GEOACTA,vol.11,n.1 (octubre de 1981) pag 65 a 78

VELOCIDAD DE DESPLAZAMIENTO DE SISTEMAS CONVECTIVOS EN MENDOZA

Matilde Nicolini
Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales
Programa Nacional de Lucha Antigranizo
San Miguel, Provincia de Buenos Aires
República Argentina

RESUMEN

En este trabajo se aplica un modelo no lineal, estacionario y bidimensional de convección en cumulonimbus, desarrollado por Moncrieff y Green (1972), a las condiciones no porturbadas previas a tormentas convectivas en el norte de Mendoza. Se comparan las velocidades de propagación pronostivadas (V_p) mediante el modelo con los valores obtenidos a partir de la información de ecos de tormentas observados con un radar EPS-18. Se obtiene que el modelo sobreestima las velocidades de propagación de las tormentas y que la ecuación de regresión lineal está dada por V (m/seg) = 0.5 V_p (m/seg) + 2.0

ABSTRACT

A non-linear, steady and two-dimensional model of cumulonimbus convection, developed by Moncrieff and Green (1972), is applied to undisturbed prestorm conditions in northern Mendoza.

The predicted propagation speeds of severe convective storms estimated by the theory are compared with the values obtained from the PPI FPS-18 radar observations. The cases analysed lead to speeds that overestimate the real values and the linear regression equatios is given by V(m/seg)=0.5V_p(m/seg)+2.0.

INTRODUCCION

Una acción de siembra de nubes potencialmente graniceras requiere el conocimiento del desplazamiento de las celdas convectivas que se generan o se aproximan al área experimental. Por ello se ha visto la necesidad de estudiar el movimiento de las celdas convectivas en la zona norte de Mendoza en relación con los vientos en el entorno. Se han analizado con ese fin las tormentas filmadas en el período octubre 1976-marzo 1977 con un radar FPS-18 y la información aerológica de la estación Plumerillo. Por otra parte se aplica una teoría de convección a las condiciones no perturbadas, previas a las mismas tormentas

convectivas analizadas , que proporciona una expresión para sus velocidades de desplazamiento. La comparación de los datos observacionales con los teóricos permite obtener un método de pronóstico útil de velocidades medias para las celdas individuales conocida su dirección de desplazamiento, la magnitud de la cortante vertical media del viento en la nube, la altura de la escala convectiva y la energía potencial disponible del flujo.

2. ANTECEDENTES

Al consultar los antecedentes sobre el tema se encuentra una variedad de trabajos que se inician en el año 1942 (Byers) . En los primeros,(como el de Brooks,1946), los ecos estudiados eran más bien aislados, sin propagación discreta organizada y de pequeña extensión. Su movimiento estaba fuertemente correlacionado con los vientos medios en espesores determinados o con los vientos en niveles llamados"conducentes". Un análisis en una mayor escala temporal y espacial reveló la complejidad y los rápidos cambios en morfología de las configuraciones encontradas desalentando la búsqueda de las respectivas correlaciones con el entorno. Cuando se logra filtrar los detalles,tal como hicieron Newton y Katz, (1958),en tormentas de gran extensión,utilizando registros pluviométricos horarios se encontró una desviación sistemática de los sistemas en dirección respecto del viento medio (en, por ejemplo, el espesor 700-500 mb) hacia la dirección del vector cortante vertical del viento. El giro direccional del viento en el entorno de estas grandes nubes estaría acompañado por un efecto de propagación de la tormenta hacia la dirección del flujo relativo que ingresa a la misma en capas bajas.

Posteriormente,se elaboraron teorías y modelos observacionales que intentan explicar, a través de distintos argumentos, al menos cualitativamente, esta desviación en el desplazamiento de los sistemas convectivos respecto del entorno (Newton y Newton, 1959),(Fujita y Grandoso,1968)y (Raymond,1975).

Moncrieff(1978), identificó dos regímenes distintos de desplazamiento y de la estructura del flujo relativo en un sistema convectivo que ejemplifican dos extremos de convección severa y persistente. El primero sería el de una tormenta que se desplaza con la velocidad del flujo en un nivel dado o"régimen conducente"que podría ejemplificarse con el modelo observacional bidimensional presentado en Browning y Ludlam (1962). El segundo sería el descripto por Browning (1968), en el cual la tormenta se mueve relativamente al flujo en gran escala en todos los niveles, llamado por Moncrieff "régimen propagante" presentando el flujo características tridimensionales. En ambos casos se busca un mecanismo que explique la persistencia de una circulación con una rama ascendente y otra des

cendente durante períodos de más de una hora. Ambas configuraciones permiten que la precipitación afecte primordialmente a la descendente. Son por lo tanto similares en cuanto a las características estacionarias, por lo menos durante el tiempo que puede permanecer una parcela en el sistema y recorrerlo. Difieren, sin embargo, tanto en la estructura del flujo relativo como en la velocidad de desplazamiento de la tormenta resultante. Se encuentra (Moncrieff y Miller,1976) que en latitudes medias las velocidades de desplazamiento se acercan más a los valores obtenidos con un modelo bidimensional.Esto es así,preferentemente cuando el giro direccional del viento es débil aunque la cortante en velocidad es intensa y la tormenta resultante es severa y de regular o gran extensión. En latitudes tropicales, donde la cortante vertical del viento es débil, el régimen convectivo responde más al de tipo "propagante" con características tridimensionales.

Estos antecedentes y la ubicación de la zona norte de Mendoza conducen a considerar al "régimen conducente" como más representativo de las características de la convección severa en dicha región.

3.METODOLOGIA EMPLEADA

El análisis de la información de radar, que abarca 51 celdas, consistió en determinar las trayectorias de los baricentros de las mismas en su contorno externo de reflectividad en los sucesivos cortes cuasi-horizontales (PPI) realizados durante la historia filmada de cada celda. Todos los días incluídos en la muestra presentaron convección severa aun cuando no todas las celdas precipitaron granizo de diámetro mayor que 2.0 cm, de acuerdo a los tamaños obtenidos a partir de la mesored de medidores de impacto instalada en el área. Algunas celdas alcanzaron un grado muy fuerte de severidad, como la celda C del 22-12-1976 que dió lugar a una traza de granizo en superficie extensa e intensa con diámetros de granizo superiores a 5.0 cm (Nicolini y Norte,1979).

Con mayor frecuencia la tormenta correspondió al tipo multicelular,integrado por celdas individuales que se desarrollan y disipan aún cuando el conjunto puede ser interpretado como estacionario cuando presenta una gran organización. Con menor frecuencia se presentaron tormentas con características supercelulares. El comportamiento de ambos tipos celulares y las condiciones ambientales previas a las tormentas han sido analizadas en otros trabajos (Nicolini y Norte, 1979; Nicolini,1979; Nicolini y Norte,1980).

Como primer paso en la determinación de un método de pronóstico de movimiento de celdas se ha intentado estimar el error que se comete al utilizar la dirección del vector viento medio en determinados espesores en la troposfera que han sido evaluados en otras zonas convectivas por distintos autores.

Met. Pron. Θ_p / Error	$\hat{\vec{v}}_{500\ mb}$	$\hat{\vec{v}}$ Método Colquhoun	$\hat{\vec{v}}$ sup-tope	$\hat{\vec{v}}$ sup-450 mb	$\hat{\vec{v}}$ base-tope	$\hat{\vec{v}}$ 700-500 mb	$\Delta\hat{\vec{v}}$
$RMSE_\Theta$ (grado)	44.5	53.75	34.1	44.3	35.4	59.5	31.8
$\bar{e}_\Theta$ (grado)	36.4	39.6	27.8	33.6	28.8	42.9	25.6

Met. Pron. v_p / Error	$\frac{v_{500}}{2}$	$\lvert\vec{v}\rvert$ Método Colquhoun	$\lvert\bar{\vec{v}}_{sup-tope}\rvert$	$\lvert\bar{\vec{v}}_{sup-450\ mb}\rvert$	$\lvert\bar{\vec{v}}_{700-500\ mb}\rvert$	$\lvert\bar{\vec{v}}_{base-tope}\rvert$	$v_{M.\ y\ G.}$ $\Theta_p \equiv \hat{\vec{v}}_{base-tope}$	$v_{M.\ y\ G.}$ $\Theta_p \equiv \Delta\hat{\vec{v}}$	$v_{M.\ y\ G.}$ $\Theta_p \equiv \Theta$ REAL
$RMSE_v$ ($m\ seg^{-1}$)	3.0	6.2	4.5	5.7	4.9	6.5	7.5	7.5	5.8
$\bar{e}_v$ ($m\ seg^{-1}$)	2.35	5.5	3.8	5.0	4.2	5.9	6.95	6.9	5.0

$$RMSE_x = \sqrt{\sum_{i=1}^{N} (x_{oi} - x_{pi})^2 / N} \qquad \bar{e}_x = \sum_{i=1}^{N} |x_{oi} - x_{pi}| / N$$

N = 51 celdas $\quad \sigma_{v_o} = 3.0\ m\ seg^{-1} \quad \sigma_{\Theta_o} = 37°$ $\quad \hat{\vec{v}}$ = versor en la dirección del vector $\vec{v}$

Tabla 1: Errores obtenidos en los valores de dirección y velocidad utilizando distintos métodos.

En la Tabla 1 se presentan los errores cuadráticos medios (RMSE) y los absolutos medios ($\bar{e}$) de las direcciones. Se incluye el error al aplicar el método propuesto por Colquhoun (1975), quien en rigor determina la dirección y velocidad de la tormenta que aseguren una máxima velocidad de transporte de masa en el sistema ascendente-descendente para el caso particular de tormentas estacionarias en su etapa de máxima intensidad. Se obtiene que la dirección del vector cortante vertical del viento en la capa de nube ($\Delta\vec{v}$) minimiza el error, siendo RMSE en este caso menor que la desviación estandar(σ_{θ_0}) de las direcciones observadas. Asimismo se intentó correlacionar las direcciones reales con las obtenidas por los métodos mencionados, obteniéndose resultados desalentadores. El coeficiente de correlación lineal más elevado correspondió a $\Delta\vec{v}$ con un valor de 0.62. Todo lo anterior se detalla en Nicolini, 1981 (a publicar en la C.N.I.E.).

El análisis anterior y la variabilidad en la dirección en un mismo día de tormenta, motivó, en un primer paso, encontrar un método de pronóstico de velocidades que permita determinar una velocidad media dada una dirección inicial de desplazamiento.

Los $RMSE_v$ resultantes de aplicar directamente los distintos métodos, que figuran en la Tabla 1, son mayores o comparables con el valor de $\bar{v}_{vo}$. El objetivo entonces es utilizar un método que si bien puede conducir a errores grandes al ser aplicado directamente permita obtener por un lado una buena correlación entre los valores observados y los pronosticados y por otro una curva de regresión útil a los fines de pronóstico del desplazamiento de las celdas convectivas en el área. Su elección resulta de una comparación de la correlación existente entre los valores de velocidad pronosticados y observados por los distintos métodos. En la Tabla 1 se muestra en las últimas tres columnas los errores en la velocidad resultantes de aplicar directamente el método propuesto por Moncrieff y Green (1972), que ha dado buenos resultados en latitudes medias, considerando la dirección del viento medio en el espesor base a tope de nube, del vector $\Delta\vec{v}$ y la dirección real de desplazamiento de la celda respectivamente.

Este método provee una expresión para determinar la velocidad de una tormenta bidimensional estacionaria en presencia de una cortante unidireccional y constante con la altura que responde al régimen denominado de "nivel conducente"

En la Fig.1 se ha esquematizado el flujo relativo a la tormenta propuesto en ese modelo. Se han trazado líneas de corriente que, dada la suposición de flujo estacionario, coinciden con trayectorias. El aire en la rama ascendente ingresa a la tormenta en una capa próxima a superficie desde una distancia en la cual el flujo horizontal no perturbado presenta una cortante vertical constante en intensidad. Después de precipitar en parte, abandona la tormenta horizontalmente en un nivel superior donde alcanza equilibrio hidrostático con el entorno.

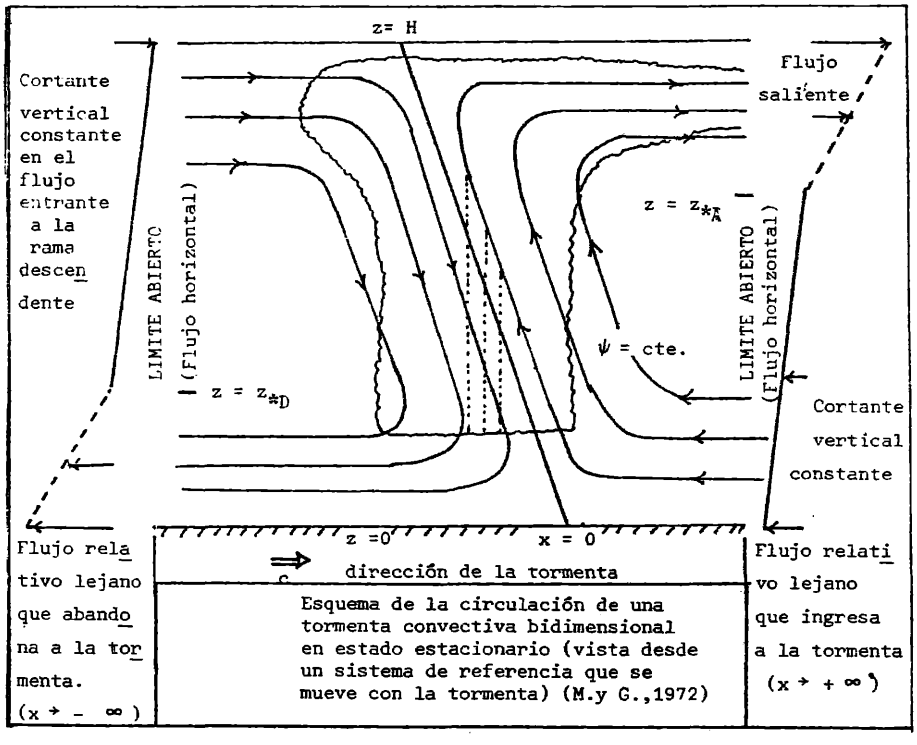

z= H
Cortante vertical constante en el flujo entrante a la rama descendente
LIMITE ABIERTO (Flujo horizontal)
z = z*D
Flujo saliente
z = z*A
LIMITE ABIERTO (Flujo horizontal)
ψ = cte.
Cortante vertical constante
Flujo relativo lejano que abandona a la tormenta. (x → - ∞)
z =0
x = 0
dirección de la tormenta
Flujo relativo lejano que ingresa a la tormenta (x → + ∞)
Esquema de la circulación de una tormenta convectiva bidimensional en estado estacionario (vista desde un sistema de referencia que se mueve con la tormenta) (M.y G.,1972)

Figura 1

Cuadro 1: Formulación del modelo de nube de Moncrieff y Green (1972)

SUPOSICIONES	ECUACIONES BASICAS
1. El flujo depende de dos dimensiones espaciales($\partial/\partial y=0$)	Fc. Termodinámica: $d\phi/dt = w\,\Gamma_s$ (1)
2. Estado estacionario respecto de un sistema de referencia que se desplaza con la velocidad del flujo no perturbado u_0 en el nivel conducente z_* que coincide con la velocidad de la tormenta c.	Ec. de vort. $d\eta_y/dt + \eta_y \nabla.\vec{v} + g\,\partial\phi/\partial x = 0$ (2)
3. Son válidas las aproximaciones de Boussinesq.	donde $\eta_y = \partial u/\partial z - \partial w/\partial x$; $\phi(x,z) = \ln\Theta = F(\psi,z)$
4. Términos viscosos $\ll$ Términos inerciales.	$\partial\psi/\partial z = \rho u$; $-\partial\psi/\partial x = \rho w$
5. Término de Coriolis se desprecia(escala tiempo$<f^{-1}\cong$3hs)	Transformando las coor $\phi_p - \int_{\psi}\Gamma_s\,dz = G_2(\psi)$ (3)
6. Estabilidad estática del estado básico $d\phi_0/dz = B = cte.$	denadas (x,z) a (ψ,z) $\eta_y/\rho - g\int_{z_0}^{z}(\partial F/\partial\psi)_z\,dz = G_1(\psi)$ (4)
7. $(\partial\phi/\partial z)_{parcela} = (\partial F/\partial z)_\psi = \Gamma_s = cte.$ con z	se encuentran las siguientes cantidades conservativas en una línea de corriente ψ.
8. $\eta_0 = du_0/dz = 2A = cte.$ con z en el flujo no perturbado $\therefore\ u_0(z_*) - u_0(z_0) = 2A(z_*-z_0)$	De (3) y (4) y de las suposiciones 6,7,8 y 9 resulta:
9. $\rho(z) = \rho_s \exp(-z/H_0)$ donde $\rho_s = cte.$ y H_0(altura de la escala de ρ)$=[-(\partial\rho_0/\partial z)/\rho_0]^{-1}$	$1/H_0\,\partial\psi/\partial z + \nabla^2\psi = 2A\left[1+R(z-z_0)/(z_*-z_0)\right]\rho_s \exp\left[1/H_0(z_0-2z)\right]$ (5)
10. El aire que ingresa en $z_0=z_0'=\Delta z$ (capa de mezcla)/ 2 es el mismo que emerge en el tope $z_1 = H$ $\psi(z_0=z_0') = \psi(z_1=H)$	Para fluído incompresible las soluciones analíticas para $x\to\infty$ son: $\psi(\infty,z_0) \sim 2A\rho_s(z_*-z_0)^2$; $\psi(\infty,z_1) \sim 2A\beta^2\rho_s(z_1-z_*)^2$ para $0 \leq z_0 \leq z_*$ y $z_* \leq z_1 \leq H$
11. Existe z_* tal que $c = u_0(z_*)$ $\therefore$ de 8. $c-u_0(z_0') = 2A(z_*-z_0')$	De 10. resulta $z_* = (H\beta + z_0')/(1+\beta)$ con $\beta(\beta-1) = R = g(\Gamma_s - B)/4A^2$
12. Para $\beta\geq 1$ y $z_0' = 500$ mgp se cumple $\beta/(\beta+1) > z_0'/H > z_0'/H(1+\beta)$	Para fluído compr. empíricamente se obtiene $z_{*comp} - z_{*incomp} \cong -0.11H^2/H_0$ $z_{*comp} \cong (H\beta+z_0')/(1+\beta) - 0.11H^2/H_0$ y de 11.y 12. resulta: $c \cong u_0(z_0') + \Delta U\left[(1+(1+4R)^{1/2})/(3+(1+4R)^{1/2}) - 0.11H/H_0 - z_0'/H\right]$ (6)

La rama descendente se origina en niveles medios y altos y al alcanzar la capa próxima a superficie abandona la tormenta horizontalmente. Este modelo permite obtener la altura del llamado "nivel conducente" z_* en la ascendente, donde el flujo relativo a la tormenta se anula, mediante la resolución de la ecuación de vorticidad.

En el Cuadro 1 se han sintetizado las suposiciones y las ecuaciones básicas más importantes del modelo donde θ es la temperatura potencial, Γ_s es el gradiente vertical de temperatura de una parcela que sigue un proceso de enfriamiento pseudo-adiabático y w es la componente vertical del movimiento. La ecuación (5) ha sido expresada en función del número adimensional R que se relaciona con la energía potencial disponible ΔE definida por la expresión:

$$\Delta E(z_0) = \int_{z_0}^{z_1} g \{ F(\psi , z-z_0) - \phi_0(z) \} \, dz$$

donde el subíndice 0 en ϕ_0 indica estado no perturbado, y con la variación de la componente del viento en la dirección de la tormenta entre el nivel de flujo entrante en la ascendente y el nivel de empuje nulo (denominada ΔU). Se puede demostrar que $R = \Delta E/(1/2\,\Delta U^2)$. La semejanza de R con el número de Richardson para este tipo de convección es aparente dado que $1/2\,\Delta U^2$ no se halla necesariamente disponible como energía cinética para el movimiento. Una vez obtenida la ecuación (6) para la velocidad de desplazamiento de la tormenta (c) se aplicó a los 51 casos de celdas filmadas en el área.

En la Fig. 2 se ha detallado el cálculo de la velocidad con un ejemplo (caracterizado por una cortante severa del viento de 6.0×10^{-3} a las 18 TMG), utilizando los datos aerológicos de la estación Plumerillo.

Para el cálculo de R en la ascendente ΔE ($z_0 = z_0'$) es la energía liberada por una parcela que se origina cerca de superficie y que asciende hasta abandonar la tormenta en el flujo saliente en capas altas y puede ser calculada a partir del área neta positiva en un diagrama termodinámico . En condiciones previas a una tormenta la capa de aproximadamente 1 Km de espesor próxima a superficie presenta valores elevados de θ_{ae} (temperatura potencial equivalente) disminuyendo este parámetro significativamente con la altura. Lo anterior indica que un elevado porcentaje de la energía potencial disponible en el núcleo de la ascendente está asociada con esta capa. Por lo tanto, para el cálculo de $\Delta E(z_0')$, realizado con un programa computacional que reproduce el proceso pseudoadiabático saturado tal como se simula en el emagrama, se ha calculado el θ_{ae} en los primeros 100 mb o lo que es equivalente se ha supuesto una capa de mezcla en el primer Km y un ascenso adiabático seco a partir del máximo calentamiento alcanzado previamente a la hora en que comienzan a observarse Cb o indicios de convección profunda en el área. Se asigna a z_0' la altura del nivel me

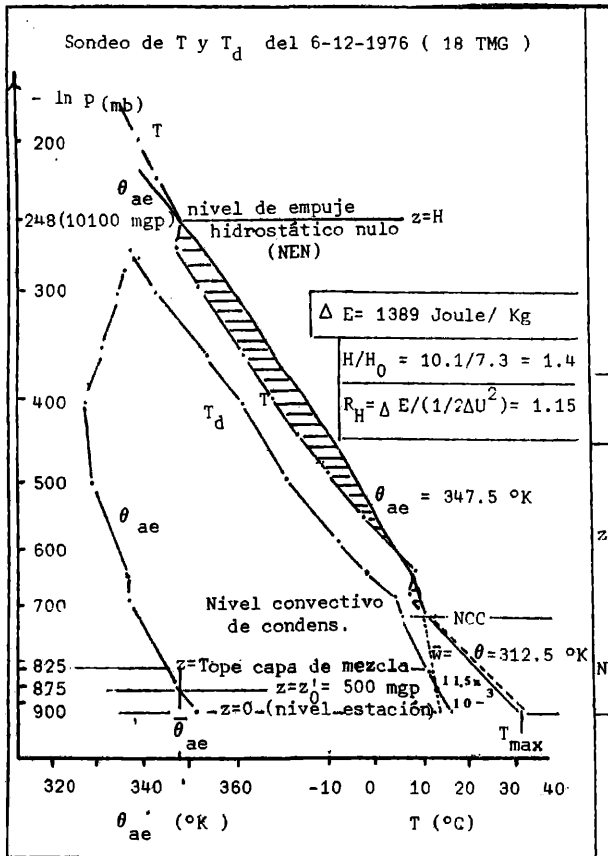
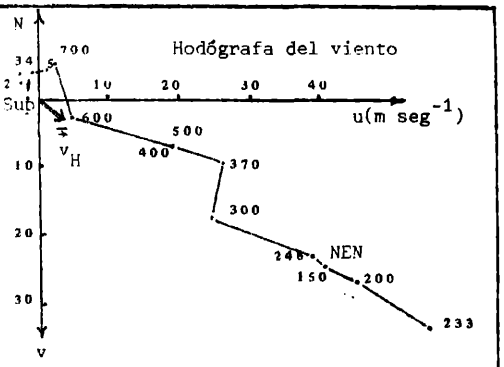


Figura 2 : Ejemplo de cálculo de c (eco H).



Presión i (mb)	Θ_i(°)	V_i (nudos)	$\Theta_H-\Theta_i$	u_{iH} (mseg^{-1})
925	090	4	144	-1.65
900	130	6	176	-3.05
z_0'=875	130	7	176	-3.56
850	135	8	171	-4.03
825	147	7	159	-3.33
.	.	.	.	.
NEN248	300	90	6	+45.64

$u_{iH}=0.51V_i\cos(\Theta_H-\Theta_i)$

$u_o(z_o')= \sum_{i=Sup}^{825} u_{iH}/5 = -3.12$ m seg^{-1}

$\Delta U = u_{NEN}-u_{875}$ = 49.2 m seg^{-1}

$c=u_o(z_o') + \Delta U\,[\,((1+(1+4R_H)^{1/2})/(3+(1+4R_H)^{1/2}) - 0.11H/H_0 - z_0'/H] =$

= 17.9 m seg^{-1}.

$|\bar{v}|_H$ = 9 m seg^{-1} $\quad \Theta_H$ = 305 ° (eco H)

dio de la capa de mezcla, es decir 500 m.g.p.y a H la altura de la intersección de la adiabática pseudo saturada con el perfil de temperatura no perturbado.

Es importante destacar que el valor de ΔE obtenido difiere del real en la atmósfera en cuanto no se considera ni la liberación de calor latente de fusión ni la retención de vapor condensado, efectos que si bien se oponen no necesariamente se compensan. Tampoco se ha tenido en cuenta el efecto de mezcla con el entorno más seco que será menor al considerar en particular el núcleo de la ascendente. De lo anterior resulta una tendencia a sobreestimar tanto el nivel de empuje nulo H como el valor de ΔE.

Para el cálculo de ΔU dado que el modelo es bidimensional mientras que el movimiento en la atmósfera es tridimensional, se calcularon las componentes del viento u_i paralelas a la dirección de desplazamiento de la tormenta (C).

4.RESULTADOS

En la Fig. 3 se muestra el diagrama de dispersión de los valores teóricos obtenidos a partir del modelo respecto de los valores observados.Se resumen a continuación los resultados más significativos.

- Se observa que el valor de la pendiente de la recta de regresión es menor que 1 indicando que los valores pronosticados sobreestiman los valores reales y que este efecto no es constante en el rango de velocidades observado.
- El valor del coeficiente de correlación (ρ= 0.76) es aceptable y la dispersión de los valores observados respecto de las ordenadas de la recta (σ= 1.9 m seg^{-1}) indica una reducción de 36.7 % respecto de $\sigma_{vobserv.}$ = 3.0 m seg^{-1} .
- Los valores que más se alejan de la recta de regresión en el rango de movimientos lentos, coinciden ya sea con celdas que resultan de la fusión de otras o bien con celdas pequeñas próximas a celdas dominantes que terminan por fusionarse con éstas últimas o bien celdas de poca intensidad.
- Se observa que en un caso de bifurcación de celdas la teoría reproduce bastante bien el movimiento de la más intensa y duradera. Sin embargo este método debería aplicarse a más casos de bifurcación de celdas antes de arribar a conclusiones definitivas.
- Cuando se consideran sólo los casos de cortante vertical intensa, situaciones en las cuales las condiciones reales son más semejantes a las suposiciones del modelo, representados por los puntos inferiores en el diagrama de dispersión, la pendiente de la recta se aproxima más a 1.
- Se observa un acuerdo entre valores teóricos y observacionales en el sentido de un aumento en los mismos al aumentar la cortante vertical en el entorno.
- Si se tiene en cuenta que el nivel H de empuje nulo en la ascendente a menudo coincide con un nivel de fuerte cortante del viento, errores en la determina

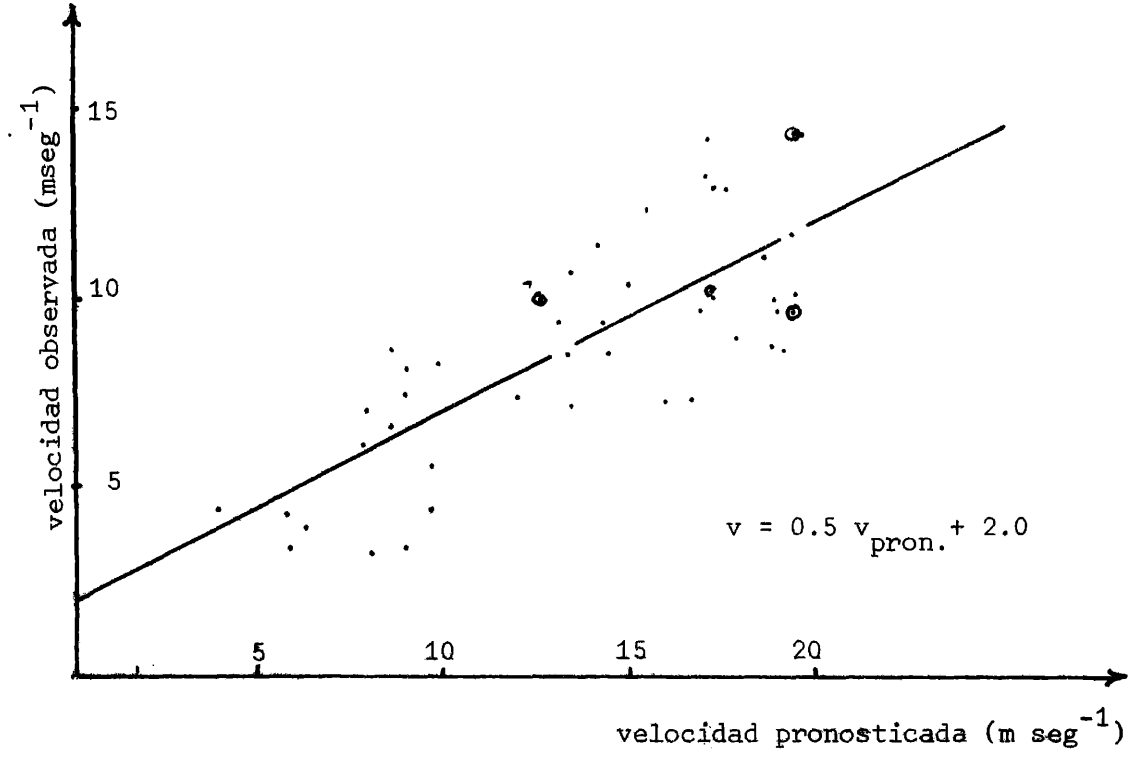


Figura 3 : Diagrama de dispersión de las velocidades observadas respecto de las pronosticadas y recta de regresión(cuadrados mínimos)

Met. Pron. / Param.	$\frac{\vec{v}_{500}}{2}$	Método Colquhoun	$\vec{v}$ sup-tope	$\vec{v}$ sup-450 mb	$\vec{v}$ base-tope	$\vec{v}$ 700-500 mb	V M.G. $\Theta \equiv \hat{\vec{v}}$ base-tope	V M.G. $\Theta \equiv \Delta \hat{\vec{v}}$	V M.G. $\Theta \equiv \Theta$ REAL
ρ	0.54	0.20	0.57	0.23	0.43	0.11	0.58	0.58	0.76
a	0.56	0.54	0.55	0.54	0.58	0.14	0.51	0.51	0.50
b	4.64	7.07	2.1	6.8	0.41	8.2	0.75	0.62	2.0
σ	2.5	2.9	2.43	2.88	2.67	2.94	2.41	2.41	1.9
$\bar{v}_{pron.}$	7.7	3.4	12.4	4.	14.8	5.5	15.8	15.8	13.95

$v = a\, v_{pron.} + b$

N° casos = 51

$\bar{v}_{observada} = 8.9$ m seg^{-1}

$\sigma_{observada} = 3.0$ m seg^{-1}

$$\sigma = \sqrt{\Sigma (v_i - v_{oi})^2 / N}$$

$$\rho^2 = \frac{\sigma^2_{vob} - \sigma^2}{\sigma^2_{vob}}$$

Tabla 2. Verificación de los distintos métodos de pronóstico utilizados, coeficientes de regresión lineal.

ción de este nivel pueden resultar en errores considerables en la determinación de ΔU. En particular, si existe una tendencia a sobreestimar el valor de H, lo cual se explicó anteriormente en el texto, resulta una tendencia a sobreestimar ΔU y por lo tanto el valor de velocidad pronosticada. Dado que las velocidades pronosticadas son mayores en estos casos de fuerte cortante del viento el error en el valor de $v_{pron.}$ debido al error en ΔU será mayor en este rango de velocidades. Es posible que este efecto provoque una sobreestimación de la velocidad pronosticada por este método, visible en la recta de regresión ajustada por cuadrados mínimos (Fig. 3).

-Se ha confeccionado la Tabla 2 con el fin de comparar los resultados obtenidos al efectuarse un análisis de regresión lineal con las velocidades pronosticadas por los distintos métodos utilizados. Se encuentra que el método teórico de Moncrieff y Green proporciona el valor más elevado del coeficiente de correlación ρ y el más reducido de σ. A partir de los valores de estos parámetros se ha considerado que dicho método permite obtener mejores resultados. Esto último no se verifica cuando en lugar de considerar la dirección de desplazamiento de las celdas se recurre a la del $\vec{v}_{base-tope}$ o la del $\vec{\Delta v}$.

Interesa señalar que, dado que la evaluación de la velocidad por este método es más laboriosa que la correspondiente a otros métodos más simples, se sugiere de acuerdo a los valores de la Tabla 2, el uso de $\vec{v}_{sup-tope}$ o bien $\vec{v}_{500}/2$ cuando sólo se requiere una primera aproximación al problema.

5. CONCLUSIONES

El movimiento de las tormentas convectivas es un fenómeno complejo y aún no totalmente comprendido. La teoría de convección propuesta por Moncrieff y Green (1972), aplicada a los datos observacionales obtenidos en la zona norte de Mendoza, permite obtener una expresión útil para el cálculo de velocidades medias de celdas cuando éstas son de mediana o larga duración.

No es posible aplicar este método cuando las celdas resultan de la fusión de otras o cuando existe una marcada interacción entre celdas que integran sistemas multicelulares.

Se considera necesario ampliar la muestra utilizada incluyendo distintas situaciones sinópticas y un rango mayor de valores de cortante vertical del viento con el fin de determinar en qué casos es más representativo este método y en cuáles eventualmente resulte necesario la búsqueda de otro método.

Agradecimientos: La autora agradece a la Lic. Marta G. de Hurtis y a la Lic. Etel Falcoff por la ayuda brindada, merced a la cual fue posible la realización del programa computacional de cálculo de ΔE.

BIBLIOGRAFIA

Brooks,H.B.,1946:A summary of some radar thunderstorm observations; Bull.Amer. Meteorological Society, 27 ,557-563.

Browning,K.A. y Ludlam,F.H.,1962: Airflow in convective storms; Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society,88, 117-135.

Browning,K.A.,1968: The organization of severe local storms; Weather,23,429-434.

Byers,H.R.,1942 : Nonfrontal thunderstorms; Univ. Chicago, Dept. Meteor.,Misc. Rep. N°3.

Colquhoun, J.R., 1975: A method of estimating velocity of severe thunderstorms; Australian Meteorological Magazine, 23, 99-107.

Fujita,T. y Grandoso,H.,1968 : Split of a thunderstorm into anticyclonic and cyclonic storms and their motion as determined by numerical model experiments; Journal of Atmospheric Sciences,25, 416-439.

Moncrieff, M.W. y Green,J.S.A.,1972: The propagation and transfer properties of steady convective overturning in shear; Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society,98, 336-352.

Moncrieff, M.W. y Miller, M.J.,1976: The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines; Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 102, 373-394.

Moncrieff,M.W., 1978: The dynamical structure of two- dimensional steady convection in constant vertical shear; Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 104, 543-567.

Newton,C.W. y Katz,S.,1958: Movement of large convective rainstorms in relation to winds aloft; Bulletin of the American Meteorological Society,39,129-136.

Newton,C.W. y Newton,H.R.,1959: Dynamical interactions between large convective clouds and environment with vertical shear; Journal of Meteorology,16, 483-496.

Nicolini,M. y Norte,F.,1979: Estudio del comportamiento natural de algunas tormentas convectivas (Mendoza); GEOACTA,10,205-220.

Nicolini,M.,1979: Criterio de clasificación celular de tormentas.Resultados preliminares,guía para su aplicación posterior y de utilidad en tareas operativas de investigación y de acción; Informe de las 1^{eras} experiencias de ajuste de defensa,Temporada granicera 1978-1979,Tomo II,Capítulo II, CNIE.

Nicolini,M. y Norte,F., 1980: Characteristics of Mendoza hailstorms and their environment; Proceedings of 3rd WMO Scientific Weather Modification Conference , Clermont-Ferrand,Francia, 641-648.

Raymond,D.J.,1975: A model for predicting the movement of continuosly propagating convective storms; Journal of the Atmospheric Sciences,32, 1308- 1317.