima de lluvia y de granizo y luego la precipitación acumulada (sobrestima las medidas reales en el caso del granizo y las subestima para la lluvia). Por lo tanto, el uso que puede hacerse de ambos resultados es relativo y sólo la deben considerarse estimadores.

3. USO DEL MODELO

3.1 Modificaciones.

La descripción anterior corresponde al modelo tal como se encuentra en la actualidad. Las modificaciones introducidas son sucintamente las siguientes: la termodinámica ha sido replanteada y modificada, sobre todo en lo que se refiere al ascenso adiabático y al congelamiento; ha sido cambiado el mecanismo de caída de la precipitación; el esquema de congelamiento de gotas de nube se modificó para cubrir un rango de 20°C y se cambió de lineal a exponencial (Hirsch, 1976).

3.2 Salida gráfica

A la salida del programa de computadora se obtienen los valores, en función de la altura, de las variables calculadas. Las principales son: velocidad de ascenso, temperatura en la nube, relaciones de mezcla del vapor y del agua en cada una de sus cuatro categorías y factor de reflectividad del radar. Además aparecen graficados los perfiles de estas variables en función de la altura (Ghidella y otras, 1978). Finalmente en una tabla resumen figuran la velocidad máxima de la corriente ascendente y las relaciones de mezcla máximas para las cuatro categorías del agua y el máximo valor de la suma de las cuatro (llamado agua total). Cada uno de estos

resultados sale acompañado de la altura del nivel en el cual ocurren y de la temperatura en nube que les corresponde.

3.3 Aplicabilidad.

3.3.1 Inicialización. El modelo necesita, como datos iniciales, la presión, temperatura y humedad relativa en el entorno de la nube, los cuales se obtienen del radiosondeo previo más próximo a la hora de tormenta. También se necesitan los valores de altura (o presión), temperatura, radio de la corriente ascendente y velocidad de ascenso del aire en el nivel de la base de la nube. Para obtenerlos se considera una parcela que asciende adiabáticamente desde superficie, su temperatura, al inicio, es igual a la máxima del día y su relación de mezcla se obtiene promediando, en los primeros 1000 m. el contenido de humedad que da el radiosondeo. Cuando esta parcela se satura, la temperatura y altura alcanzadas se toman como las de la base de la nube. La velocidad de ascenso, en este nivel, debe entrar como un parámetro para el que se toma el valor conocido de 4 m/seg. Lo mismo pasa con el radio de la corriente ascendente que se fijó en 4,5 km. Se necesitan, asimismo, los valores de los parámetros relacionados con la microfísica. Para el valor de A (parámetro de la mezcla turbulenta) se usa 0.15; para la eficiencia de colección, en el caso de acreción de cristallitos por el granizo, 0.05 y en la fórmula de conversión de gotas en granizo se ha introducido un factor 0.1 que reduce la velocidad de conversión.

3.3.2 Importancia del nivel de la base. Los valores de humedad y temperatura en la base juegan un papel determinante en el desarrollo de la nube formada por el modelo y el método descrito para hallarlos es algo rígido. Por eso, se decidió introducir cierta versatilidad. Así, cuando la parcela se detiene (se frena) antes de haberse elevado 1000 m por sobre la base, los cálculos se reinician aumentando la velocidad inicial de ascenso en 1 m/seg, con una cota de 12 m/seg.. Así se puede conocer la magnitud de la perturbación inicial necesaria para vencer el freno poniéndose en evidencia el grado de dificultad existente para que se produzca el desarrollo convectivo. El otro aspecto tenido en cuenta está relacionado con la humedad en los primeros 1000 m de la atmósfera.. El programa tiene la opción de repetir los cálculos con dos nuevas determinaciones de la base de la nube: la primera con un corrimiento en 2°C sobre su-

perficie, de la curva de relación de mezcla determinante y la segunda con un corrimiento en 4°C .

4. RESULTADOS.

4.1 Los elementos de comparación.

Los resultados presentados aquí corresponden a la aplicación del modelo a 65 tormentas cuya precipitación es conocida dentro de los límites de la meso red instalada en la zona en estudio. Se clasificó las tormentas en base al tipo e intensidad de la precipitación observada.

La clasificación y simbología en las figuras son las siguientes:

- ▲ Tormenta granicera muy intensa. $\beta > 4,5 \text{ cm.}$
- ▲ Tormenta granicera intensa. $3 \text{ cm.} \leq \beta < 4,5 \text{ cm.}$
- ▲ Tormenta granicera mediana. $1,5 \text{ cm.} \leq \beta < 3 \text{ cm.}$
- ▲ Tormenta granicera débil. $\beta < 1,5 \text{ cm.}$
- Lluvia intensa. Registro máximo de precipitación acumulada $> 20 \text{ mm.}$
- Lluvia débil. Registro máximo de precipitación acumulada $< 20 \text{ mm.}$
- Sin Registro de precipitación.
- ∅ Mayor diámetro registrado de granizo.

4.1.1 Los topes. Se consideran primero los topes calculados con el modelo, ya que pueden compararse con los medidos para las tormentas que fueron observadas con radar. En la figura 3 aparecen graficados unos en función de los otros. La mayor subestimación observada llegó a los 2,5 km. Sin embargo los resultados son aceptables recordando que no se cuenta con observaciones de nivel de la base de nube.

4.1.2 Nomogramas auxiliares.

Los estimadores de precipitación disponibles ya se ha visto que no son buenos. Se trató entonces de obtener información indirecta sobre precipitación, mediante el recurso de utilizar los valores obtenidos para ciertas variables relacionándolos con la precipitación conocida.

Se muestran algunos de los nomogramas logrados. Mayores detalles sobre su construcción y justificación pueden verse en Ghidella y Saluzzi, 1979.

4.1.3 Uso operativo. Con ayuda de los nomogramas (Figuras 3, 4, 5) y su discusión, el modelo es usado como recurso objetivo de pronóstico de la convección severa en la zona de operaciones del Programa Nacional de Lucha Antigranizo. Los resultados obtenidos son satisfactorios. Se da cuenta de los mismos en el informe de la campaña 1978-1979 del Progr. Nac. de Lucha An-

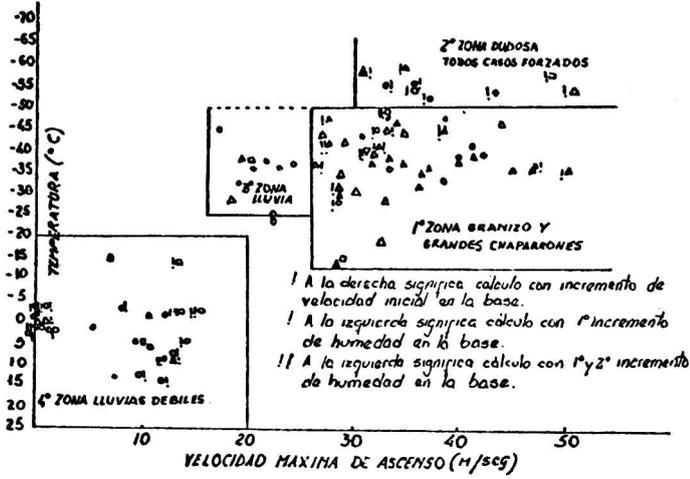


FIG 4

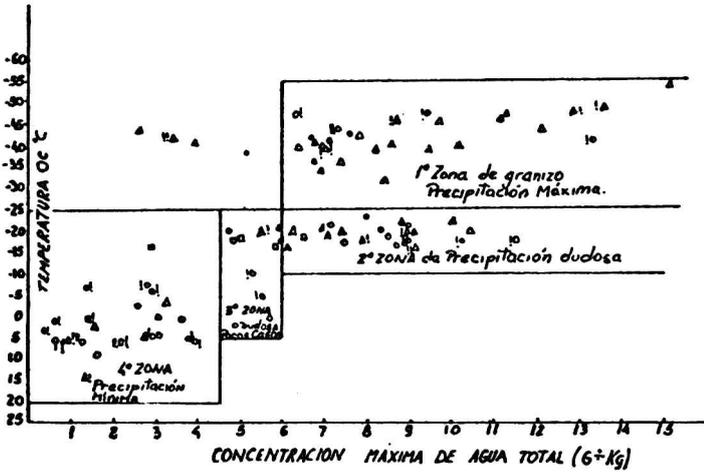


FIG. 5

figurizo (CNIE).

5. CONCLUSIONES

De lo visto y de los resultados logrados al aplicar el modelo con miras a pronosticar la convección severa en la zona de influencia del radiasondeo inicial es posible deducir que, a pesar de la limitación ocasionada por la independencia temporal y por el hecho de que algunos de los procesos que sin duda ocurren en las grandes nubes no han sido modelados, no obstante:

a) el tratamiento numérico ha conseguido objetivar de manera muy aceptable, aunque simple, el desarrollo de las nubes convectivas; b) el retrato numérico lagrangiano permite el seguimiento gradual de todo el proceso y los resultados conseguidos parecen estar aceptablemente cercanos a la realidad.

BIBLIOGRAFIA

- Berry, E.X., 1968: Modification of the warm rain process; volumen de la First Conference on Weather Modification, Albany, E.U.A.
- Bigg, E.K., 1953: The formation of atmospheric ice crystals by the freezing of droplets; Quarterly Journal of the R.M.S., 510-519.
- Ghidella, M.E., Pérez, L.V., Saluzzi, M.E., 1978: El comportamiento de algunos parámetros de los radioecos...; volumen de las Jornadas "El desarrollo de la Meteorología en la Argentina", Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, U.B.A., Buenos Aires, 4-5 mayo, 1978.
- Ghidella, M.E., Saluzzi, M.E., 1979: Estudio de un modelo numérico de nube convectiva para adecuar sus resultados, comparando con los casos reales de convección severa; Publicaciones CNIE.
- Hinch, J.H., 1971: Computer modelling of cumulus clouds during project Cloud Catcher; Report 71-7, South Dakota School of Mines and Technology.
- Hinch, J.H., 1976: Users manual for IAS program CLD, Bulletin 76-5, South Dakota School of Mines and Technology.
- Kessler, E., 1969: On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations; Meteor. Monogr., 10, Nro. 32, 1969.
- Winer, C., Orville, H.D., Myers, C., 1972: A numerical model of a hailbearing cloud; J. Atmos. Sci., 29, 1160-1181.
