

The logo for RAM (Revista del Aficionado a la Meteorología) features the letters 'RAM' in a large, bold, orange font. The letters are set against a dark blue background that has a horizontal, brush-like gradient effect, extending across the top of the page.

Revista del Aficionado a la Meteorología

Nº 12 - Junio del 2003

ESTIMACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN MEDIANTE EL RADAR: ANÁLISIS DEL PERFIL VERTICAL DE REFLECTIVIDAD (PVR)

Ramón Pascual. Centre Meteorològic Territorial a Catalunya. Instituto Nacional de Meteorología. Barcelona (ramonp.bar@inm.es)

Maria Franco. Grup de Recerca Aplicada en Hidrometeorologia (GRAHI). Universitat Politècnica de Catalunya. Barcelona (franco@grahi.upc.es)

CONCEPTOS BÁSICOS

Uno de los objetivos a plantear en la utilización del radar meteorológico es la medida o, mejor dicho, la estimación cuantitativa de la intensidad de la precipitación en superficie. Esta estimación está condicionada por muchos y variados factores, algunos de ellos relacionados con las características propias del radar y otros con las de los sistemas precipitantes. Entre los primeros se deben considerar, por ejemplo, la estrategia de muestreo o la longitud de onda utilizada y entre los segundos las distribuciones de tamaños de las partículas precipitantes (DSD) o la estructura tridimensional de la lluvia.

En particular el perfil vertical de la intensidad de precipitación y por lo tanto el perfil vertical de la reflectividad radar (PVR) determinan muy especialmente la estimación de la precipitación en superficie. El hecho que obliga a llevar a cabo el análisis de este perfil, sea para cada tormenta o sea en términos climatológicos, es que en gran parte del área teóricamente cubierta por el radar no existe un valor de reflectividad (Z) en superficie porque el haz, por diferentes motivos, no muestrea esos sectores.

La asignación directa del valor de Z correspondiente a la exploración más baja como el valor en la superficie lleva habitualmente a una subestimación de su valor real aunque en algunas ocasiones, como se verá enseguida, lo que se produce es una sobrestimación de la intensidad de la precipitación. En general, los métodos que extrapolan el valor de Z del nivel más bajo hasta la superficie siguiendo algún tipo de perfil vertical mejoran el valor de la asignación directa. Algunas cuestiones muy abiertas son en primer lugar como obtener un perfil vertical representativo para una determinada situación meteorológica y en segundo como aplicarlo al campo de Z presente en el dominio del radar.

Una de las hipótesis establecidas habitualmente para poder aplicar estos métodos de estimación es la homogeneidad espacial del PVR, lo cual entra en conflicto inmediatamente con la intrínseca variabilidad espacial del campo 3D de precipitación. Incluso en el caso de poder aplicar diferentes tipos de perfil a diferentes áreas del campo éstos siempre serán aproximaciones al perfil instantáneo real. Fenómenos como la evaporación en la capa subnubosa, el realce orográfico de la precipitación o procesos atípicos de formación de precipitación (crecimiento rápido de gotas grandes a partir de núcleos de condensación marinos) pueden distorsionar la forma "esperada" del PVR.

La también elevada variabilidad temporal de la lluvia puede ser captada por estos métodos de estimación, al menos con la frecuencia con la que el radar construye el volumen polar, solamente si se pueden aplicar en tiempo real, es decir, para cada ciclo de observación.

Finalmente es necesario recordar que solamente se puede obtener un campo de precipitación acumulada radar suficientemente bueno si los valores de intensidad "instantáneos" (cada 10' en el caso del INM) también lo son. Dado que los productos de acumulación (horaria, cada seis horas o diaria) se derivan de los datos instantáneos los errores que éstos tengan asociados se podrán compensar si no tienen un sesgo acusado pero si existe una tendencia a la sobrestimación o la subestimación en un determinado episodio o una determinada área los errores se amplificarán hasta provocar que el producto final sea completamente desechable.

Factores que generan vacíos en el campo de reflectividad al nivel de la superficie

Existen varias razones por las que un sector de la superficie del territorio cubierto teóricamente por un determinado radar puede no contar con una medida de Z:

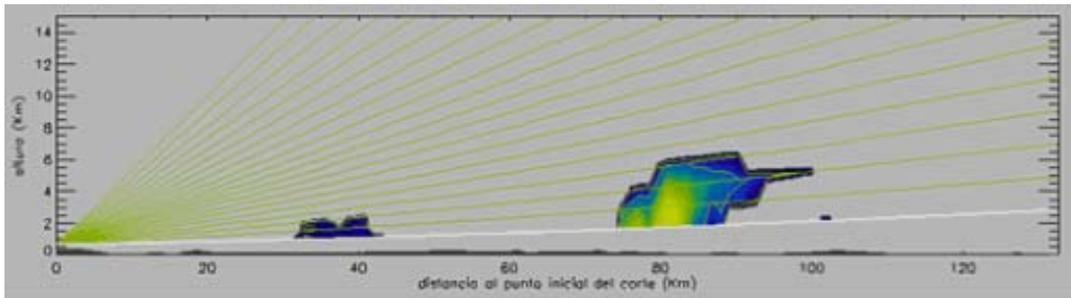


Fig.1. Corte vertical (hasta 130 km. desde el radar) que permite ver la estrategia de observación del radar del CMTC. En blanco aparece la trayectoria del haz correspondiente a la primera elevación (0.5°) y en verde las 19 elevaciones restantes. Se observa fácilmente como la elevación del haz con la distancia no permite medir la reflectividad en el suelo asociada a la precipitación generada por la estructura convectiva situada a 80 km. al nordeste del radar. Fuente: INM.

1.- La elevación del haz respecto a la superficie con la distancia, debido a la curvatura terrestre, al punto de partida elevado del haz y al ángulo de elevación de la antena respecto a la horizontal. Excepto en condiciones de propagación anómala (superrefracción) éste es el comportamiento del haz. Ello implica por lo tanto que a distancias relativamente grandes el haz correspondiente al tiro más bajo (0.5° en el caso de los radares del INM) se encuentre bastante elevado sobre la superficie y por lo tanto se desconozca cual es el valor de Z allí (Fig.1).

2.-La existencia de obstáculos orográficos en el camino del haz conlleva dos consecuencias: en primer lugar se debe identificar y eliminar el eco de suelo y posteriormente sustituirlo, en el caso de existencia de precipitación, por un valor adecuado. En segundo lugar se genera un área apantallada, total o parcialmente, detrás del obstáculo, en la cual desconocemos en principio cual es el valor de Z que se hubiera obtenido en el caso de que el haz radar hubiera podido llegar hasta ella (Fig.2).

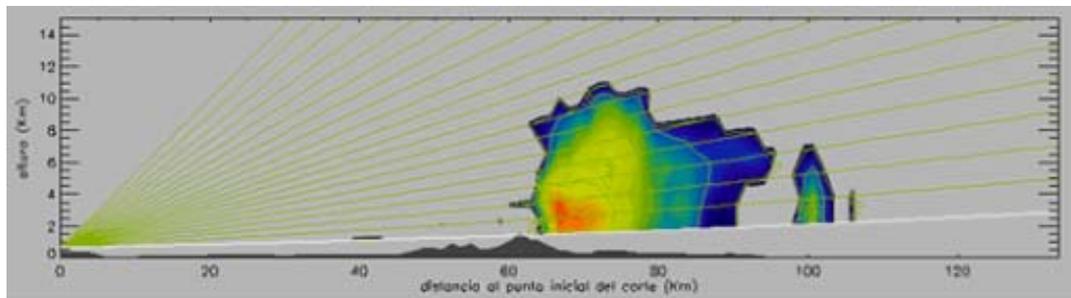


Fig.2. Iguales características que la imagen anterior. Se observa fácilmente como la elevación del haz con la distancia y la presencia de un obstáculo orográfico no permite medir la reflectividad en el suelo asociada a la precipitación generada por la estructura convectiva situada a 70 km al nordeste del radar. Fuente: INM.

En estas condiciones, prácticamente constantes desde el momento en el que se pone operativo un radar meteorológico terrestre en una localización fija, el objetivo del análisis del PVR es su posterior extrapolación hasta la superficie con el fin de obtener Z y la intensidad de precipitación allí. Es decir, rellenar los huecos en el campo de Z a nivel de la superficie para toda la cobertura radar. Por supuesto, esto se puede conseguir al menos en parte mediante la composición de diferentes radares. Desde un determinado emplazamiento se puede observar una zona "oculta" para otro radar (Fig.3).

Factores que distorsionan un perfil vertical de reflectividad construido a partir de los propios datos radar

Se debe señalar que el tamaño del volumen de resolución radar aumenta con la distancia lo que tiende a suavizar el PVR (degradación por pérdida de resolución espacial). El relleno de este volumen es además cada vez menos homogéneo y en consecuencia el promedio de la potencia devuelta por las partículas presentes en dicho volumen puede ser un valor poco representativo.

Un caso especial que podríamos considerar "inverso" a los nombrados en el apartado precedente es el de las situaciones meteorológicas en las que, debido a la sequedad del aire en la capa subnubosa, la precipitación que se desprende de las nubes no llega finalmente a la superficie (precipitación colgada). En este caso se observa visualmente el fenómeno conocido como virga, y cualquier extrapolación que se lleve a cabo de la reflectividad radar desde el nivel más bajo hasta el suelo generará la aparición de falsa precipitación. Obviamente también es posible que la evaporación no reduzca completamente a cero la precipitación en superficie. En este caso se observará un gradiente vertical positivo de la reflectividad (disminución hacia el suelo) (Fig.4).

Otro efecto es el producido por la cizalla del viento en niveles bajos. En el caso de la presencia de un viento fuerte en la capa subnubosa éste desplazará las partículas precipitantes una distancia horizontal significativa hasta llegar al suelo. La extrapolación vertical podrá generar en este caso tanto sobreestimación como subestimación, dependiendo de la forma y extensión del campo de precipitación en conjunto. Al error que se comete en este caso se le puede considerar de "localización" de la precipitación en superficie (Fig.4).



Fig.3. Composición de los radares del Instituto Nacional de Meteorología. Fuente: INM.

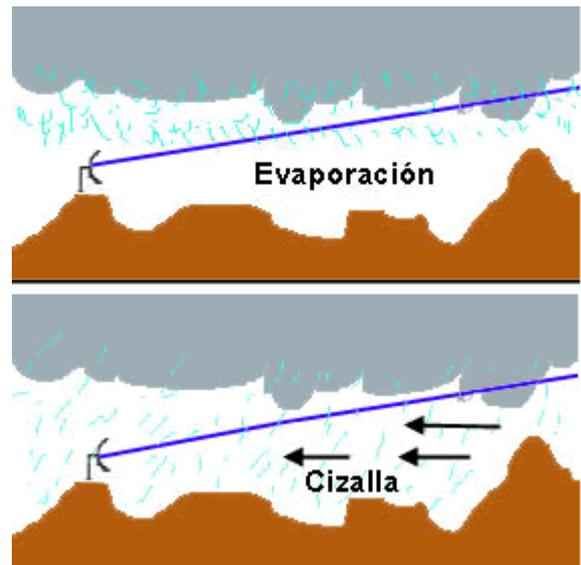


Fig.4. Elementos que distorsionan el PVR. Evaporación en la capa subnubosa (arriba). Cizalla del viento en la capa subnubosa (abajo).

En el caso de que haya forzamiento orográfico de la precipitación ésta se verá realizada en niveles bajos con lo cual es probable que al utilizar un perfil vertical construido a partir de los datos radar provenientes de niveles superiores para extrapolar el valor en superficie se genere una subestimación de la precipitación en esa zona.

Elementos que determinan la forma del perfil vertical de reflectividad

El tipo de procesos de precipitación, con diferentes distribuciones de tamaños de partículas y presencia de diferentes fases del agua, es el elemento que caracteriza fundamentalmente el PVR, pero no el único como se verá más adelante.

El PVR es altamente variable no solamente entre diferentes nubes precipitantes, lluvias o chubascos, sino también a lo largo de la vida de un mismo elemento precipitante sea de tipo convectivo o estratiforme. El ritmo de crecimiento/evaporación de las partículas precipitantes, el movimiento horizontal y vertical del aire y los cambios de fase presentes en el interior de la nube o en la capa subnubosa crean una variedad a priori infinita de formas del PVR. Se han hecho intentos, sin embargo, de clasificar estos perfiles en unos pocos tipos a partir del análisis de muchas situaciones meteorológicas distintas y también de entender los procesos microfísicos que subyacen en la forma del PVR.

Un elemento altamente distorsionador del gradiente vertical "normal" de Z , habitualmente negativo, es decir, con un descenso de su valor con la altura, es la llamada banda brillante. Ésta consiste básicamente en una capa relativamente estrecha (de unos 300 m de espesor) de reflectividad realzada que puede aparecer a diferentes alturas sobre el suelo y que es más fácilmente identificable en sistemas precipitantes estratiformes.

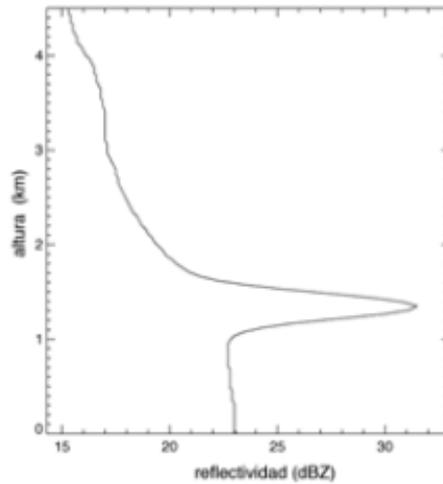


Fig. 5. Perfil vertical de reflectividad típico de una situación de precipitación con banda brillante.

Esta banda aparece en la zona de fusión de la nieve al caer esta y llegar al nivel de la isocero. La aparición de copos de nieve recubiertos por una película líquida y la mayor concentración de partículas que se produce como consecuencia de la heterogeneidad en sus velocidades terminales de caída incrementa el valor de Z en los volúmenes de resolución radar. En la fig. 5 se puede ver el perfil típico asociado a una situación con presencia de banda brillante.

Cuando esta banda está suficientemente elevada sobre el terreno o bastante cerca del radar puede ser identificada como tal y ello permite limitar el error en la estimación de la intensidad de la precipitación en superficie pero, si no es así, la banda brillante se asociará a una zona de precipitación realzada a niveles bajos. Cuando se observa una corona circular de reflectividad alta entorno al radar en un campo extenso de precipitación estratiforme ésta es sospechosa de corresponder a una banda brillante. La banda brillante es un fenómeno intrínsecamente radar que puede producir por lo tanto sobreestimaciones de la intensidad de precipitación en superficie (y también de acumulación) muy elevadas (hasta de factor 5 en el caso de que el haz radar más bajo intercepte a la banda brillante).

Cuando la precipitación es de tipo convectivo (asociada a fuertes corrientes ascendentes muy localizadas) es muy probable la presencia de granizo en algún nivel de la nube o por debajo de ella. También el granizo aparece en el radar con reflectividad realzada. En nuestra zona geográfica valores superiores a los 55 dBZ son sospechosos de señalar áreas con granizo.

Se ha comentado más arriba que normalmente el gradiente vertical de Z es negativo, tanto en precipitaciones de tipo estratiforme como en las de tipo convectivo, pero el valor absoluto de este gradiente no es constante a lo largo de todo el perfil ni el mismo para todos los tipos de precipitación.

Fundamentalmente, a efectos de análisis radar, los tipos de precipitación se subdividen en estratiforme y convectivo y a su vez éstos dos tipos en lluvia estratiforme cálida (sin banda brillante), lluvia estratiforme fría (con banda brillante o no), convección poco profunda (cálida) y convección profunda (fría). En zonas marítimas relativamente cálidas, como las áreas costeras del mar Mediterráneo, los altos valores de contenido de agua precipitable (elevada disponibilidad de vapor de agua) y la presencia en el aire de partículas de sal marina actuando como núcleos de condensación favorecen probablemente la rápida formación de precipitación de tipo cálido (por colisión-coalescencia de gotas sin la presencia de fase sólida).

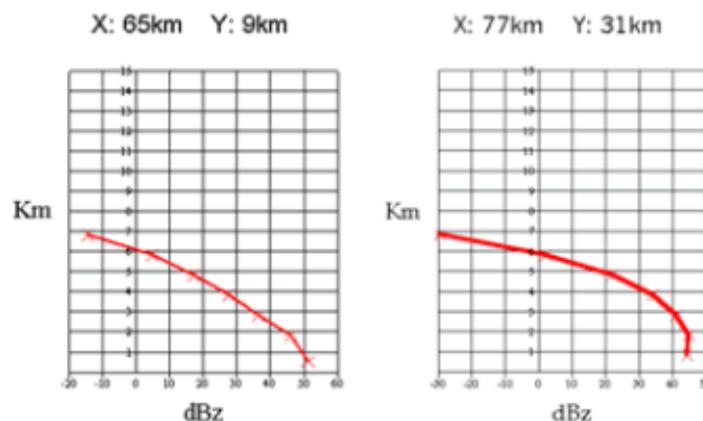


Fig.6. Perfiles de reflectividad instantáneos típicos de episodios de lluvias fuertes costeras en el área mediterránea. Fuente: INM.

Estos procesos establecen unos PVR de valor muy elevado en niveles muy bajos y un rápido decrecimiento de éstos con la altura (Fig.6). Estos perfiles se asemejan a los presentados por algunos autores como convección poco profunda pero se diferencian de ellos por los valores mucho más elevados de reflectividad (y precipitación) que se registran en superficie.

MÉTODOS DESARROLLADOS PARA LA CORRECCIÓN DEL ERROR QUE AFECTA A LA ESTIMACIÓN DE LA LLUVIA MEDIANTE RADAR A CAUSA DE LA VARIACIÓN VERTICAL DE LA REFLECTIVIDAD

La corrección del error en la estimación de lluvia mediante radar asociado a la variación vertical de la reflectividad suele abordarse suponiendo que la forma del perfil vertical de reflectividad sobre cada celda horizontal es una determinada escogida previamente. A partir de la forma del perfil elegida y los valores de Z observados en altura sobre la celda correspondiente, es posible estimar el PVR sobre esa celda sin más que ajustar la forma considerada a los valores observados tal como se muestra en la figura 7. El perfil así estimado nos proporciona directamente la intensidad de lluvia en el suelo (valor del perfil a la altura del suelo), que es el dato que buscábamos.

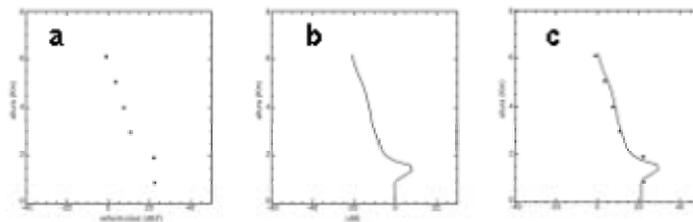


Fig. 7. Estimación del PVR sobre una celda horizontal situada a 37 km. del radar llevada a cabo mediante el ajuste de la forma que suponemos al perfil a los valores de reflectividad observados en altura. a) valores observados. b) Forma que suponemos al perfil. c) Ajuste de la forma del perfil a los valores observados.

Obtener la mejor reconstrucción de la forma que supondremos a nuestros perfiles o simplemente elegirla no son tareas triviales, pues incluso cuando se dispone de volúmenes de datos radar (15 o más elevaciones), a medida que aumenta la distancia al radar el muestreo del tramo de alturas que nos interesa se hace cada vez más intermitente. Además, a mayores distancias del radar, las medidas de reflectividad están cada vez más degradadas a causa del incremento de la anchura del haz emitido con la distancia recorrida, y son menos representativas de los valores reales de Z en cada punto. Por ambas razones, perfiles con formas diferentes pueden originar las mismas medidas de reflectividad aparente, y en consecuencia la identificación de la forma de éstos es en realidad un problema de tipo inverso.

Los métodos propuestos para la corrección del error asociado al PVR han sido varios y los mostramos distribuidos en tres grandes grupos.

Grupo 1: Identificación de la forma del perfil en las proximidades del radar.

Dentro de este primer grupo (Joss and Pittini (1991), Koistinen (1991), Joss and Lee (1995), Germann and Joss (2001)) se engloban todas aquellas metodologías de corrección que, asumiendo que la forma de los perfiles es la misma en todo el dominio radar, estiman primero el perfil promedio en la zona próxima al radar y después aplican la forma de este perfil promedio al resto del dominio para obtener los perfiles locales sobre cada celda horizontal. El aspecto de más valor de esta metodología es que trata de reconstruir los perfiles no a partir de una forma sintética previa sino a partir de datos observados correspondientes al mismo episodio. La principal limitación consiste en asumir la homogeneidad espacial de la forma de los perfiles, hipótesis que incluso en el caso de precipitación estratiforme conlleva no reproducir fielmente la realidad. En concreto, la forma de los perfiles en el tramo de nieve por encima de la banda brillante es bastante variable en el espacio y el tiempo en el campo de precipitación correspondiente a un mismo episodio.

Los distintos autores al tratar de identificar la forma de perfil más representativa han realizado el promedio en las cercanías del radar trabajando con distintas escalas espacio-temporales (tabla 1).

MÉTODO	ESCALA
Joss and Pittini (1991)	10 min x 140 km x 140 km
Koistinen (1991)	24 h x 90 km de diámetro
Joss and Lee (1995)	5 min x 140 km x 140 km
Germann and Joss (2001)	varias horas x 140 km de diámetro

Tabla 1 Escalas temporales y espaciales utilizadas por diferentes autores en el proceso de identificación de perfiles verticales de reflectividad promedio en las cercanías del radar.

(la tabla se puede eliminar) En el último de los trabajos referenciados (Germann and Joss, 2001) se intenta realizar el mejor promedio espacio-temporal teniendo en cuenta la evolución de los perfiles durante las últimas horas asignando un peso mayor a los datos más próximos en el tiempo.

Los distintos autores tratando de identificar la forma de perfil vertical de reflectividad más representativa han realizado el promedio en las cercanías del radar trabajando con distintas escalas espacio-temporales.

Otra limitación importante de esta metodología reside en el hecho de necesitar la presencia de precipitación en las proximidades del radar. Cuando no ocurre así, se propone recurrir a perfiles promedio climatológicos de los que previamente se ha debido elaborar la base de datos correspondiente.

Grupo 2: Modelización de la forma del perfil en función de unos pocos parámetros.

Kitchen and Brown (1994) suponen que el perfil sobre cada píxel de 5x5 km se ajusta a uno sintético definido previamente en función de varios parámetros que determinan las características de la banda brillante y la variación de la Z con la altura en los tramos de nieve y de lluvia (figura 8).

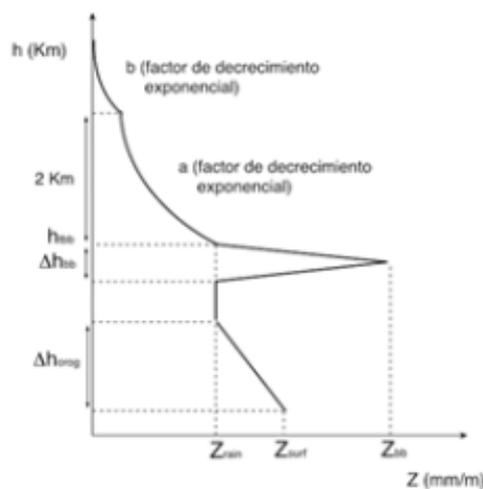


Fig. 8. Modelo de perfil propuesto por Kitchen para el caso de perfiles estratiformes con banda brillante.

Algunos de estos parámetros son fijos, otros se obtienen a partir de observaciones meteorológicas en superficie y datos de satélite del canal infrarrojo, y el resto se ajustan mediante iteraciones sucesivas, tratando de reproducir a partir del perfil sintético propuesto los valores de reflectividad aparente medidos sobre cada píxel.

Smyth and Illingworth (1998) generalizaron la metodología propuesta por Kitchen distinguiendo entre precipitación estratiforme y precipitación convectiva mediante el uso de la *Linear Depolarization Ratio*. Identifican el PVR en los píxeles estratiformes como propone Kitchen, y usan un perfil de tipo climatológico en los píxeles convectivos.

La ventaja de este método es que se puede identificar la forma del perfil localmente. Es decir, no supone que la forma de los perfiles es la misma en todo el dominio radar, sino que ésta puede ser distinta en cada píxel. La desventaja reside en que constreñimos las posibles formas del perfil a un modelo ideal, que no siempre se aproxima a la realidad.

Grupo 3: Aplicación del método inverso.

Andrieu *et al* (1995) propusieron un método de identificación del PVR adecuado al tipo de información de que se disponía con la estrategia de muestreo de los radares del servicio meteorológico francés en ese momento, que era de tan sólo dos elevaciones. En este caso, al no disponer de perfiles aparentes ni siquiera en las proximidades del radar, como sí ocurre cuando se trabaja con 15 o 20 elevaciones, el objetivo es extraer la información sobre la forma del perfil a partir de las observaciones a diferentes distancias, supuesta ésta homogénea en todo el dominio radar. Esto es posible gracias a que a causa del ángulo de elevación de la antena cuando emite, al aumentar la distancia recorrida por el haz, las observaciones muestrean el perfil vertical de reflectividad a alturas cada vez mayores.

Con ese objeto, para cada pareja de medidas sobre cada posición horizontal, una correspondiente a cada elevación, se calcula la fracción o ratio:

$$q(\bar{x}) = \frac{Z(\bar{x}, A_2)}{Z(\bar{x}, A_1)} \quad (1)$$

siendo $Z(\bar{x}, A_1)$ y $Z(\bar{x}, A_2)$ las medidas de la reflectividad sobre la posición horizontal \bar{x} en la primera elevación, A_1 y la segunda, A_2 .

Se define la función $z(h)$ como

$$z(h) = \frac{Z(\bar{x}, h)}{Z(\bar{x}, h_0)} \quad (2)$$

donde $Z(\bar{x}, h)$ es el valor de la reflectividad en el punto (\bar{x}, h) y $Z(\bar{x}, h_0)$ es el valor de la reflectividad en el suelo, h_0 , justo debajo del punto anterior. Suponiendo que la función $z(h)$ es la misma en todo el dominio radar, podemos expresar cada valor de Z en el punto (\bar{x}, h) como:

$$Z(\bar{x}, h) = Z(\bar{x}, h_0) z(h) \quad (3)$$

Utilizando esta expresión, el ratio correspondiente a la posición horizontal \bar{x} nos quedaría:

$$q(\bar{x}) = \frac{z(h_2)}{z(h_1)} \quad (3)$$

con h_1 y h_2 las alturas de las observaciones sobre la posición horizontal \bar{x} correspondientes a la primera y segunda elevación respectivamente. A la vista de esta expresión queda patente que el objeto de expresar la información sobre la forma de los perfiles a través de las ratios de reflectividades es separar la variabilidad horizontal del campo de Z de su variabilidad vertical y retener solamente la información a cerca de ésta última.

Dado que los valores de Z medidos son los aparentes, la relación entre la función ratio de reflectividades $q(\bar{x})$ y la función forma de perfil $z(h)$ no es analítica ni unívoca. De forma aproximada podemos expresarla como:

$$(5)$$

donde $f(\theta)$ es la función de distribución de la energía en el haz de emisión y $2\theta_6$ es el ancho de haz de 6 dB.

Lo que Andrieu et al proponen es determinar la forma del perfil $z(h)$ que mejor reproduzca, a partir de la ecuación (5), los valores de las ratios observadas haciendo uso del método estadístico desarrollado por Tarantola (1987) conocido como Método Inverso. La aplicación del Método Inverso consiste en identificar, de entre las formas de perfil $z(h)$ más parecidas a una función a priori $z_0(h)$ previamente elegida, la más probable compatible con los valores observados de las ratios. Por lo tanto, la función $z(h)$ que sea solución al problema vendrá determinada en gran medida por la función a priori $z_0(h)$ elegida.

Debido a las limitaciones de la estrategia de muestreo de los radares de MeteoFrance, para que las ratio observadas cubrieran todo el tramo de alturas donde interesa identificar el perfil (hasta 12 km) era necesario

identificar la forma de los perfiles (supuesta homogénea) en zonas amplias, y se escogió todo el dominio radar como única zona de identificación (Andrieu et al, 1995). Posteriormente Vignal and Andrieu (1999) amplían esta metodología para el caso en el que se disponga de un mayor número de elevaciones y escogen zonas de identificación más pequeñas (sectores anulares de anchura radial entre 10 y 30 km y anchura azimutal de 15 °). De este modo la identificación de las formas de los perfiles puede hacerse algo más localmente.

Las funciones que los autores proponen elegir como funciones a priori $z_0(h)$ han de ser formas sintéticas que reproduzcan los perfiles característicos de cada tipo de precipitación, perfiles climatológicos, o bien cuando sea posible (es decir, cuando la zona donde se esté identificando el perfil se encuentre lo suficientemente próxima al radar y la estrategia de muestreo contenga un número elevado de elevaciones) la forma del perfil aparente promedio en la zona de identificación. Para el caso de la aplicación del método en tiempo real, una vez se haya identificado la primera función $z(h)$ en una zona, puede emplearse como función a priori $z_0(h)$ la forma identificada en el paso de tiempo anterior.

Referencias

- Aguado, F., 1999. *Corrección por perfil vertical de reflectividad de los datos de precipitación radar*. IV Simposio Nacional de Predicción. Memorial "Alfonso Ascaso". INM. Madrid, España, 403-407.
- Álvarez, J.P., 2000. *Interpretación imágenes radar*. CMT en Castilla y León. Documento interno del INM.
- Andrieu, H., G. Delrieu, and J. D. Creutin, 1995. *Identification of vertical profiles of radar reflectivity for hydrological applications using an inverse method: I-Formulation*. J. Appl. Meteor.: 34, 225-239.
- Atlas, D. (Ed.), 1990. *Radar in Meteorology*. American Meteorological Society, Boston.
- Bellon, A., I. Zawadzki, and F. Fabry, 1997. *Measurement of melting layer attenuation at X-band frequencies*. Radio Science: 32, 943-955.
- Cansado, A., 1998. Resumen sobre el curso Radar Hydrology for Real-Time Flood Forecasting realizado en la Universidad de Bristol del 23 de junio al 3 de julio de 1998. CMT en Aragón, la Rioja y Navarra . Documento interno del INM.
- Fabry, F., 1997. *Vertical profiles of reflectivity and precipitation intensity*, Weather radar technology for water resources management. Ed.: B. Braga Jr. y O. Massambani. IRTCUD/University of Sao Paulo y IHP-UNESCO.
- Fabry, F. and I. Zawadzki, 1995. *Long-term radar observations of the melting layer of precipitation and their interpretation*. J. Appl. Sci.: 52, 838-851.
- Franco, M., 2002. *A methodology to identify the vertical profile of reflectivity from radar scans and to estimate the rainrate at ground at different distances*. Second European Conference on Radar Meteorology. ERAD. Delft, Holland, 299-304.
- Germann, U. and J. Joss, 2002. *Mesobeta Profiles to Extrapolate Radar Precipitation Measurements above the Alps to the Ground Level*. J. Appl. Meteor., 41, 542-547.
- Joss, J. and R. Lee, 1995. *The application of radar-gauge comparisons to operational precipitation profiles corrections*. J. Appl. Meteor. 34, 2612-2630.
- Kitchen, M. and R. Brown, 1994. *Real-time correction of weather radar data for the effects of bright band, range and orographic growth in widespread precipitation*. Quart. J. Meteor. Soc., 120, 1231-1254.
- Koistinen, J., 1991. *Operational correction of radar rainfall errors due to the vertical profile of reflectivity*. 25th Radar Meteor. Conf., Paris, France, AMS, 91-96.
- Rinehart, R., 1997. *Radar for Meteorologists*. Rinehart Publications, Grand Forks.
- Sánchez-Diezma, R., 2001. *Optimización de la medida de lluvia por radar meteorológico para su aplicación hidrológica*. PhD Thesis, Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona, 313 pp.
- Sánchez-Diezma, R., D. Sempere-Torres, J. D. Creutin, I. Zawadzki, and G. Delrieu, 2001a. *Factors affecting the precision of radar measurement of rain. An assesment from a hydrological perspective*. 30th International Conference on Radar Meteorology, American Meteorological Society. Munich, Germany, 573-575.
- Sánchez-Diezma, R., D. Sempere Torres, I. Zawadzki, and J. D. Creutin, 2001b. *Hydrological assessment of factors affecting the accuracy of weather radar measurements of rain*. Proceedings 5th International symposium on hydrological applications of weather radar, Kyoto, Disaster Prevention Research Institute, 433-438.
- Smyth, T. J. and A. J. Illingworth, 1998. *Radar Estimates of rainfall rates at the ground in bright band and non-bright band events*. Q. J. R. Meteorol. Soc. 124, 2417-2434.
- Vignal, B., A. Herve, and J. D. Creutin, 1999. *Identification of vertical profiles of reflectivity from volume scan radar data*. J. Appl. Meteor. 38, 1214-1228.
- Y también documentación interna elaborada por Servicio de Teledetección del INM.

ram@meteored.com