

SOBRE EL ERROR EN LA ESTIMACIÓN DE LLUVIA UTILIZANDO RADAR METEOROLÓGICO

Michel Rosengaus¹

RESUMEN: *Varios de los factores que afectan la capacidad de medición de lluvia de los radares meteorológicos se discuten en este trabajo. Un radar de características típicas y un caso de una tormenta sintética se usan para comparar la distribución espacial instantánea de lluvia frente a una realidad sintética conocida. El uso de una escala de reflectividad en decibelios, la discretización de dicha reflectividad, la disminución en resolución al aumentar la distancia de la tormenta al radar, la resolución de medición vs. la de despliegue, la curvatura de la Tierra y el bloqueo orográfico son cuantitativamente explorados. Aún cuando la disminución de la resolución radial suaviza los picos de intensidad de lluvia, la sobrevaloración del área de la tormenta produce una estimación de la producción total de lluvia que no disminuye significativamente con dicha distancia radial. La ubicación aleatoria de las tormentas con respecto a la malla de medición del radar sugiere que, independientemente de lo bien calibrado que esté la relación entre reflectividad e intensidad de lluvia, existen límites definitivos en la capacidad de medición de lluvia de los radares. En general, siempre que un estudio local de calibración de reflectividad a lluvia haya sido realizado, los radares meteorológicos ofrecen una herramienta ingenieril útil en hidrología, sobre todo en regiones de mediana a escasa densidad en la red de pluviómetros.*

INTRODUCCIÓN

El uso del radar meteorológico para la monitorización de las condiciones atmosféricas se ha hecho tan común que, inclusive el público en general, espera un análisis de radar como parte rutinaria de un parte meteorológico por televisión. No obstante lo útil que son las capacidades de rastreo de tormentas y evaluación cualitativa (ligera, moderada, intensa) de lluvia, los radares meteorológicos son instrumentos capaces de realizar mediciones cuantitativas de lluvia y, como tales, han venido incorporándose al arsenal de herramientas de los hidrólogos. Bajo la apropiada calibración hidrológica de sus mediciones de reflectividad atmosférica para obtener intensidades de lluvias con moderadamente baja incertidumbre, los radares se han convertido en el equivalente a extensas redes de pluviómetros registradores y telemétricos.

Los Estados Unidos de América han finalizado recientemente la instalación de una densa red de 150 unidades (llamada NEXRAD, Crum y Albery, 1993), pero aún otros países menos desarrollados han iniciado esfuerzos similares. Ejemplos de redes de radares modernos son la red de 14 unidades en España y la red de 12 unidades en México (Valdes-Manzanilla y Aparicio, 1997, Rosengaus y colaboradores, 1994).

La mayoría de las discusiones sobre el papel hidrológico de los radares meteorológicos ha girado alrededor de la relación reflectividad-lluvia (comunmente conocida como la relación $z-R$). Debido a la fuerte dependencia de la reflectividad atmosférica con la distribución de tamaños de gotas de agua en las tormentas, diversas relaciones $z-R$ de libro de texto producen estimaciones de lluvia dramáticamente distintas, (Biggerstaff y Hristova-Velva, 1995). Sin embargo, existen otros factores que afectan la fiabilidad de los radares, aún asumiendo que la relación $z-R$ utilizada fuera perfecta, los cuales han motivado la búsqueda de métodos probabilísticos para la calibración hidrológica de radares (Rosenfeld y colaboradores, 1993). Al análisis de alguno de estos factores se dedica el presente trabajo.

ANTECEDENTES

Los radares operan generando pulsos electromagnéticos de gran potencia (típicamente 250 kW) que son transmitidos a través de una antena parabólica giratoria en dirección radial, y posteriormente detectando los débiles ecos retrodispersados por lo blancos objeto (gotas de agua en el aire) hacia el radar (Rosengaus, 1995 a, b), por un breve lapso de tiempo antes de volver a emitir un nuevo pulso. Cada eco es ubicado a su distancia correcta del radar

¹ Instituto Mexicano de Tecnología del Agua

Artículo publicado en *Ingeniería del Agua*. Vol. 6 Num.2 (junio 1999), páginas 185-198, recibido el **18 de mayo de 1998** y aceptado para su publicación el **3 de mayo de 1999**. Pueden ser remitidas discusiones sobre el artículo hasta seis meses después de la publicación del mismo. En el caso de ser aceptadas, las discusiones serán publicadas conjuntamente con la respuesta de los autores en el primer número de la revista que aparezca una vez transcurrido el plazo indicado.

por medición del tiempo invertido por la señal en viajar de ida y regreso después de la emisión del pulso. Típicamente, un radar cubre los 360° en acimut unas 6 a 10 veces por minuto y, en el caso de los radares modernos, al incrementar el ángulo de elevación de la antena cada revolución, pueden terminar el llamado *barrido volumétrico* en un intervalo de 2 a 10 minutos. De estos barridos volumétricos, diversas vistas de la distribución de reflectividad pueden ser desplegadas, siendo el CAPPI (una vista en planta de los ecos a una altitud constante sobre el nivel del mar) el más común (y fácil de interpretar). Desde el punto de vista hidrológico, el CAPPI de menor altitud que pasa por arriba del relieve topográfico del entorno es el más útil. Algunos radares producen un CAPPI cerca del radar y revierten al PPI (vista en planta de ecos a un ángulo de elevación de la antena constante) más bajo lejos del radar. Otros radares despliegan productos de la máxima reflectividad medida sobre la vertical sobre cada punto en la superficie terrestre, que también es hidrológicamente conveniente. Los resultados son renovados en la consola de los usuarios a intervalos típicos de 5 a 15 minutos.

Los radares meteorológicos, a través de la medición del cociente entre la potencia recibida y la potencia transmitida y características fijas de cada radar, calculan el *factor de reflectividad de radar*, z , que representa la sumatoria de la 6a potencia de los diámetros equivalentes (suponiendo esfericidad) de las gotas de agua por unidad de volumen, expresado en unidades de mm^6/m^3 . Dado el gran rango de valores de z posibles, prácticamente siempre es expresada en decibelios usando una Z mayúscula y "unidades" dBZ, o sea: $Z = 10 \log_{10}[z/(1\text{mm}^6/\text{m}^3)]$. Para obtener estimaciones de intensidad de lluvia, R , a partir de z , se recurre a relaciones z - R empíricas que típicamente tienen la forma $z = aR^b$ (observe la z minúscula) con unidades de R en mm/h . Se recurre a relaciones z - R empíricas, no por debilidad en la teoría de propagación y retrodispersión de energía electromagnética, sino por la falta de conocimiento de la verdadera distribución de tamaños de gotas. Cuando esta distribución de tamaños de gotas es conocida con exactitud, se pueden obtener mediciones de intensidad de lluvia con error mínimo.

El radar no es un dispositivo de medición puntual; la reflectividad (y por lo tanto la intensidad de lluvia) proporcionada resulta de un promedio en el *volumen de muestreo* que típicamente tiene un tamaño constante en la dirección radial, r , de un par de cientos de metros a mil metros, y un tamaño variable (linealmente creciente con r) en las direcciones tangenciales (θ y ϕ). Por la forma de operar del radar, el sistema de coordenadas intrínseco es esférico, aún cuando casi todos los despliegues modernos de sus productos son mapeados a una malla en sistema cartesiano x,y (y a veces x,y,h). La *Figura 1* muestra un pequeño sector (alrededor del *haz de radar* hacia el norte) en planta del barrido con líneas $r = \text{constante}$ detalladas solo alrededor de

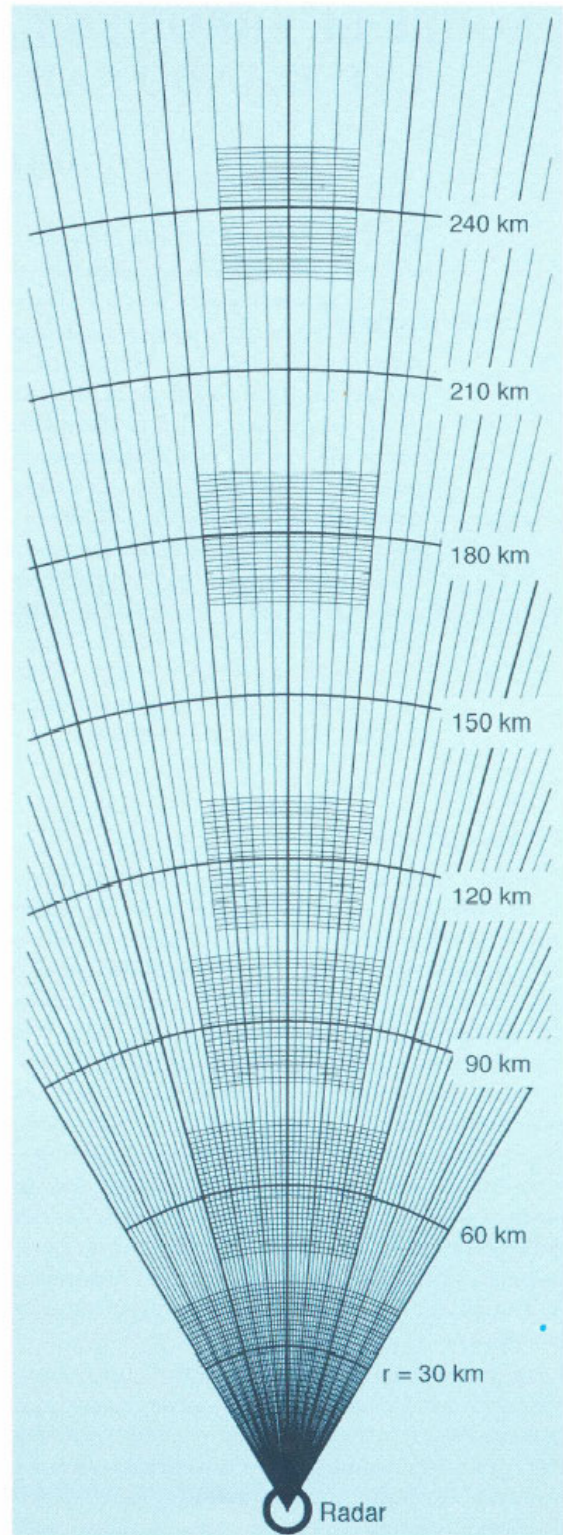


Figura 1. Porción de la malla de medición de un radar

$r = 30, 60, 120, 180$ y 240 km. Cada celda en la malla tendrá un solo valor de reflectividad. La disminución de la resolución en la dirección tangencial, al aumentar la distancia radial r , es obvia en la figura.

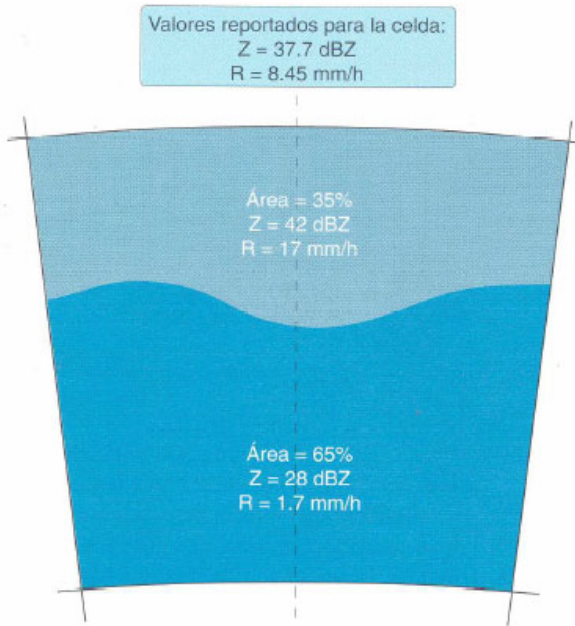


Figura 2. Promedio dentro de un volumen de muestreo

El valor de Z dado por el radar en cada volumen de muestreo proviene del sumatorio $\sum w_i D_i^6$ sobre el volumen completo, donde el peso w en el promedio proviene de la distribución de energía alrededor del eje del haz del radar (fuertemente concentrada alrededor de esta línea). La promediación es realizada en el dominio de z y no en el dominio de Z o R . La reflectividad se ve fuertemente afectada por las gotas mas grandes, debido a la 6^o potencia de D . Más aún, el despliegue en decibelios produce cuestiones curiosas como el requerir un porcentaje muy pequeño del volumen de muestreo ocupado por unamasa atmosférica caracterizado por un valor alto de reflectividad Z para dominar completamente el valor reportado para dicha celda. Un ejemplo simplificado de esto se muestra

en la Figura 2. Aún cuando el 35% del área de la celda se encuentra ocupado por lluvia de $Z = 42$ dBZ y el 65% por lluvia con $Z = 28$ dBZ (que corresponden aproximadamente a las intensidades de lluvia mostradas), el valor final dado por el radar parece injustamente sesgado hacia la reflectividad (e intensidad de lluvia) alta. Las intensidades de lluvia mostradas se calcularon con la relación estándar utilizada en el sistema NEXRAD: $z = 300R^{14}$. Los colores coinciden con la escala estándar que se utiliza (Figura 3).

EL CASO SINTÉTICO

Cuando se trata de evaluar el desempeño hidrológico de los radares, el principal obstáculo es la falta de conocimiento sobre las verdaderas condiciones de las tormentas evaluadas. Tratar, como se hace en instrumentos de laboratorio, de substituir a la realidad por una aproximación un orden de magnitud más precisa (o una red un orden de magnitud más densa) que el instrumento que se desea evaluar, requeriría de un número de pluviómetros tan masivo que lo haría económicamente irrealizable y, si pudiera hacerse, negaría de partida la necesidad del radar (ver por ejemplo la red japonesa de pluviómetros en Abe, 1996). Por lo tanto, recurrir a condiciones sintéticas, pero realistas, es conveniente. El presente trabajo hace uso de un radar idealizado, una tormenta sintética de tres celdas convectivas y de un perfil radial de precipitación pluvial sintético, descritos a continuación.

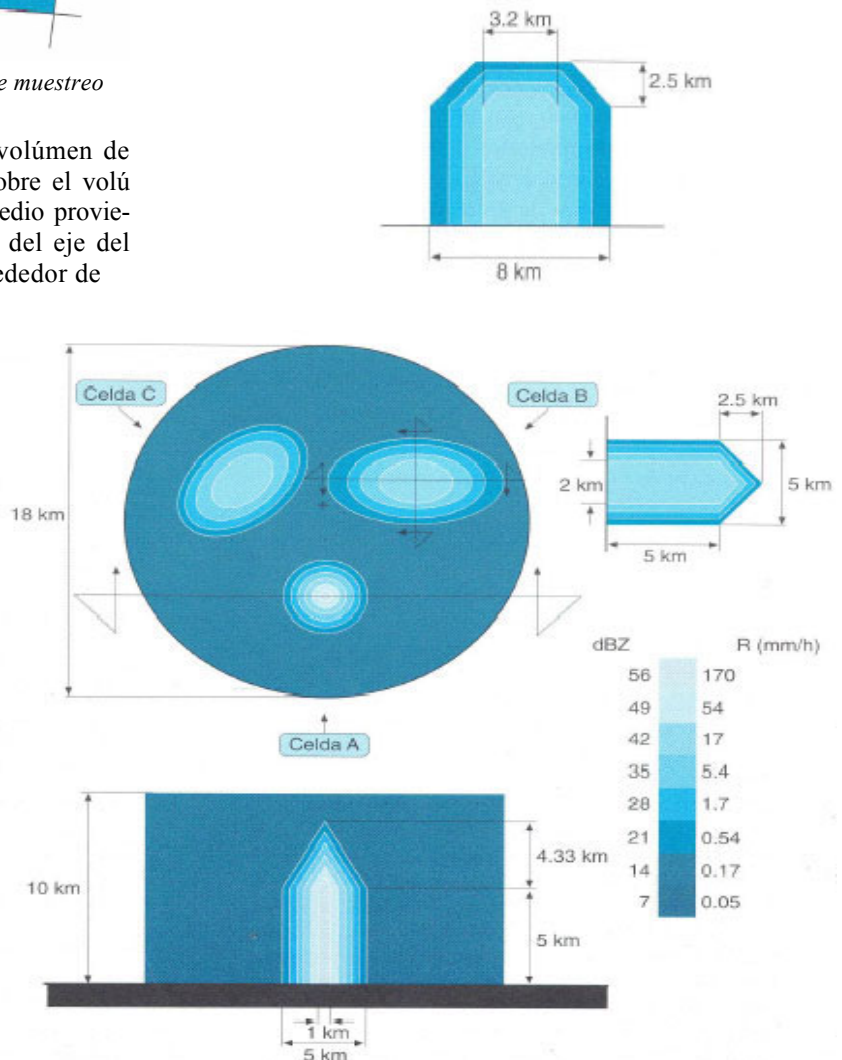


Figura 3. Definición de la tormenta sintética

El radar idealizado

Sus características son:

1. Ángulo de apertura del haz en θ y ϕ de 1° (como en la *Figura 1*);
2. Un volumen de muestreo de 1 km de longitud en la dirección radial (como en la *Figura 1*);
3. Haces que muestrean en θ cada 1° (sin solape con haces vecinos);
4. Una resolución de despliegue con píxeles de 1 km x 1 km;
5. Una relación z - R perfecta es supuesta (igual a la standard en NEXRAD);
6. Sin problemas de atenuación;
7. Un alcance máximo para estimación cuantitativa de lluvia de 240 km alrededor del radar;
8. Una distribución de energía uniforme dentro del haz, $w_i = 1$ (ignorando la verdadera concentración alrededor de su eje radial).

Estas características son suficientemente cercanas a radares operacionales modernos para ser útiles en una discusión genérica sobre su desempeño hidrológico. Además, para simplificar la interpretación gráfica de lo que el radar percibe de la realidad sintética, en varias secciones se supone la existencia de un número muy limitado de niveles discretos Z . De los 256 niveles usuales, se supone que el radar discretiza la reflectividad en cada celda en sólo 6 niveles distintos (específicamente los niveles $Z = 14, 28, 35, 42, 49$ y 56 dBZ).

La tormenta convectiva sintética

Se emplea una tormenta sintética de tres celdas convectivas embebidas en una zona de lluvia estratiforme. Esta tormenta se define gráficamente en planta y perfil en la *Figura 3*. Las celdas A, B y C son uniformes en la vertical en los 5 km más bajos y más arriba presentan una reducción lineal en su extensión. La celda A es circular con un diámetro de 5 km y una altitud máxima de 9.33 km con un núcleo de máxima reflectividad de 56 dBZ. La celda B es elíptica con un eje menor de 5 km y un eje mayor de 8 km. Presenta una reflectividad máxima de tan solo 49 dBZ y una altitud máxima de 7.5 km. La celda C es idéntica a la celda B, excepto por su orientación a 45° . La zona estratiforme en la que las tres celdas están embebidas es circular con un diámetro de 18 km y uniforme en altura (10 km) y reflectividad (14 dBZ). Observe que los niveles de reflectividad presentes en la tormenta son precisamente aquellos en los que se ha supuesto que el radar discretiza sus mediciones (14, 28, 35, 42, 49 y 56 dBZ). Note también que la región de lluvia estratiforme y el mínimo nivel de lluvia convectiva se encuentran separados por 14 dBZ, en lugar de los 7 dBZ que separan las diferentes regiones dentro de las celdas convectivas.

El perfil radial de lluvia sintético

Para discutir los efectos de los escasos niveles de reflectividad desplegados por el radar, se usa un perfil radial sintético de intensidad de lluvia, mostrado en la línea

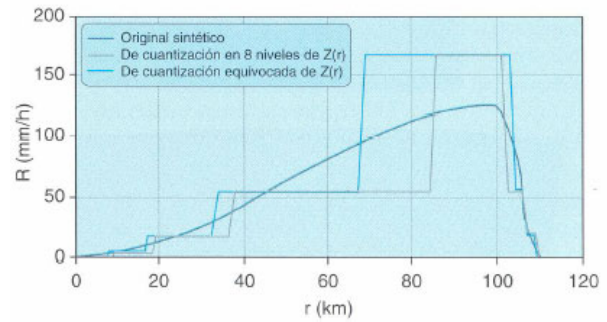


Figura 4. Definición del perfil sintético de intensidad de lluvia y su percepción

negra sólida en la *Figura 4*. Dicho perfil se puede interpretar como el resultado de promediar muchas mediciones instantáneas orientadas directamente hacia el centro de un ciclón tropical localizado a una distancia de 120 km. Se compone simplemente de medio ciclo de una senoide (ascendente) con media longitud de onda de 100 km y otra media senoide (descendente) con media longitud de onda de 10 km. La intensidad de lluvia mínima (en $r = 0$ y $110 < r < 120$ km) es de 0 mm/h y la intensidad máxima (en $r = 100$ km) es de 125 mm/h.

EFFECTOS DE DISMINUCIÓN DE LA RESOLUCIÓN

Al aumentar la distancia de la tormenta al radar, el tamaño del volumen de muestreo se incrementa tanto en la dirección acimutal, θ , como en la dirección del ángulo de elevación, ϕ . Sin embargo, mientras el volumen de muestreo completo se encuentre por debajo del nivel de 5 km, para la tormenta sintética específica utilizada, no existe efecto por disminución de la resolución en dirección r en cuanto a la tormenta percibida. En esta sección se explora el efecto de la ampliación del volumen de muestreo en la dirección acimutal. La *Figura 5* muestra la verdadera tormenta sintética bajo la malla de muestreo del radar para una distancia radial al centro de la tormenta de $r = 30$ km. La tormenta percibida se puede obtener realizando simples cálculos del porcentaje de cada celda ocupada por distintos niveles de reflectividad, haciendo un promedio (en el dominio de z minúscula) y finalmente discretizando el resultado nuevamente a los niveles disponibles, tal y como lo haría el radar (idealizado) al operar.

La tormenta percibida para $r = 30$ km se presenta en la *Figura 6 a*. En la parte derecha de dicho recuadro se muestra el tamaño en dirección acimutal de las celdas en la parte más próxima, media y más alejada de la tormenta, en km. El tamaño de las celdas en dirección radial es siempre de 1 km. Obsérvese que, a esta distancia, el tamaño de las celdas en dirección acimutal es aproximadamente 0.5 del tamaño radial. Las reflectividades máximas de cada celda convectiva son correctamente identificadas, pero el tamaño de los anillos de cierta reflectividad es percibido con algunos cambios con respecto a la tormenta real (en la *Figura 5*). Los colores, tanto en la *Figura 5* como en la *Figura 6* representan las

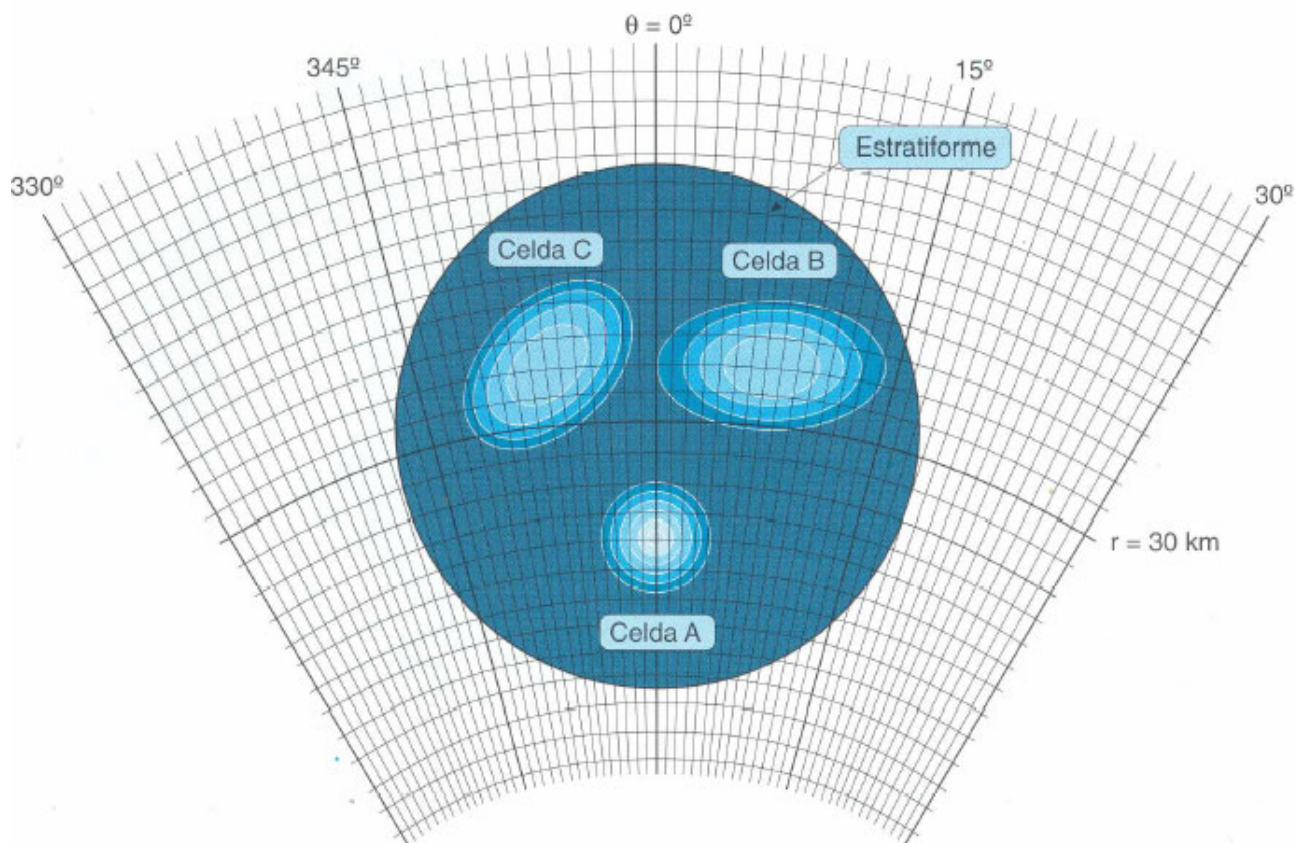


Figura 5. La tormenta sintética bajo la malla de medición a r =30

		Tormenta real	Percibida r = 30 km	Percibida r = 60 km	Percibida r =120 km	Percibida r = 240 km
Núcleo A	Área [km ²]	19.63	23.60 (+20.2%)	23.47 (+19.6%)	24.29 (+23.7%)	41.05 (+109.1%)
	Prod.agua x 10 ³ [m ³ /h]	368.7	547.4 (+48.5%)	407.6 (+10.5%)	494.8 (+34.2%)	381.8 (+3.5%)
	R media [mm/h]	18.78	23.20 (+23.5%)	17.37 (-7.5%)	20.37 (+8.5%)	9.3 (-50.5%)
Núcleo B	Área [km ²]	31.42	35.99 (+14.5%)	41.12 (+30.9%)	42.58 (+35.5%)	41.05 (+30.6%)
	Prod.agua x 10 ³ [m ³ /h]	444.0	508.5 (+14.5%)	595.0 (+34.0)	679.7 (+53.1%)	594.7 (+33.9%)
	R media [mm/h]	14.13	14.13 (0%)	13.61 (-3.7%)	15.96 (+12.9%)	14.49 (+2.5%)
Núcleo C	Área [km ²]	31.42	36.57 (+16.4%)	38.95 (+23.9%)	40.45 (+28.7)	46.20 (+47.0%)
	Prod. agua x10 ³ [m ³ /h]	444.0	517.2 (+16.5%)	530.2 (+19.4%)	579.9 (+30.6%)	510.7 (+15.0%)
	R media [mm/h]	14.13	14.14(+0%)	13.61 (-3.7%)	14.34 (+1.5%)	11.05 (-21.8%)
Estratiforme	Área [km ²]	172.00	165.24 (-3.9%)	167.57 (-2.6%)	159.75 (-7.1%)	146.61 (-14.8%)
	Prod.agua x 10 ³ [m ³ /h]	29.2	28.1 (-3.9%)	28.5 (-2.4%)	27.2 (-6.8%)	24.9 (-14.7%)
	R media [mm/h]	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17
Tormenta completa	Área [km ²]	254.47	261.40 (+2.7%)	271.11 (+6.5%)	267.07 (+4.9%)	274.91 (+8.0%)
	Prod.agua x 10 ³ [m ³ /h]	1,285.9	1,601.3 (+24.5%)	1,561.3 (+21.4%)	1,781.6 (+38.5)	1,512.1 (+17.6%)
	R media [mm/h]	5.05	6.12 (+21.2%)	5.76 (+14.1%)	6.67 (+32.1%)	5.50 (+8.9%)

Tabla 1. Comparación de las tormentas percibidas por el radar con la realidad sintética

mismas reflectividades de la escala en la *Figura 3*. Utilizando la relación $z = 300R^{1.4}$, se calculó para cada una de las celdas mostradas, la intensidad de lluvia en mm/h, el área en km² y finalmente la producción de agua en m³/h. Los resultados fueron integrados para cada una de los núcleos convectivos, para la zona de lluvia estratiforme, para la tormenta completa y comparados con los valores correspondientes de la tormenta real, lo que se muestra en la *Tabla 1*. En dicha tabla, los errores relativos ($[\text{valor percibido} - \text{valor real}] / \text{valor real}$, expresado en porcentaje) se muestran en paréntesis debajo del resultado en sí. La misma comparación fue realizada para distancias del centro de la tormenta al radar de $r = 60$, 120 y 240 km; las tormentas percibidas a estas distancias se muestran en la *Figura 6 b, c y d* respectivamente y los sumarios cuantitativos aparecen también en la *Tabla 1*. Como era de esperar, la tormenta percibida es una imagen más borrosa de la tormenta real conforme r se incrementa. El volumen de muestreo es casi cuadrado para $r = 60$ km y más allá dicho volumen de muestreo se hace más ancho que largo. La disminución de la resolución produce que el máximo de reflectividad de la celda convectiva A se pierda aún para $r = 60$ km, pero también las dos reflectividades más intensas en la celda A y la más intensa en la celda C para $r = 240$ km. Con dicha pérdida de las reflectividades más altas, una subestimación sistemática de la lluvia podría ser intuitivamente esperada.

Sin embargo, un análisis de los valores en la *Tabla 1* indica:

- En el contexto de la producción de agua de las celdas o la tormenta completa, el radar no subestima sino sobreestima la realidad en un 20%. Esto proviene de que, aunque las máximas reflectividades se pierden, las áreas totales de núcleos convectivos o la tormenta completa son significativamente sobreestimados.
- Los errores en la estimación de lluvia de los núcleos convectivos o de las tormentas como un todo (*vs.* las estimaciones de cada volumen de muestreo) no muestran una tendencia mantenida al aumentar r ; la estimación de producción de agua por núcleo convectivo o tormenta no disminuye con la distancia de la tormenta al radar. Los errores están más influenciados por la localización aleatoria de la tormenta con respecto a la malla de medición del radar que con la distancia radial. Esto puede observarse claramente comparando las estimaciones (y errores) para las celdas convectivas B y C, que son idénticas en la tormenta real.
- Aún cuando una cuidadosa calibración pudiera compensar (en el promedio de muchas tormentas) la sobreestimación observada, los errores de precisión (tormenta por tormenta) esperados no serían en ningún caso menos del 10% o 20% alrededor del valor correcto. Esto tiene que ver con la dispersión de los resultados observados en la *Tabla 1*; la calibración corregiría las sobreestimaciones sistemáticas (o en otras palabras la falta de *exactitud* del instrumento,

Schenck, 1979), pero los errores aleatorios por ubicación de la tormenta relativa a la malla de medición, persistirían (o en otras palabras la falta de *precisión* del instrumento, Schenek, 1979).

La afirmación en (c) se refiere a una estimación cuasi-instantánea de la producción de agua; al evaluar la lluvia total en tormentas que se mueven a través de la malla de medición, la integración en el tiempo debe resultar más *precisa*.

EFECTOS DE LA DISCRETIZACIÓN DE LA REFLECTIVIDAD Y DEL DESPLIEGUE

Usualmente los radares evalúan la reflectividad en una escala digital de 256 niveles, pero despliegan la información en un número mucho menor de colores, típicamente alrededor de ocho. Cuando se encuentran disponibles, los usuarios hidrológicos del radar deben usar los archivos con 256 niveles, lo que reduce significativamente los errores.

Pero algunas veces, los productos almacenados para análisis se encuentran en formatos gráficos estándar de lo que aparece en la pantalla de despliegue. La reciente disponibilidad de productos de radar en la WWW de Internet hace esto aún más común. El efecto de asignar un valor *central* de Z a cada uno de los colores de despliegue tiene implicaciones hidrológicas importantes. Para explorar esto, una distribución sintética de intensidad de lluvia a lo largo de 120 km en la dirección radial, línea negra sólida en la *Figura 4*, es utilizado. Para esta distribución $R(r)$, la distribución $Z(r)$ *exacta* es la que se muestra con la línea negra sólida en la *Figura 7*. El proceso de discretización tiene lugar en el dominio de Z como lo muestra la línea gris gruesa en la *Figura 7*. Observe que el valor *representativo* correcto de Z en cada nivel (o color) no es el valor medio en el dominio de Z , sino el que corresponde al valor medio ya convertido a z (minúscula). A efectos comparativos, la línea punteada delgada en la *Figura 7* muestra la asignación errónea utilizando el valor medio en el dominio de Z (mayúscula). La conversión del perfil $Z(r)$ ya cuantizado a intensidad de lluvia se muestra en el tipo correspondiente de línea en la *Figura 4*. Como puede observarse, se producen enormes diferencias entre la señal discretizada a los niveles disponibles y la real en el dominio de R . Por ejemplo, suponiendo que los perfiles radiales son representativos de una banda uniforme de 1 km de ancho, la producción de agua a lo largo del perfil sería de $6,875 \times 10^3$ m³/h en el caso real mientras que, para la discretización correcta (línea gris gruesa) sería de $6,119 \times 10^3$ m³/h y para la discretización incorrecta (línea punteada delgada) la percepción sería de $8,512 \times 10^3$ m³/h. Aún más importante es que, si la región de interés se encontrara entre $r = 60$ km y $r = 80$ km se tendría un 46% de subestimación, mientras que si la región de interés se encontrara entre $r = 85$ y $r = 100$ km resultaría una sobreestimación de 38%. En todos los casos, si la discretización original en 256 niveles fuera utilizada los errores de discretización serían imperceptibles a la escala de las *Figuras 4 y 7*.

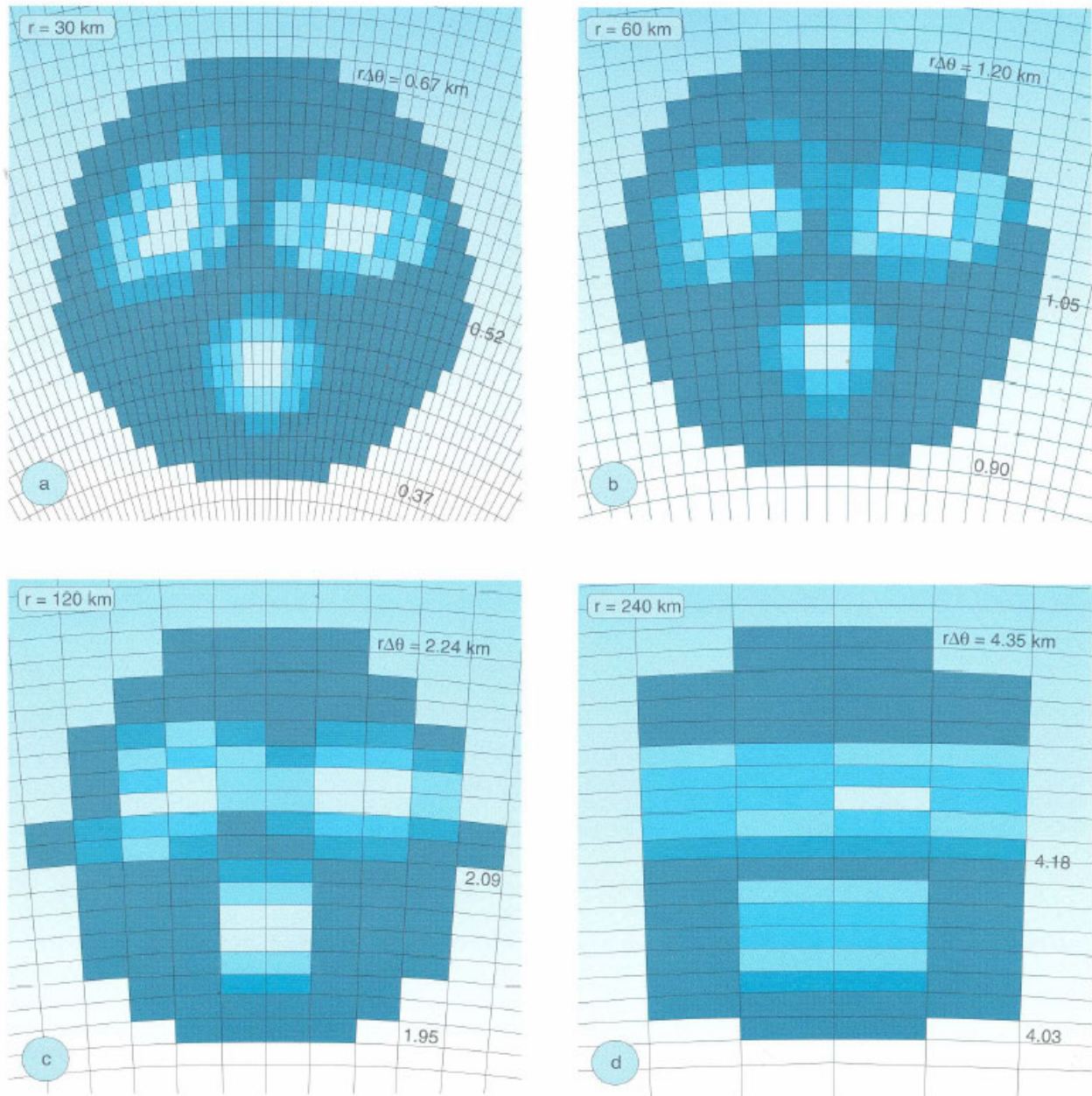


Figura 6. Tormenta percibida: a. $r = 30$ km; b. $r = 60$ km; c. $r = 120$ km; d. $r = 240$ km

En este caso, aún las diferencias sobre cómo escoger el valor representativo de cada color (en el dominio de Z o en el dominio de z) pierden importancia.

Aún cuando la malla de medición intrínseca en los radares es en las coordenadas esféricas (o polares) ya descritas, la mayor parte de los equipos modernos despliegan (y guardan la información en medios magnéticos) en una malla cartesiana rectangular que tiene píxeles que cubren una cierta área fija (típicamente $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ en productos detallados) sobre todo el dominio. Un usuario podría, erróneamente, identificar la resolución de medición del radar con la resolución de despliegue, ni siquiera notando la pérdida de resolución con la distancia radial a la tormenta. En el proceso de interpolación necesario para asignar a cada pixel en la malla rectangular un valor de reflectividad basado en la verdadera malla de medición esférica (o polar), muy frecuentemente se recurre al simplis-

-ta algoritmo del "vecino más cercano". Con éste, al pixel en la malla rectangular le será asignado el mismo valor de reflectividad que el volumen de muestreo polar que tenga el centro más cercano. Esto, obviamente, produce un cierto corrimiento (no uniforme) de la tormenta percibida con respecto a la real. En la Figura 8, la tormenta sintética es mostrada como sería *esperada* por el mencionado usuario para una malla rectangular de $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ en la parte (a), y como sería realmente percibida cuando se encontrara a $r = 30 \text{ km}$ y $r = 240 \text{ km}$ en las partes (b) y (c) respectivamente. Dada la equivalencia gruesa entre las resoluciones de la malla polar en la Figura 3 y la de la malla rectangular en la Figura 8, la tormenta percibida a $r = 30 \text{ km}$ es parecida a la *esperada*, ésto manteniéndose como cierto hasta aproximadamente $r = 60 \text{ km}$. Sin embargo, la tormenta percibida a $r = 240 \text{ km}$ es dramáticamente diferente

		Tormenta real	Percibida esperada	Percibida r = 30 km	Percibida r = 240 km
Núcleo A	Área [km ²]	19.63	16 (-18.5%)	24 (+22.3%)	40 (+103.8%)
	Prod. agua x 10 ³ [m ³ /h]	368.7	265.2 (-28.1%)	332.6 (-9.8%)	372.0 (+0.9%)
	R media [mm/h]	18.78	16.58 (-11.7%)	13.86 (-26.2%)	9.3 (-50.5%)
Núcleo B	Área [km ²]	31.42	30 (-4.5%)	37 (+17.8%)	40 (+27.3%)
	Prod. agua x 10 ³ [m ³ /h]	444.0	388.2 (-12.6%)	506.0 (+14.0%)	565.6 (+27.4%)
	R media [mm/h]	14.13	12.94 (-8.4%)	13.68 (-3.2%)	14.14 (+0.1%)
Núcleo C	Área [km ²]	31.42	30 (-4.5%)	36 (+14.6%)	44 (+40.0%)
	Prod. agua x 10 ³ [m ³ /h]	444.0	434.6 (-2.1%)	466.3 (+5.0%)	486.4 (+9.5%)
	R media [mm/h]	14.13	14.48 (+2.5%)	12.95 (-8.3%)	11.05 (-24.3%)
Estratiforme	Área [km ²]	172.00	179 (+4.1%)	165 (-4.1%)	146 (-15.1%)
	Prod. agua x 10 ³ [m ³ /h]	29.2	30.4 (+4.1%)	28.0 (-4.1%)	24.8 (-15.1%)
	R media [mm/h]	0.17	0.17	0.17	0.17
Tormenta completa	Área [km ²]	254.47	255 (+0.2%)	266 (+4.5%)	270 (+6.1%)
	Prod. agua x 10 ³ [m ³ /h]	1,285.9	1,118.4 (-13.0%)	1,343.4 (+4.5%)	1,448.8 (+12.7%)
	R media [mm/h]	5.05	4.39 (-13.1%)	5.05 (0.0%)	5.37 (+6.3%)

Tabla 2. Comparación de las tormentas percibidas en una malla rectangular con la realidad sintética

a la esperada y, obviamente, más cercana a la mostrada en la Figura 6 d. La Tabla 2 es similar a la Tabla 1 pero mostrando el resumen cuantitativo de la comparación entre la tormenta real, la tormenta esperada (por el mencionado usuario), la percibida a $r = 30$ km y la percibida a $r = 240$ km para una malla de despliegue/almacenamiento rectangular de 1 km x 1 km. Comparando las columnas para $r = 30$ y 240 km en ambas tablas, se observa claramente que el proceso de interpolación de la malla polar a la malla rectangular (con el algoritmo del vecino más cercano) ciertamente tiene efectos importantes.

EFFECTOS DE LA CURVATURA DE LA TIERRA

La falta de poder de resolución no es el único problema que aparece cuando la distancia al radar crece. Dada la gran área cubierta por un radar, la curvatura de la Tierra no puede ser ignorada, lo que se ilustra en la Figura 9. Dado que los haces de radar sufren de refracción, sus trayectorias no son rectilíneas, sino que se curvan hacia abajo con un radio de curvatura de 4/3 el de la Tierra (para una atmósfera estándar). Si el radio de la Tierra es supuesto como 8,488 km en lugar de los 6,366 km reales, los cálculos de la altura de intercepción del haz con la tormenta pueden realizarse suponiendo haces rectilíneos. Para la tormenta sintética específica seleccionada,

uniforme en los primeros 5 km de espesor, para el ancho de haz del radar idealizado de lo, suponiendo también una elevación mínima de la antena en el barrido de $\phi_{min} = 0^\circ$, la intercepción empieza a darse por arriba de los 5 km para un radio de $r = 227$ km. Más allá, parte del volumen de medición muestrea la sección cónica de las celdas convectivas y por ello subestima con respecto a los niveles más bajos que son los de interés hidrológico. Por ejemplo, a $r = 240$ km 12% del volumen de muestreo se encuentra arriba de la altitud de 5 km. Aún cuando esto aparece como una fracción pequeña, es necesario recordar que muchos radares se operan a un ángulo de elevación mínimo de $\phi_{min} = 0.5^\circ$ para minimizar los efectos adversos de ecos provenientes de los lóbulos laterales y para pasar por arriba de obstáculos cercanos. En estas condiciones la intercepción por arriba de 5 km empieza para $r = 179$ km y a los $r = 240$ km ya el 62% del volumen de muestreo se encontraría en la parte cónica de las celdas convectivas. Ilustrando cuantitativamente este efecto para la tormenta sintética a $r = 240$ km, se presentan en la Tabla 3 columnas para la tormenta real (a bajo nivel), para la tormenta percibida sin considerar el efecto de curvatura de la Tierra y para la tormenta percibida considerando este efecto para el caso de $\phi_{min} = 0.5^\circ$, con el mismo formato que en las Tablas 1 y 2. La apariencia física de la tormenta desplegada es similar a la de la Figura 6 d

		Tormenta real	Sin curvatura	Con curvatura $\phi_{min}=0.5$
Núcleo A	Área [km ²]	19.63	41.05 (+109.1%)	32.84 (+67.3)
	Prod.agua x 10 ³ [m ³ /h]	368.7	381.8 (+3.5%)	330.4 (-10.4%)
	R media [mm/h]	18.78	9.3 (-50.5%)	10.06 (-46.4%)
Núcleo B	Área [km ²]	31.42	41.05 (+30.6%)	42.00 (+33.7%)
	Prod. agua x 10 ³ [m ³ /h]	444.0	594.7 (+33.9%)	514.9 (+16.0%)
	R media [mm/h]	14.13	14.49 (+2.5%)	12.26 (-13.2%)
Núcleo C	Área [km ²]	31.42	46.2 (+47.0%)	46.20 (+47.0%)
	Prod.agua x 10 ³ [m ³ /h]	444.0	510.7 (+15.0%)	479.6 (+8.0%)
	R media [mm/h]	14.13	11.05 (-21.8%)	10.38 (-26.5%)
Estratiforme	Área [km ²]	172.00	146.61 (-14.8%)	155 (-9.9%)
	Prod.agua x 10 ³ [m ³ /h]	29.2	24.9 (-14.7%)	26.4 (-9.6%)
	R media [mm/h]	0.17	0.17	0.17
Tormenta completa	Área [km ²]	254.47	274.91 (+8.0%)	276.03 (+8.5%)
	Prod.agua x 10 ³ [m ³ /h]	1,285.9	1,512.1 (+17.6%)	1,351.4 (+5.9%)
	R media [mm/h]	5.05	5.50 (+8.9%)	4.90 (-3.0%)

Tabla 3. Comparación de la tormenta percibida a r= 240 km con y sin efectos de curvatura de la Tierra

excepto que algunos de los volúmenes de muestreo pierden un nivel de color. Observe que para la tormenta sintética seleccionada, la subestimación de precipitación a nivel de la superficie del terreno (comparando las columnas 4 y 5 de la Tabla 3) ni siquiera compensa la sobreestimación producida por los efectos de sobreestimación del área de las celdas (o de la tormenta completa). Esto sugiere que, para regiones con convección profunda, el efecto de curvatura de la Tierra no es la limitación dominante para estimar con exactitud la lluvia excepto para distancias grandes (digamos de entre 120 y 240 km). Es importante recordar que la altitud mencionada en la presente sección es con respecto a la altitud base del radar.

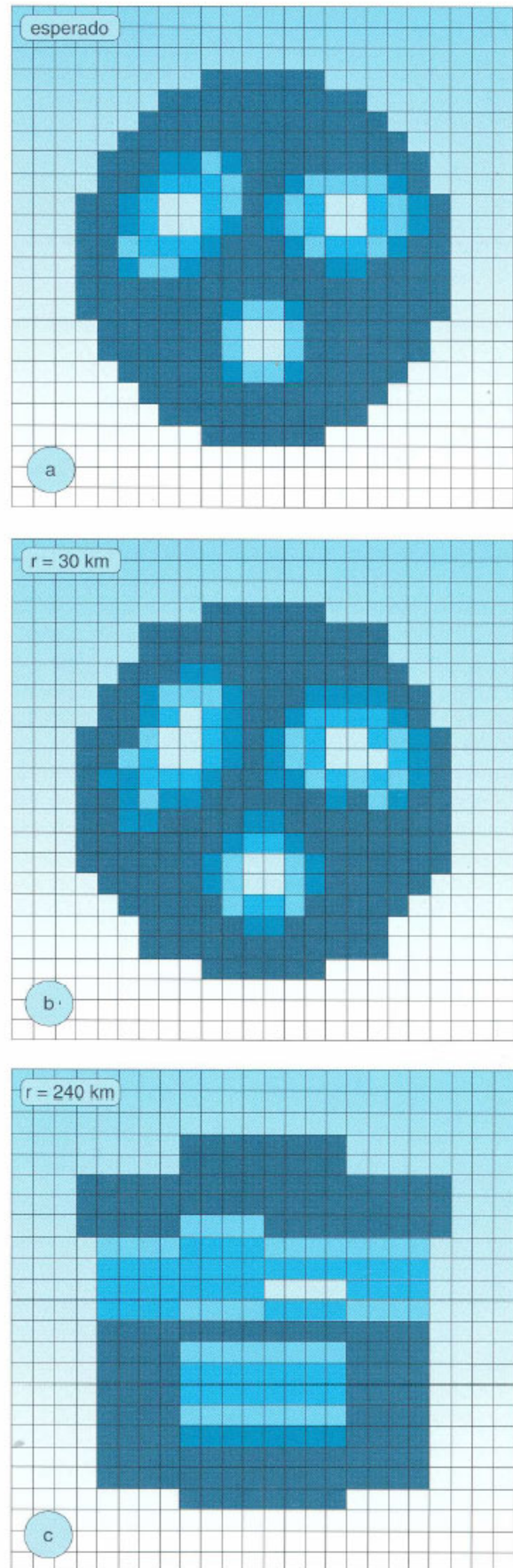


Figura 8. Tormenta a. esperada con resolución de despliegue, b. percibida y c. percibida a r= 240 km

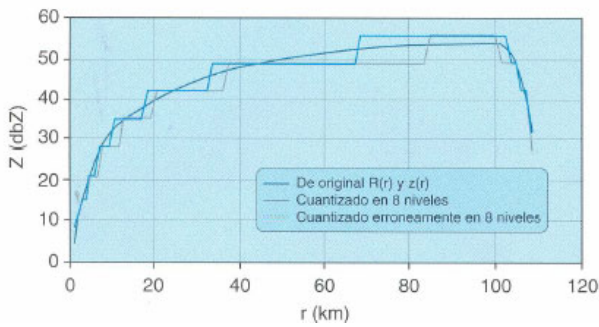


Figura 7. Perfiles de reflectividad logarítmica de Z sintético y cuantizado (ver Figura 4)

EFFECTOS DE BLOQUEO OROGRÁFICO

El relieve orográfico de la superficie de la Tierra puede bloquear el paso de los haces de radar de menor ángulo de elevación, precisamente los de mayor importancia para aplicaciones hidrológicas. Inmediatamente atrás de una montaña existe una zona de *sombra* para la energía del radar en la parte más baja de la atmósfera y las tormentas no pueden ser medidas cerca de la superficie. La altitud más baja disponible está gobernada por el ángulo de elevación más bajo que efectivamente pasa por arriba del obstáculo. La Figura 10) muestra un esquema del problema y define ciertas variables de interés. La altura sobre el nivel del radar a la que la tormenta puede ser medida se puede obtener de las Figuras 11 y 12. Conociendo la altura del obstáculo (h_0 en km) y la distancia radial (r_0), el ángulo de elevación mínimo que pasa sobre el tope del obstáculo orográfico puede obtenerse de la Figura 11, misma que presupone una apertura del haz de 1° . Con dicho ϕ_{min} y la distancia radial a la tormenta (r_t), la altura de medición (al centro del haz)

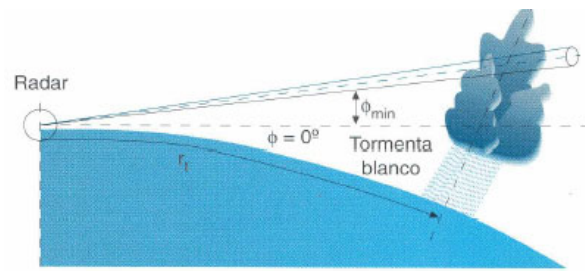


Figura 9. Diagrama que muestra el efecto de la curvatura de la Tierra

puede obtenerse de la Figura 12. Por supuesto, la Figura 12 considera la curvatura de la Tierra y la refracción de los haces en una atmósfera normal, por lo que también puede ser usada para obtener la altura de medición mínima debido a curvatura solamente (utilizando el ϕ_{min} igual al mínimo ángulo de elevación del haz en el barrido del radar). La consecuencia final es similar a la ya discutida para la curvatura de la Tierra: la intensidad de

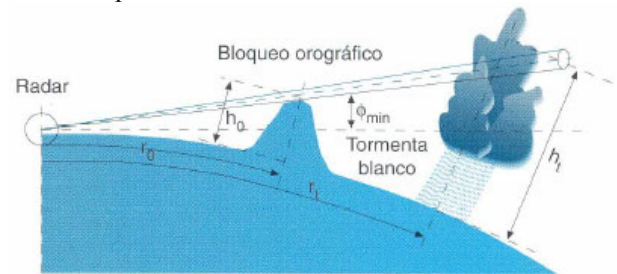


Figura 9. Diagrama que muestra el efecto de bloqueo orográfico

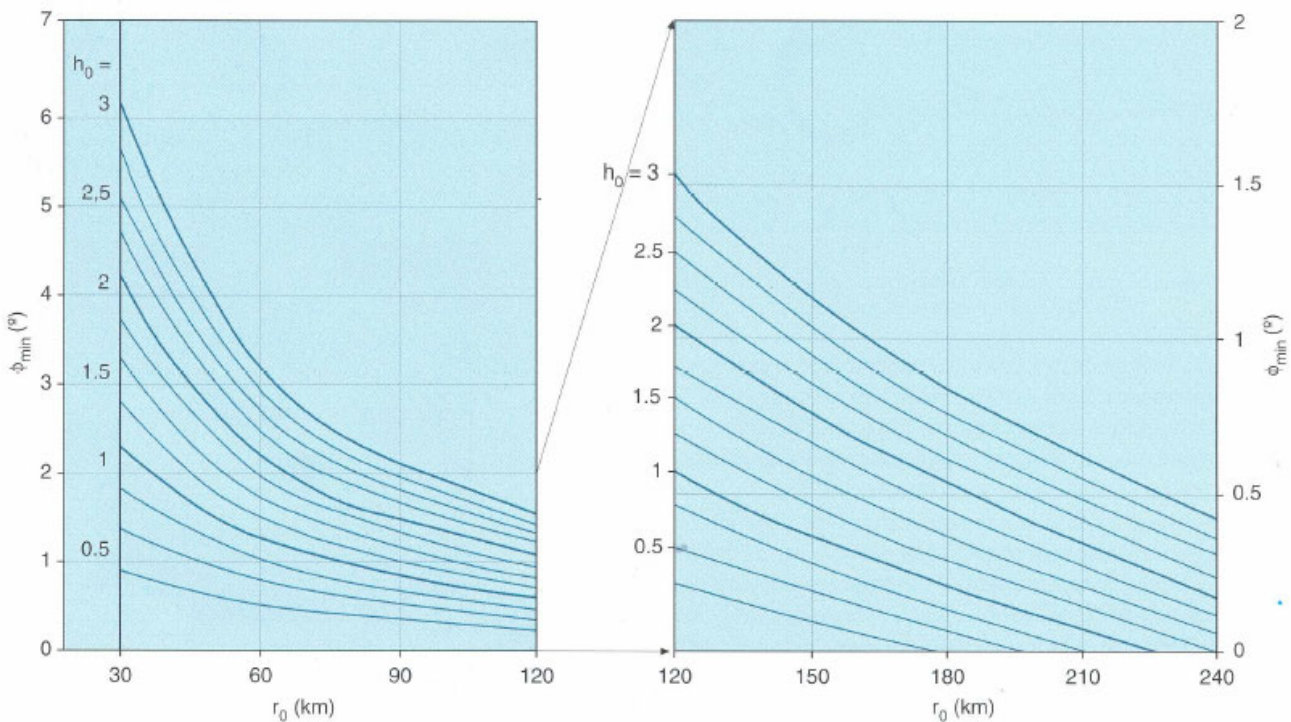


Figura 11. Cálculo del ángulo de elevación más bajo que pasa sobre un obstáculo orográfico

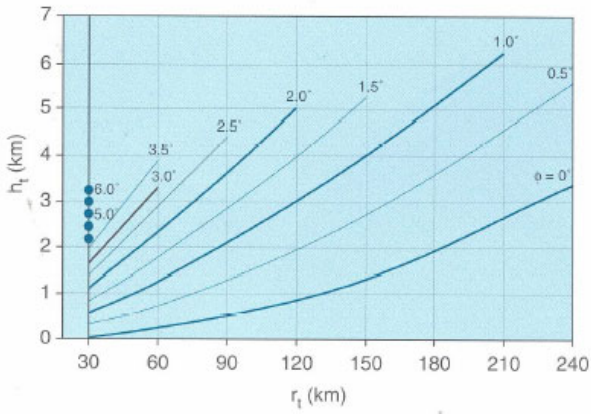


Figura 12. Cálculo de la altitud de intersección del haz con la tormenta

lluvia para tormentas detrás de montañas termina siendo medida a niveles atmosféricos mayores que lo que sería deseable hidrológicamente y, usualmente, causará un déficit en la estimación de la producción de agua de lluvia de la tormenta.

Los usuarios hidrológicos de los radares meteorológicos deben ser conscientes de la altitud mínima a la que su región de interés está siendo cubierta por el radar, ambas, sobre el nivel del mar y sobre el nivel local del terreno. Para ilustrar esto la topografía 240 km alrededor del radar de Alvarado, sobre el Golfo de México, se presenta como una imagen en tonos de gris (oscuro = bajo, claro = alto) en la Figura 13. El punto más alto, 180 km al WNW del radar, identificado como A, tiene 5,300 m.s.n.m. mientras que B, las montañas costeras al ESE del radar tienen 1,425 m.s.n.m.

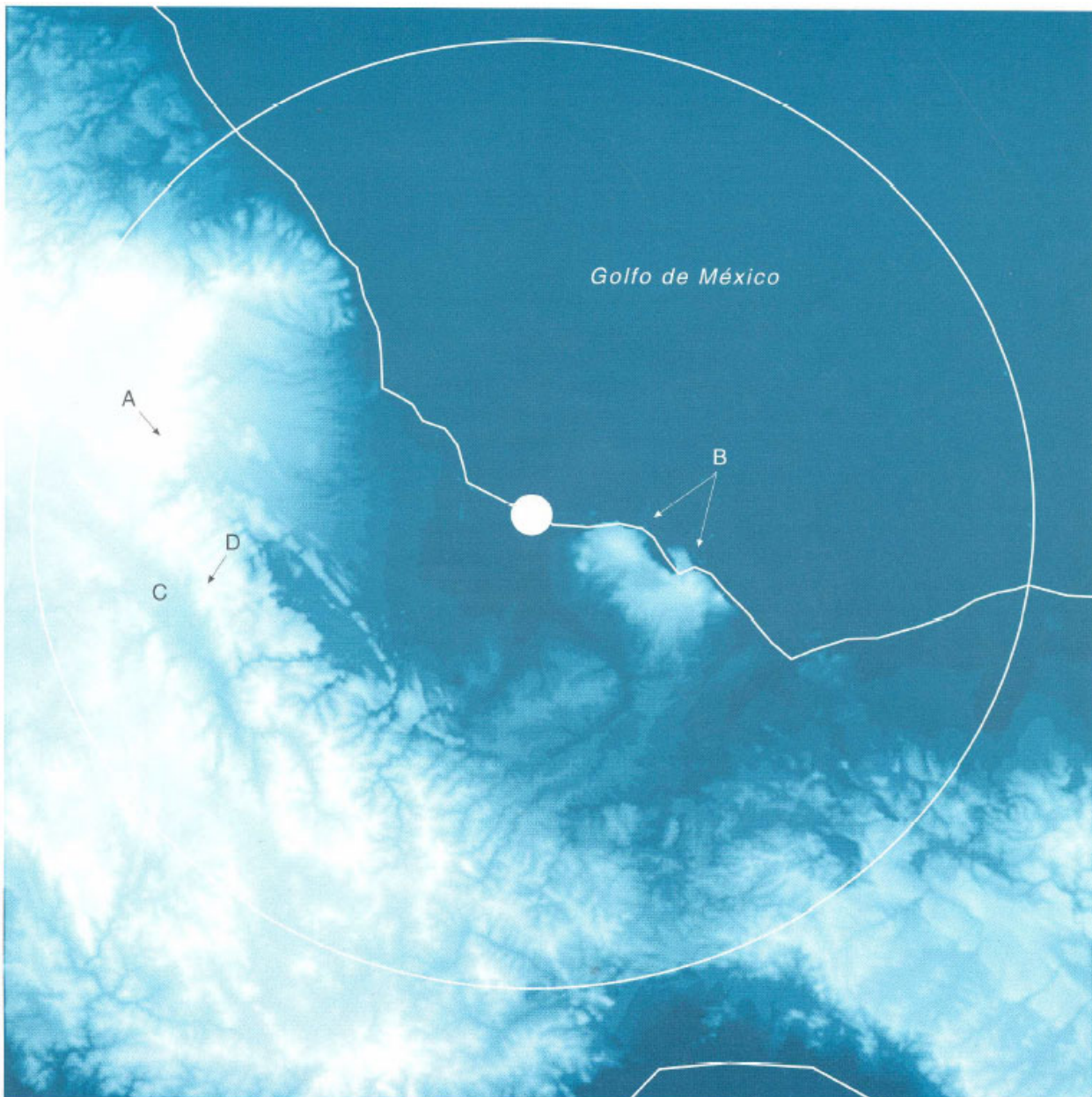


Figura 13. Imagen de topografía alrededor del radar de Alvarado

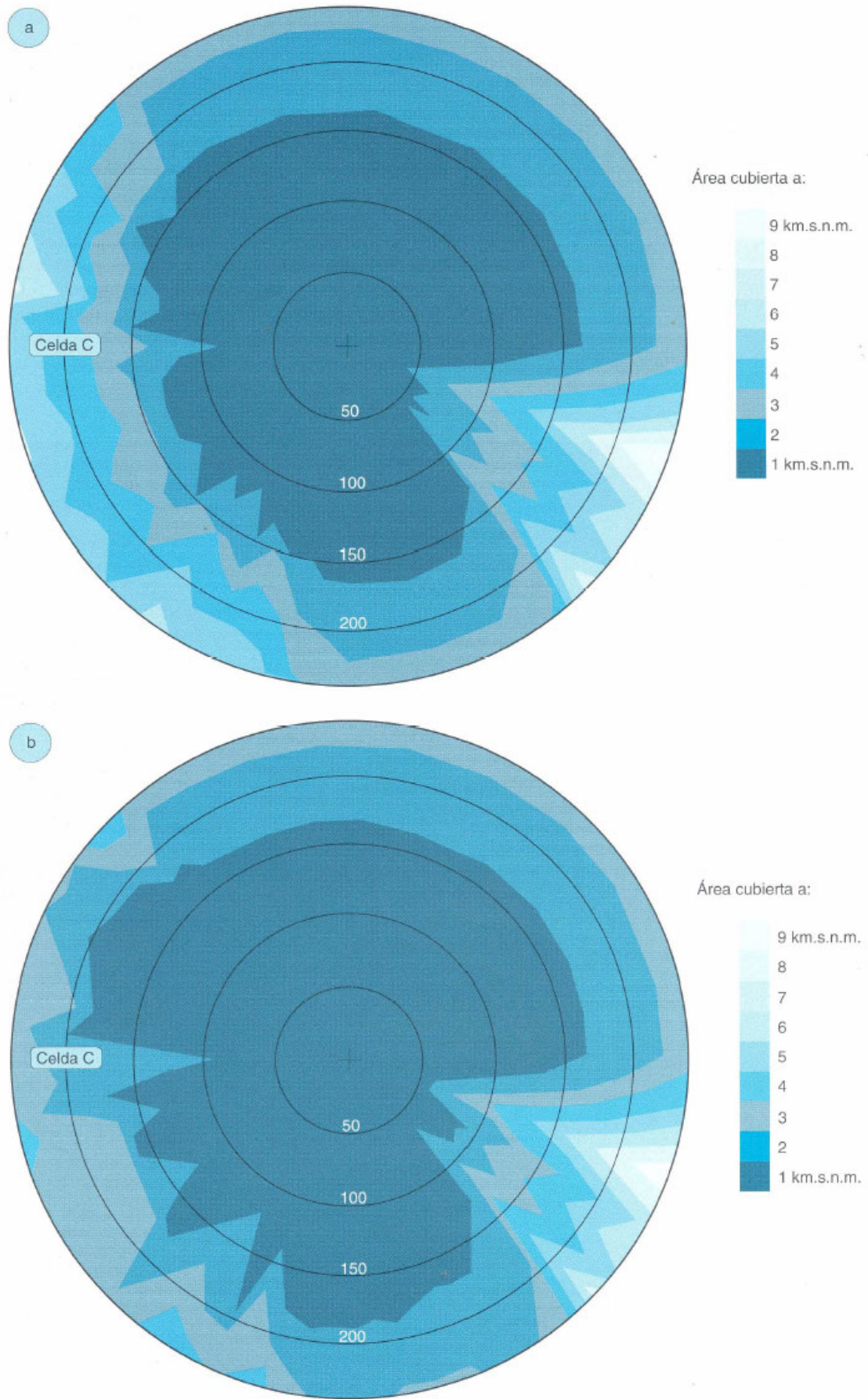


Figura 14. Cobertura del radar de Alvarado: a. Sobre el nivel del mar; b. Sobre el nivel local del terreno

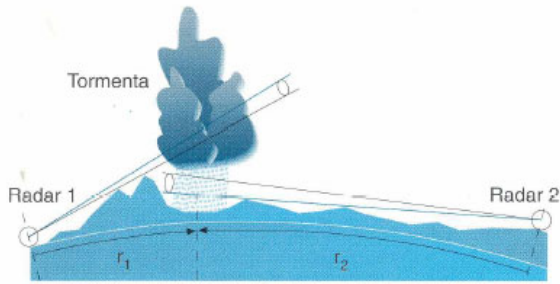


Figura 15. Ejemplo de un radar más lejano produciendo mejores mediciones de lluvia que un radar más cercano

El valle en C tiene 1,500 m.s.n.m. y la visión del radar sobre dicho valle se encuentra bloqueada por la montaña D, tan alta como 2,700 m.s.n.m. La *Figura 14* muestra los diagramas de cobertura del radar para diversas alturas a intervalos de un kilómetro de altitud (Rosen-gaus, 1992 y 1993, Rosengaus y colaboradores, 1994). Al interpretar la *Figura 14* se tiene que recordar que los polígonos de cobertura a altos niveles (los más claros) incluyen las áreas de todos los polígonos de cobertura de los niveles más bajos (más oscuros) que se encuentran al frente. En la parte (a) de dicha figura se muestran las coberturas para alturas sobre el nivel del mar, mientras que en la parte (b) se muestran coberturas para alturas sobre el nivel local del terreno (sobre cada sitio, no del radar). Se puede observar que el radar de Alvarado cubre la zona del valle en C a una altura mínima de unos 4,000 m.s.n.m. que corresponde a unos 2,500 m sobre el nivel local del terreno.

Otro tema, que aparece debido a la topografía, es el hecho que cuando la región de interés se encuentra cubierta por dos o más radares diferentes, el que provee la mejor estimación de lluvia no necesariamente es el que se encuentra más cerca. Alguno que se encontrara más alejado podría cubrir el sitio a un nivel atmosférico más bajo y por ello producir mediciones más fiables, sobre todo si tiene la capacidad de operar a ángulos de elevación ligeramente negativos. Un diagrama ilustrando este punto se presenta en la *Figura 15*.

CONCLUSIONES

Varios conceptos, no relacionados con las relaciones reflectividad-lluvia, que afectan la habilidad de los radares meteorológicos para estimar con exactitud la precipitación en tierra han sido presentados, fundamentalmente:

- La definición de la estructura de la tormenta siempre se degrada al aumentar la distancia al radar.
- Las máximas intensidades de lluvia siempre son suavizados y subestimados por el radar, aumentando este efecto con la distancia radial.
- El área de tormentas convectivas intensas usualmente será sobreestimada.
- Por lo tanto, dada la combinación de (b) y (c), la producción de agua de los núcleos convectivos y la tor-

menta en general no presenta un error con tendencia sistemática al aumentar la distancia al radar. En contra de la suposición generalizada el radar no disminuye consistentemente su eficacia como estimador de producción de agua de núcleos convectivos o tormentas al incrementarse la distancia al radar; los errores son significativos pero aparecen como aleatorios dependiendo de la posición de la tormenta en relación con la malla de medición del radar.

- La discretización de la reflectividad a unos cuantos niveles (digamos 8) puede producir, localmente, errores muy grandes en la estimación de lluvia; las aplicaciones hidrológicas del radar deben siempre fundamentarse en los archivos con máxima resolución en Z (digamos 256 niveles), no en copias de los despliegues gráficos típicos en pantalla.
- La resolución aparente a través del despliegue cartesiano es sólo comparable a la resolución real del radar a distancias radiales cortas (digamos menos de 60 km).
- La curvatura de la Tierra y el bloqueo orográfico produce un muestreo de las tormentas a niveles tales que se puede subestimar severamente la precipitación en Tierra, siendo ésto más crítico en regiones de actividad convectiva poco profunda (latitudes medias).

Además de la conveniencia de contar con una relación reflectividad a lluvia localmente calibrada (no necesariamente de libro de texto), un estudio de calibración hidrológica detallada comparando directamente la reflectividad al nivel más bajo disponible con las mediciones de lluvia en superficie puede, parcialmente (y estadísticamente), contrarrestar algunos de los efectos mencionados. Puesto que las verdaderas tormentas no son conocidas con exactitud nunca, la relación reflectividad-lluvia resultante necesariamente incluirá todos estos efectos, no sólo los asociados a la distribución de tamaños de gotas. Por ello, tiene poco sentido el buscar una sola relación $z-R$ para toda la región de cobertura del radar; variaciones espaciales de la relación $z-R$ deben ser aceptadas, buscadas y promovidas. Los efectos por disminución de resolución con la distancia al radar, el bloqueo por topografía local y hasta las posibles variaciones de la distribución de tamaños de gotas en diferentes subregiones se pueden combinar para crear un patrón complicado de variación de la relación de transformación de reflectividad a intensidad de lluvia sobre la región de cobertura del radar. Las variaciones a lo largo del año e inclusive los diferentes tipos de tormentas también deben ser considerados al realizar los estudios de calibración hidrológica de radares. Sin embargo, sin importar que tan cuidadosos sean los estudios, la estimación de lluvia tormenta por tormenta siempre estará sujeta a errores aleatorios que establecen un límite definitivo a su precisión. El caso sintético utilizado en este trabajo sugiere que precisiones mejores $\pm 20\%$ no deben ser esperadas, al menos mientras los radares mantengan volúmenes de muestreo del orden de $1 \text{ km} \times 1^\circ$.

LISTA DE SÍMBOLOS

- a coeficiente en la relación z - R tipo Marshall-Palmer
- b exponente en la relación z - R tipo Marshall-Palmer
- D_i diámetro de gota i en el volumen de muestreo
- h coordenda de altitud (normal a la superficie del planeta)
- h_o altura (sobre el nivel del radar) del tope de un obstáculo orográfico
- h_t altura (sobre el nivel del radar) de intercepción del haz con la tormenta
- $m.s.n.m.$ metros sobre el nivel del mar
- $m.s.n.t.$ metros sobre el nivel del terreno (local)
- r coordenada radial del radar
- r_o distancia del radar al pico del obstáculo orográfico
- r_i distancia del radar a la tormenta objeto
- R intensidad (o tasa) de precipitación pluvial [mm/h]
- w_i peso de acuerdo a la distribución de energía alrededor del eje del haz que corresponde a la gota i en el volumen de muestreo
- x coordenada horizontal ($W \rightarrow E$) rectangular de la pantalla de despliegue de productos de radar
- y coordenada vertical ($S \rightarrow N$) rectangular de la pantalla de despliegue de productos de radar (físicamente también es una coordenada horizontal)
- z factor de reflectividad de radar (o simplemente reflectividad) [mm^6/m^3]
- Z reflectividad logarítmica [dBZ referenciado a $1 mm^6/Vm^3$]
- ϕ ángulo de elevación de la antena del radar
- ϕ_{min} mínimo ángulo de elevación disponible
- θ ángulo de acimut de la antena del radar

REFERENCIAS

Abe, Y. (1996) Analysis process of the estimated amount of precipitation based on radar and AMEDAS observations, Informe Interno, División de Pronóstico, Departamento de Pronóstico, Agencia Meteorológica Japonesa, 58 pags.

Biggerstaff, M.I. y Hristova-Veleva S. (1995) Texas A & M University WWW-based radar and meso-scale laboratory excercisesfor undergraduate and

graduate education, Proceedings 27th Conference on Radar Meteorology, Amercian Meteorolo-gical Society, Vail, Colorado, EUA.

Crum, T.D. y Albery R.L. (1993) The WSR-88D and the WSR-88D Operational Support Facility, Bulletin of the American Meteorological Society, vol.74, no.9, pags. 1669-1687.

Rosenfeld,D., Wolff, D.B. y Atlas,D. (1993) General probability-matched relations between radar reflectivity and rain rate, Journal of Applied Meteorology, American Meteorological Society, vol.32, enero 1993, pags. 50-72.

Rosengaus, M. (1992) COBRADAR, un sistema para el cálculo de cobertura real de radares meteorológicos, Informe Técnico No. 4, Grupo de Estudio de Huracanes y Fenómenos Hidrometeorológicos Extremos, Subcoordinación de Hidráulica, Coordinación de Tecnología de Sistemas Hidráulicos, Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, Jiutepec, Morelos, México.

Rosengaus, M. (1993), Extensiones al sistema COBRA - DAR, cobertura de radares meteorológicos a altura constante sobre el terreno, Informe Técnico No.9, Grupo de Estudio de Huracanes y Fenómenos Hidrometeorológicos Extremos, Subcoordinación de Hidráulica, Coordinación de Tecnología de Sistemas Hidráulicos, Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, Jiutepec, Morelos, México.

Rosengaus, M., Collado,J. y Ortega, E. (1994) Moder-nization of the mexican hydrometeorological mo-nitoring system, Water Resources Development, 10(3), pags. 313-327.

Rosengaus, M. (1995a), Fundamentos de radares me-teorológicos: aspectos clásicos, Ingeniería Hi-dráulica en México, 10(1), México, pags.55-74.

Rosengaus, M. (1995b), Fundamentos de radares me-teorológicos: aspectos modernos, Ingeniería Hi-dráulica en México, 10(2), México, pags.59-78.

Schenck H. (1979), Theories of engineering experimen-tation, capítulo 2, 3ra edición, Hemisphere Pu-blishing Corporation y McGraw Hill, pags. 13-52.

Valdes-Manzanilla A. y Aparicio F.J. (1997), The mexican doppler radar network, 28th Conference on Radar Meteorology, American Meteorological Society, Austin, Texas, EUA, pags. 35-36.