

TRAZAS DE LA TEMPERIE

SECCIÓN COORDINADA POR MANUEL LARA JAÉN
mlaraj@aemet.es

Lluvias Mediterráneas Orográficas

El mes de diciembre estuvo caracterizado por un anticiclón de bloqueo (a todos los niveles de la troposfera) que se extendía desde las islas Británicas hasta Centroeuropa mientras la península ibérica estuvo sometida a una meteorología muy cambiante alternando largos periodos anticiclónicos, con nieblas muy persistentes (ver la sección de “la imagen del otoño” en este mismo número) y dos periodos de precipitaciones intensas que afectaron a zonas muy localizadas.

JOSÉ MARÍA SÁNCHEZ-LAULHÉ Y MANUEL LARA

El primero del 1 al día 5 de diciembre protagonizado por dos borrascas sucesivas que se situaron en el oeste de la Península y fueron a disiparse en el suroeste de la Península produciendo tiempo adverso en las provincias de Huelva, Cádiz y Málaga; y el segundo del día 17 al 21 con intensas y persistentes precipitaciones en la fachada de levante peninsular e islas Baleares, producidas por el impacto del flujo de levante con aire muy húmedo y gran contenido de agua líquida (río atmosférico) con la costa montañosa. Este flujo húmedo estaba asociado a un frente, en un principio estacionario, generado por el anticiclón eu-

ropeo y bajas presiones sobre el Magreb, que posteriormente se vio envuelto en una ciclogénesis sobre el mar de Argelia.

Hay que subrayar que lo que se llama precipitación orográfica es a la alteración o reorganización de los tres principales tipos de fenómenos o sistemas meteorológicos que producen la precipitación: nubes convectivas, frentes y ciclones tropicales. En este episodio el sistema generador de las precipitaciones es un frente, y en esta entrega de “trazas” tratamos de relacionar algunos detalles de los registros de estaciones meteorológicas automáticas (EMA) con los cambios que la orografía induce en un frente.

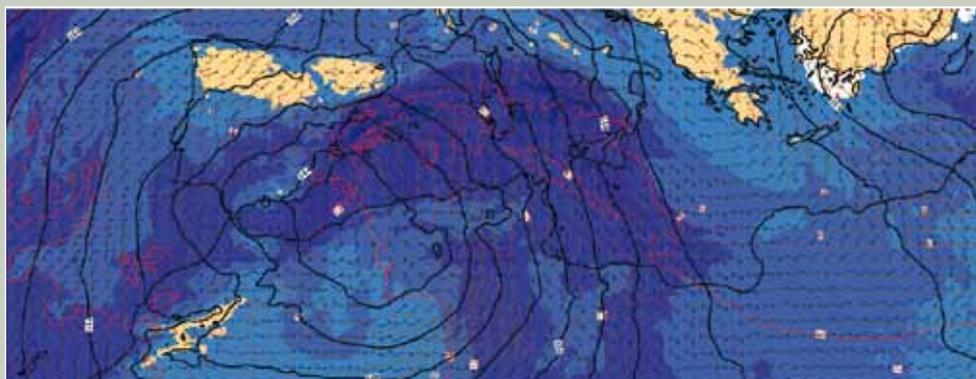
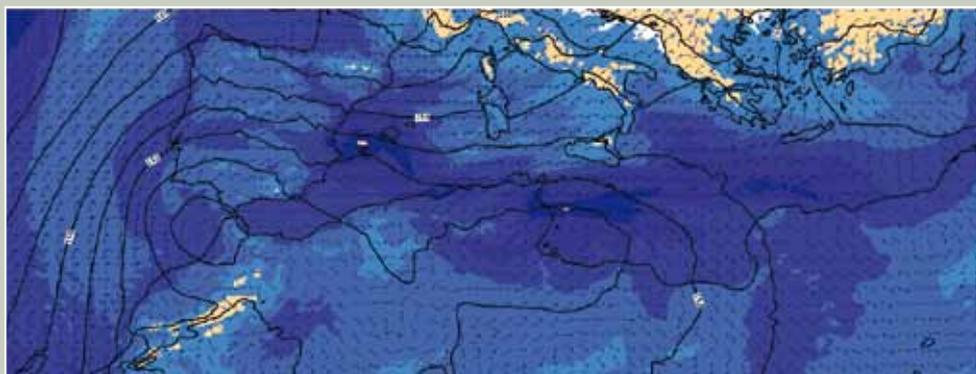
La figura 1 contiene los campos de geopotenciales en 850 hPa, el viento a 100 metros y el agua precipitable en la columna atmosférica el 17 de diciembre a las 00Z y el 19 a las 12 Z, que evidencian la presencia de un “río atmosférico” sobre el Mediterráneo que fue el ingrediente básico en el episodio de precipitaciones del 17 al 22 al incidir sobre el litoral montañoso del levante español.

En esta entrega presentamos las trazas en distintas estaciones meteorológicas automáticas (EMA) de AEMET, de este segundo episodio, entre las que se pueden observar ciertas diferencias.

Registros en San Javier (Murcia) el 17 de diciembre

En la figura 2 se muestran las gráficas de precipitación, dirección del viento, intensidad del viento y de la racha máxima en diez minutos, temperatura y temperatura de rocío, y presión en la →

Figura 1. Geopotencial a 850 hPa, viento a 100 m, y agua precipitable para los días 17 y 19 de diciembre de 2016. (Modelo CEPMM).



TRAZAS DE LA TEMPERIE

SECCIÓN COORDINADA POR MANUEL LARA JAÉN
mlaraj@aemet.es

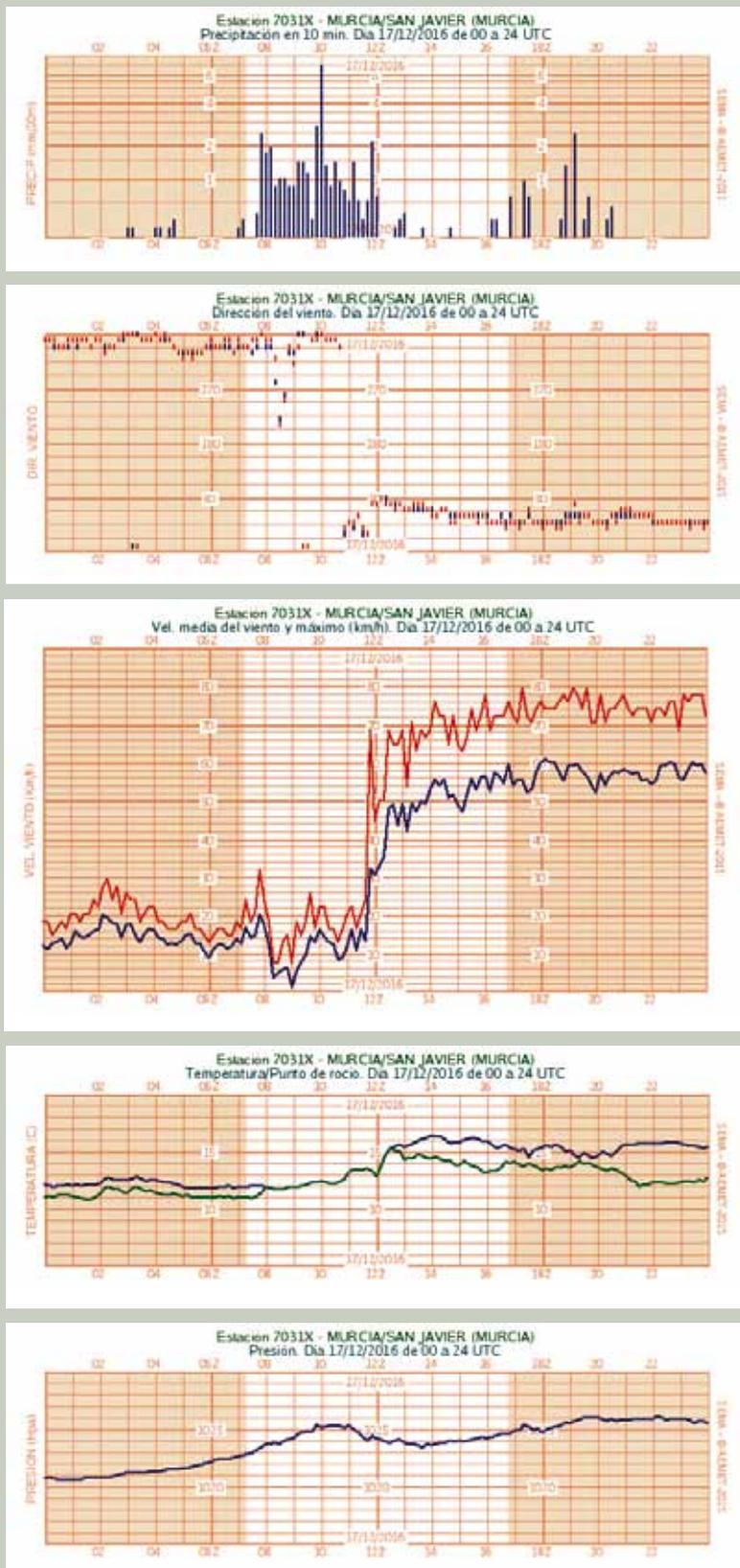


Figura 2. Gráficas de la EMA de San Javier de AEMET del 17 de diciembre de 2016.

EMA de San Javier. Las lluvias de cierta intensidad comienzan sobre las 8 Z, provocadas por el desplazamiento hacia el sur del flujo húmedo mostrado en la figura 1. Durante las 4 horas siguientes en las que las precipitaciones fueron bastante continuas el viento fue del norte y su intensidad no superó los 20 km/h, con una racha máxima de 30 km/h al principio. Aproximadamente a las 12 Z el viento giró a ENE aumentando repentinamente su velocidad al mismo tiempo que se interrumpieron las precipitaciones. Posteriormente el viento de levante se mantuvo el resto del día con bastante intensidad, con velocidad entre 50 y 60 km/h y rachas entre 70 y 80 km/h. La gráfica de temperaturas muestra una oscilación térmica diurna de unos 6° C, subiendo notoriamente tanto la temperatura seca como la húmeda en los 20 minutos posteriores a las 12. Estas subidas indican la entrada de una masa de aire algo más cálida y húmeda en el momento del cese de las precipitaciones continuas. El cambio de masa coincidente con el giro del viento parece una señal del paso de un frente cálido. Por otra parte en el periodo lluvioso, de 8 a 12 Z, el ambiente se había mantenido saturado y sin descensos bruscos en las trazas de las temperaturas. Tampoco la traza de la presión muestra aumentos bruscos, ni el viento muestra aumentos repentinos que serían las señales propias de la evaporación o de arrastres que se generan en las corrientes descendentes de posibles tormentas. La presión muestra un máximo suave entre las 10 y las 11 Z, y se puede entrever una vaguada “prefrontal” delante de la entrada del viento de levante. La figura 3 muestra el análisis en superficie para las 12.

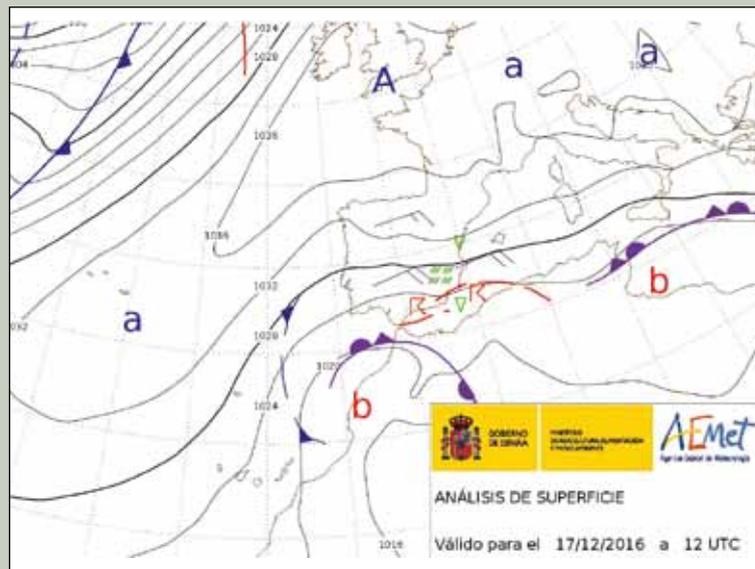


Figura 3.

La explicación de estos registros la tiene el bloqueo del flujo de levante en niveles bajos al incidir sobre las montañas. Cuando el aire que incide sobre una barrera montañosa es suficientemente estable o tiene una débil componente del flujo perpendicular a las montañas (pequeño número de

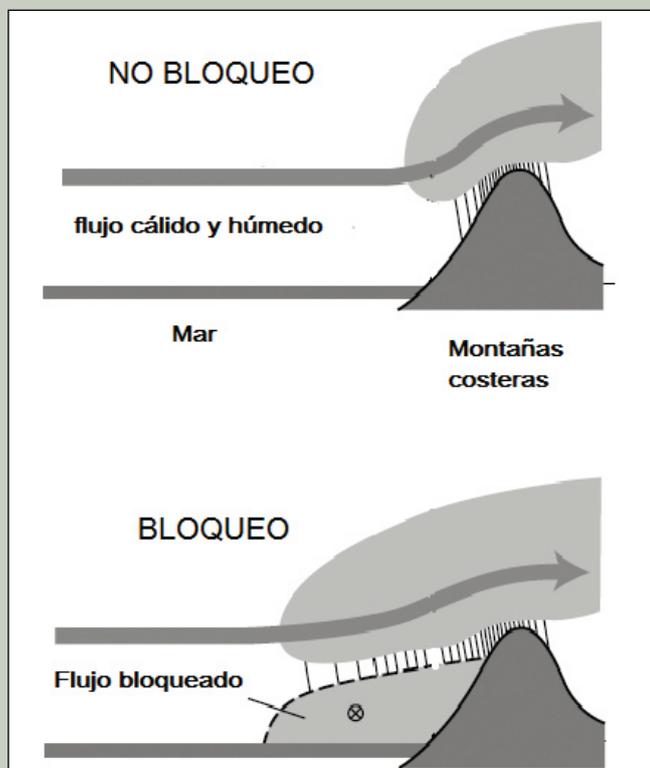


Figura 4.

Froude) el aire se bloquea, o sea no se eleva sobre el terreno. La consecuencia sobre el flujo sería como si la cordillera se hubiera movido flujo arriba (hacia la izquierda en el esquema de la figura 4), de modo que el aire que remonta las montañas se ha elevado de las mismas.

Durante la noche y la mañana el flujo es lo bastante estable para que el flujo en niveles bajos no pueda remontar las cordilleras costeras por lo que se el viento tiende a hacerse paralelo a la costa y hacia las bajas presiones, debido a la imposibilidad del equilibrio geostrofico debido a la inexistencia de la componente de la fuerza de Coriolis paralela a las montañas. El bloqueo implica una gran cizalladura vertical del viento en la capa que separa la capa bloqueada en niveles bajos y el flujo aire que remonta el bloqueo, lo que puede generar circulaciones verticales por inestabilidad dinámica en condiciones estáticamente estables o neutras. Como en el caso de inestabilidad convectiva, los ascensos en estas capas con cizalladura pueden producir paquetes de alto contenido de agua líquida precipitante que pueden fácilmente ser acrecentadas por las partículas de precipitación en la capa nubes preexistente (Houze, R. A., Jr. 2012¹). Por tanto el bloqueo del viento puede producir precipitaciones intensas flujo arriba de las montañas. James y Houze [2005]² encontraron que el aumento de la precipitación en situaciones de río atmosférico empezaba sobre el mar a unos 100 km de la costa.

El calentamiento diurno tiende a romper el bloqueo por lo que, conforme va entrando el viento de levante, la zona de as-

ensos, la zona de precipitaciones continuas se va repliegando hacia las montañas, mientras que en zonas más alejadas se producirán las propias del frente sin el impacto de la orografía.

Registros en Barx (Valencia) el 19 de diciembre

Barx registró el día 19 la máxima acumulación diaria, 180 mm, y la mayor acumulación en 10 minutos de toda la Comunidad de Valencia durante el episodio. La actividad eléctrica fue muy escasa, con apenas 12 descargas en 24 horas.

Barx que está encajonado en un valle, por lo que el flujo en niveles bajos estuvo acanalado de dirección norte, siendo la intensidad del viento fuerte entre 4 y 12 UTC, con intensidades que en intervalos superaron los 40 km/h y rachas de hasta 96 km/h. Después de las 12 UTC la intensidad bajó notablemente. Igualmente que en el caso de San Javier el flujo del norte en niveles bajos estaría sobrevolado por el flujo de aire húmedo de levante, lo cual significaría la existencia de una fuerte cizalladura vertical que daría lugar a inestabilidad dinámica y a precipitaciones, que muy frecuentemente superaron la intensidad de

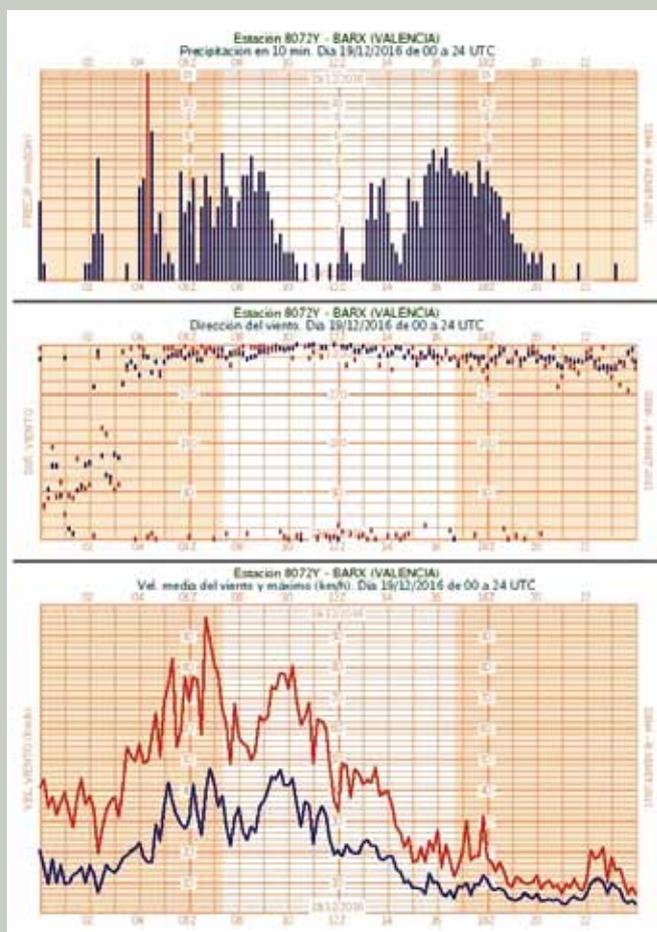


Figura 5. Gráficas de la EMA de Barx de AEMET del 19 de diciembre de 2016.

¹ Houze, R. A., Jr. 2012, Orographic effects on precipitating clouds, Rev. Geophys., 50

² James, C. N., and R. A. Houze Jr. (2005), Modification of precipitation by coastal orography in storms crossing northern California, Mon. Weather Rev., 133, 3110–3131

TRAZAS DE LA TEMPERIE

SECCIÓN COORDINADA POR MANUEL LARA JAÉN
mlaraj@aemet.es

2mm/10 minutos, pero que llegó a superar 16 mm/10 minutos entre 4:10 y 4:20 UTC. La intensidad de las precipitaciones parece bastante independiente de la intensidad del viento en niveles bajos, y estaría modulada por la cantidad de agua precipitable del flujo marítimo y por la inestabilidad dinámica.

Registros en LLuc (Baleares) y otras EMAS de la Tramontana mallorquina del 20 de diciembre

El episodio tuvo su final en Baleares, dónde llovió hasta el día 22, con acumulaciones extraordinarias en estaciones de la Sierra de Tramontana como en B684A Escorca Son Torre-lla, 850 m de altitud, que registró entre los días 19 y 21 un total de 529 mm (80, 283 y 166 mm) y B013X Lluç con 430 mm (91, 203 y 136 mm) en esos mismos días. A apenas 15 km de estas estaciones, en la automática B760X Pollensa-Polideportivo, 45 m de altitud, el acumulado en estos tres días se quedó en 84 mm (27, 45 y 12 mm). La figura 6 muestra el análisis de superficie del día 20 a las 12Z, día en el que se registraron las máximas precipitaciones, con la borrasca situada al E de las Baleares que retorciendo el río atmosférico, incidiendo como un flujo húmedo continuo de componente norte sobre las islas.

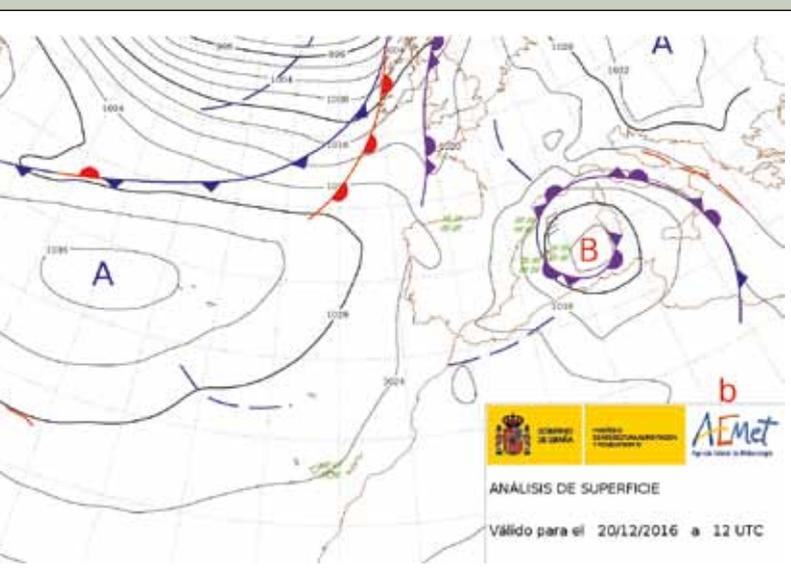


Figura 6.

Observamos en la gráfica de precipitación de Lluç (figura 7) como el total de 203 mm se reparte en valores de precipitación diezminutales muy homogéneos, que superaron casi continuamente los 2 mm entre 11 y 19 UTC, con picos de unos 4 mm, una gráfica bastante más regular que la de Barx.

El viento en Lluç se mantiene desde el comienzo de las precipitaciones con velocidad media estable, y con viento del NE paralelo a la sierra aunque fluctuando, mientras que a nivel del mar, en Pollensa el viento se mantiene más claramente de Norte.

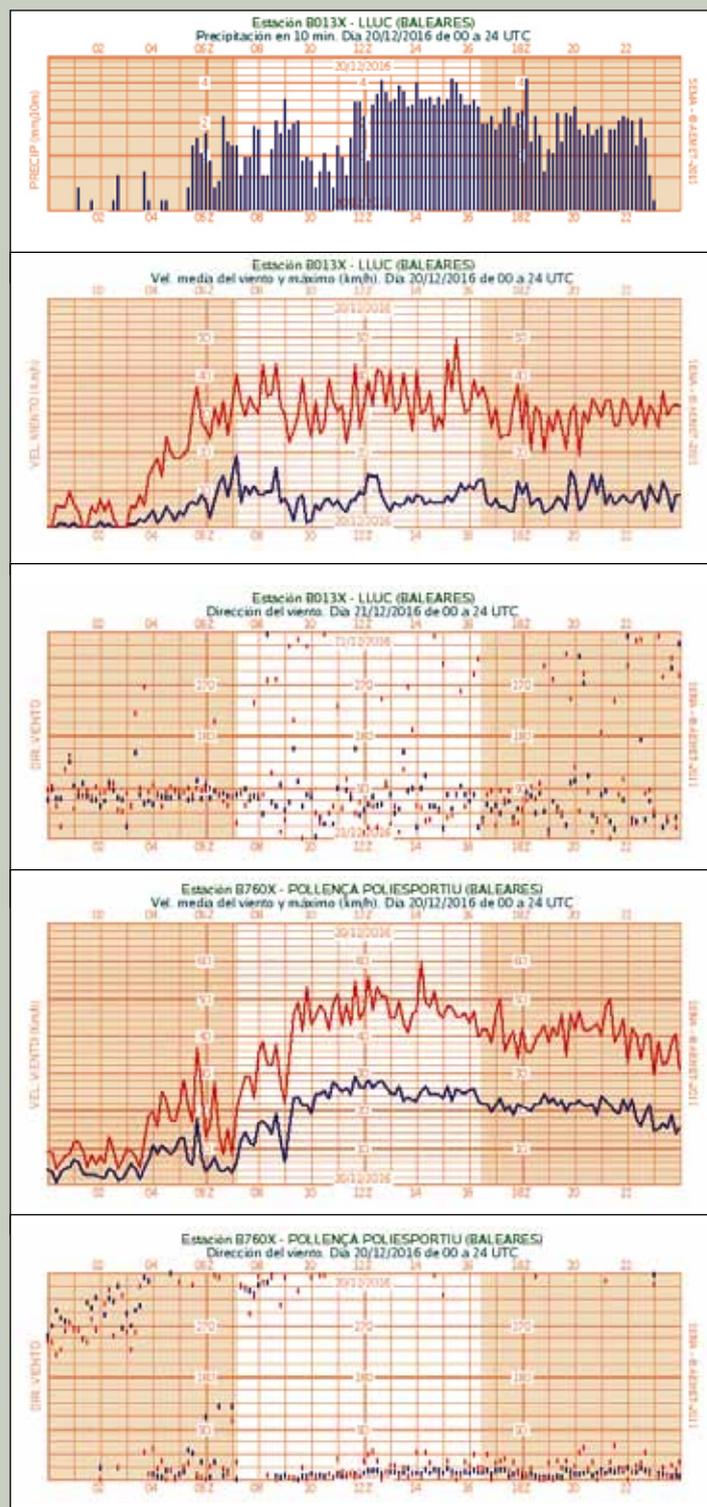


Figura 7. Gráficas de la EMA de Pollença de AEMET del 20 de diciembre de 2016.