

¿Se mide bien la precipitación en forma de nieve?

<https://doi.org/10.31978/639-19-010-0.095>

Samuel T. Buisán Sanz¹ (sbuisans@aemet.es)
José Luis Collado Aceituno¹ (jcolladoa@aemet.es)
Javier Alastrue Tierra¹ (jalastruet@magrama.es)

¹AEMET / Delegación Territorial en Aragón

RESUMEN

Dado el impacto que tiene la predicción a corto plazo y la vigilancia atmosférica sobre nuestra vida cotidiana, en los transportes, en la economía o en las actividades de ocio y tiempo libre, se requiere una medición precisa de la precipitación, especialmente en forma de nieve. Es de sobra conocida la infraestimación que se produce de la precipitación en forma de nieve debido al efecto del viento sobre el pluviómetro. Dentro del marco de trabajo del proyecto SPICE (*Solid Precipitation Inter-comparison Experiment*) de la OMM (Organización Meteorológica Mundial) AEMET instaló a 1800 m de altitud en su centro de experimentación en Formigal-Sarrios (Pirineo de Huesca) el sistema más preciso existente actualmente para la medida de la precipitación en forma de nieve. Este sistema, denominado por la OMM como DFIR (*Double Fence Intercomparison Reference*), es único en los Pirineos y en España y solo ciertos países en el mundo lo tienen. Esta infraestructura es patrón internacional de referencia contra el que comparar cualquier tipo de instrumento de observación meteorológico que mida precipitación, entre ellos pluviómetros o sensores de tiempo presente ampliamente utilizados en AEMET.

El presente trabajo analiza la infraestimación de la precipitación por parte de pluviómetros operativos en condiciones invernales con el objetivo de enseñar a futuros usuarios a interpretar los datos observados. Resultados preliminares indican que a velocidades del viento no muy elevadas, del orden de 2 m/s, un pluviómetro operativo sin ningún tipo de protección infraestima aproximadamente la precipitación en forma de nieve en un 30 % mientras que a 4 m/s lo hace en más un 50 % siendo estos valores incluso mayores para temperaturas por debajo de $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ y velocidades del viento más elevadas. Finalmente además se delimitarán las zonas de España donde una nevada puede tener mayor impacto debido al sesgo observado en la medida.

PALABRAS CLAVE: OMM; nevadas; SPICE; pluviómetro; viento; Formigal-Sarrios.

1. INTRODUCCIÓN

La precipitación es una de las variables atmosféricas más importantes dentro de numerosas disciplinas científicas relacionadas con los ecosistemas, la hidrología, la predicción atmosférica y la monitorización del clima. Sin embargo, a pesar de su importancia, la medida precisa de la precipitación sigue siendo un reto, especialmente en el caso de precipitación en forma de nieve en condiciones de viento.

Todos los pluviómetros conforme aumenta la velocidad del viento subestiman la medida de la precipitación en forma de nieve. Un pluviómetro representa un obstáculo al flujo de aire lo que induce una deformación del campo de viento sobre la boca del pluviómetro provocando que el copo de nieve sea deflectado e impidiendo

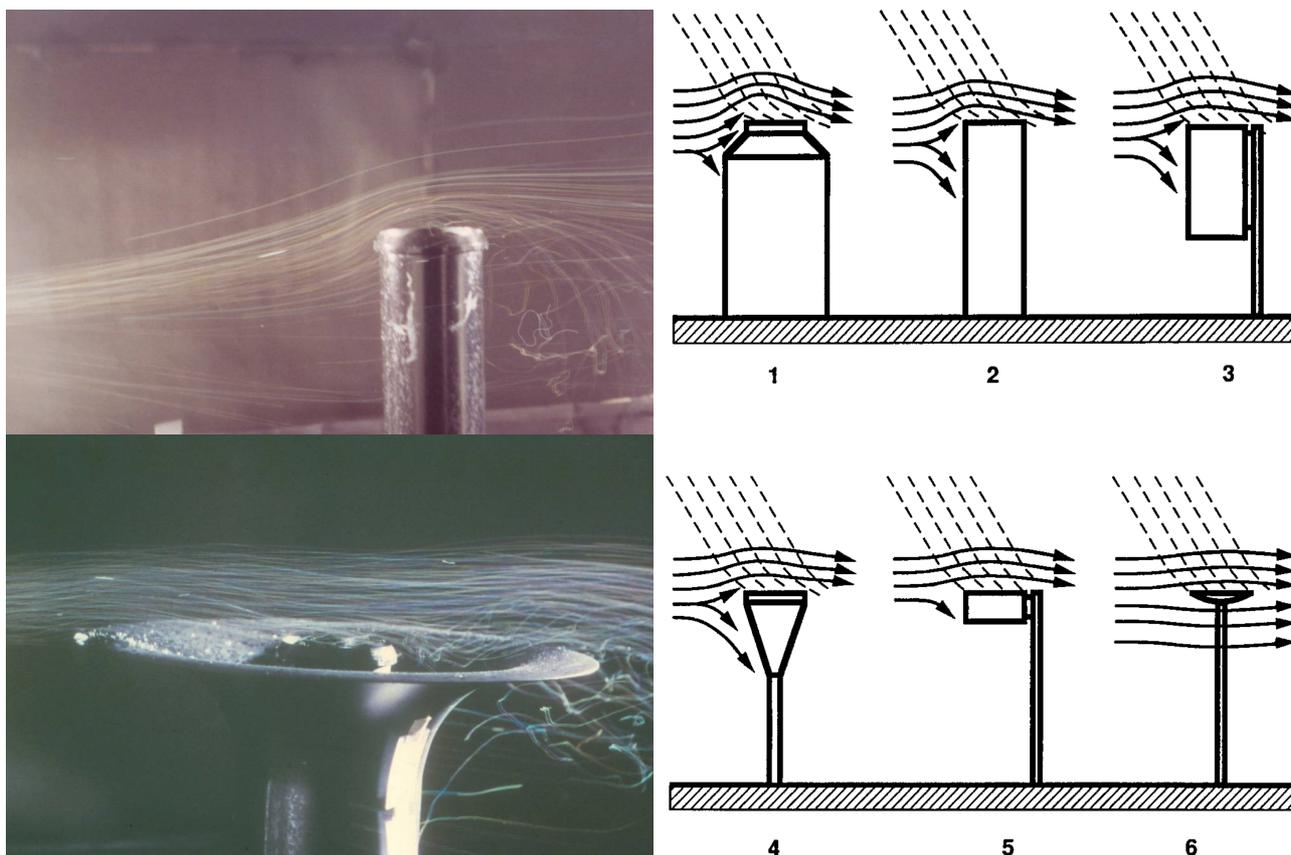


Figura 1. Deformación del campo de viento alrededor de distintos tipos de pluviómetros y protecciones contra el viento. Imágenes cortesía de Barry Goodison y Rodica Nitu (Environment Canada).

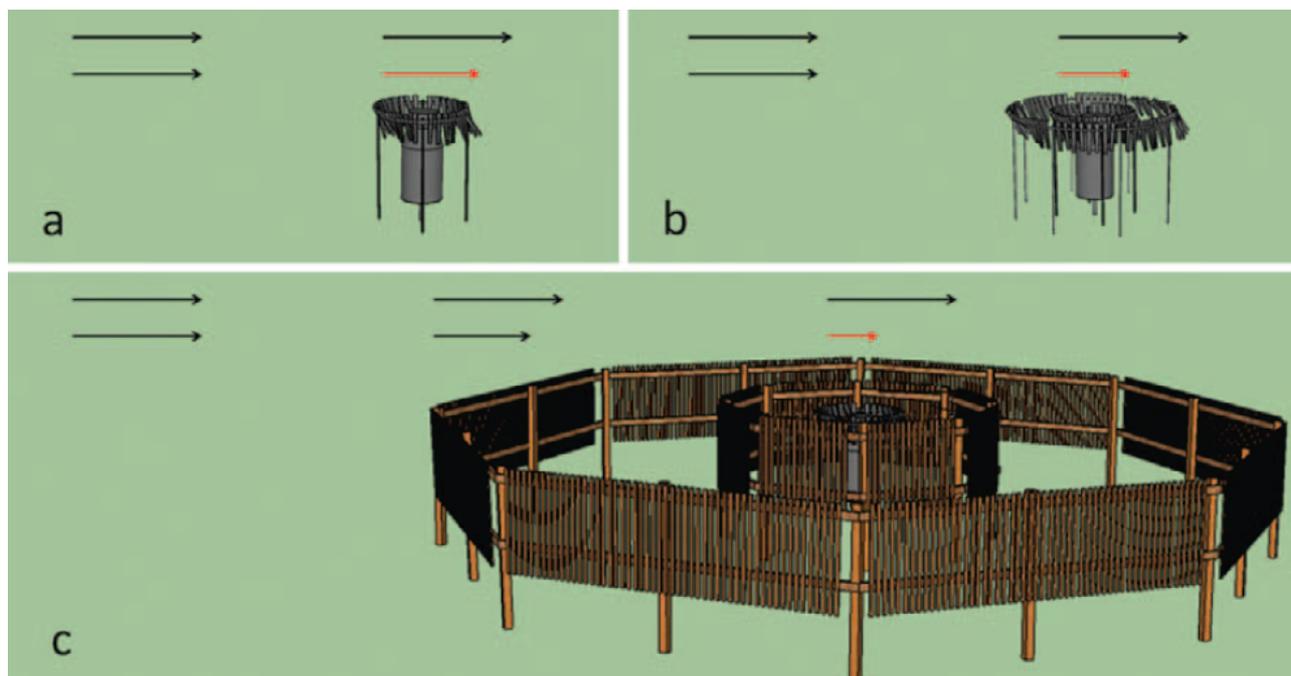


Figura 2. Flujo de aire sobre tres pluviómetros con diferentes tipos de protección contra el viento: a) escudo simple; b) escudo doble; c) DFIR. Los vectores superiores representan el viento sin obstáculos y los vectores en rojo representan el viento medido en la boca del pluviómetro. Imagen cortesía de Roy Rasmussen (National Center for Atmospheric Research).

que entre en el pluviómetro (RASMUSSEN *et al.*, 2012). Este efecto, que se incrementa con la velocidad del viento, es dependiente tanto de la forma del pluviómetro como del tipo de protección contra el viento empleada (figura 1).

Una manera de mitigar este problema es utilizar diferentes protecciones contra el viento (escudos), sin embargo, una aún permanece subestimación y es necesario realizar ajustes respecto de una referencia (figura 2).

La Organización Meteorológica Mundial (OMM) definió durante la primera *Meteorological Organization (WMO) Solid Precipitation Intercomparison* (GOODISON *et al.*, 1998) el *Double-Fence Intercomparison Reference* (DFIR) (figura 2c) como referencia de precipitación. El DFIR consiste en dos vallados concéntricos octogonales de 12 m y 4 m de diámetro respectivamente con un pluviómetro manual de tipo Tretyakov y su escudo en el centro con su boca situada a 3,5 m de altura (GOODISON *et al.*, 1998).



Figura 3. Vista parcial de Formigal-Sarrios con la referencia (DFAR) al fondo.



Figura 4. Interior del DFAR con Pluvio² (OTT) de pesada y disdrómetro tipo LPM de Thies en su interior.

Debido al proceso de automatización de medidas en numerosos servicios meteorológicos, el tipo y cantidad de instrumentos automáticos de medida de la precipitación se ha incrementado en las últimas décadas (NITU y WONG, 2010) haciendo mucho más compleja la tarea de intercomparar series de precipitación de diferentes países. Por esta razón la Organización Meteorológica Mundial (OMM) puso en marcha una segunda intercomparación WMO-SPICE (www.wmo.int/pages/prog/www/IMOP/intercomparisons/SPICE/SPICE.html) enfocada a medidas automáticas de la nieve. En esta segunda intercomparación, la referencia se denomina *Double Fence Automatic Reference* (DFAR) y consiste en un pluviómetro ubicado en el centro del doble vallado, automático, de pesada (OTT Pluvio² o Geonor T200-B3) rodeado por un escudo de tipo simple y junto con un sensor de tipo de precipitación.

AEMET ha participado en WMO- SPICE gracias al campo de pruebas de Formigal-Sarrios, ubicado a 1800 m de altitud en el Pirineo aragonés y donde se instaló el único DFAR de España y de los Pirineos siendo además uno de los pocos que existen en el mundo (figuras 3 y 4). Gracias al elevado número de eventos de nieve, AEMET ha podido contribuir en el proyecto con una elevada cantidad de datos para su posterior análisis.

En Formigal-Sarrios actualmente se llevan a cabo numerosos experimentos relacionados con instrumentación y observación automática. Entre ellos destaca la comparativa entre el pluviómetro automático de balancín (TPB) con calefacción marca utilizado en la red operativa de AEMET y el DFAR por las repercusiones que puede tener sobre su operatividad diaria y del que mostraremos los principales resultados.

2. METODOLOGÍA

Durante el invierno 2014-2015 se instaló el patrón de referencia DFAR. La temporada invernal 2014-2015 se caracterizó por un gran número de nevadas, con lo cual se tuvieron suficientes datos para el análisis. Los datos se recogieron en periodos de 1 minuto para posteriormente agruparse en periodos de 1 h y 3 h. La razón fue el diferente método de medida, instantáneo en el caso del DFAR y con necesidad de fundir la nieve en el caso del balancín y, por tanto, con retraso.

3. RESULTADOS

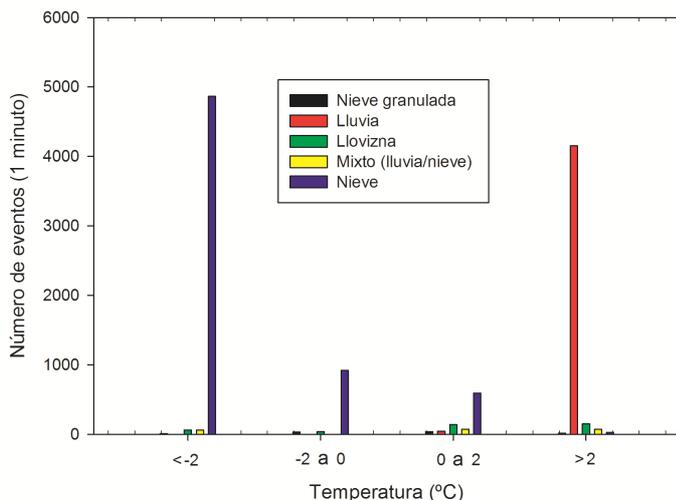


Figura 5. Distribución de frecuencias de tipos de precipitación agrupadas por temperatura según datos del disdrómetro en DFAR.

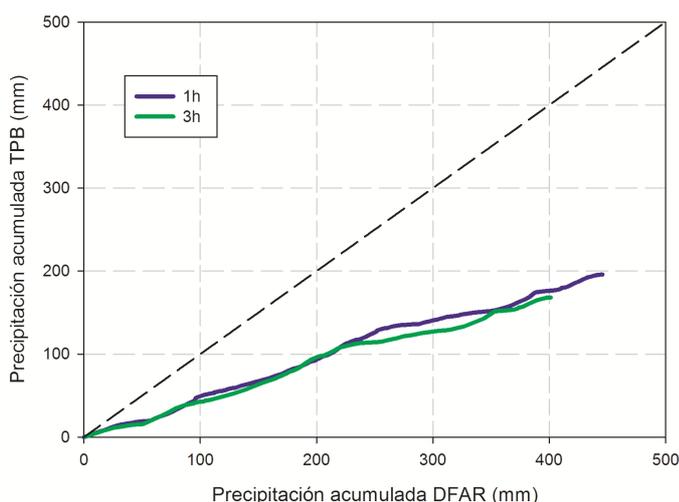
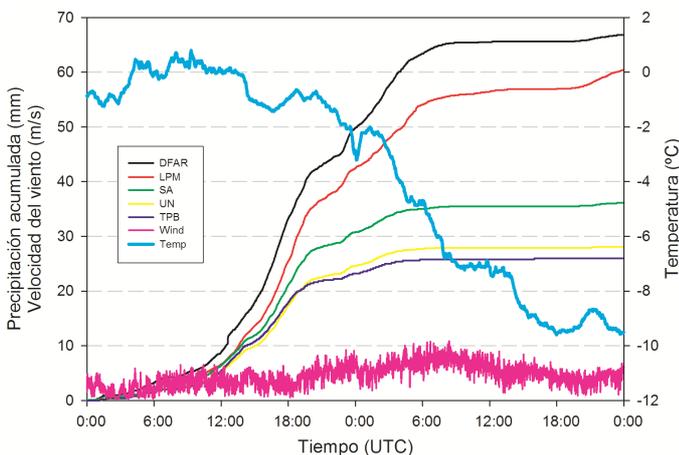


Figura 6. Acumulación total del DFAR y pluviómetro operativo de AEMET (TPB) para periodos de 1h y 3h para la temporada 2014-2015.



La figura 5 muestra que a temperaturas inferiores a 0 °C prácticamente toda la precipitación es en forma de nieve (95 %).

De esta manera se consideró apropiado el umbral de 0 °C para discriminar episodios de nieve y se calculó la precipitación acumulada en periodos de 1 h y 3 h para el DFAR y TPB.

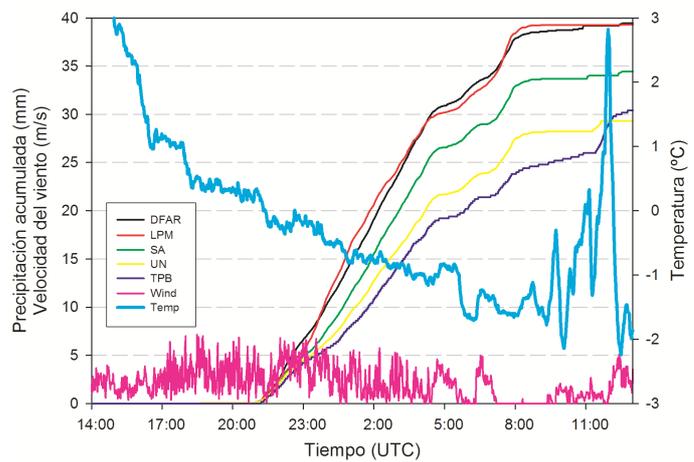
La figura 6 muestra que durante el experimento el TPB midió la mitad que el DFAR. Las situaciones en las cuales el TPB midió más precipitación que el DFAR, tasa de captura (*catch ratio*) (TPB/DFAR) > 1, solo representan el 9,5 % de la precipitación y se puede considerar como el porcentaje de precipitación que se funde en la hora siguiente (BUISAN *et al.*, 2017).

Un ejemplo del impacto del viento sobre la subestimación de la precipitación para distintos tipos de pluviómetros puede observarse en la figura 7 durante un episodio de precipitación que comenzó el 26 de diciembre de 2018. Las diferencias pueden ser superiores al 70 % en condiciones de elevado viento y temperaturas menores de -2 °C.

La figura 8 muestra un episodio que tuvo comienzo el 16 de enero de 2015 y que estuvo caracterizado por vientos débiles y temperaturas cercanas a 0 °C. En este caso también la subestimación es clara (20 %) pero de menor envergadura que en el caso anterior.

Figura 7. Acumulación de precipitación para distintos instrumentos: referencia (DFAR), disdrómetro Thies dentro de doble vallado de madera (LPM), Pluvio² OTT con protección simple contra el viento «tipo Single-Alter» (SA), Pluvio² OTT sin protección contra el viento «Unshielded» (UN) y pluviómetro operativo de AEMET (TPB).

Figura 8. Acumulación de precipitación para distintos instrumentos: referencia (DFAR), disdrómetro Thies dentro de doble vallado de madera (LPM), Pluvio² OTT con protección simple contra el viento «tipo Single-Alter» (SA), Pluvio² OTT sin protección contra el viento «Unshielded» (UN) y pluviómetro operativo de AEMET (TPB).



Para calcular una función de ajuste entre el DFAR y el TPB se seleccionaron solo aquellos casos donde la tasa de captura TPB/DFAR era menor que 1. La figura 9a) muestra la relación entre la tasa de captura y el viento a 10 m en periodos de 1 h. A velocidades menores de 2 m/s el promedio de tasa de captura es entre 0,7 y 0,8. A velocidades mayores, la tasa de captura se reduce apreciablemente, alcanzando valores menores de 0,2 a velocidades superiores a 6 m/s. La reducción en la tasa de captura es mayor para eventos con bajas temperaturas que a temperaturas cercanas a 0 °C.

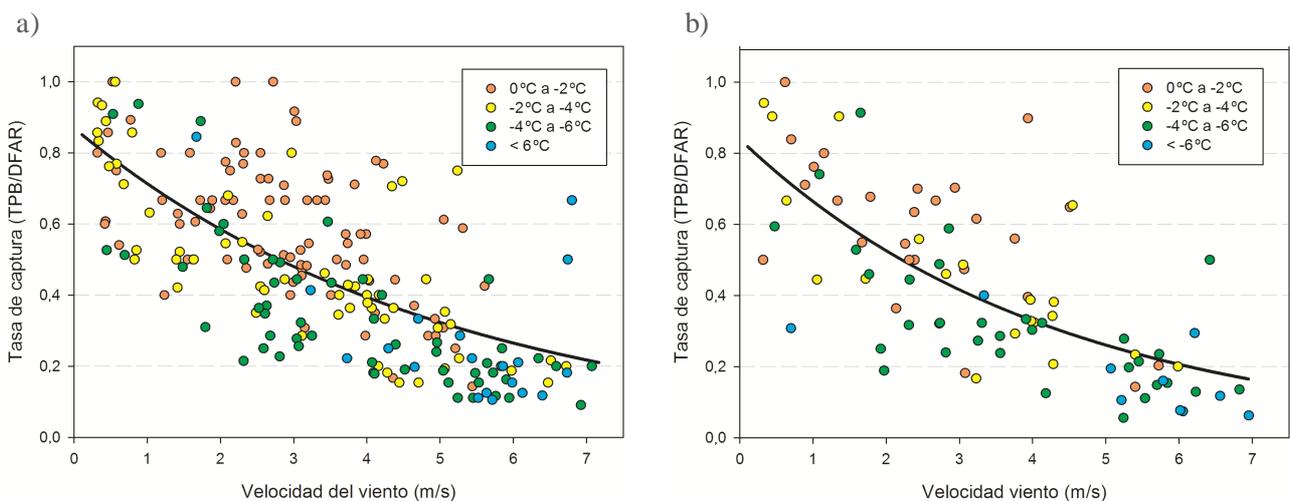


Figura 9. Relación entre la tasa de captura (TPB/DFAR) y velocidad del viento para periodos de: a) 1 h y b) 3 h. La temperatura media para cada periodo se indica por distintos colores.

Dada la relación no lineal entre la tasa de captura y la velocidad del viento, y siguiendo un procedimiento similar al de otros estudios (GOODISON *et al.*, 1998; RASMUSSEN *et al.*, 2012; THERIAULT *et al.*, 2012; WOLFF *et al.*, 2015; KOCHENDORFER *et al.*, 2017), se realizó un ajuste exponencial con los datos de nieve. La velocidad del viento es capaz de explicar más del 50 % de la varianza. Sin embargo, tal y como se muestra en la figura, a temperaturas menores de -4 °C y velocidades del viento mayores de 4 m/s un ajuste más preciso es necesario y se incluyó también la temperatura en el análisis y se realizó un análisis de regresión múltiple (tabla1). Finalmente, para el cálculo real de la precipitación se incluyó el factor de fusión en la tabla. Esta simple ecuación se puede implementar operativamente para mejorar la estimación de la precipitación en forma de nieve medida por el pluviómetro operativo de AEMET. Es muy importante tener en cuenta que el error asociado con el factor de fusión es menor del 10 %, siendo otros factores como el viento y la temperatura una fuente mayor de errores en la medida.

1 h Función de ajuste	
$CR = 1,01 * \exp(0,077 * T - 0,176 W)$	$R^2 = 0,57$
Acumulación (1 h) = $Acc/CR - 0,095 * Acc/CR + 0,095 * Acc$ (hora previa)	
3 h Función de ajuste	
$CR = 1,04 * \exp(0,094 * T - 0,201 W)$	$R^2 = 0,60$
Acumulación (3 h) = Acc/CR	

Tabla 1. La tabla superior es para periodos de 1 h y la inferior para periodos de 3 h. El número de datos utilizados en el análisis fue de 214 y 87 respectivamente. Variables: CR = *catch ratio* (tasa de captura), T = temperatura (°C), W = velocidad del viento (m/s), Acc = acumulación (mm).

Siguiendo la misma metodología, consideramos periodos de 3 h y solo se incluyeron eventos con temperatura máxima durante todo el periodo menor de 0 °C. Tal y como era esperado el número de datos se redujo de 214 a 87. El principal objetivo era averiguar si se obtenía una relación completamente distinta. Sin embargo, como se muestra en la figura 8b, las relaciones son similares. Además, como se muestra en la tabla 1, las ecuaciones de ajuste son similares con valores de R² incluso mayores. En este caso no es necesario incluir ningún factor de fusión pues la cantidad que se funde en el siguiente periodo es muy pequeña en comparación con la medida.

Para estimar la incertidumbre en las ecuaciones obtenidas dividimos en dos partes iguales cada conjunto de datos para cada periodo, 1 h y 3 h. Un conjunto de datos se utilizó para calcular las ecuaciones de ajuste (114 eventos para el periodo de 1 h, 45 eventos para el periodo de 3 h) y el otro conjunto se utilizó para comprobar la incertidumbre (100 para el periodo de 1 h, 42 eventos para el periodo de 3 h). Para el periodo de 1 h la raíz del error cuadrático medio respecto a la tasa de captura fue de 0,13 mientras que para 3 h fue de 0,11. Estos valores son totalmente aceptables dados los valores de R² entre 0,6 y 0,7 y que muestran que hay una cierta incertidumbre en los ajustes debido a la variabilidad y complejidad de las relaciones entre las medidas, con distintas tecnologías, de un pluviómetro de balancín y un pluviómetro de pesada dentro de un DFIR.

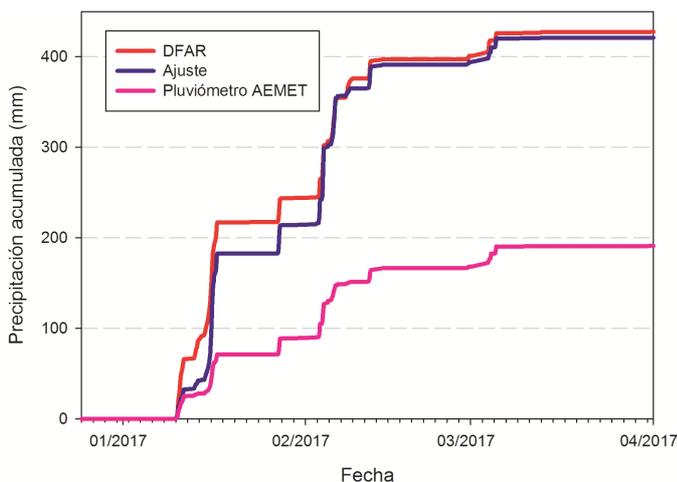


Figura 10. Precipitación acumulada para la temporada invernal 2016-2017 en DFAR, pluviómetro operativo de AEMET y tras realizar el ajuste.

Si comprobamos la función de transferencia desarrollada para un conjunto de datos independientes como son los de la temporada 2016-2017 en Formigal-Sarrios (figura 10), observamos que el ajuste se aproxima mucho mejor a la realidad observada por la referencia (DFAR).

Resultados preliminares en estaciones y eventos escogidos en las últimas temporadas invernales indican que este ajuste proporciona medidas mucho más reales de la precipitación observada y que, por tanto, pueden ser de utilidad para la operatividad diaria de AEMET.

La figura 11 muestra el climograma de febrero de la estación de Lalastra (Álava) donde se observa el alto grado de subestimación de la precipitación durante principios de febrero y que es acorde con las nevadas observadas en la zona durante el episodio extremo que tuvo lugar en esas fechas.

Este ajuste permitiría inferir, por ejemplo, el volumen de agua disponible para previsión de inundaciones o estimar en semitiempo real lo extremo del evento y activar los avisos correspondientes.

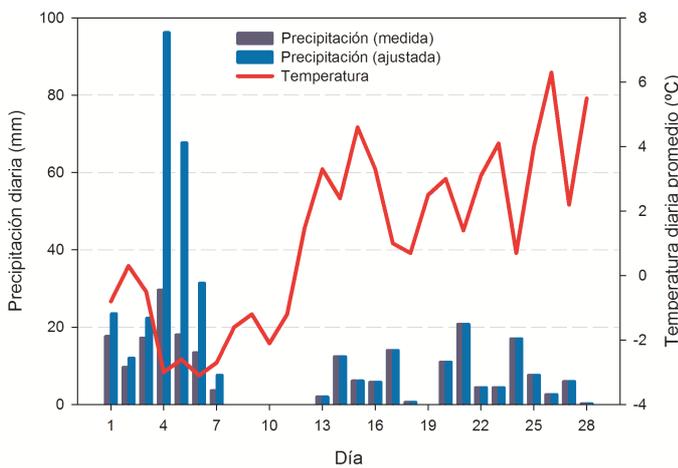
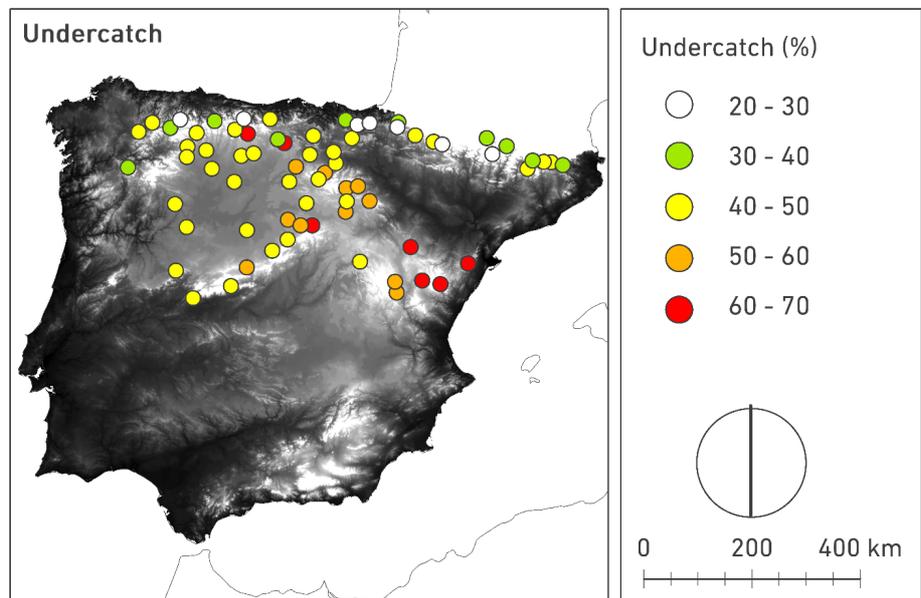


Figura 11. Precipitación diaria acumulada y ajustada para febrero de 2015 en la estación automática de AEMET en Lalastra (Álava) a 910 m de altitud.

Si se aplica esta función de transferencia a la red de estaciones de AEMET en el norte de España que utilizan el mismo tipo de pluviómetro y con un número considerable de nevadas durante el periodo de disponibilidad de datos (2009-2015) se pueden delimitar distintas zonas donde se subestima más la precipitación en forma de nieve (figura 12).

Existen claramente dos zonas diferenciadas, la zona cantábrica y Pirineos, donde las estaciones están en las poblaciones que se ubican en los fondos de valle, y las zonas elevadas de la meseta donde las poblaciones se encuentran más expuestas al viento y, por tanto, se subestima más la precipitación durante eventos de nevadas.

Figura 12. Promedio de subestimación (*undercatch*) de la precipitación en periodos de 1h para nevadas en cada estación tras aplicar la función de ajuste.



4. CONCLUSIONES

Las principales conclusiones son las siguientes:

- La subestimación de la precipitación en forma de nieve de pluviómetros operativos puede llegar a ser muy elevada, del 80 % para vientos promedio superiores a 25 km/h en condiciones de nevada por debajo de $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$. En condiciones de nieve húmeda, con temperaturas cercanas a $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, esta subestimación es también importante, especialmente en presencia de viento con valores cercanos al 30 % para vientos entre 7 y 10 km/h.
- Se ha demostrado que es posible obtener una función de ajuste para periodos de 1 h y 3 h que permita estimar una precipitación más real en base a variables como el viento promedio, temperatura promedio y acumulación horaria de precipitación.
- Se han delimitado zonas de la península ibérica donde las estaciones de la red operativa subestiman más la precipitación (zonas elevadas de la meseta norte, especialmente la Ibérica) respecto a otras con menores pérdidas como Pirineos y cordillera Cantábrica.

Este trabajo se puede repetir para otros pluviómetros a nivel nacional e internacional y representa probablemente uno de los pocos estudios exhaustivos que evalúan el impacto de la subestimación de la precipitación a esta escala nacional. Además se puede utilizar para corregir series de precipitación y así obtener series climáticas mucho más consistentes con los recursos hídricos observados y la climatología esperada en zonas altas así como para vigilancia atmosférica y verificación de modelos numéricos.

Aunque este trabajo se ha centrado esencialmente en métodos automáticos de medida de la precipitación, la subestimación también afecta a medidas manuales (GOODISSON *et al.*, 1998) y, por tanto, a resultados actuales y la climatología asociada a las series de precipitación que claramente están sesgadas en invierno.

AGRADECIMIENTOS

A la Estación de esquí de Formigal y al equipo internacional SPICE, sin los que hubiese sido imposible realizar este proyecto.

Resaltar todo el apoyo de SSBB, de numerosos compañeros de Delegación y de los dos delegados territoriales que han vivido de cerca este proyecto.

No podemos olvidarnos del completo apoyo del Departamento de Infraestructura y Sistemas, del Área de Relaciones Internacionales y del Departamento de Administración de AEMET.

REFERENCIAS

BUISÁN, S. T., EARLE, M. E., COLLADO, J. L., KOCHENDORFER, J., ALASTRUÉ, J., WOLFF, M., SMITH, C. D. y LÓPEZ-MORENO, J. I., 2017. Assessment of snowfall accumulation underestimation by tipping bucket gauges in the Spanish operational network. *Atmos. Meas. Tech.*, 10, 1079-1091, <https://doi.org/10.5194/amt-10-1079-2017>.

GOODISON, B. E., LOUIE, P. Y. T. y YANG, D., 1998. WMO solid precipitation measurement intercomparison. WMO Instruments and Observing Methods Rep. 67, WMO/TD-872, 212 pp.

KOCHENDORFER, J., NITU, R., WOLFF, M., MEKIS, E., RASMUSSEN, R., BAKER, B., EARLE, M. E., REVERDIN, A., WONG, K., SMITH, C. D., YANG, D., ROULET, Y.-A., BUISAN, S., LAINE, T., LEE, G., ACEITUNO, J. L. C., ALASTRUÉ, J., ISAKSEN, K., MEYERS, T., BRÆKKAN, R., LANDOLT, S., JACHCIK, A. y POIKONEN, A., 2017. Errors and adjustments for single-Alter shielded and unshielded weighing gauge precipitation measurements from WMO-SPICE. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, doi:10.5194/hess-2016-684.

NITU, R. y WONG, K., 2010. CIMO survey on national summaries of methods and instruments for solid precipitation measurement at automatic weather stations, Instruments and Observing Methods Report No. 102, WMO/TD-No. 1544, World Meteorological Organization, Geneva.

RASMUSSEN, R. *et al.*, 2012. How Well Are We Measuring Snow: The NOAA/FAA/NCAR Winter Precipitation Test Bed. *Bull Amer. Meteor. Soc.*, 93: 811-829. doi: 10.1175/BAMS-D-11-00052.1.

THÉRIAULT, J., RASMUSSEN, R., IKEDA, K. y LANDOLT, S., 2012. Dependence of snow gauge collection efficiency on snowflake characteristics. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 51, 745-762.

WOLFF, M. A., ISAKSEN, K., PETERSEN-ØVERLEIR, A., ØDEMARK, K., REITAN, T. y BRÆKKAN, R., 2015. Derivation of a new continuous adjustment function for correcting wind-induced loss of solid precipitation: results of a Norwegian field study. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 19, 951-967, doi:10.5194/hess-19-951-2015.