

## Calibración hidrológica de radares meteorológicos

Baldemar Méndez-Antonio  
Ramón Domínguez-Mora  
Víctor Magaña-Rueda  
Ernesto Caetano  
Eliseo Carrizosa-Elizondo

Universidad Nacional Autónoma de México

*Gracias al desarrollo de los sistemas de información geográfica (SIG), en los últimos años se ha presentado un auge en el uso de modelos distribuidos de las relaciones entre las lluvias y los escudriamientos. Sin embargo, la oportunidad que brinda esta herramienta para describir las características de la cuenca con gran detalle no ha sido aprovechada íntegramente en nuestro país, porque los modelos se han alimentado con datos de lluvia obtenidos a partir de redes de pluviómetros que en la práctica no tienen gran densidad espacial. En este trabajo se presentan los resultados obtenidos al aplicar varios métodos de calibración hidrológica a los datos del radar del Cerro La Catedral y de las estaciones automáticas del Sistema de Aguas de la Ciudad de México (SACM), con el fin de validar los datos de radar para su posterior uso en los modelos hidrológicos distribuidos. Los resultados obtenidos servirán para establecer una metodología que pueda aplicarse en otras regiones con escasa o nula instrumentación pluviométrica, para llevar a cabo pronósticos operativos y acciones de prevención de avenidas en zonas de alto riesgo.*

**Palabras clave:** radar, calibración hidrológica, modelos hidrológicos, precipitación.

### Introducción

La llegada de los sistemas de información geográfica (SIG) y los modelos numéricos de terreno, así como el incremento en la capacidad de almacenamiento y la velocidad de cálculo de las computadoras, han ayudado a desarrollar modelos que ya toman en cuenta la variación espacial de las características de la cuenca. Sin embargo, estos modelos deben considerarse solamente como semidistribuidos, porque están alimentados con mediciones de redes de pluviómetros que no son capaces de estimar con suficiente resolución la variabilidad espacial de la lluvia.

Una alternativa atractiva para superar este problema es el empleo de los radares meteorológicos, pues uno de sus atributos más valiosos es el de estimar la lluvia con una excelente resolución espacial, comparada con la de los pluviómetros. Además, los radares meteorológicos ofrecen ventajas únicas: permiten obtener una zona tridimensional continua de eventos de precipitación, proporcionan estimaciones de lluvia en intervalos cortos de tiempo, tienen

radios de cobertura de hasta 120 kilómetros para fines hidrológicos y permiten una alta resolución espacial.

Aunque en México los radares meteorológicos no han sido empleados con fines hidrológicos, algunos países desarrollados han iniciado el uso de esta poderosa herramienta en el campo de la modelación distribuida. La adaptación de los datos del radar a la modelación hidrológica distribuida no ha sido fácil, ya que se requiere emplear técnicas poco utilizadas en el campo de la ingeniería hidrológica. La utilización de radares meteorológicos en hidrología requiere la validación de sus datos, ya que el radar no mide directamente la lluvia y para su estimación se vale de la relación entre la reflectividad  $Z$ , medida a partir de la potencia recibida, que está relacionada con la distribución de tamaños de gotas en el volumen de muestreo, y la intensidad de la lluvia  $R$  medida en los pluviómetros. Debido a la dificultad para determinar la distribución de tamaños de gotas dentro del volumen mencionado, se han obtenido diversas relaciones del tipo  $Z=AR^b$ ; las más conocidas en la literatura para diferentes tipos de lluvia son:

$$\begin{array}{l} \text{Lluvias estratiformes} \\ \text{(Marshall y Palmer, 1948)} \end{array} \quad Z = 200R^{1.6} \quad (1)$$

$$\begin{array}{l} \text{Lluvias orográficas} \\ \text{(Blanchard, 1953)} \end{array} \quad Z = 31R^{1.71} \quad (2)$$

$$\begin{array}{l} \text{Lluvias convectivas} \\ \text{(Jones, 1956)} \end{array} \quad Z = 486R^{1.37} \quad (3)$$

De estas ecuaciones, la de Marshall-Palmer es la más conocida y empleada.

De acuerdo con distintos autores (Faures et al., 1995; Morin et al., 1995; Guichard et al., 2004), el componente más crítico al aplicar los modelos distribuidos a la relación lluvia-escurrimiento es la variabilidad espacial y temporal de la precipitación, por lo que la densidad de la red de pluviógrafos tiene un fuerte impacto sobre los resultados de la modelación. En resumen, las principales conclusiones de estos autores respecto al efecto de la variabilidad espacial de las tormentas y su relación con la densidad de la red de medición son:

- A medida que disminuye el tamaño de la cuenca, la densidad de las estaciones tiene mayor repercusión en la estimación de la relación lluvia-escurrimiento.
- Las diferencias en el gasto observado y el estimado a partir de la media espacial de la precipitación aumentan con el tamaño de la cuenca debido al incremento de la variabilidad espacial.

La variabilidad espacial de la lluvia no se representa adecuadamente con los pluviógrafos debido a que no necesariamente se detecta el máximo de lluvia de cada tormenta y a que las variaciones entre estaciones se estiman mediante interpolaciones y, lo peor, extrapolaciones. También es notorio que la interpolación realizada a partir de los datos de pluviógrafos tiende a suavizar la variación espacial de la tormenta.

El radar meteorológico, en cambio, permite estimar la precipitación en una malla con celdas de 1 km<sup>2</sup>, por lo que no necesita de interpolación ni de extrapolación espacial para proporcionar campos de lluvia acordes con la realidad. Estas celdas detectan los núcleos más intensos, al nivel de detalle espacial requerido por los modelos hidrológicos de parámetros distribuidos. El que los radares pueden detectar los campos de precipitación sobre áreas tan grandes como su radio de cobertura hace posible estudiar la evolución de las tormentas desde el sitio donde se generan hasta el lugar donde se precipitan, lo que es muy útil para fines de pronóstico de lluvia.

Sin embargo, son muy pocos los trabajos en los que se utiliza el radar, debido principalmente a que la medición de los valores de la reflectividad  $Z$ , en la que se basa la estimación de la lluvia con el radar, está contaminada por una variedad de efectos como los lóbulos laterales, obstrucción parcial del haz, altos gradientes de reflectividad, atenuación, etcétera. Además, la relación  $Z-R$  (donde  $R$  es medida sobre la superficie) está afectada por la variación de la distribución de tamaños de gotas en el volumen de muestreo y porque cerca de la superficie esta distribución cambia.

Dada la importancia de las lluvias convectivas en el valle de México, en este trabajo se presenta la calibración de la relación  $Z-R$ , utilizando los datos del radar del cerro La Catedral y de las estaciones automáticas del Sistema de Aguas de la Ciudad de México con este tipo de lluvias y con las condiciones de clima locales.

### Antecedentes

El empleo del radar meteorológico para la estimación cuantitativa de la precipitación ha tenido un gran desarrollo en poco más de medio siglo. Quizás la aportación más importante fue la de Marshall y Palmer (1948), quienes caracterizaron la distribución de tamaños de gotas como una función simple de la intensidad de la lluvia y obtuvieron una relación entre la reflectividad del radar  $Z$  (mm<sup>6</sup>/m<sup>3</sup>) y la intensidad de lluvia  $R$  (mm/h) (Atlas et al., 1997).

Estudios posteriores sobre la naturaleza de las precipitaciones demostraron que esta relación no es tan simple, debido a las variaciones de la distribución de tamaños de gotas (DTG) de un sitio a otro y de una tormenta a otra (Atlas et al., 1997), con la consiguiente dificultad de obtener una relación única entre  $R$  y  $Z$ .

Para estimar la relación entre la reflectividad medida con el radar y la precipitación medida con los pluviógrafos se han explorado diversos métodos, desde los que consideran sólo la naturaleza probabilística de la DTG hasta los que implican el estudio de la naturaleza física de las tormentas. Algunos de estos métodos se describen enseguida:

a) Método integral tiempo área. Este método se basa en la relación cercana entre la cantidad de lluvia que se precipita durante una tormenta, su área y su duración. Doneaud et al. proponen que en vez de emplear toda la información cuantitativa de la reflectividad para obtener el volumen de lluvia total en un área  $A$ , durante un tiempo  $t$ , se puede emplear sólo la integral en el área y tiempo de las intensidades de precipitación correspondientes a reflectividades mayores que un umbral dado:

$$V = \int_A \int_t R dA dt \quad (4)$$

donde  $R$  es la intensidad de la lluvia en mm/h.

Aun cuando este método no mejora la estimación cuantitativa de la lluvia, ha servido para mostrar que la correlación entre la precipitación areal media y el porcentaje de área con cierta intensidad de lluvia en un tiempo dado son provocados por la función de distribución de probabilidad de la intensidad de la lluvia. Se ha propuesto también clasificar los tipos de lluvia, ya que el volumen de precipitación total de una tormenta depende en gran medida de su tamaño y duración. Del estudio de las tormentas estratiformes y convectivas se ha observado que las primeras cubren grandes áreas, provocan precipitaciones ligeras y uniformes en el área de afectación y son provocadas por nubes con espesores que van de 4 a 6 km. Por el contrario, las lluvias convectivas se presentan en áreas muy concentradas, con precipitaciones intensas y son causadas por nubes con espesores de hasta 12 km. Esto se refleja en la estimación de la reflectividad, pues mientras que en las lluvias estratiformes la distribución espacial y vertical es casi homogénea, principalmente en sentido horizontal, en las lluvias convectivas existen grandes variaciones. Estos factores afectan la función de distribución de probabilidad y el umbral óptimo de reflectividad y relacionan los espesores de las nubes con la cantidad de precipitación generada (Atlas et al., 1990; Rosenfeld et al., 1990).

b) Método de coincidencia de distribuciones de probabilidad (*Probability Matching Method*). Debido a que el método de integración de la precipitación areal en el tiempo no resuelve el problema de la estimación cuantitativa de la precipitación, se ha propuesto obtener una relación que estime la precipitación preservando su función de distribución de probabilidad, suponiendo que, para una muestra suficientemente grande, la función de distribución de probabilidad medida por los pluviógrafos corresponde con la de la reflectividad medida en el radar (Calheiros y Zawadzky, 1987), de tal manera que:

$$\int_{Z_0}^{\infty} P(Z) dZ = \int_{R_0}^{\infty} P(R) dR \quad (5)$$

El método es muy simple: se ordenan las mediciones disponibles de la reflectividad, así como de las intensidades de los pluviógrafos de mayor a menor, en forma independiente, para formar pares  $Z-R$  que correspondan a iguales percentiles. Posteriormente se dibujan en una gráfica  $Z$  contra  $R$  logarítmica y se les ajusta una recta para obtener la relación  $Z-R$  buscada (Calheiros y Zawadzky, 1987).

Este método ha sido muy utilizado debido a las características probabilísticas de la estimación de la lluvia con el radar, pero muestra resultados engañosos, porque enmascara la dispersión real de los pares de valores  $Z-R$  y supone que todos los datos provienen del mismo tipo de lluvia.

c) Método de coincidencia de distribución de probabilidad en ventanas. Es un método modificado del de coincidencia de distribución de probabilidad, que considera ventanas pequeñas centradas en el pluviógrafo tanto en el tiempo como en el espacio. La distribución de probabilidad de la reflectividad  $Z$  se determina empleando los datos polares del radar mediante una ventana de  $3^\circ$  azimutalmente y 3 km radialmente, con una resolución espacial de la malla polar de  $1^\circ$  en el azimut y 1 km radialmente (ilustración 1), y considera una ventana de  $11^\circ$  por 7 km para clasificar el régimen de lluvia (Rosenfeld et al., 1994).

En un estudio sobre la estimulación de lluvia en la zona de Monclova, Coahuila, México, se empleó este método, pero en vez de percentiles se utilizaron las modas de las distribuciones de frecuencia de  $R$  con mejores resultados que los proporcionados por la relación  $Z-R$  de Marshall-Palmer (Rosengaus, 1999).

d) Método de polarización. Como la principal dificultad está relacionada con el desconocimiento del tamaño de las gotas dentro de un volumen de muestreo del radar, se está desarrollando la tecnología para deducir sus diámetros (a partir de la polarización) o para medirlos directamente (a partir de disdrómetros). Aquí se presentan sólo las ideas principales al respecto.

Los avances en los sistemas de cómputo y en la microelectrónica han permitido mejorar la estimación de la

Ilustración 1. Área de análisis para el método de coincidencia de distribuciones de probabilidad en ventanas.

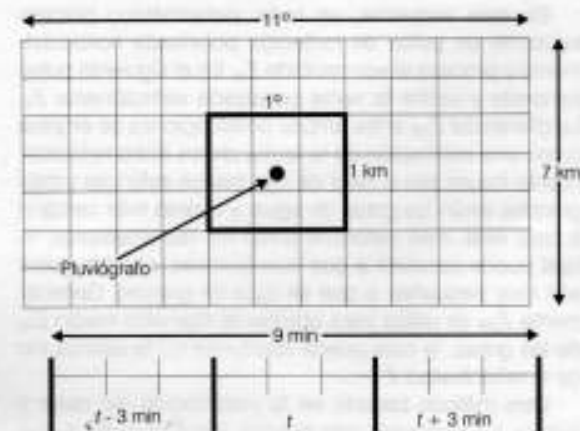
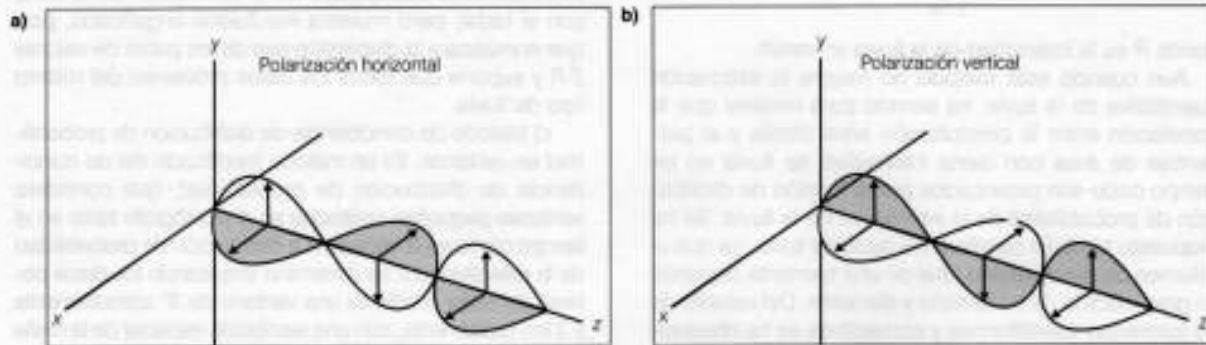


Ilustración 2. Modo de polarización horizontal y vertical de las ondas de propagación.



precipitación, utilizando la parte tecnológica de los radares meteorológicos y el conocimiento del comportamiento físico de las ondas electromagnéticas, caracterizadas por su amplitud, fase y polarización. De esta forma, en años recientes, la tendencia ha sido el uso de la polarización de las ondas electromagnéticas para la estimación de lluvia (Atlas et al., 1997).

Una onda de radio es una serie de campos eléctricos y magnéticos oscilando y perpendiculares entre sí (ilustración 2). En la polarización horizontal, el campo eléctrico está orientado en esa dirección (ilustración 2a) y en la vertical, el campo oscila verticalmente (ilustración 2b). Cuando las microondas interactúan con las gotas de lluvia, la cantidad de energía reflejada hacia el radar depende del tipo de polarización y de la forma de las gotas. Debido a que cuanto más grandes son las gotas tienden a tener una forma más achatada (Pruppacher y Klett, 1997) (ilustración 3), las gotas más grandes provocan señales de retorno más fuertes en el modo de polarización horizontal que en el vertical.

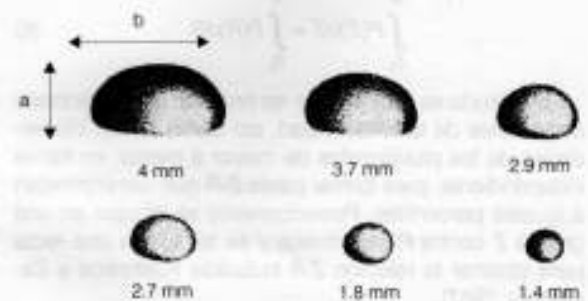
En este esquema, un radar polarimétrico primero transmite un pulso de radiación polarizada horizontalmente y procesa el eco recibido  $Z_H$ . En el siguiente pulso transmite y recibe la señal polarizada verticalmente  $Z_V$ . La diferencial  $Z_{DR}$  entre ambas polarizaciones se emplea como una estimación de la forma de los hidrometeoros; cuanto mayor sea el valor de  $Z_{DR}$ , menos esféricas y más grandes serán las gotas de agua, y cuanto más cercano a cero esté, más esféricas serán los hidrometeoros, lo cual puede conducir a dos conclusiones: que las gotas son muy pequeñas o que se trata de granizo. Generalmente  $Z_{DR}$  se utiliza para obtener el diámetro medio  $D_m$  de las gotas, la cual puede sustituirse en la estimación de la reflectividad  $Z$ .

Otro método basado en la polarización del radar y que se ha explorado con buenos resultados es el que

emplea la diferencial de cambio de fase  $K_{DP}$ . Este método considera que si sobre la ruta de propagación existe un campo de gotas de lluvia, el campo eléctrico encontrará mayor contenido de agua líquida en la dirección horizontal; como las ondas electromagnéticas viajan más lentamente a través del agua que a través del aire, el pulso polarizado horizontalmente será más afectado en su viaje que el pulso vertical. Una ventaja de la medida de  $K_{DP}$  es que no está afectada por la atenuación, ni por la propagación anómala, pero tiene como desventaja relativa que no es un buen estimador para bajas intensidades de lluvia.

e) Disdrómetro. El disdrómetro es un instrumento para medir los diámetros de gotas y caracterizar directamente toda la información ligada con la lluvia, según la función de distribución de dichos diámetros  $N(D)$ , a partir de la cual se puede determinar la intensidad de la lluvia y la reflectividad. La comparación de la precipitación estimada con este instrumento y la calculada con los pluviómetros da excelentes resultados (Sempere, 1996).

Ilustración 3. Forma de las gotas de agua con respecto a su tamaño (Pruppacher y Klett, 1997).





Su funcionamiento se basa en el desplazamiento vertical de un sensor, provocado por el impacto de las gotas, que induce un pulso eléctrico proporcional al desplazamiento, que sirve para estimar el diámetro de las gotas y, a partir de esta información, la intensidad de la lluvia. La desventaja de este instrumento es su alto costo, comparado con el de los pluviógrafos, además de que, para guardar la correspondencia con la medida de radar, idealmente se tendría que colocar un disdrómetro por cada una de las celdas que registra el radar.

En resumen, la gran ventaja de los radares es que permiten tener una buena idea de la distribución espacial de la lluvia gracias a la relación entre la reflectividad y la intensidad de la lluvia. Esta relación, sin embargo, depende de diversos factores como el tipo de lluvia, clima, distribución del tamaño de las gotas, etcétera. Por ello, por un lado, es necesario calibrar hidrológicamente el radar (lo cual se hace en este trabajo para el caso del Valle de México) y, por otro, hacer uso de las nuevas herramientas tecnológicas que se han implementado, como los radares polarizados y el disdrómetro, con el afán de conocer mejor la distribución del tamaño de las gotas.

### Metodología

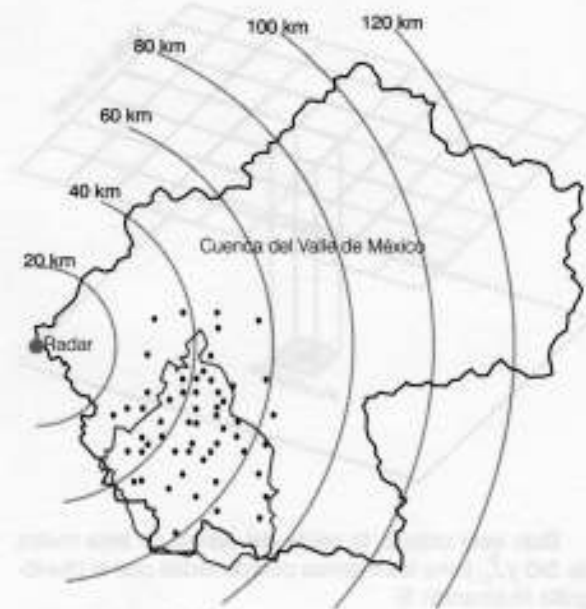
En este trabajo se emplean diversos métodos para alcanzar la mejor relación entre lo que registra el radar en la atmósfera y lo medido por los pluviógrafos sobre el terreno. Se presenta primero un resumen de estos métodos y posteriormente los resultados obtenidos de la calibración hidrológica que se realizó para el Distrito Federal.

Para llevar a cabo el estudio, se empleó la red de pluviógrafos del Sistema de Aguas de la Ciudad de México (SACM, antes DGCOH) y el radar meteorológico del cerro La Catedral, operado por el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) de la Comisión Nacional del Agua. Los pluviógrafos se localizan a una distancia media de 50 km del radar (ilustración 4), uno de los doce que opera el SMN; se encuentra localizado a 3,780 msnm y es banda C. El producto que se utilizó fue el PseudoCAPPI (una combinación de PPI: Indicador de Posición en Planta, y CAPPI: Indicador de Posición en Planta de Altura Constante) de los valores de menor altura.

Con el fin de determinar una relación  $Z-R$  para el Distrito Federal, los pares de puntos  $Z-R$  necesarios para el ajuste se obtuvieron con diferentes criterios propuestos en la literatura técnica (Battan, 1973; Dowiak y Zrníc, 1984; Calheiros y Zawadzky, 1987; Rosenfeld et al., 1994; Collier, 1996; Atlas et al., 1997):

a) Calibración puntual: se relacionan los pares de puntos  $Z-R$  de las tormentas seleccionadas, de manera que:

Ilustración 4. Red pluviográfica utilizada para el análisis y la zona de influencia del radar.



$$Z_{i,j} = AR_i^b, \quad i = 1, 2, \dots, np \quad (6)$$

donde  $t$  es el intervalo de tiempo (15 minutos);  $j$ , la localización espacial de la celda del radar, que corresponde con las del pluviógrafo  $i$  de coordenadas  $X_i$ ,  $Y_i$ ;  $A$  y  $b$ , parámetros de calibración;  $Z$ , la reflectividad del radar en  $\text{mm}^6/\text{m}^3$ ;  $R$ , la intensidad de lluvia registrada en el pluviógrafo en  $\text{mm/h}$ , y  $np$  es el número de pluviógrafos disponibles.

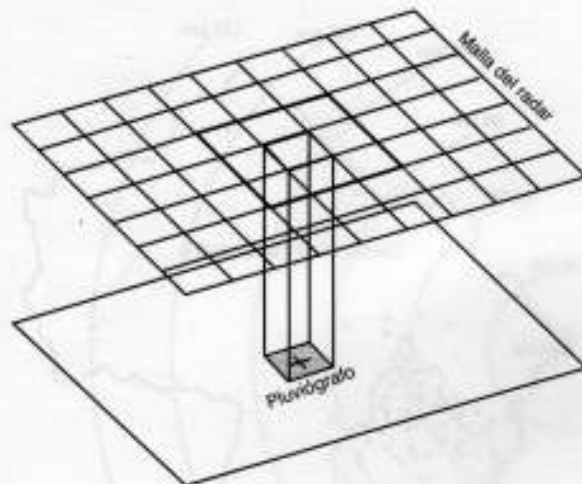
Este criterio se basa en la suposición de que la distribución del tamaño de gotas dentro del volumen que mide el radar es homogénea, que caen verticalmente y que la ley que relaciona  $Z$  y  $R$  es de la forma  $Z = AR^b$ . Se supone también que la intensidad de la lluvia a la altitud donde mide el radar y en la superficie del suelo es la misma, y ocurren al mismo tiempo (Rosenfeld, 1994).

b) Calibración en la vecindad: en este caso, la intensidad  $R$  forma pares, con un promedio de valores de reflectividad  $Z$  (en  $\text{mm}^6/\text{m}^3$ ):

$$\bar{Z}_{i,j} = \frac{1}{n} \sum_{n=1}^n Z_{i,j} \quad (7)$$

donde  $n$  es el número de celdas promediadas en una matriz de celdas de  $3 \times 3$  y  $\bar{Z}_{i,j}$  es la reflectividad promedio en las nueve celdas de la matriz, en el intervalo de tiempo  $t$ , en  $\text{mm}^6/\text{m}^3$ .

Ilustración 5. Localización del pluviógrafo en relación con la malla de celdas de 3x3 del radar.



Bajo este criterio, la celda del centro de esta matriz de 3x3 y  $Z_{i,t}$  tiene las mismas coordenadas que el pluviógrafo (ilustración 5).

c) Calibración con retraso: este criterio toma en cuenta el retraso existente desde que el radar detecta las gotas en la atmósfera hasta que caen sobre el terreno y las registran los pluviógrafos:

$$Z_{i,t} = AR_{i,t+\Delta t} \quad (8)$$

donde  $\Delta t$  es la diferencia entre el tiempo  $t$ , cuando el radar registra en la atmósfera los hidrometeoros, y el tiempo  $(t + \Delta t)$ , cuando los registran los pluviógrafos.

En el caso del Valle de México, el intervalo de tiempo  $\Delta t$  se eligió igual a 15 minutos, tomando en cuenta que el radar hace barridos cada 15 minutos, y comparando los hietogramas obtenidos a partir de los pluviógrafos y del radar.

Los métodos de coincidencia de distribución de probabilidades y coincidencia de distribución de probabilidades por ventanas no se utilizaron en este trabajo debido a que enmascaran la dispersión real de los valores.

### Resultados obtenidos

Calibración para estimar la precipitación media en la cuenca del río Mixcoac

Con el objetivo de emplear un modelo hidrológico en la cuenca del río Mixcoac, se llevó a cabo una calibración del radar sobre dicha cuenca (González et al., 1997).

Cuadro 1. Tormentas analizadas para la calibración en la cuenca del río Mixcoac.

Tormenta	Duración (h)
28-29 de julio de 1998	19:00 - 02:30
23 de agosto de 1998	16:00 - 23:00
28-29 de agosto de 1998	19:00 - 07:00
8-9 de septiembre de 1998	17:00 - 09:30
17-18 de octubre de 1998	15:00 - 04:30
19 de octubre de 1998	00:00 - 03:00

Para esta calibración se seleccionaron las tormentas que contaban con datos de pluviógrafos, de radar y de la estación hidrométrica, y que además cumplieran con un gasto máximo a la salida de la cuenca mayor que  $10 \text{ m}^3/\text{s}$  (cuadro 1).

Para estas tormentas se relacionó la reflectividad media  $\bar{Z}$  de la cuenca estimada con el radar con la intensidad media  $\bar{R}_{i,t}$ , registrada con el pluviógrafo, considerando el intervalo de tiempo  $\Delta t$  igual al que ocupa el radar entre barridos (15 minutos), de manera que:

$$\bar{R} = 4 \bar{h}p \quad (9)$$

donde  $\bar{h}p$  es la precipitación acumulada media estimada con el método de los polígonos de Thiessen cada 15 minutos, en mm.

La reflectividad media en la cuenca se estimó mediante la ecuación:

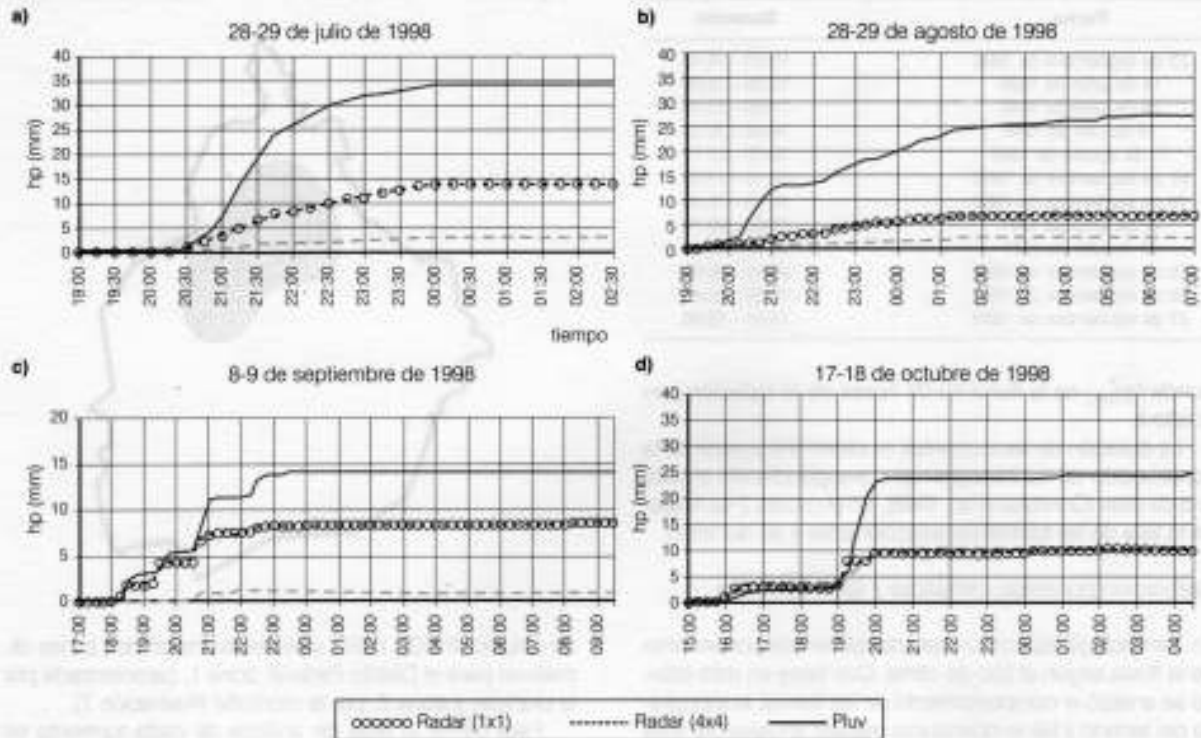
$$\bar{Z} = \frac{\sum_{i=1}^n Z_i a_i}{A} \quad (10)$$

donde  $Z_i$  es el factor de reflectividad en la celda  $i$ , en  $\text{mm}^6/\text{m}^3$ ;  $a_i$ , el área de la fracción de la celda  $i$  que cae dentro de la cuenca, en  $\text{km}^2$ ;  $A$ , el área de la cuenca Mixcoac en  $\text{km}^2$ , y  $n$  es el número de celdas (completas o parciales) que caen dentro de la cuenca.

### Resolución espacial del radar

La resolución espacial del radar más conveniente se determinó comparando los valores de precipitación media obtenida a partir de datos de radar con píxeles de  $1 \times 1 \text{ km}$  y de  $4 \times 4 \text{ km}$ , utilizando en ambos casos la ecuación de Marshall-Palmer. Se construyó la curva masa de cada tormenta, obtenida a partir de las precipitaciones medias en la cuenca, y se observó que a pesar de que el radar generalmente subestima la lluvia con píxeles de  $1 \times 1 \text{ km}$ , con píxeles de  $4 \times 4 \text{ km}$  subestima aún más con respecto al pluviógrafo (Méndez et al., 1999). Además, estimando

Ilustración 6. Comparación de lluvias estimadas: con píxeles de 1x1 km, con píxeles de 4x4 km y con pluviógrafos.



la lluvia con píxeles de 1x1 km, la curva masa reproduce la forma de la lluvia, lo que no sucede con píxeles de 4x4 (ilustración 6). Con base en estos resultados, la resolución que se usó para llevar a cabo las calibraciones fue la de 1x1 kilómetros.

Utilizando entonces la resolución de 1x1 km, se relacionaron los promedios en la cuenca  $\bar{Z} - \bar{R}_{t-1}$  para las tormentas y se obtuvo la ecuación de calibración. Por otra parte, se clasificaron hidrológicamente las tormentas en convectivas y estratiformes: las lluvias muy intensas y concentradas, tanto espacial como temporalmente, se definieron como convectivas, y las ligeras, de larga duración y que cubrieron áreas grandes, como estratiformes (Domínguez, 1980). Las relaciones obtenidas, expresando la intensidad de la lluvia como función de la reflectividad, fueron:

Ecuación de calibración	Criterio	Coef. de correlación <i>r</i>
$\bar{R}_{t-1} = 0.028 \bar{Z}^{0.784}$	Todos los pares de puntos	0.71 (11)

$$\bar{R}_{t-1} = 0.034 \bar{Z}^{0.694} \quad \text{Convectivas} \quad 0.70 \quad (12)$$

$$\bar{R}_{t-1} = 0.020 \bar{Z}^{0.693} \quad \text{Estratiformes} \quad 0.72 \quad (13)$$

Es importante considerar que cada pareja de valores  $\bar{Z}$ ,  $\bar{R}_{t-1}$  se obtiene como el promedio de más de treinta valores de la malla de 1x1 km, lo cual provoca que se tengan coeficientes de correlación muy altos. Desafortunadamente, con este criterio se ignora la distribución espacial de la lluvia y no es útil para propósitos de modelación distribuida.

#### Calibración hidrológica para el Distrito Federal

Para llevar a cabo este análisis se emplearon todas las estaciones pluviográficas del Distrito Federal y se identificaron días con lluvias intensas, con la seguridad de que existieran datos de radar para esas mismas fechas y que, en al menos un pluviógrafo, las lluvias cumplieran con la restricción:

$$hp_{24h,j}^b \geq 50 \text{ mm} \quad (14)$$

Cuadro 2. Fechas seleccionadas para análisis y calibración.

Fecha	Duración
23 de septiembre de 1995	15:00 - 18:45
14 de junio de 1996	19:00 - 24:00
18 de junio de 1996	17:30 - 23:00
13 de julio de 1996	18:00 - 20:15
15 de agosto de 1996	18:30 - 22:15
01 de septiembre de 1996	15:15 - 17:00
19 de septiembre de 1996	16:15 - 18:00
02 de junio de 1997	19:00 - 22:15
15 de julio de 1997	18:45 - 18:45
16 de septiembre de 1998	00:45 - 05:00
26 de septiembre de 1998	19:00 - 05:45
27 de septiembre de 1998	15:45 - 18:45

donde  $hp_{24h,j}^k$  es la lluvia en 24 horas de la estación  $j$  en el año  $k$ .

La duración de las tormentas se determinó a partir de la construcción de los hietogramas correspondientes a cada una de ellas (González et al., 1998). En el cuadro 2 se muestra la lista de las tormentas seleccionadas y su duración.

Calibración por zonas climáticas y tipos de lluvias

En climatología es común caracterizar el comportamiento de la lluvia según el tipo de clima. Con base en este criterio se analizó el comportamiento de las lluvias, la topografía del terreno y las temperaturas medias anuales del área

Ilustración 7. Zonas climáticas propuestas para el Distrito Federal.

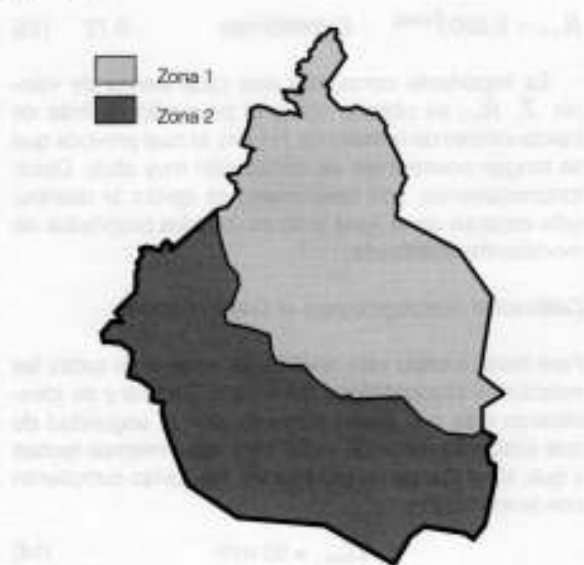


Ilustración 8. Área de análisis de cada tormenta definida por la isoyeta de 10 mm para la tormenta del 2 de junio de 1997.



de estudio (INEGI, 1997), y se determinaron dos zonas climáticas para el Distrito Federal: zona 1, caracterizada por la planicie, y zona 2, por la montaña (ilustración 7).

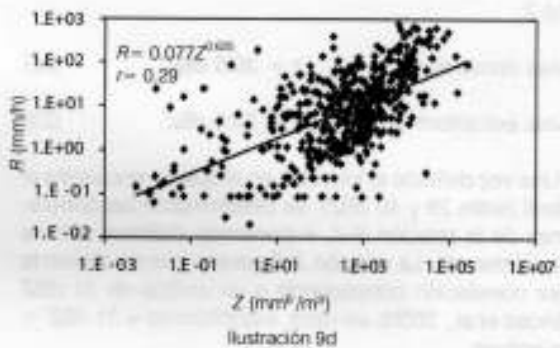
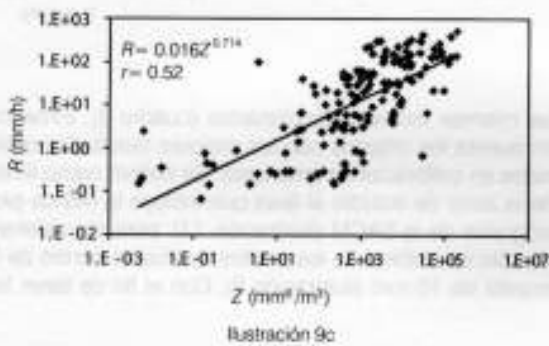
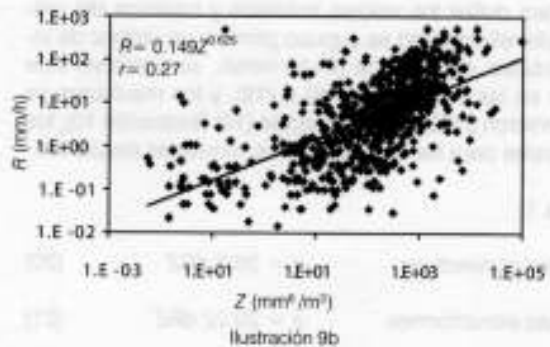
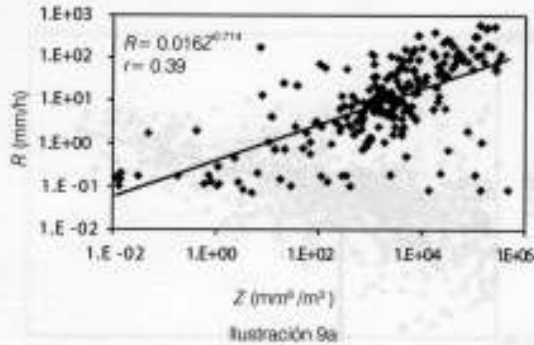
Para definir el área de análisis de cada tormenta se utilizaron, como parteaguas, las isoyetas de precipitación acumulada igual a 10 mm durante la duración total de la tormenta, calculadas a partir de los pluviógrafos mediante una interpolación con pesos inversamente proporcionales a la distancia entre cada punto y los pluviógrafos (ilustración 8).

Para clasificar las lluvias en convectivas y estratiformes se empleó nuevamente el criterio hidrológico. Suponiendo como correctos los valores del exponente  $b$  de las ecuaciones de Marshall-Palmer y de Jones (ecuaciones (1) y (3)), se determinaron relaciones  $Z - R_{t+1}^{1.4}$  y  $Z - R_{t+1}^{1.6}$  para lluvias convectivas y estratiformes, respectivamente, para las zonas 1 y 2. Como en hidrología es de mayor interés estimar la intensidad de lluvia  $R$ , los resultados de estas calibraciones se anotaron en términos de  $R_{t+1} = \alpha Z^\beta$  (ilustración 9), con  $\beta = 0.714$  para las lluvias convectivas y  $\beta = 0.625$  para las estratiformes.

Ecuación de calibración	Criterio	Coef. de correlación $r$
$R_{t+1} = 0.016Z^{0.714}$	Convectivas (zona 1)	0.39 (15)
$R_{t+1} = 0.149Z^{0.625}$	Estratiformes (zona 1)	0.27 (16)



Ilustración 9. Calibraciones para distintos tipos de tormentas: a) convectiva-zona 1; b) estratiforme-zona 1; c) convectiva-zona 2, y d) estratiforme-zona 2.



$$R_{t+1} = 0.024 Z^{0.214} \quad \text{Convectivas (zona 2)} \quad 0.52 \quad (17)$$

$$R_{t+1} = 0.077 Z^{0.625} \quad \text{Estratiformes (zona 2)} \quad 0.29 \quad (18)$$

A pesar de que los coeficientes de correlación obtenidos para las relaciones (15) a (18) son menores a los obtenidos para la cuenca de Mixcoac (ecuaciones 11 a 13), se consideran mejores debido a que corresponden a parejas de valores asociados con cada celda de la malla y no a valores promedio en una cuenca. Además, tienen la ventaja de que se conservaron los exponentes reportados en la literatura técnica.

*Calibración utilizando un umbral de reflectividad para distinguir entre lluvias convectivas y estratiformes*

En hidrología, la clasificación de las tormentas en convectivas y estratiformes (eventos de corta duración y de gran intensidad sobre áreas pequeñas se consideran como convectivos y como estratiformes, los restantes) se utiliza frecuentemente (Dominguez, 1980); sin embargo, desde un punto de vista meteorológico, algunos autores reportan que

diferentes tipos de lluvias pueden coexistir en un mismo evento tanto espacial como temporalmente (Tokay y Short, 1996; Rosenfeld, 1995), de tal forma que una tormenta puede iniciar como estratiforme, llegar a convertirse en convectiva y, en su periodo de decaimiento, volver a comportarse como estratiforme. De la misma manera, en el espacio puede existir un núcleo convectivo, mientras que en la periferia la tormenta se comporta como estratiforme.

Por ello se estimó un umbral que permita clasificar las lluvias en convectivas y estratiformes, espacial y temporalmente, tomando en cuenta las mejores relaciones obtenidas hasta este momento (ecuaciones 15 a 18).

Debido a que la señal que emite el radar se atenúa durante su viaje hacia los hidrometeoros y de regreso, después de chocar con ellos su receptor es capaz de detectar pulsos muy débiles de reflectividad  $Z$ , en  $\text{mm}^6/\text{m}^3$ , del orden de  $10^{-9}$  de la potencia originalmente emitida. Estas cantidades no son cómodas de manejar, por lo que es común convertir estos valores a decibelios (Rosenfeld, 1995) mediante la ecuación:

$$z = 10 \log_{10} Z \quad (19)$$

donde  $z$  está dada en decibeles de  $Z$  o dBZ (Collier, 1996).

Para definir los valores máximos y mínimos del umbral de reflectividad se supuso primero un umbral de intensidades de lluvia de  $R=10$  mm/h, se sustituyó este valor en las ecuaciones (15) a (18), y los resultados se convirtieron a dBZ con la ecuación (19) (ilustración 10); los umbrales para las distintas zonas climáticas resultaron:

Zona 1:

Lluvias convectivas  $z = 39.2$  dBZ (20)

Lluvias estratiformes  $z = 29.22$  dBZ (21)

Zona 2:

Lluvias convectivas  $z = 36.6$  dBZ (22)

Lluvias estratiformes  $z = 33.9$  dBZ (23)

Una vez definido el intervalo en el que se encuentra el umbral (entre 29 y 40 dBZ), se determinaron las correlaciones de la relación  $R-Z$ , suponiendo distintos valores en ese intervalo. La relación  $Z-R$  para la que se obtuvo la mejor correlación correspondió a un umbral de 31 dBZ (Méndez et al., 2000), es decir, estratiformes  $\leq 31$  dBZ < convectivas.

Las ecuaciones de calibración obtenidas para cada tipo de lluvia, considerando este umbral, fueron:

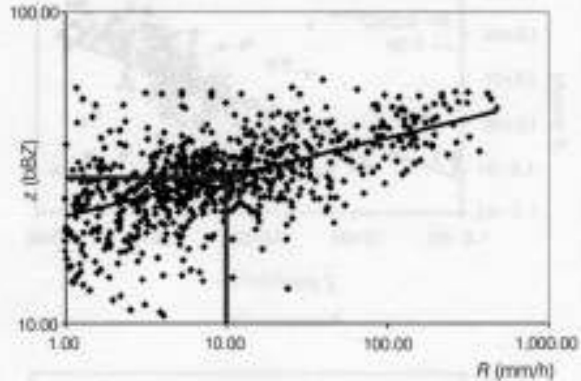
Ecuación de calibración	Criterio	Coef. de correlación $r$
$R_{t+1} = 1.158 Z^{0.317}$	Convectivas ( $>31$ dBZ)	0.342 (24)
$R_{t+1} = 0.707 Z^{0.362}$	Estratiformes ( $<31$ dBZ)	0.396 (25)

Estos resultados muestran que la incorporación de un umbral permite separar en tiempo y espacio los componentes convectivo y estratiforme de una tormenta dada, pero no derivó en mejores resultados que los que se obtienen utilizando un criterio hidrológico para clasificar globalmente cada tormenta.

*Relación entre la malla de reflectividad  $Z$  del radar y la malla (interpolada) de intensidades  $R$  del pluviógrafo*

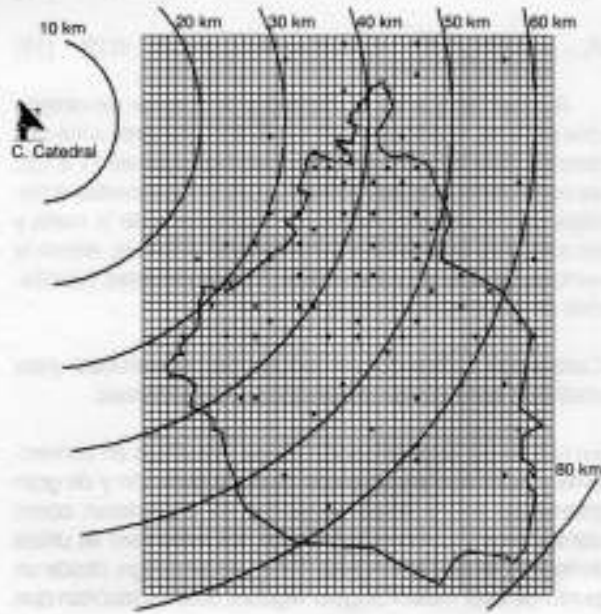
Finalmente, en la búsqueda de mejorar la estimación cuantitativa de la precipitación se determinaron otras relaciones entre la reflectividad del radar  $Z$  y las intensidades de los pluviógrafos  $R_{t+1}$ . En este caso se emplearon

Ilustración 10. Determinación del umbral de  $z$  (dBZ), suponiendo  $R=10$  mm/h.



las mismas fechas seleccionadas (cuadro 2), tomando en cuenta los criterios con los mejores resultados obtenidos en calibraciones anteriores. Se definió como límite de la zona de estudio al área que incluye la red de pluviógrafos de la SACM (ilustración 11), pero considerando sólo los valores de los pixeles que caían dentro de la isoyeta de 10 mm (ilustración 8). Con el fin de tener los

Ilustración 11. Malla de celdas de 1x1 km utilizadas para datos de radar y de pluviógrafos.



datos de pluviógrafos en el mismo formato que los del radar (malla de celdas de 1x1 km), se realizó una interpolación con el método del inverso de la distancia al cuadrado.

La calibración se hizo primero formando pares de puntos  $Z - \bar{R}_{t,t}$  con todas las tormentas seleccionadas. Las relaciones se obtuvieron considerando todos los pares  $Z - \bar{R}_{t,t}$ , ya sea sin clasificar los tipos de tormentas o clasificándolas, utilizando el umbral de 31 dBZ determinado en un análisis anterior. La reflectividad  $Z$  se estimó mediante la ecuación (7) y la intensidad de la lluvia  $\bar{R}$  como:

$$\bar{R}_{t,t} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n R_{i,t} \quad (26)$$

donde  $n$  es el número de celdas promediadas en una matriz de celdas de 3x3 y  $\bar{R}_{i,t}$  es la intensidad de lluvia promedio en las nueve celdas de la matriz en el intervalo de tiempo  $t$ , en  $\text{mm}^3/\text{m}^3$ .

Bajo este criterio, las relaciones que se estimaron fueron:

Ecuación de calibración	Criterio	Coef. de correlación $r$	
$\bar{R}_{t,t} = 1.18 Z^{0.18}$	Todos los pares de puntos	0.43	(27)

$\bar{R}_{t,t} = 0.60 Z^{0.26}$	Convectivas	0.40	(28)
---------------------------------	-------------	------	------

$\bar{R}_{t,t} = 2.21 Z^{0.06}$	Estratiformes	0.11	(29)
---------------------------------	---------------	------	------

Posteriormente se aplicó un segundo método, formando pares de puntos  $Z - R_{t,t}$ , donde  $Z$  se determinó con la ecuación (7) y el valor de  $R_{t,t}$  se tomó de la celda central de la matriz de píxeles de 3x3 (ilustración 5). Las relaciones resultantes fueron:

Ecuación de calibración	Criterio	Coef. de correlación $r$	
$\bar{R}_{t,t} = 1.22 Z^{0.17}$	Todos los pares de puntos	0.42	(30)

$\bar{R}_{t,t} = 0.57 Z^{0.26}$	Convectivas	0.40	(31)
---------------------------------	-------------	------	------

$\bar{R}_{t,t} = 2.27 Z^{0.06}$	Estratiformes	0.10	(32)
---------------------------------	---------------	------	------

Finalmente se relacionaron los valores puntuales  $Z$  y  $R$  de las celdas centrales de las mallas de 3x3 estimadas con las ecuaciones (8) y (9), respectivamente.

Ecuación de calibración	Criterio	Coef. de correlación $r$	
$\bar{R}_{t,t} = 1.42 Z^{0.15}$	Todos los pares de puntos	0.39	(33)
$\bar{R}_{t,t} = 0.64 Z^{0.25}$	Convectivas	0.39	(34)
$\bar{R}_{t,t} = 2.44 Z^{0.05}$	Estratiformes	0.09	(35)

A partir de las correlaciones obtenidas para las ecuaciones (27) a (35), se observa claramente que las calibraciones hechas sin discriminar el tipo de lluvia dan resultados aceptables y cuando se hace esta clasificación las lluvias convectivas dan buenos resultados, pero la correlación obtenida para lluvias estratiformes es bastante mala en todos los casos.

#### Análisis de resultados

Aun cuando en una primera impresión los resultados logrados al correlacionar las precipitaciones medias obtenidas para la cuenca de Mixcoac parecen ser los mejores debido a los altos coeficientes de correlación, ecuaciones (11) a (13), se tomó en cuenta que esos valores de correlación no resultan de una regresión entre valores puntuales, sino de una regresión en la que cada valor que interviene es el resultado de un promedio de más de treinta valores correspondientes a la malla de 1x1 km dentro de la cuenca; por otro lado, al promediar la precipitación se pierde la distribución espacial de sus valores. Por este motivo, la siguiente discusión se centró en las relaciones obtenidas para valores puntuales (no se debe olvidar que se pretende conocer la distribución espacial de la lluvia para utilizarla como dato en los modelos distribuidos lluvia-escorrentía).

De las ecuaciones resultantes en la última calibración, ecuaciones (27) a (35), se eligieron las de mejor coeficiente de correlación, ecuaciones (27) y (30), y se compararon con los resultados obtenidos con la relación de Marshall-Palmer con las relaciones para tormentas convectivas y estratiformes obtenidas para la zona 1 y 2, ecuaciones (15) a (18), y con los datos de pluviógrafos. La comparación se hizo empleando las curvas masa promedio estimadas sobre el área, cubiertas por las isoyetas de 10 mm, con cada una de las ecuaciones seleccionadas (ilustración 12).

En las curvas masa de la ilustración 12 se observa que las ecuaciones de calibración que más se acercan a lo estimado por los pluviógrafos son las obtenidas considerando dos zonas climáticas, ecuaciones (15) a (18). Este resultado y las ecuaciones de calibración ob-

Ilustración 12. Curvas masa de cada una de las tormentas estimadas con pluviógrafos, Marshall-Palmer y ajuste.

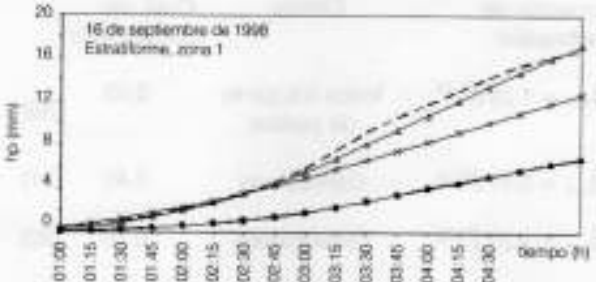
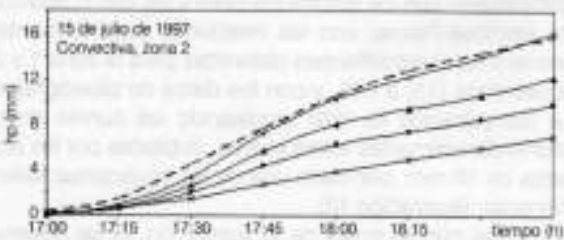
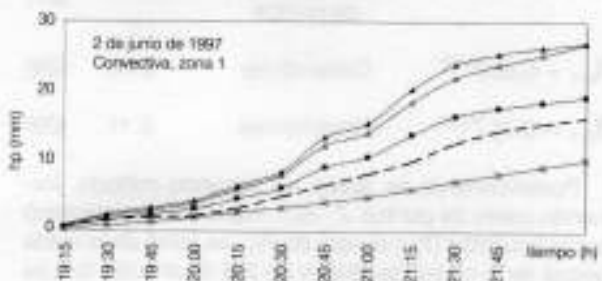
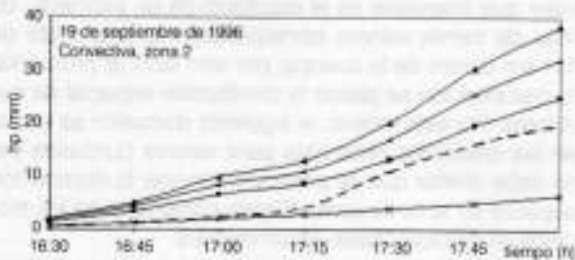
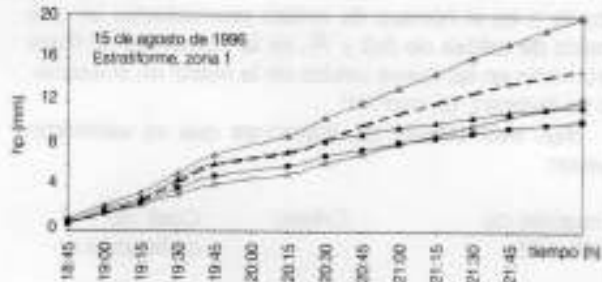
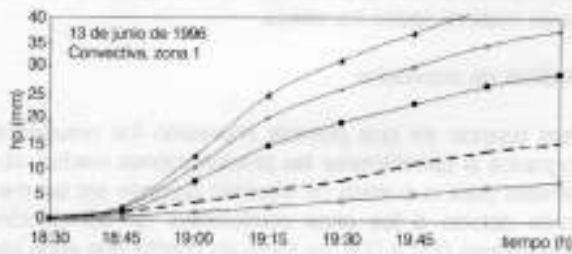
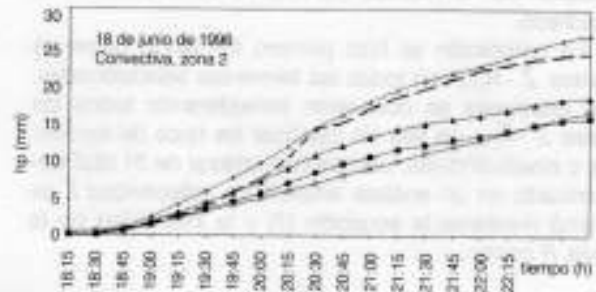
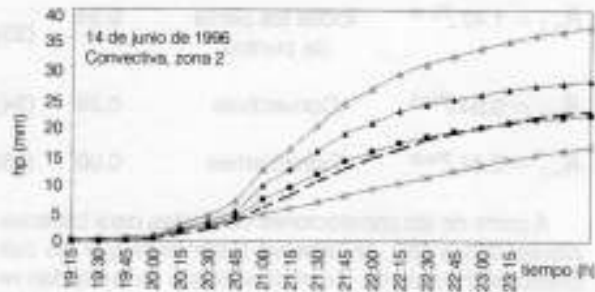
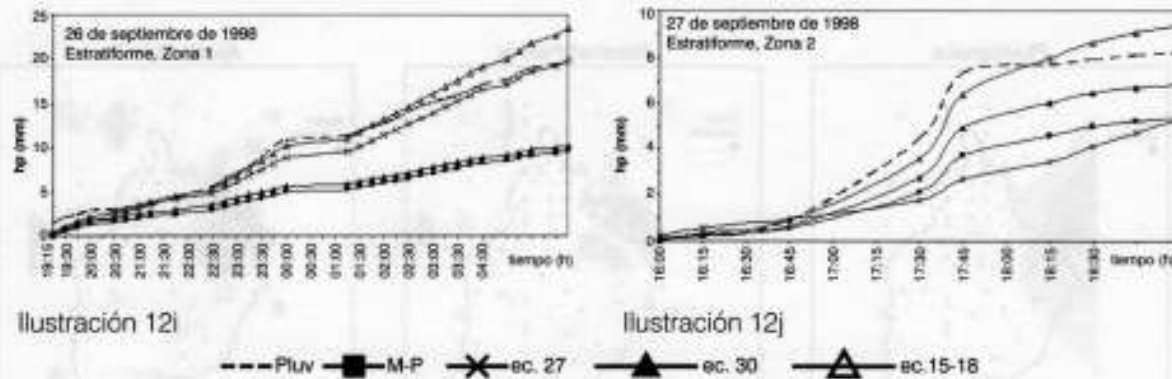




Ilustración 12. Curvas masa de cada una de las tormentas estimadas con pluviógrafos, Marshall-Palmer y ajuste (continuación).



tenidas en esta sección muestran una correlación relativamente alta para las lluvias convectivas y para las tormentas sin clasificar en convectivas o estratiformes, lo que indica que la parte convectiva de la tormenta predomina fuertemente sobre la estratiforme y no es útil clasificarlas por medio de un umbral. El predominio de la parte convectiva sobre la estratiforme explicaría también la baja correlación que se obtuvo con las lluvias estratiformes, ya que las tormentas seleccionadas son predominantemente convectivas.

La topografía de la zona de estudio se muestra en la ilustración 13, con el fin de incluirla en el análisis de la distribución espacial de la precipitación (ilustraciones 14 y 15). En la ilustración 14 se presentan las imágenes de las lluvias acumuladas para cada tormenta y en la 15, las imágenes de cada intervalo de tiempo de la tormenta del 1° de septiembre de 1996. En ellas se muestra lo estimado con base en los pluviógrafos, las lluvias que se estiman con la ecuación de Marshall-Palmer, así como las lluvias que se obtendrían con las mejores ecuaciones obtenidas en este trabajo, ecuaciones (15) a (18).

De estas ilustraciones se puede observar que:

- a) Las zonas de precipitación detectadas son las mismas en los tres casos.
- b) La magnitud de la precipitación total en el centro principal de las tormentas tiende a ser similar en los tres casos; pero, por otra parte, el radar detecta áreas de precipitación que no siempre son detectadas por los pluviógrafos, a pesar de que se trata de una red de pluviógrafos muy densa. Evidentemente, con redes de pluviógrafos menos densas serían más los centros de tormentas que no serían detectados.

c) La interpolación realizada a partir de los datos de pluviógrafos tiende a suavizar la estructura de la tormenta y a cubrir una zona más homogénea que la del radar.

d) Las diferencias entre lo que estiman el radar y los pluviógrafos pueden explicarse con estas ilustraciones, en las que se observa que las áreas que caen dentro de las isoyetas de 10 mm, y que fueron determinadas con los pluviógrafos, no son las mismas que las que cubre el radar; así, al calibrar con base en este criterio, se pierde la similitud geométrica entre las tormentas detectadas con ambos instrumentos.

e) Para la zona 1, la precipitación estimada con la ecuación de Marshall-Palmer es muy similar a la obtenida en este estudio con la ecuación de ajuste para lluvias convectivas (ecuación 15) y ambas subestiman ligeramente los valores obtenidos con los pluviógrafos.

Ilustración 13. Topografía de la zona de estudio.

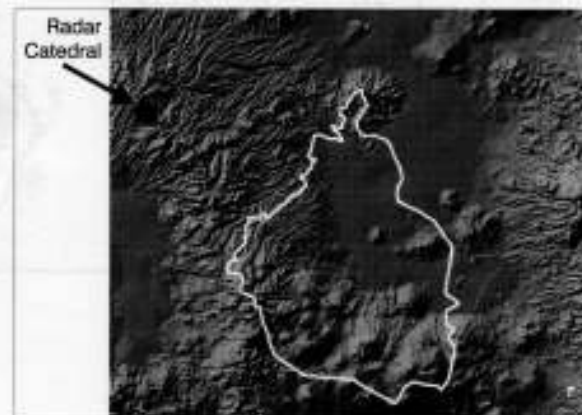


Ilustración 14. a) Tormenta acumulada del 23 de septiembre de 1995 (15:00-18:45); b) tormenta acumulada del 14 de junio de 1996 (19:00-24:00); c) tormenta acumulada del 18 de junio de 1996 (17:30-23:00).

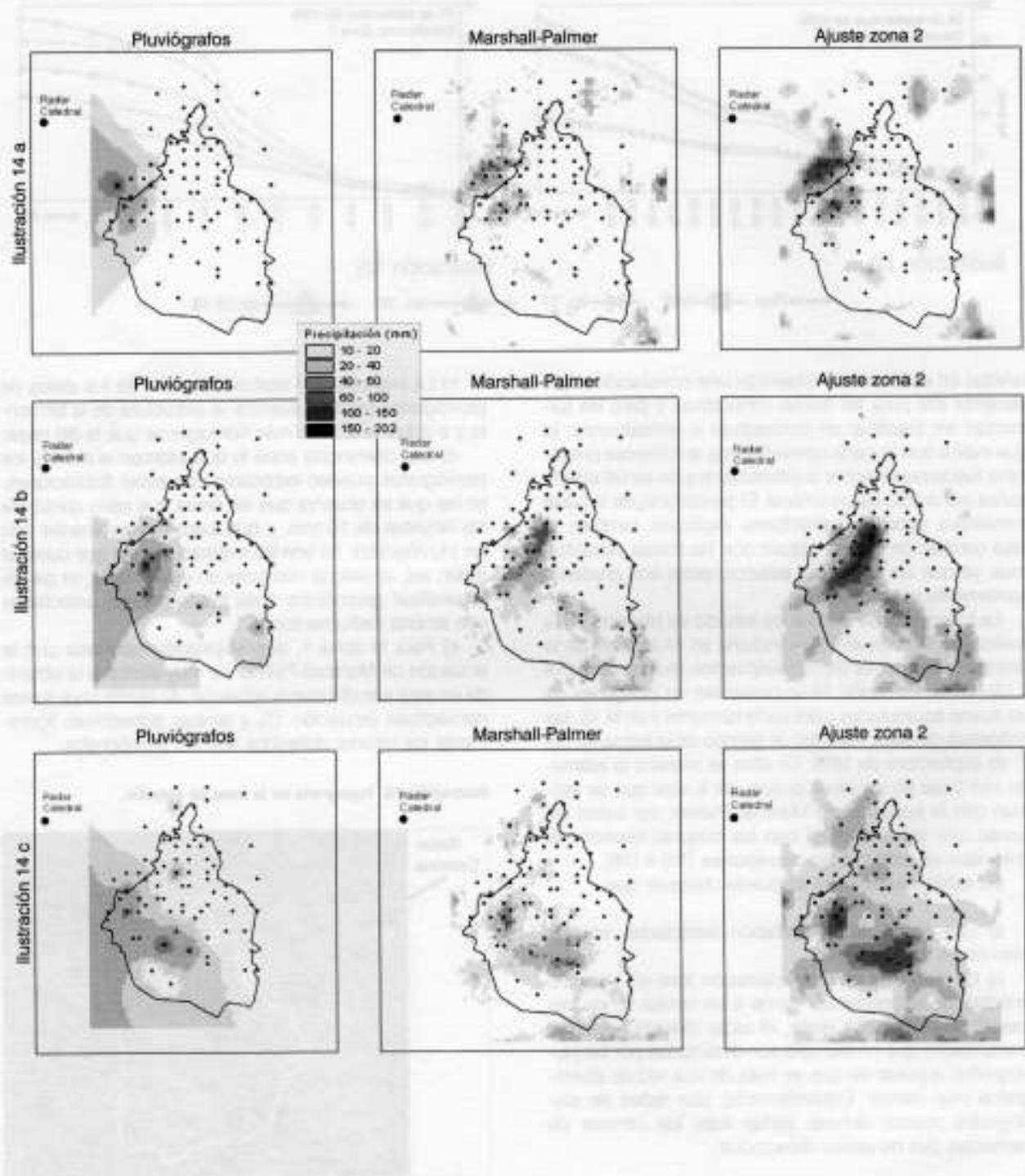


Ilustración 14. (continuación) d) tormenta acumulada del 13 de julio de 1996 (18:00-20:15); e) tormenta acumulada del 15 de agosto de 1996 (18:30-22:15); f) tormenta acumulada del 01 de septiembre de 1996 (15:15-17:00).

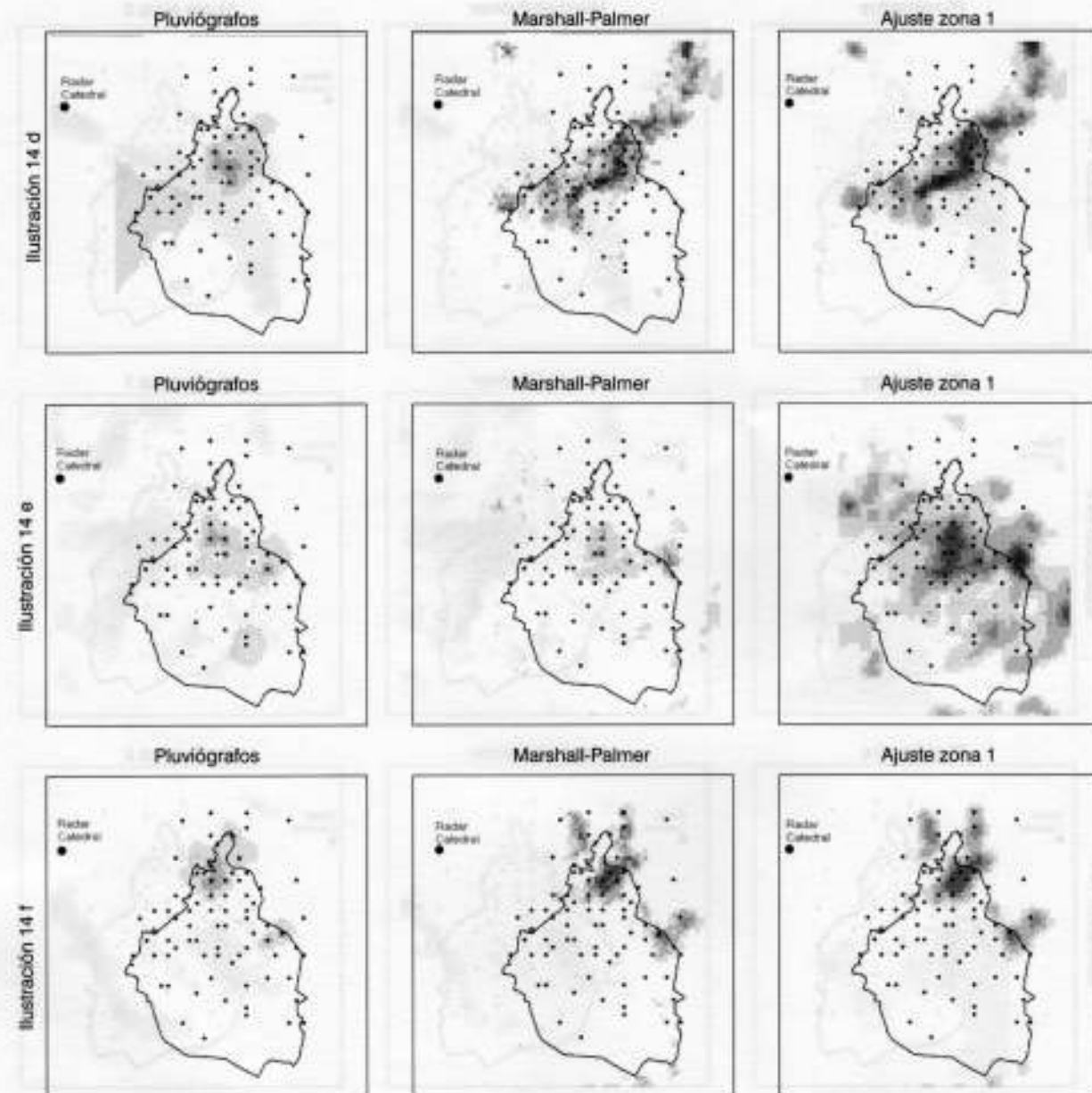


Ilustración 14. (continuación) g) tormenta acumulada del 19 de septiembre de 1996 (16:15-18:00); h) tormenta acumulada del 2 de junio de 1997 (19:00-22:15); i) tormenta acumulada del 15 de julio de 1997 (16:45-18:45).

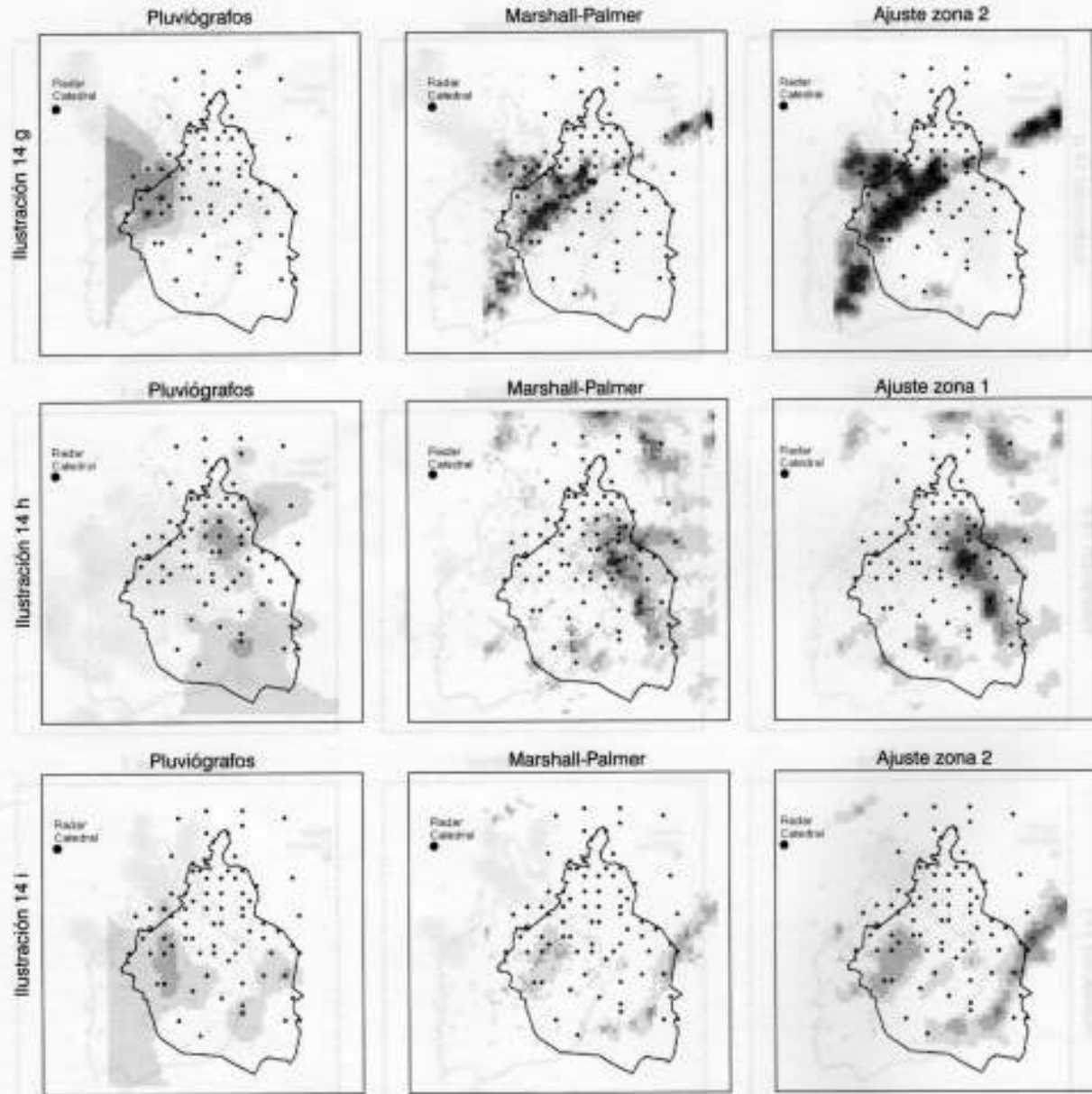




Ilustración 14. (continuación) j) tormenta acumulada del 16 de septiembre de 1998 (00:45-05:45); k) tormenta acumulada del 26 de septiembre de 1998 (19:00-05:45); l) tormenta acumulada del 27 de septiembre de 1998 (15:45-18:45).

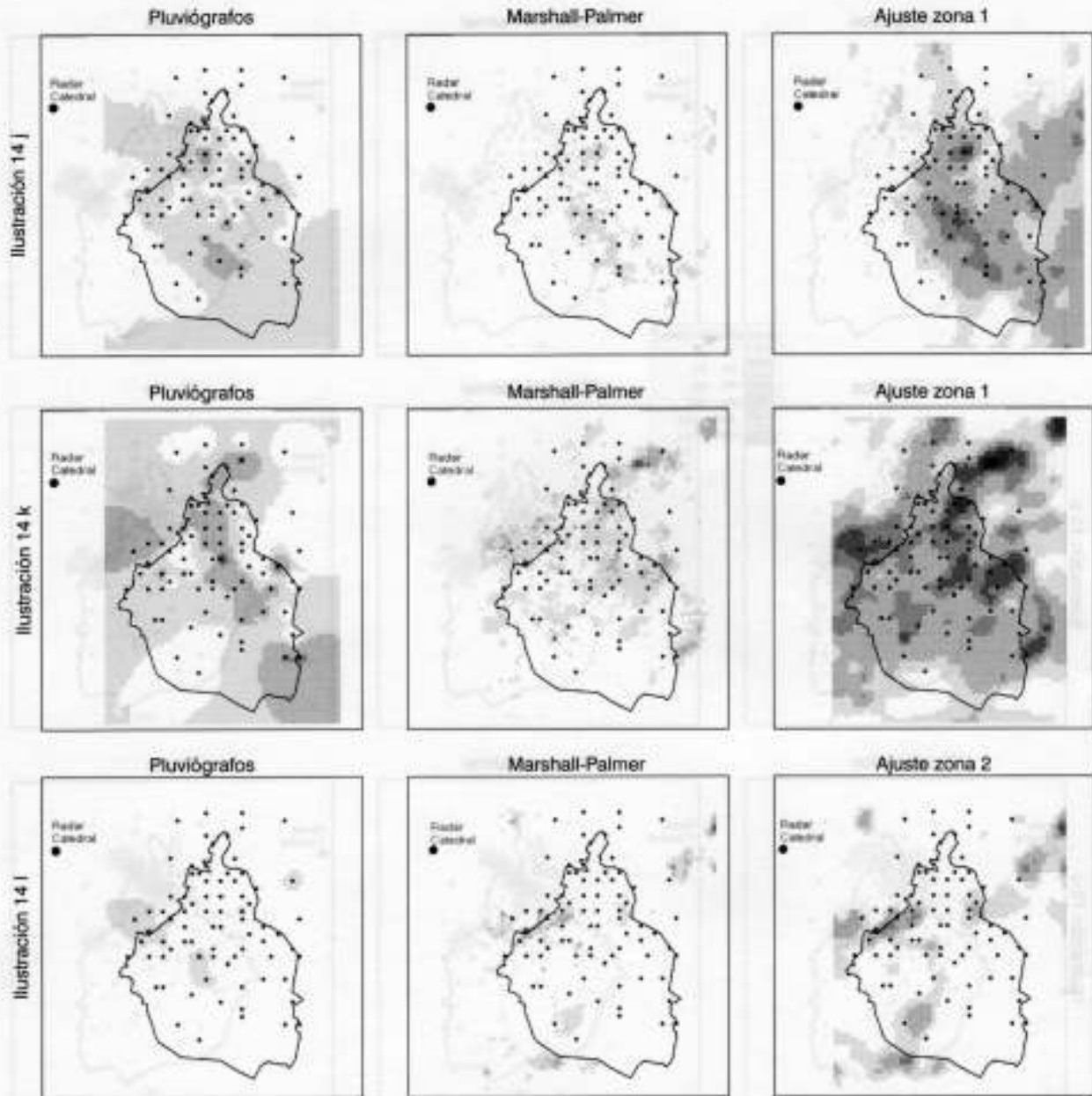


Ilustración 15. a) tormenta del 1 de septiembre de 1996, 15:30 h, convectiva; b) tormenta del 1 de septiembre de 1996, 15:45 h; c) tormenta del 1 de septiembre de 1996, 16:00 horas.

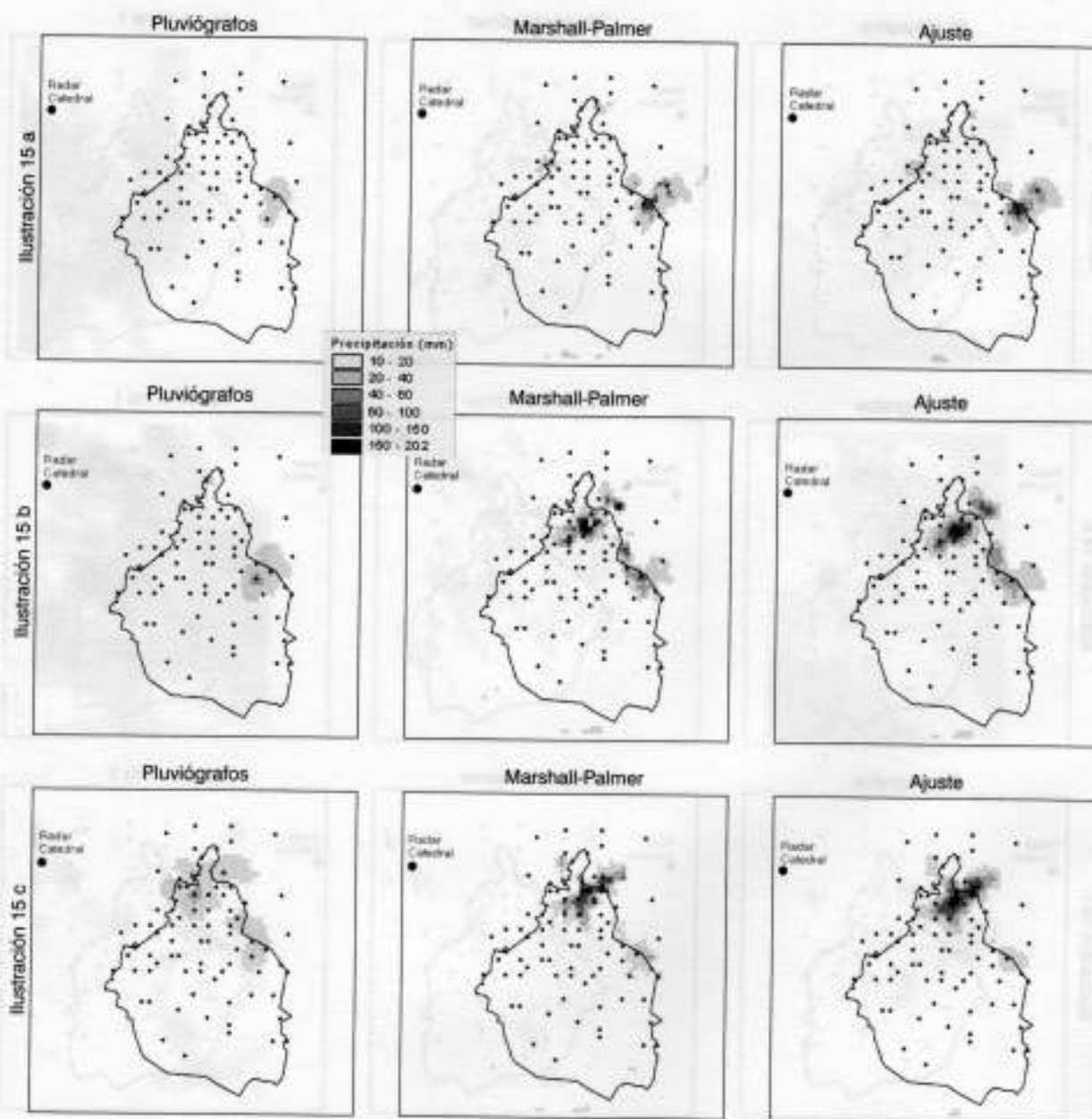
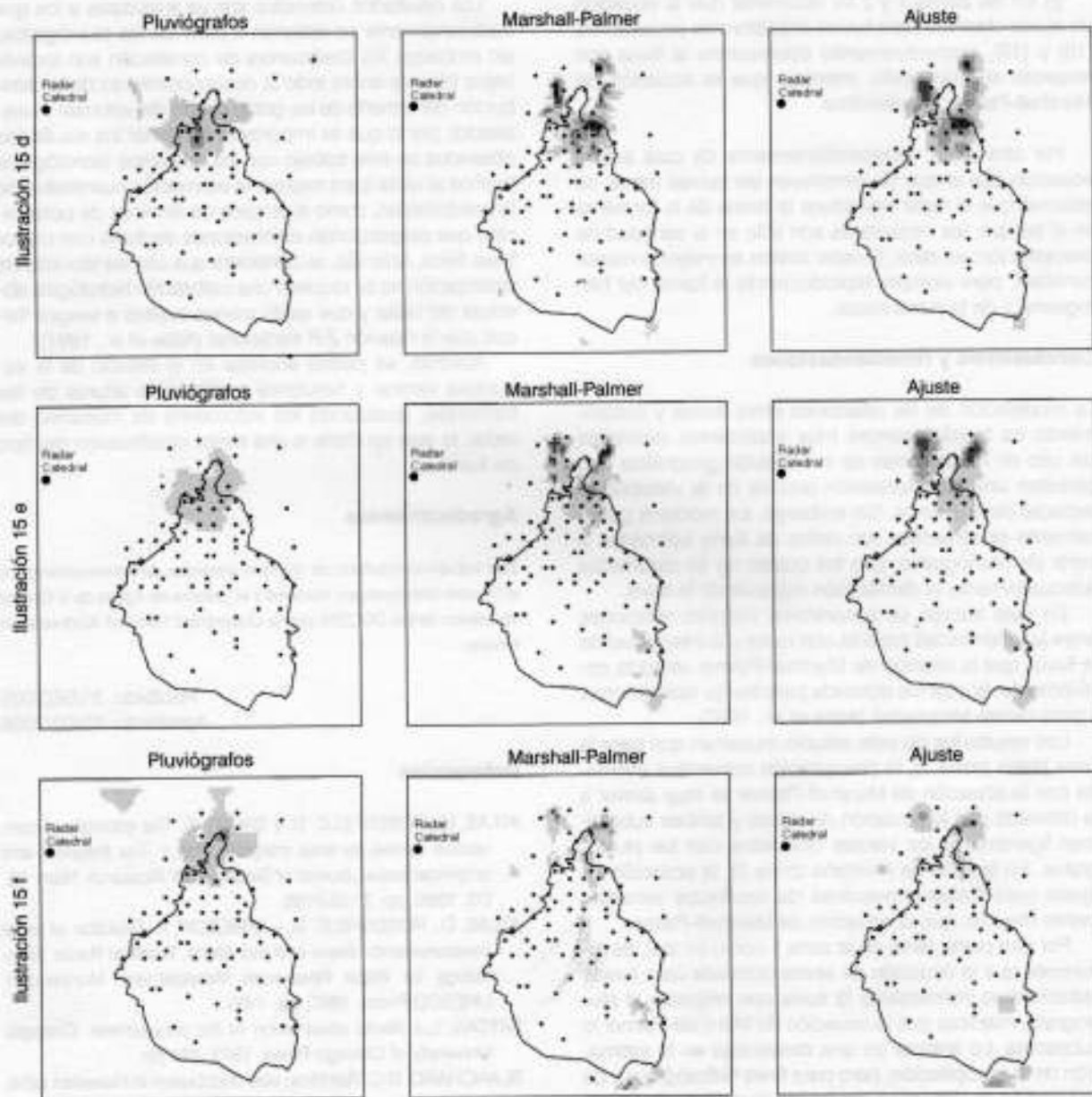


Ilustración 15. (continuación) d) tormenta del 1 de septiembre de 1996, 16:15 h; e) tormenta del 1 de septiembre de 1996, 16:30 h; f) tormenta del 1 de septiembre de 1996, 16:45 horas.



f) Para la zona 2, la ecuación de ajuste para lluvias convectivas (ecuación 17) da mejores resultados que la ecuación de Marshall-Palmer.

g) En las zonas 1 y 2 es recurrente que la ecuación de ajuste obtenida para lluvias estratiformes (ecuaciones (16) y (18), respectivamente) sobreestime la lluvia con respecto al pluviógrafo, mientras que la ecuación de Marshall-Palmer la subestima.

Por otra parte, independientemente de cuál sea la ecuación con la que se construyan las curvas masa, se observó que el radar reproduce la forma de la tormenta en el tiempo; las variaciones son sólo en la cantidad de precipitación; es decir, el radar estima en mayor o menor cantidad, pero siempre reproduciendo la forma del hietograma y de la curva masa.

### Conclusiones y recomendaciones

La modelación de las relaciones entre lluvias y escurrimiento ha tenido avances muy importantes derivadas del uso de los sistemas de información geográfica que permiten una caracterización precisa de la variabilidad espacial de la cuenca. Sin embargo, los modelos generalmente se alimentan con datos de lluvia estimados a partir de pluviógrafos, con los cuales no se caracteriza adecuadamente la distribución espacial de la lluvia.

En este trabajo se encontraron mejores relaciones entre la reflectividad medida con radar y la intensidad de la lluvia, que la relación de Marshall-Palmer utilizada comúnmente, la cual fue obtenida para lluvias estratiformes y para climas templados (Atlas et al., 1997).

Los resultados de este estudio muestran que para la zona plana (zona 1), la precipitación convectiva estimada con la ecuación de Marshall-Palmer es muy similar a la obtenida con la ecuación de ajuste y ambas subestiman ligeramente los valores obtenidos con los pluviógrafos. En la zona de montaña (zona 2), la ecuación de ajuste para lluvias convectivas da resultados sensiblemente mejores que la ecuación de Marshall-Palmer.

Por otra parte, tanto en la zona 1 como en la 2, es recurrente que la ecuación de ajuste obtenida para lluvias estratiformes sobreestime la lluvia con respecto al pluviógrafo, mientras que la ecuación de Marshall-Palmer la subestima. Lo anterior es una desventaja en la estimación de la precipitación, pero para fines hidrológicos y de prevención de desastres, las lluvias de mayor interés son las convectivas.

En relación con la calibración hidrológica es importante señalar que, a pesar de que se obtuvieron mejores coeficientes de correlación en los ajustes realizados, considerando los valores promedio en una cuenca (ajus-

tes en la cuenca del río Mixcoac), se decidió emplear las ecuaciones (15) a (18) porque incluyen la variabilidad espacial de la lluvia en la cuenca.

Los resultados obtenidos son ya superiores a los que tradicionalmente se obtienen a partir de los pluviógrafos; sin embargo, los coeficientes de correlación son todavía bajos (debido sobre todo al desconocimiento de la distribución del tamaño de las gotas dentro del volumen muestreado), por lo que es importante combinar los resultados obtenidos en este trabajo con los adelantos tecnológicos hechos al radar para mejorar la estimación cuantitativa de la precipitación, como el empleo de técnicas de polarización que proporcionan estimaciones de lluvia con mayor base física. Además, se considera que con las técnicas de polarización no se requiere una calibración hidrológica absoluta del radar y que están menos sujetas a sesgos físicos que la relación Z-R tradicional (Atlas et al., 1997).

Además, se podría ahondar en el estudio de la estructura vertical y horizontal a diferentes alturas de las tormentas, analizando los volúmenes de muestreo del radar, lo que ayudaría a una mejor clasificación del tipo de lluvia.

### Agradecimientos

Este trabajo es resultado de diversos proyectos de colaboración entre el Servicio Meteorológico Nacional y el Sistema de Aguas de la Ciudad de México (antes DGCOH) con la Universidad Nacional Autónoma de México.

Recibido: 31/08/2005

Aprobado: 02/03/2006

### Referencias

- ATLAS, D., ROSENFELD, D. y SHORT, D. The estimate of convective rainfall by area integrals. Part I: The theoretical and empirical basis. *Journal of Geophysical Research*. Núm. 95, D3, 1990, pp. 2153-2160.
- ATLAS, D., ROSENFELD, D. y JAMESON, A. *Evolution of radar measurements: Steps and mis-Steps*. Weather Radar Technology for Water Resources Management. Montevideo: UNESCO Press, 1997, pp. 1-60.
- BATTAN, L.J. *Radar observation of the atmosphere*. Chicago: University of Chicago Press, 1973, 324 pp.
- BLANCHARD, D.C. Raindrop size distribution in Hawaiian rains. *Journal of Meteorology*. Núm. 10, 1953, pp. 457-473.
- CALHEIROS, V. y ZAWADZKY, I. Reflectivity-rain rate relationship for radar hydrology in Brazil. *Journal of Climate and Applied Meteorology*. Núm. 26, 1987, pp. 118-132.
- COLLIER, C. *Applications of weather radar systems*. Londres: John Wiley and Sons, 1996, 390 pp.



- DOMÍNGUEZ, R. *Manual de diseño de obras civiles, Hidrología, A.1.2 Precipitación*. México, D.F.: Comisión Federal de Electricidad, 1980, 70 pp.
- DONEAUD, A., SMITH, P., DENNIS, A. y SENGUPTA, S. A simple method for estimating convective rain volume over an area. *Water Resource Research* 17, 1981, pp. 1676-1682.
- DOVIK, R.J. y ZRNIC, D.S. *Doppler radar and weather observations*. San Diego: Academic Press, 1984, 458 pp.
- FAURES, J.M., GOODRICH, D.C., WOOLHISER, D.A. y SOROOSHIAN, S. Impact of small-scale rainfall variability on runoff modeling. *Journal of Hydrology*. Vol. 173, 1995, pp. 309-326.
- GONZÁLEZ, F., DOMÍNGUEZ, R., FUENTES, G. y MÉNDEZ, B. *Predicción de avenidas a través de datos de lluvia captados por medio de radar*. Informe del Instituto de Ingeniería, UNAM, elaborado para la Comisión Nacional del Agua. Proyecto 7309, 1997, 47 pp.
- GONZÁLEZ, F., FRANCO, V., FUENTES, G., MÉNDEZ, B. y ESQUIVEL, G. *Estimación de la precipitación en la cuenca del valle de México a partir de datos de lluvia captados por medio de radar*. Informe del Instituto de Ingeniería, UNAM, elaborado para la Dirección General de Operación y Construcción Hidráulica, perteneciente al Gobierno del Distrito Federal. Proyecto 8353, 1998.
- GUICHARD, D., GARCÍA, R., FRANCÉS, F. y DOMÍNGUEZ, R. *Influencia de la variabilidad espacio-temporal de la lluvia mediterránea en la respuesta hidrológica en cuencas pequeñas y medianas*. Sao Paulo, Brasil: XXI Congreso Latinoamericano de Hidráulica, 2004.
- INEGI. *Anuario Estadístico del Distrito Federal*. México, D.F. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1997, 188 pp.
- JONES, D.M.A. *Rainfall drop-size distribution and radar reflectivity*. Res. Report 6 Urbana. Champaign, E.U.: Meteorology Lab, Illinois State Water Survey, 1956, 20 pp.
- MARSHALL, J.S. y PALMER, W.M.K. The distribution of raindrops with size. *Journal of Meteorology*. Vol. 5, 1948, pp. 165-166.
- MÉNDEZ, B., GONZÁLEZ, F., FRANCO, V., FUENTES, G., y ESQUIVEL, G. *Determinación de un modelo lluvia-escorrento, así como el coeficiente de escorrento para la cuenca del río Mixcoac a partir de información de lluvias medidas por pluviómetros y radar*. México, D.F.: Informe del Instituto de Ingeniería, UNAM, elaborado para la Dirección General de Operación y Construcción Hidráulica, perteneciente al Gobierno del Distrito Federal. Proyecto 9373, 1999, 128 pp.
- MÉNDEZ, B., DOMÍNGUEZ, R., GONZÁLEZ, F. y FRANCO, V. *Modelo lluvia-escorrento obtenido a partir de datos de radar meteorológico*, Tomo 2. Córdoba, México: XIX Congreso Latinoamericano de Hidráulica, 2000, pp. 149-157.
- MORIN, J., ROSENFELD, D. y AMITAI, E. Radar rain field evaluation and possible use of its high temporal and spatial resolution for hydrological purposes. *Journal of Hydrology*. Vol. 172, 1995, pp. 275-292.
- ROSENFELD, D., ATLAS, D. y SHORT, D. The estimate of convective rainfall by area integrals. Part II: The height-area threshold (HART) method. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 95, D3, 1990, pp. 2161-2176.
- ROSENFELD, D., WOLF, D.B. y AMITAI, E. The window probability matching method for rainfall measurements with radar. *Journal of Applied Meteorology*. Vol. 33, 1994, pp. 682-693.
- ROSENFELD, D., AMITAI, E. y WOLF, D.B. Classification of rain regimes by three-dimensional properties of reflectivity fields. *Journal of Applied Meteorology*. Vol. 34, 1995, pp. 198-211.
- ROSENGAUS, M. *Fundamentos de radares meteorológicos: aspectos clásicos*. Ingeniería hidráulica en México. Vol. X, núm. 1, 1995, pp. 55-74.
- ROSENGAUS, M. *Participación en la campaña de estimulación de lluvias*. Informe de los proyectos TH-9062 y TH-9063. México, D.F.: SEMARNAP-CNA-IMTA, 1999.
- PRUPPACHER, R.H. y KLETT, J.D. *Microphysics of clouds and precipitation*. Dordrecht, The Netherlands: Kluwer Academic, 1997, 954 pp.
- TOKAY, A. y SHORT, D. Evidence from tropical raindrop spectra of the origin from stratiform versus convective clouds. *Journal of Applied Meteorology*. Vol. 35, 1996, pp. 355-371.

**Abstract**

MÉNDEZ-ANTONIO, B., DOMÍNGUEZ-MORA, R., MAGAÑA-RUEDA, V., CAETANO, E. & CARRIZOSA-ELIZONDO, E. Hydrological calibration of meteorological radars. Hydraulic engineering in Mexico (in Spanish). Vol. XX, no. 4, October-December, 2006, pp. 43-64.

In recent years, the use of distributed models between rain and runoff by means of a geographic information system (GIS) tool has increased. However, the use of this tool in Mexico to describe the characteristics of a river basin with great detail has not been seriously considered, since the spatial density of rain gauges is not very high. This paper discusses the sensibility of several calibration methods for realistic estimates of rainfall using data from a radar located in a hill in conjunction with the Mexico City rain gauge network. These data are used as input in a distributed model. Results for the Mexico basin serve to establish a methodology that can be applied in other regions with scarce or no rain gauge instrumentation for flood forecast and prevention in high risk zones.

**Keywords:** radar, hydrological calibration, hydrological models, precipitation.

**Dirección institucional de los autores:**

Dr. Baldemar Méndez-António

Estancia post-doctoral.  
Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais,  
Rod. Presidente Dutra, Km 40,  
Centro de Previsión del Tiempo y Estudios Climáticos,  
Cachoeira Paulista,  
São Paulo, Brasil.  
tel.: + (55) (12) 3186 9467,  
fax: + (55) (12) 3186 9291,  
baldemar@cptec.inpe.br

Dr. Ramón Domínguez-Mora

Investigador del Instituto de Ingeniería,  
Universidad Nacional Autónoma de México,  
Instituto de Ingeniería,  
Av. Circuito Interior s/n,  
04510, Ciudad Universitaria,  
Delegación Coyoacán,  
México D. F.,  
teléfono: + (52) (55) 5623 3666,  
fax: + (52) (55) 5616 2164,  
rdm@pumas.ingen.unam.mx

Dr. Víctor Magaña-Rueda

Investigador del Centro de Ciencias de la Atmósfera,  
Universidad Nacional Autónoma de México,  
Centro de Ciencias de la Atmósfera,

Universidad Nacional Autónoma de México,  
Av. Circuito Exterior s/n,  
04510, Ciudad Universitaria,  
Delegación Coyoacán,  
México D. F.,  
teléfono: + (52) (55) 5622 4088,  
fax: + (52) (55) 5622 4090,  
victormr@servidor.unam.mx

Dr. Ernesto Caetano

Investigador del Centro de Ciencias de la Atmósfera,  
Universidad Nacional Autónoma de México,  
Centro de Ciencias de la Atmósfera,  
Universidad Nacional Autónoma de México,  
Av. Circuito Exterior s/n,  
04510, Ciudad Universitaria,  
Delegación Coyoacán,  
México D. F.,  
teléfono: + (52) (55) 5622 4079,  
fax: + (52) (55) 5622 4090,  
caetano@servidor.unam.mx

M.I. Eliseo Carrizosa-Elizondo

Técnico académico,  
Instituto de Ingeniería,  
Universidad Nacional Autónoma de México,  
Ciudad Universitaria,  
Colonia Copilco, Delegación Coyoacán,  
04510 México D. F.,  
teléfono: + (52) (55) 5623 3600, extensión 8620,  
ecae@pumas.ingen.unam.mx