

EL CALCULO DEL AGUA PRECIPITABLE Y ALGUNAS DE SUS APLICACIONES EN ARGENTINA

Graciela A. Catuogno e Inés Velasco

Depto de Cs. de la Atmósfera, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales,
Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pab. II 1428, Buenos Aires.

ABSTRACT

Different models have been essayed for the estimation of precipitable water based on humidity data observed at ground level in order to improve the spatial and time distribution of precipitable water values, due to the fact that there are only four upper air data stations in an extended area of central and northeastern Argentina. Fields of precipitable water are analysed in relation to the development of mesoscale convective complexes. Ten years of data were processed in order to evaluate the different models. One model used only surface dew point in an adiabatic saturate atmosphere calculated from that value. The vertical profile of the dew point monthly average was used as an alternate method for calculating the precipitable water, modified in the layer between the surface and 800 hpa. by the average surface dew point gradient. When the results of the first model were compared with the values of precipitable water calculated with radiosonde data it showed a seasonal behaviour in the error estimation which reached 30% during summer. Results improved when a second method was applied. The analysis of precipitable water model showed a redistribution of water vapour in the atmosphere during the evolution of mesoscale convective complexes according to our expectation. The precipitable water field appears as an upper limit of the areal precipitation in the zone, existing exceptions for punctual cases.

RESUMEN

Con el fin de realizar un análisis espacio temporal del agua precipitable más detallado que el que permite la red de radiosondeos de Argentina y su relación con el desarrollo de sistemas convectivos de mesoescala, se ensayaron para su estimación distintos métodos que utilizan como base el punto de rocío en superficie. Uno de ellos usa solamente la temperatura de rocío de superficie y asume una atmósfera saturada a partir de ese valor. Otro modelo asume un perfil vertical medio mensual de la temperatura de rocío modificado en la capa entre superficie y 800 hPa por el gradiente medio de la temperatura de rocío calculado éste a partir de la temperatura de rocío de superficie. La región estudiada incluye cuatro estaciones de radiosondeos y 31 estaciones de superficie y se trabajó con un período de 10 años. Al comparar los valores de agua precipitable calculados con la red de radiosondeos de Argentina con los estimados por el primer método aplicado, se encontró que la diferencia mostraba un comportamiento estacional cuyo error alcanzaba a un 30% en los meses de verano. Los resultados mejoran con el segundo método de estimación aplicado. Un tercer método asume el sondeo de una estación como representativo de

la tropósfera en un área de su entorno, excepto en superficie. Al estudiar los campos de agua precipitable estimados en relación con el desarrollo de los sistemas convectivos estos mostraron una evolución similar en los distintos casos estudiados, observándose una redistribución del vapor de agua en la atmósfera durante la evolución de las tormentas. Estos campos representan el valor máximo esperable de la precipitación areal en la región, con excepciones a nivel puntual.

1. INTRODUCCION

El contenido de vapor de agua integrado verticalmente en la atmósfera es llamado vapor columnar o agua precipitable (AP) y de acuerdo con Solot (1939) puede cuantificarse por la altura que adquiriría el agua líquida que resultara condensada en una columna de aire de sección unitaria. Para su cálculo se necesita conocer la presión en superficie y el perfil vertical de humedad que se puede obtener a través de los radiosondeos. Sin embargo, como es sabido, las estaciones de radiosondeo están muy dispersas y esto motivó la elaboración de distintos modelos para estimar AP en función de algún parámetro de humedad medido en superficie. Varios intentos han sido realizados en el hemisferio Norte, Reitan (1963) propuso una regresión lineal entre la temperatura de rocío y el logaritmo natural del agua precipitable para valores mensuales y Bolsenga (1965) extrajo una relación similar sobre bases diarias. Smith (1969) demostró que las expresiones anteriores tienen un error de estimación grande y realizó un estudio sobre bases físicas, introduciendo la dependencia del agua precipitable respecto a la latitud y la estación del año. En nuestro país Vargas y Ashkenazi (1975) realizaron un estudio sobre las bases propuestas por Smith pero incluyendo la situación sinóptica para estimaciones areales. Un método alternativo de medición es el uso de los radiómetros pasivos que emplean dos o más canales de microondas y que fueron usados experimentalmente durante la última década para medir el agua precipitable. Estos instrumentos según Guiraud *et al.* (1979) son capaces de medir el contenido de vapor de agua en una columna con mayor exactitud que con un radiosonda convencional, y cuando están equipados con 6 o más canales pueden estimar también el perfil vertical de temperatura.

El contenido de vapor de agua en la atmósfera es muy variable tanto en el espacio como en el tiempo y su conocimiento es de sumo interés en relación con diferentes temas. Entre estos están los estudios de balance de radiación y de propagación de ondas electromagnéticas (Youklin *et al.*, 1965; Lowry, 1972 y, Reber y Swope, 1972). Resch (1980) y Hellings (1980) han explicado además que la variabilidad del vapor de agua es frecuentemente la principal fuente de error en la determinación de posiciones usando interferometría de microondas empleando estaciones terrestres y una fuente extraterrestre. La variabilidad del vapor de agua en el espacio y en el tiempo genera dificultades en la

El cálculo del agua precipitable

simulación numérica de las circulaciones atmosféricas. Los modelos de predicción de mesoescala (Perkey, 1980) y los modelos de circulación general en latitudes bajas (Lorenc y Tibaldi, 1980) son altamente sensibles al campo de humedad inicial. Otros ejemplos están relacionados con la formación de nubes y con los flujos de calor latente y la dificultad de obtener mediciones representativas de la humedad.

El contenido del vapor de agua en la atmósfera es una cantidad fluctuante y las aplicaciones requieren un mejor conocimiento no sólo de su valor sino también de sus fluctuaciones. Los datos de agua precipitable existentes sobre la Argentina son escasos y representan evaluaciones realizadas a nivel hemisférico o global, con una base de datos muy limitada (Van Loon, 1955; Tuller, 1968 y Landsberg, 1969), que utilizaron en ocasiones relaciones empíricas con los datos de humedad en superficie (Viswanadham *et al.*, 1970; Vargas y Ashkenazi, 1975) o bien, valores medios mensuales de la red aerológica del Servicio Meteorológico Nacional (Catuogno y Velasco, 1986).

El objetivo de este trabajo es, dada la baja densidad de estaciones de radiosondeo en Argentina, obtener métodos de estimación del agua precipitable en la región para lograr una mejor resolución que permita obtener campos más detallados para su análisis en relación con el desarrollo de sistemas convectivos de mesoescala.

2. CALCULO DEL AGUA PRECIPITABLE POR DISTINTOS METODOS

Con el fin de lograr una mayor frecuencia espacio/temporal del agua precipitable que la que se obtiene con la red de estaciones aerológicas al hacer su cálculo por fórmula (Catuogno y Velasco, 1986) y poder entonces captar con más detalle las variaciones que puede experimentar el vapor de agua en la atmósfera fueron ensayados distintos métodos para estimar AP en función de un parámetro de humedad medido en superficie. En el presente trabajo se aplicó en principio el modelo descrito en OMM (1986) que usa solamente la temperatura de rocío de superficie y asume una atmósfera saturada a partir de ese valor. Este método es frecuentemente utilizado por los hidrólogos para estimar la precipitación máxima probable de una tormenta (OMM, 1986). Como alternativa se diseñó otro modelo que asume un perfil vertical medio mensual de la temperatura de rocío modificado, en la capa entre superficie y 800 hPa por el gradiente medio de temperatura de rocío, calculado éste a partir de la temperatura de rocío de superficie. Por último se aplicó un método que resulta más adecuado cuando interesa tener mayor información del agua precipitable en un área donde sólo se dispone de un radiosondeo, pero de varias estaciones de superficie. En éste caso los datos del radiosondeo se toman como representativos de la tropósfera en el área y se modifican en el nivel de superficie.

2.1. Cálculo del agua precipitable asumiendo una atmósfera adiabática saturada

Con dos muestras de datos de radiosondeos interpolados a los niveles 1000, 900, 850, 800, 700, 600, 500 y 400 hPa de las estaciones Resistencia, Córdoba y Ezeiza de la hora 1200 UTC, una representativa de la estación cálida y otra de la fría para un período de 10 años (1971-1980) se calculó por un lado el agua precipitable dividiendo a la atmósfera en 8 capas considerando los niveles de presión antes mencionados e integrando verticalmente el vapor de agua (Catuogno y Velasco, 1986), variable que se indicará en adelante como AP(R), y es además considerada como el valor más cercano al contenido total de vapor en una columna de aire de sección unitaria. Por otro lado se calculó esta variable usando solamente la temperatura de rocío de superficie (T_d) y asumiendo una atmósfera adiabática saturada a partir de ese valor, variable que se representará en adelante como AP(T) dado que los valores usados para este método están en tablas. De la comparación de ambos métodos y tomando como valores verdaderos los calculados en base a los datos de radiosondeo (AP(R)) se observó que el agua precipitable calculada por tablas (AP(T)) sobreestima, en la mayoría de los casos a la calculada con datos del radiosondeo y que además esta sobreestimación tiene un comportamiento estacional. Estos resultados se evidencian en la Fig. 1 a) y b), donde se muestra el histograma de frecuencia de las diferencias entre ambos métodos para invierno y verano respectivamente. El error (E) cometido al estimar el agua precipitable por tablas es más significativo en verano (del orden del 30%) que en invierno (menor que el 1%). Por ejemplo el análisis de los datos diarios de radiosondeo de Ezeiza para el período de verano (en una muestra de 1200 casos), indica que en el 40% de los casos la diferencia AP(T)-AP(R) es mayor que 10 mm representando ésta cota un 30% del valor promedio del agua precipitable. Dentro de esta última muestra se encuentra que en el 10% de los casos la sobreestimación es mayor que 20 mm y para el 1.4% la estimación supera en más de 30 mm y sólo en el 1% de los 1200 casos se observa que esa diferencia es negativa (menor o igual que 10 mm). El análisis de los sondeos muestra que en el caso de las diferencias positivas la humedad se concentra en las capas próximas a superficie, tal como lo indican los marcados gradientes de temperatura de rocío entre 1000 y 800 hPa, obteniéndose grandes diferencias con respecto al gradiente adiabático saturado correspondiente a la temperatura de rocío de superficie e incluso respecto al gradiente medio de la temperatura de rocío (Fig. 2).

2.2. Cálculo del agua precipitable utilizando un perfil vertical medio de temperatura de rocío

Como una alternativa al método de (OMM, 1986) para el cálculo del agua precipitable se usó el perfil vertical medio mensual de la temperatura de rocío modificado en la capa entre superficie y 800 hPa por el gradiente medio de temperatura de rocío calculado éste, a partir de la temperatura de rocío de superficie, variable que se nombrará

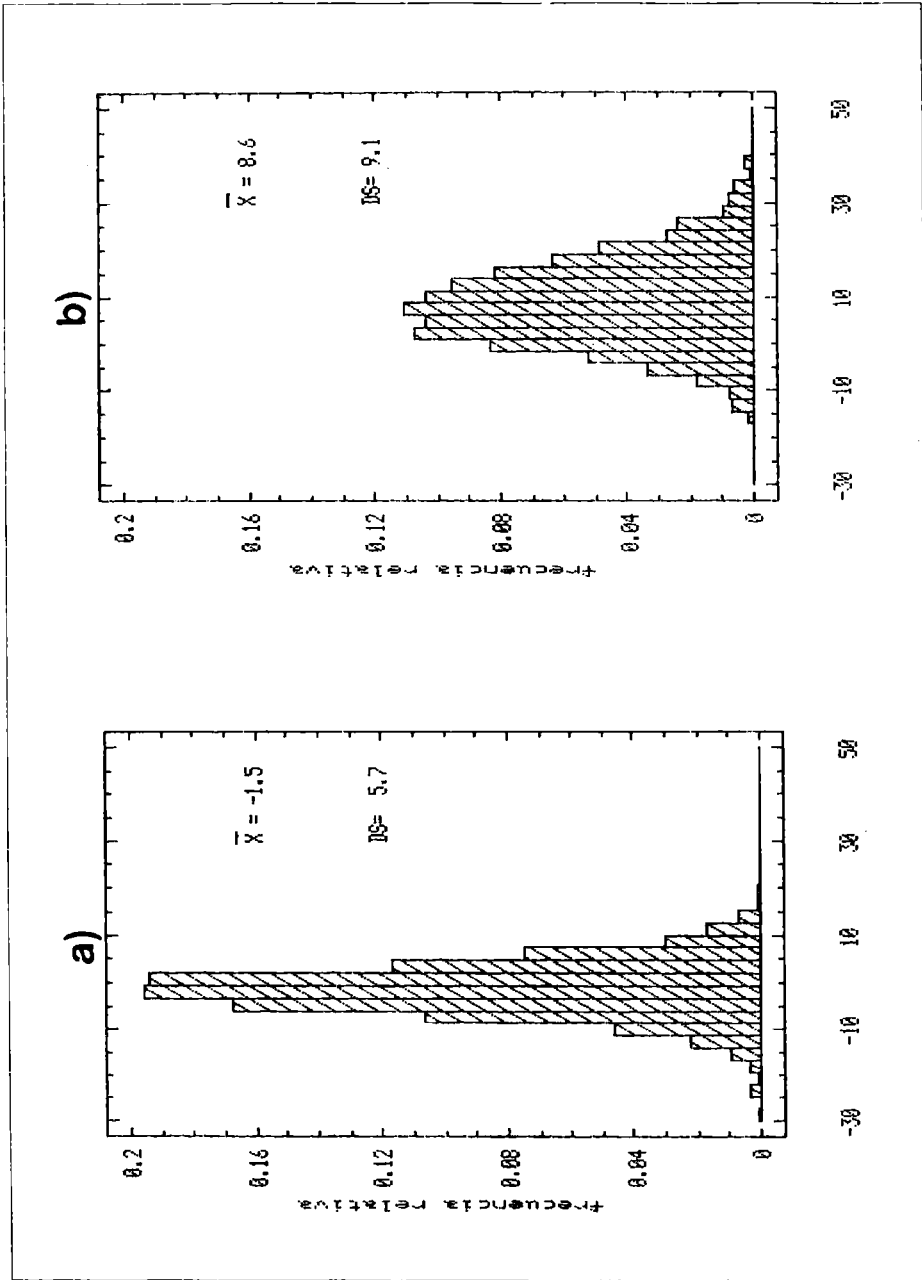


Fig.1 Histograma de Frecuencias de AP (T) - AP (R) para Ezeiza. a) Invierno; b) Verano

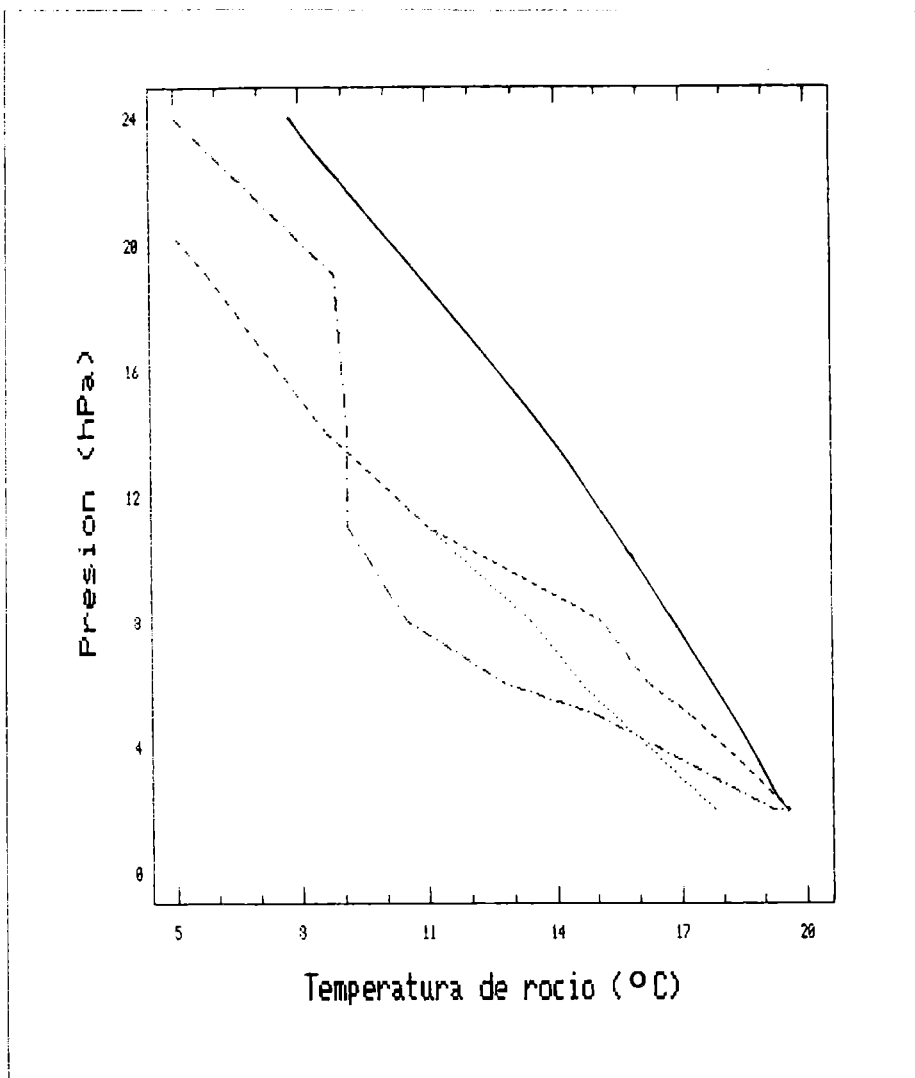


Fig. 2. Perfil vertical de Td para Ezeiza donde: -.-.-.-. 23/1/77; medio de Enero; ---- medio de Enero modificado entre superficie y 850 hPa; _____ de una atmósfera adiabática saturada

en adelante como AP(P). El cálculo de AP(P) se hizo con la misma muestra anterior, para el período de verano dado que en esa estación es cuando el método anterior muestra más error. En la Fig. 3 se muestra el histograma de las diferencias entre AP(P)-AP(R). Se puede observar que las diferencias entre el valor real y el calculado en este caso se

El cálculo del agua precipitable

distribuyen normalmente con media -1.9 y desviación estándar 7.6. Estos resultados indicaran que este método mejora al anterior. Sin embargo los resultados tampoco son lo suficientemente satisfactorios para que los valores estimados replacen directamente a los valores calculados individualmente.

2.3. Cálculo de errores

En vista de los resultados obtenidos se procedió a realizar un análisis del peso de cada una de las variables de la fórmula del cálculo de AP adaptada según Catuogno y Velasco (1986) teniendo en cuenta sus posibles variaciones y como cada uno de ellos es reemplazado en los métodos de estimación. Para este análisis se aplicó el método de propagación de errores a la fórmula del cálculo del AP y se

consideraron sólo la presión de superficie y las temperaturas de rocío de superficie, 900, 850 y 800 hPa ya que como es sabido, la mayor concentración y variación del vapor de agua se encuentra en dicha capa. En el cálculo de propagación de errores se utilizaron los valores medios de verano (diciembre, enero, febrero y marzo) de las estaciones aerológicas Ezeiza y Resistencia. Los resultados indican que las variaciones de mayor peso son las que representan a la humedad en los niveles de superficie y 900 hPa (del orden del 2%), seguidas por las variaciones de ese parámetro en los niveles superiores, totalizando en conjunto un 6%. En el caso del cálculo del AP diario asumiendo una atmósfera adiabática saturada se observan desviaciones de la temperatura de rocío (Fig. 2) generalmente positivas que aumentan con la altura generando una acumulación de errores que se manifiestan produciendo una sobreestimación marcada. Si bien el peso relativo de los parámetros decrece con la altura su influencia en este caso

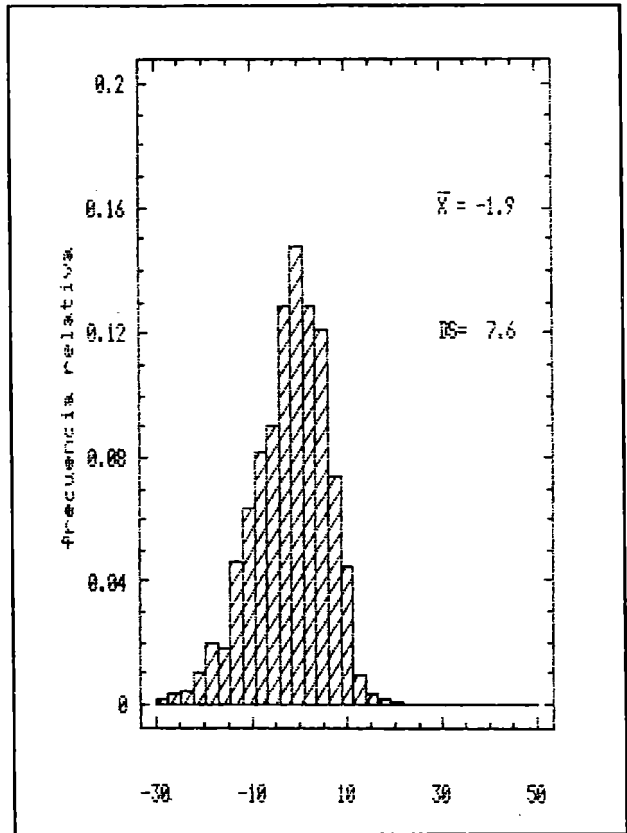


Fig. 3. Histograma de frecuencia de AP (P) - AP(R) para Ezeiza verano.

aumenta al aumentar notoriamente la sobreestimación de T_d por el gradiente adiabático saturado. Con el segundo método si bien también se observan desviaciones de T_d en los niveles superiores estas son menores y de signo alternados. En consecuencia el segundo método resultaría ser más adecuado, especialmente para su uso en cálculos estadísticos.

2.4. Cálculo del agua precipitable considerando el sondeo de una estación representativa de un área.

En este caso, se estima el agua precipitable para cada estación de superficie, utilizando en su cálculo el perfil vertical obtenido en la estación de radiosondeo más próxima (Fig. 5), reemplazando los datos de presión y temperatura de rocío de superficie por las observaciones respectivas de cada estación sinóptica del área y aplicando la fórmula de Catuogno y Velasco (1986). Este procedimiento implica asumir condiciones homogéneas de humedad en la tropósfera del área, pero no en superficie, donde, como ya se mencionó anteriormente se observan las mayores variaciones de humedad.

3. EL AGUA PRECIPITABLE EN RELACION CON EL DESARROLLO DE MCCs

La gran separación que existe en el espacio y el tiempo entre las observaciones de radiosondeo en nuestro país conduce por un lado a la obtención de campos de humedad excesivamente suavizados y al filtrado de variaciones temporales de la humedad importantes para la detección de fenómenos de la escala sinóptica y más aún de la mesoescala. Al recurrir al uso del cálculo de este parámetro por tablas, se aumentó la

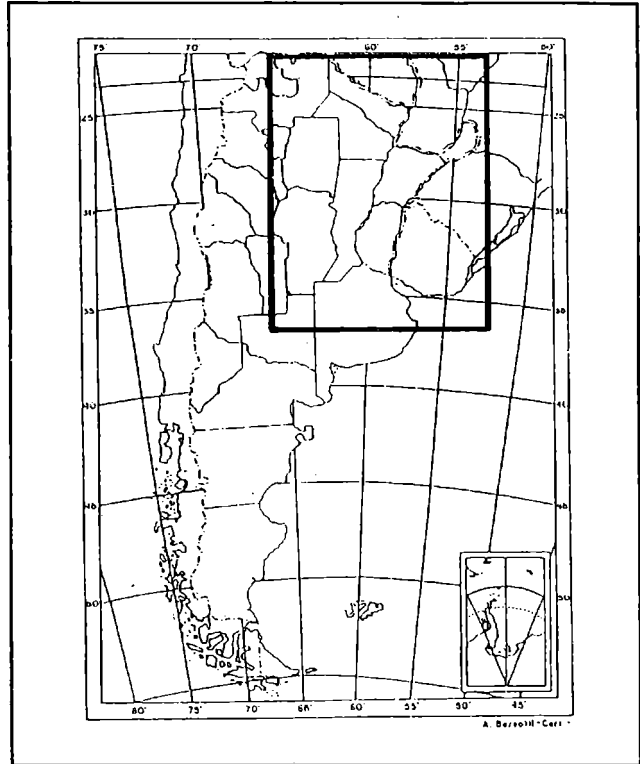


Fig. 4. Región de estudio.

El cálculo del agua precipitable

densidad espacial y temporal de datos sensiblemente, pero los campos obtenidos representaban en exceso los campos de precipitación. En vista de los resultados obtenidos se optó por calcular esta variable de acuerdo con el siguiente esquema: La región de interés (territorio argentino al este de los 65°O y al norte de los 45°S) (Fig. 4) se dividió en cuatro subregiones (Fig. 5) en las cuales se consideraron condiciones homogéneas de humedad en la tropósfera de cada una de ellas representadas por los datos de radiosondeo de

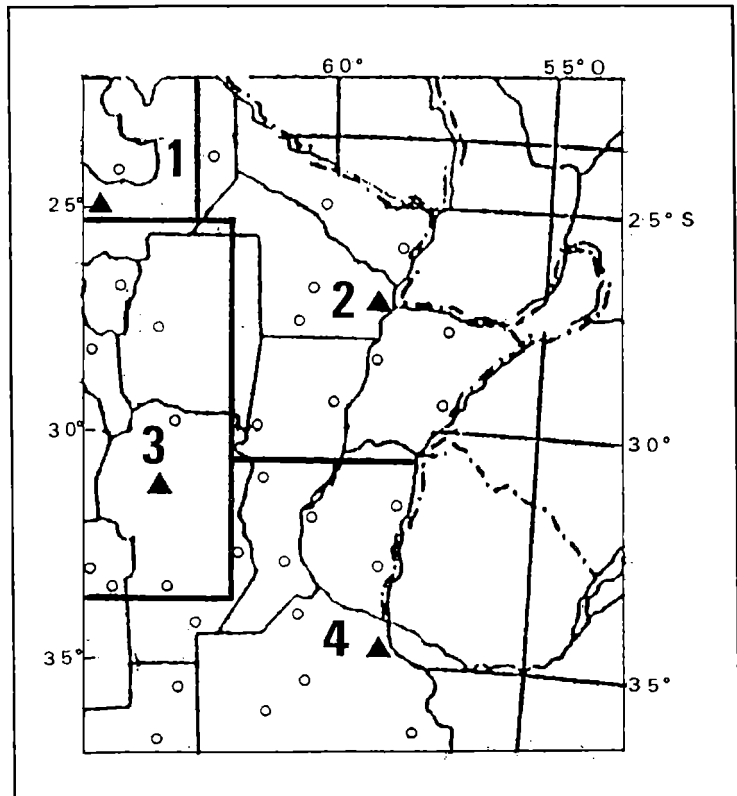


Fig. 5. Subregiones de estudio representadas por: 1) Salta, 2) Resistencia, 3) Córdoba, 4) Ezeiza.

Resistencia, Salta, Córdoba y Ezeiza respectivamente, pero condiciones diferentes de humedad y presión en superficie de acuerdo a los datos de las estaciones sinópticas del área respectiva. De esta forma se aumentó la densidad de datos de agua precipitable por valores más cercanos a los reales. Con esta información se analizaron los campos de AP correspondientes a seis fechas (25-27/11/82, 23-25/1/83) en las que se desarrollaron tormentas del tipo de los Complejos Convectivos de Mesoescala (MCCs), ver Fig. 6 y Tabla 1. Los campos de AP previos al desarrollo de la tormenta muestran en el oeste de la región un área de alto contenido de humedad (del orden del doble del valor promedio para la época) en tanto que en el resto de la región los valores son del orden del promedio (comparar Fig. 7a) y 8a) con 7b) y 8b)). El gradiente zonal que separa los sectores se intensifica con el tiempo y en sus flancos oriental (tormentas 1,2,3 y 4) y norte (tormenta 5) se generaron las primeras tormentas que originaron los MCCs. A medida que estos

sistemas se van desarrollando se debilitan los gradientes y se intercambian los máximos y mínimos de los campos iniciales de agua precipitable. En el entorno donde estos sistemas alcanzaron su máxima extensión se observa además de un alto contenido de humedad una distribución más homogénea tanto en extensión horizontal como vertical (Fig. 7c), 8c) y 7d), 8d)).

La comparación de los análisis del agua precipitable con los análisis de precipitación total

producida por los dos MCCs del 25/26 de noviembre de 1982 (Velasco *et al.*, 1989) indica que en general el agua precipitable calculada por fórmula constituye una cota superior de la precipitación media areal esperable, pero estos valores pueden ser superados por la precipitación en forma muy localizada, siendo en esos casos los valores de precipitación muy cercanos a los valores máximos del AP estimada por tablas.

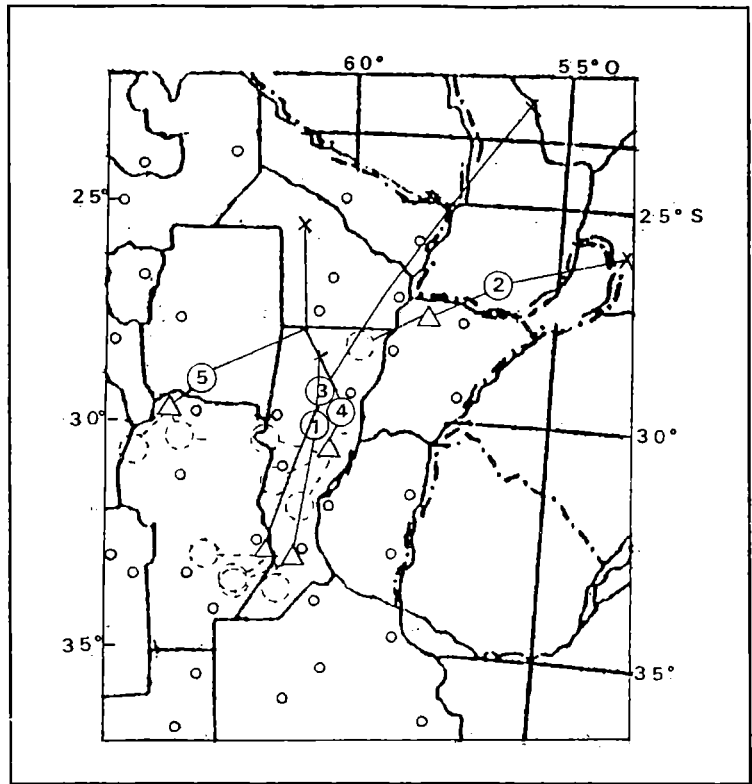


Fig.6 . Trayectorias de MCCs consideradas.

TABLA 1

Nº	Fecha	a)	b)	c)	d)
1	25/26-11-81	1800	0000	0600	0700
2	26-11-81	0800	0900	1300	1700
3	23/24-01-82	1100	1400	0600	2200
4	25/26-01-82	1800	2100	0200	1300
5	25/26-01-82	2300	0100	0500	1300

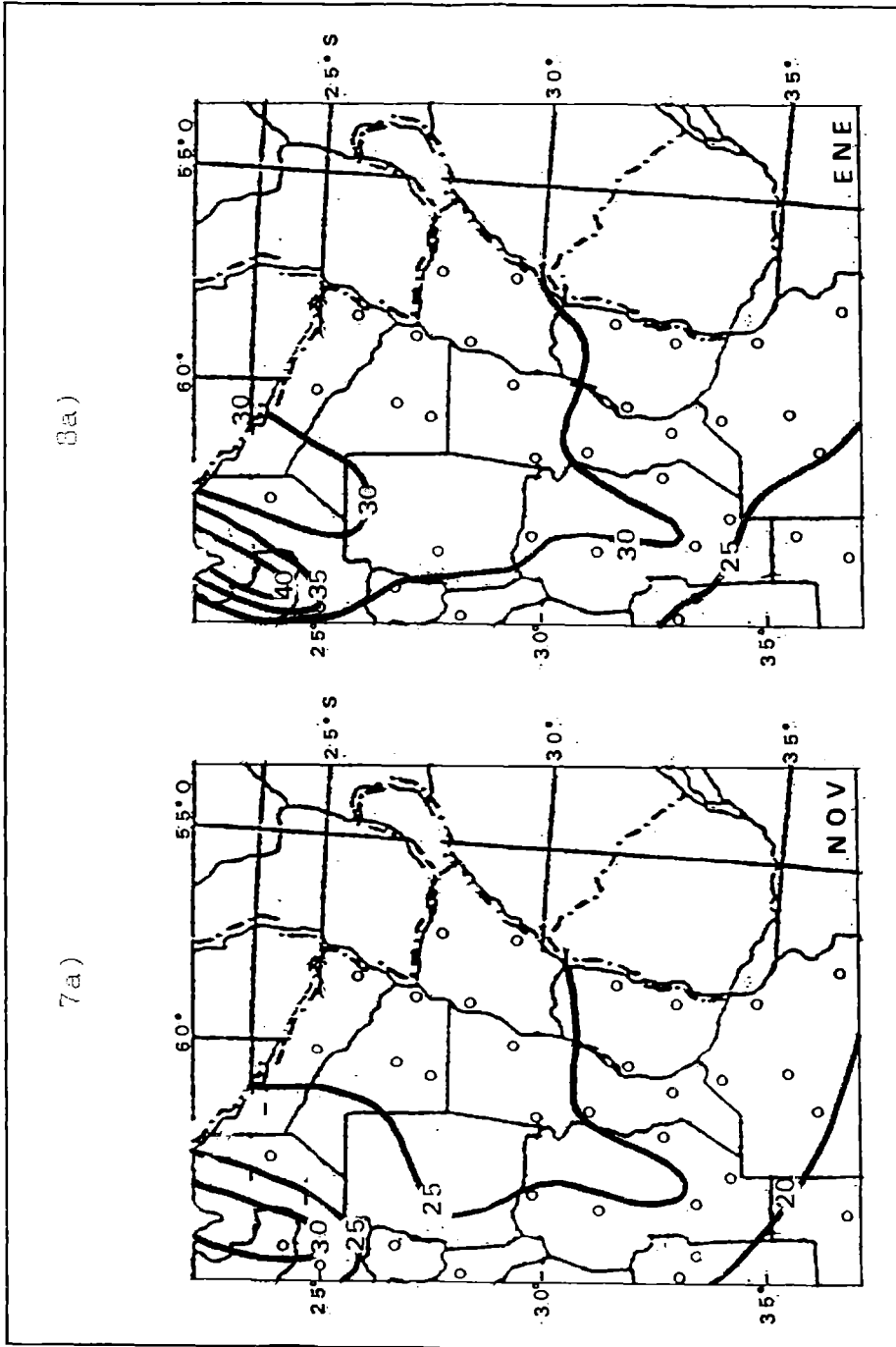


Fig. 7a y 8a. Campos de AP media en mm.

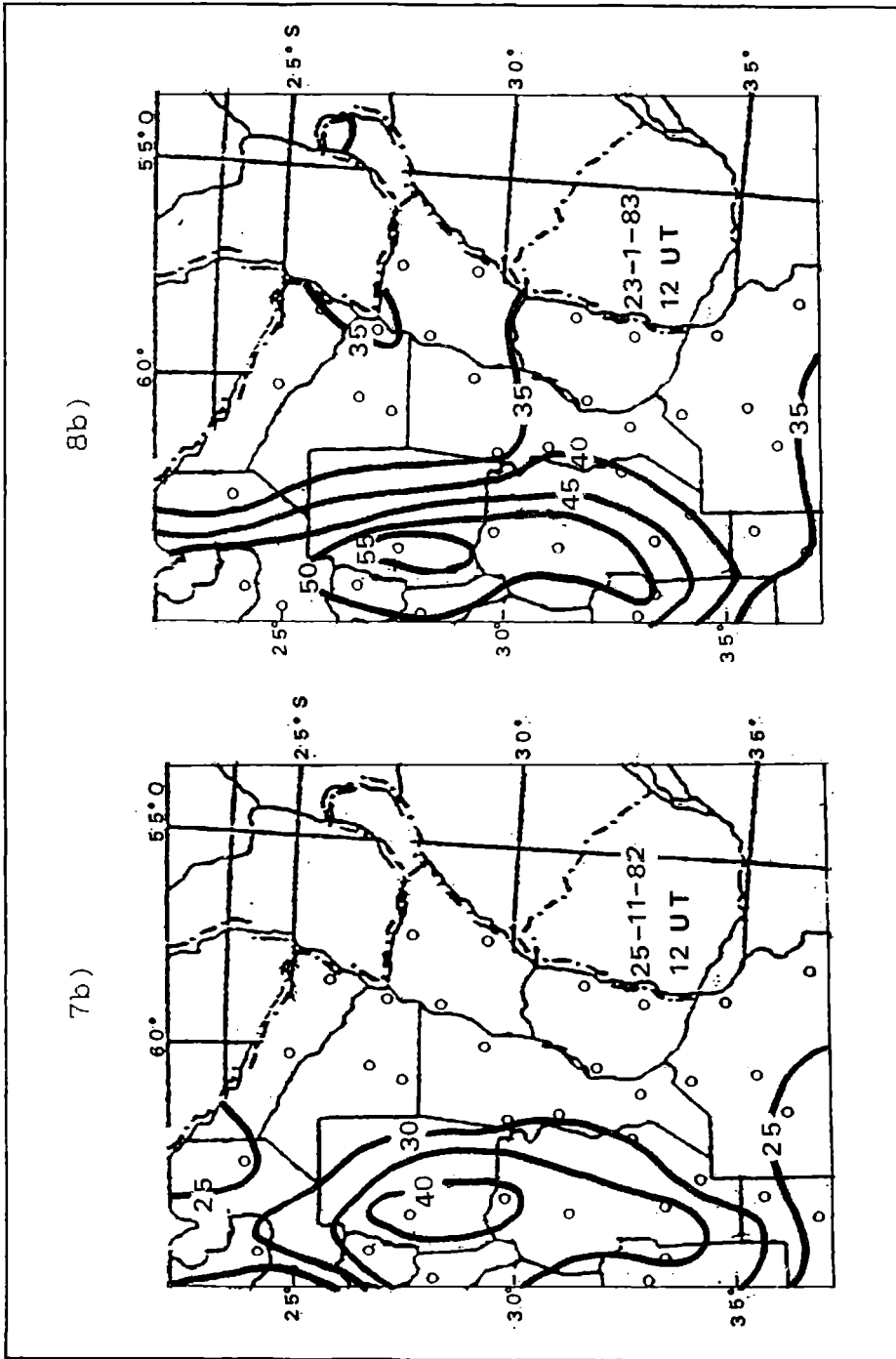


Fig. 7b y 8b. Campos de AP en mm previos al desarrollo.

El cálculo del agua precipitable

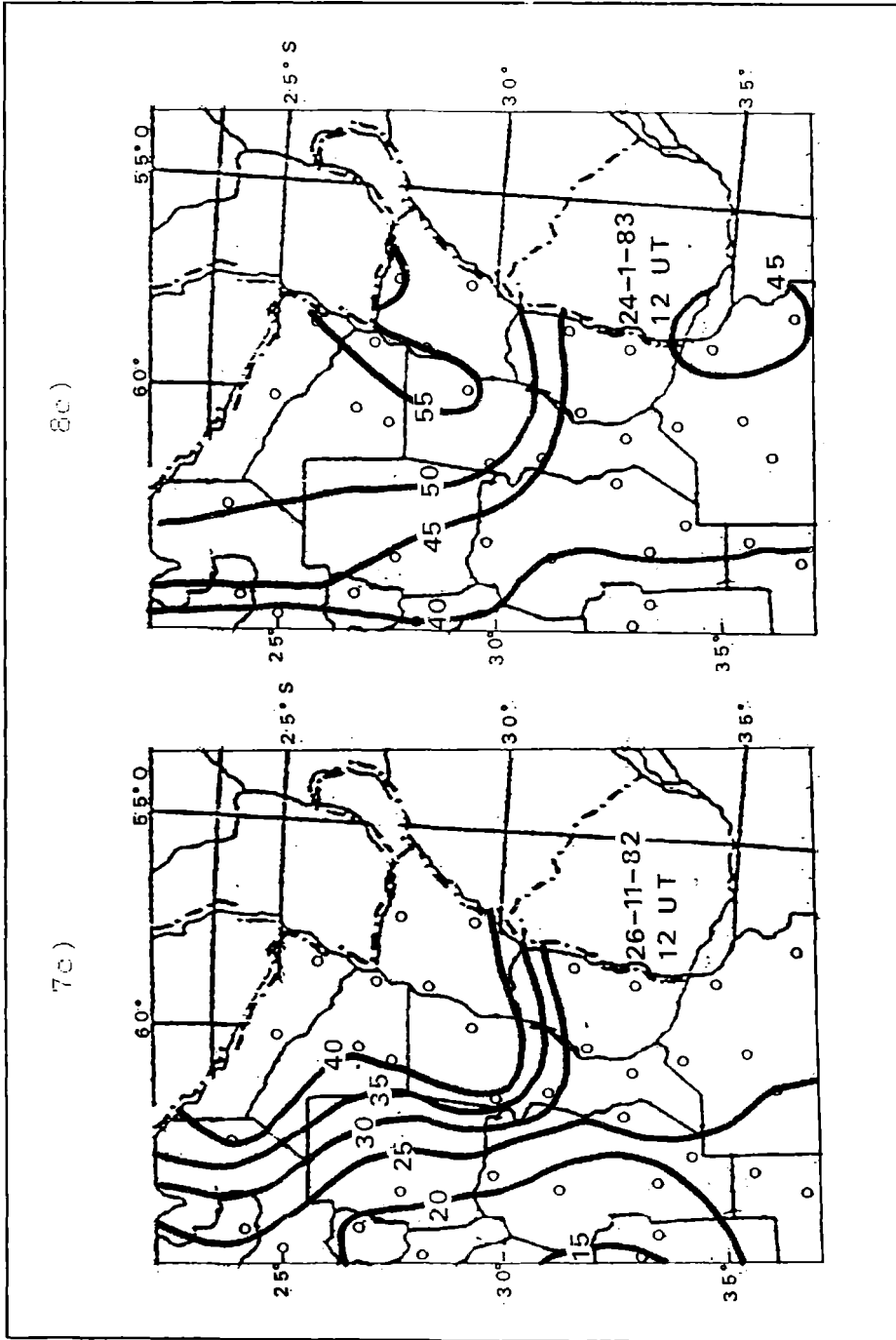


Fig. 7c y 8c. Campos de AP en mm a la hora de máxima extensión.

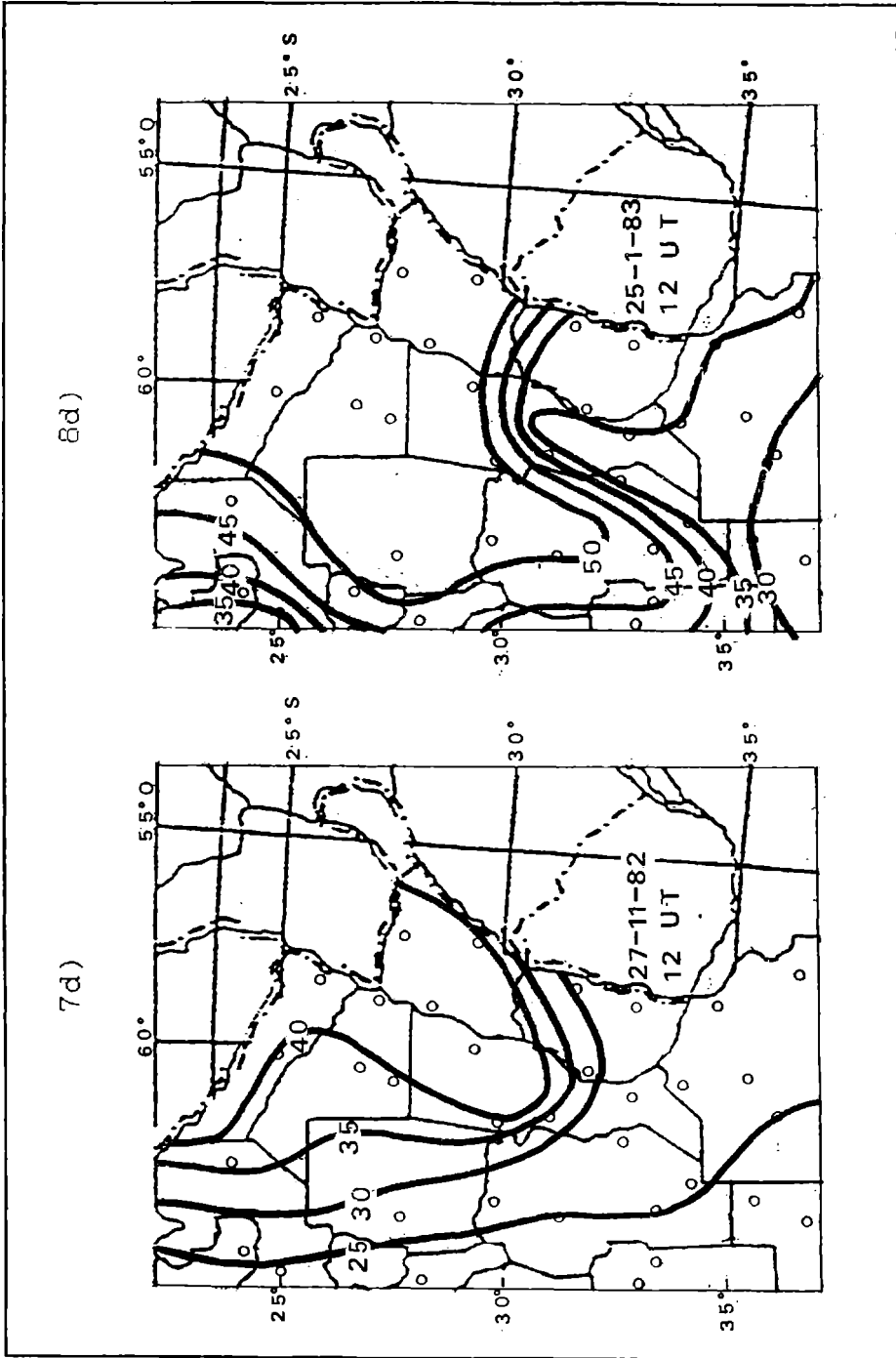


Fig. 7d y 8d. Campos de AP en mm posterior a la ocurrencia de los MCCs.

El cálculo del agua precipitable

donde a), b), c) y d) indican la hora (UT) de ocurrencia de las primeras tormentas, iniciación, máxima extensión y finalización de las tormentas; que aparecen en la Fig. 6 por (C), (O), (Δ) y (x) respectivamente.

4. CONCLUSIONES

Las diferencias entre los valores de AP calculados por fórmula y los calculados usando el punto de rocío de superficie conjuntamente con tablas que asumen una atmósfera adiabática saturada, muestran un comportamiento estacional. Estas diferencias, generalmente positivas son altas durante los meses de verano, indicando excesos del orden del 30% que bajan en los meses de invierno a un 2%.

Con la idea de obtener valores más próximos a los reales en cualquier situación estos cálculos pueden mejorarse reemplazando el gradiente adiabático saturado por el gradiente medio de la temperatura de rocío. Sin embargo, ninguno de los dos métodos muestra un comportamiento que permita el ajuste de una ley a las diferencias entre los valores reales y los estimados. Esto constituye un obstáculo al fin perseguido de aumentar objetivamente la frecuencia espacial y temporal de los datos de agua precipitable, contando sólo con los datos de humedad y presión en superficie.

El análisis del peso relativo de los términos que intervienen en el cálculo por fórmula del AP indica que los parámetros de mayor influencia son los puntos de rocío en los niveles de superficie y 900 hPa y si se considera la capa entre superficie y 700 hPa los errores obtenidos serían del 5%, para una disminución de 1 hPa en la presión de superficie y un aumento de sólo 1°C en los rocíos de los niveles de superficie, 900, 850 y 800 hPa.

Finalmente para analizar con más detalle las condiciones de humedad troposférica que acompañaron el desarrollo de algunas tormentas tipo MCC se optó por considerar la región de interés subdividida en áreas tales que las condiciones de humedad por encima de la capa de superficie estaban representadas por los datos de humedad de la estación aerológica más cercana. Estos datos se combinaron con los datos de presión y humedad en superficie para obtener una mejor distribución espacial del AP. El análisis de estos datos muestra zonas de gradientes de agua precipitable muy marcados, coincidentes con el área donde se inició la formación de los MCCs. A medida que estos sistemas se desarrollaron y desplazaron, los gradientes de AP se suavizaron y se observó un aumento generalizado de la humedad de la tropósfera en toda la región noreste.

La comparación de los campos de AP con los de precipitación producidos por las tormentas estudiadas muestran a los primeros como una cota superior para la precipitación areal, pudiendo observarse sin embargo que a nivel puntual el valor de la precipitación puede superar al del agua precipitable.

Agradecimientos

A las autoridades del Servicio Meteorológico Nacional (FAA) por los datos facilitados. Este trabajo contó con el apoyo de los subsidios UBA - 19095/91 y CONICET - PIA 07812/91.

REFERENCIAS

- Bolsenga, S. I., 1965: The relationship between total atmospheric water vapor and surface dew point on a mean daily and hourly basis. *J. Appl. Meteor.*, Vol. 4, N° 3, 430- 432.
- Catuogno, G. A. y Velasco I., 1986: Agua Precipitable sobre la República Argentina. Publicación del Departamento de Meteorología, FCEYN-UBA, 24 pp.
- Guiraud, F. O., J. Howard and D.C. Hogg, 1979: A dual channel microwave radiometer designed for measurement of precipitable water vapor and liquid. *IEEE Trans. Geosci. Electron; GE-17*, 129-136.
- Hellings, R. W., 1980: The effect of tropospheric fluctuations on spacecraft-tracking gravity wave experiments. *Atmospheric Water Vapor*, A. Deepak, T. D. Wilkerson and L. H. Ruhnke, Eds., Academic, 283-290.
- Landsberg, H., 1969: *Physical Climatology*. Gray Dubois, 446 pp.
- Lorenc, A., and S. Tibaldi, 1980: The treatment of humidity in ECMWF's data assimilation scheme. *Atmospheric Water Vapor*, A. Deepak, T.D. Wilkerson, and L.H. Ruhnke, Eds, Academic, 497-512.
- Lowry, D.A., 1972: Climatological relationships among precipitable water , thickness and precipitation. *J. Appl. Meteor.*, 11, 1326-1333.
- OMM, 1986: *Manual for Estimation of Probable Maximum Precipitation* N° 332, 269 pp.
- Perkey, D. J., 1980: Impact of moisture on regional-scale numerical model simulations, *Atmospheric Water Vapor*, A. Deepark, T.D. Wilkerson, and L. H. Ruhnke, Eds., Academic, 513-526.
- Reber, E. E. y Swope, J. R., 1972: On the correlation of the total precipitable water in a column and absolute humidity at surface, *J. Appl. Meteor.*, 11, 1322-1325.
- Reitan, C. H., 1963: Surface dew point and water vapor aloft. *J. Appl. Meteor.*, 2, 776- 779.
- Resch, G.M., 1980: Water vapor - the wet blanket of microwave interferometry. *Atmospheric Water Vapor*. A. Deepak, T. D. Wilkerson, and L. A. Ruhnke, Eds., Academic, 265-282.
- Smith, W. L., 1966: Note on the relationship between total precipitable water and surface dew point. *J. Appl. Meteor.*, Vol 5, N° 5, 726- 727.
- Solot, S. B., 1939: Computation of Depth of Precipitable Water in a Column of Air. *Monthly Weather Review*, Vol. 67, N°41, 100-103
- Tuller, S. E., 1968: World distribution of mean, monthly and annual precipitable water. *Monthly Weather Review*, Vol. 96, N°11, 785-797.
- Van Loon, H., 1955: A note on meridional atmospheric cross sections in the Southern Hemispheric, *Notos, Weather Bur.*, 127-129.
- Vargas, W. M. y Ashkenazi, A. R., 1975: Régimen del equivalente de vapor de agua en la atmósfera. *Instituto Nacional de Ciencia y Técnica Hídricas, Informe Técnico N°2*, 22 pp.

El cálculo del agua precipitable

Velasco, Campetella y Catuogno, 1989: Precipitación y agua precipitable asociadas a tormentas estivales de gran extensión. Actas de la IV Reunión Argentina de Agrometeorología.

Viswanadham, Y., Ramanadham, R. y Rama Krishna, Y., 1970: Studies on Precipitable Water over Tropical Stations in Relation to Monsoon Flow. Pageogh., Vol. 79, 11, 103-119.

Younklin, R. J., LaRue, J. A. y Sanders, F., 1965: The Objective Prediction of Clouds and Precipitation Using Vertically Integrated Moisture and Adiabatic Vertical Motions. Journal of Applied Meteorology, Vol. 4, N°1, 3-17.