

Vientos fuertes generados

POR UNA LÍNEA DE TURBONADA

MANUEL PATRICIO LÓPEZ-CARMONA
JOSÉ MARÍA SÁNCHEZ-LAULHÉ

En la mañana del pasado 19 de julio de 2016 se produjeron rachas muy fuertes de viento en la costa de Cádiz, que ocasionaron desperfectos en viviendas e infraestructuras en las poblaciones situadas a orillas de la Bahía de Cádiz.

A las 08:00 UTC comenzó a penetrar por la desembocadura del Guadalquivir un rosario de sistemas convectivos lineales procedente del Golfo de Cádiz, propagándose hacia el noreste (fig. 2) y abarcando una porción del litoral gaditano. Sus efectos afectaron a la campiña de Jerez (Medina Sidonia, San José del Valle), al sur de la provincia de Sevilla (Las Cabezas y Morón) y llegaron a alcanzar la sierra de Cádiz (El Bosque y Grazalema), como se observa en la tabla I de rachas máximas registradas. La precipitación recogida aquel día fue nula o inapreciable en muchos de los observatorios de la zona, según se expone en la figura 1.

	Racha máxima		Hora (UTC)
	Dir (º)	Veloc (km/h)	
Chipiona	92	56.9	09:20
Base de Rota	120	118.5	09:47
Rota Puerto	118	85.2	09:41
Cádiz	115	76.0	10:20
San Fernando	119	70.2	10:10
Jerez de la Frontera	110	66.6	10:20
Medina Sidonia	105	79.6	10:20
San José del Valle	102	58.7	11:00
El Bosque	105	59.0	11:00
Grazalema	300	45.4	09:30
Cabezas de San Juan	140	80.3	10:40
Morón de la Frontera	250	55.6	09:37

Tabla I. Rachas máximas de viento registradas el 19 de julio de 2016.

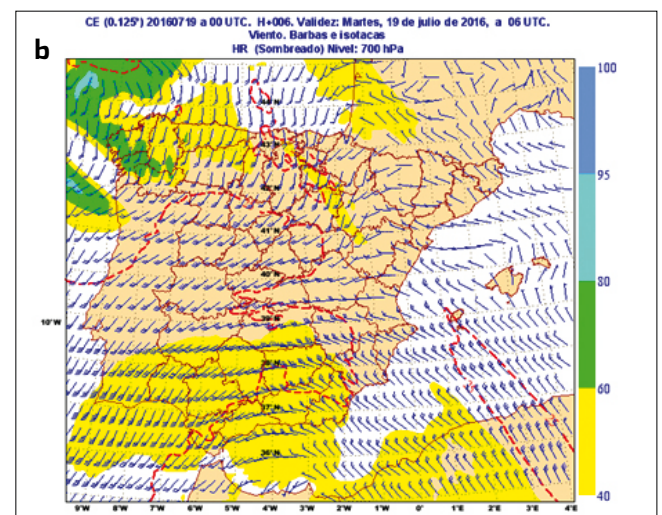
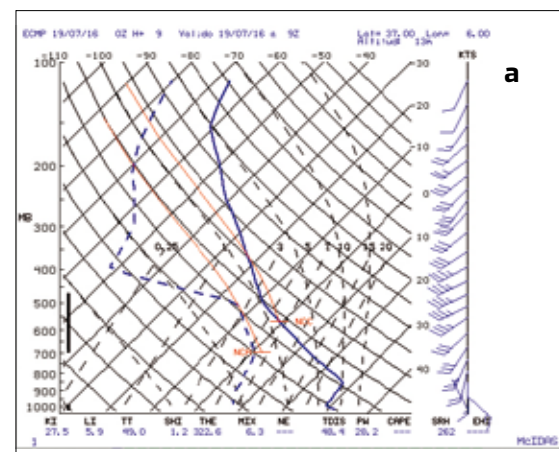


Fig. 1. mapa geográfico de la zona afectada por las tormentas, con los valores de precipitación acumulada (mm) en superficie en diversas estaciones. Fuente: AEMET.

En un escenario protagonizado por un flujo de viento de levante, con altas temperaturas y vientos moderados del ESE en superficie, todos los indicios sugieren que las intensas rachas de viento fueron provocadas por fuertes corrientes descendentes generadas por la convección.

Las rachas máximas de mayor intensidad se registraron en la Base de Rota y ocasionaron roturas y desperfectos en diversas infraestructuras. Estas rachas coincidieron con el paso de la última línea de tormentas que cruzó la zona esa mañana en un entorno de levante moderado en superficie, con aire muy cálido y seco en las capas bajas y un perfil de vientos del SO desde el nivel de 850 hPa hasta la troposfera superior en un entorno de aire cálido y seco por debajo de 700 hPa, y de inestabilidad en niveles medios troposféricos: advección cálida en las capas por debajo y advección fría por encima, caracterizadas por el giro anticiclónico de viento con la altura (advección cálida) desde superficie, donde el viento es de levante, hasta 500 hPa, donde los vientos del OSO

Figura 2. Productos previstos por el modelo del CEPPM para el 19 de julio a las 09:00 UTC: (a) sondeo termodinámico en 37.0ºN, 6ºO y (b) mapa de 700 hPa. Fuente: CEPPM - ECMWF.



de unos 35 kt, y por el giro levemente ciclónico del viento con la altura por encima de 500 hPa, según se puede ver en el sondeo termodinámico previsto por el modelo del CEPPM para las 09:00 UTC en un punto de rejilla cercano (fig.2a)

Este entorno, que estaba localizado en la parte delantera de una vaguada situada entre Azores y la Península que se prolongaba hacia el sur hasta las islas Madeira, propició el desarrollo de sistemas convectivos lineales, cuyas precipitaciones apenas alcanzaban la superficie debido a la intensa evaporación, impulsando un flujo del SO (fig. 2b) potencialmente inestable en niveles medios y altos que favoreció la formación de una serie de desarrollos convectivos en línea, con una producción de lluvia bastante escasa, debido a la intensa evaporación en la capa superficial, con temperaturas del orden de 26° C en la costa y superiores a 30° C en el interior a primeras horas de esa mañana.

La morfología de los principales sistemas convectivos identificados en la imagen PPI del radar de Málaga tomada a las 9:30 UTC (fig. 3a), que se estaban propagando a las 09:30 UTC en el litoral y la provincia de Cádiz, sugiere al menos tres estructuras mesoscalares organizadas como líneas de turbonada (*squall lines*). Los ecos de radar ponen de manifiesto un sistema convectivo en forma de arco, resaltado en blanco en la figura 3a, responsable de los fuertes vientos objeto de este análisis, aproximándose desde el OSO. Con una longitud estimada en torno a 25 millas náuticas (46 km), el sistema convectivo objeto de este estudio se extendía desde el extremo norte de la Bahía de Cádiz hasta cerca de Conil, presentando una estructura bastante simétrica, parecida a las propuestas por varios autores, como Houze et al (1989), y Parker y Johnson (2000).

La gráfica de presión en superficie registrada en la estación del punto medio del aeródromo de la Base de Rota (fig. 5) pone de manifiesto una estructura muy similar a la sugerida por Fujita (1955), con una *mesoalta* delante y una mesobaja detrás del sistema (fig. 3b), con dos características diferenciales en relación a dicho modelo conceptual:

- La existencia de una capa de viento cálido y seco en niveles bajos, que no interviene en el proceso de desarrollo de la convección
- La base de los elementos convectivos de línea de turbonada, registrada por los nefobasímetros, se encontraba muy alejada del suelo, descendiendo hasta 4550 ft de elevación durante la precipitación.

Así, el perfil vertical del sistema analizado tendría una fisonomía parecida a la de una línea de turbonada en altura, según el perfil sugerido por Houze et al.(1989), con la base de la tormenta a considerable altura (fig. 4).

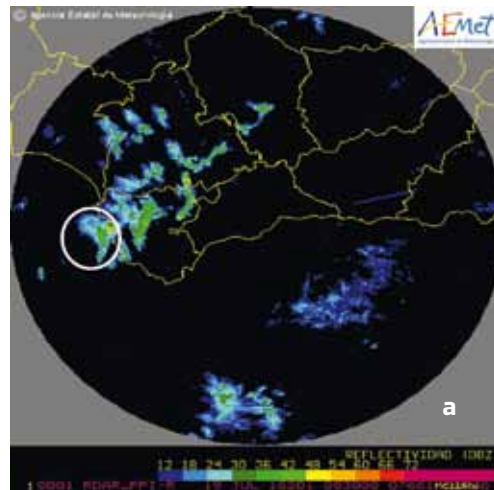
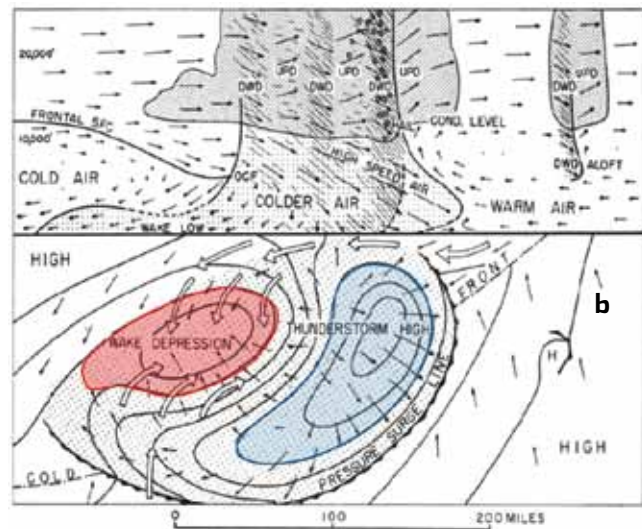


Figura 3. (a) Imagen PPI radar de Málaga el 19 de julio de 2016 (a) a las 09:30 UTC. Fuente: AEMET. (b) modelo conceptual de línea de turbonada. Fuente: Fujita (1955).



Analizando el registro de presión en superficie (fig. 5) se advierten varias anomalías:

- 1º. Un brusco ascenso de la presión de 2.8 hPa de 08:30 a 09:00 UTC
- 2º. Una caída muy brusca de unos 4.6 hPa de 09:00 a 09:30 UTC
- 3º. Una recuperación bastante inmediata de casi 2 hPa de 09:30 a 09:36 UTC.
- 4º. Un descenso repentino de 3.7 hPa entre las 09:36 y las 09:48 UTC, con un pico de presión muy marcado hacia las 09:47 UTC, en sincronía con los registros máximos de viento.
- 5º. Una recuperación gradual de la presión de 5.4 hPa de 09:47 a 11:00 UTC.

En dicha gráfica de presión (fig. 5) se advierte un incremento de presión asociado a una mesoalta-β (A) por el descenso térmico provocado por la evaporación de la precipitación en la capa subnubosa (formada por aire muy cálido y seco) y a efectos no hidrostáticos. La caída de presión posterior en la mesobaja-β tra-

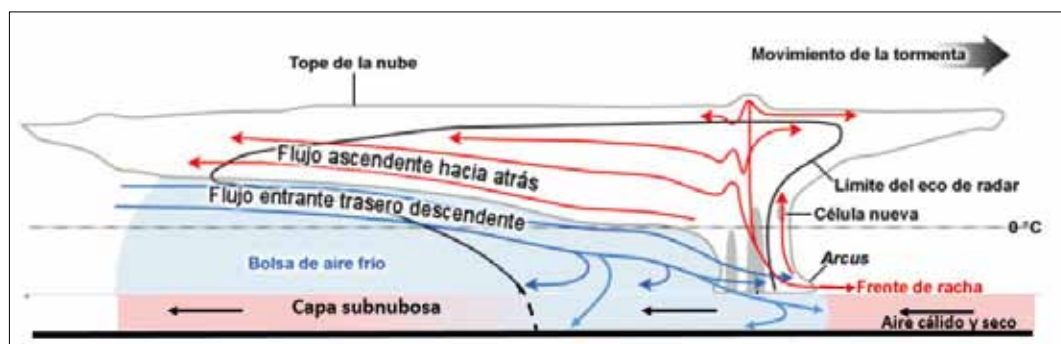


Figura 4. Esquema bidimensional de flujos relativos en una línea de turbonada de convección elevada. Fuente: Houze, (1989). Figura adaptada de los módulos COMET.

Vientos fuertes generados

POR UNA LÍNEA DE TURBONADA

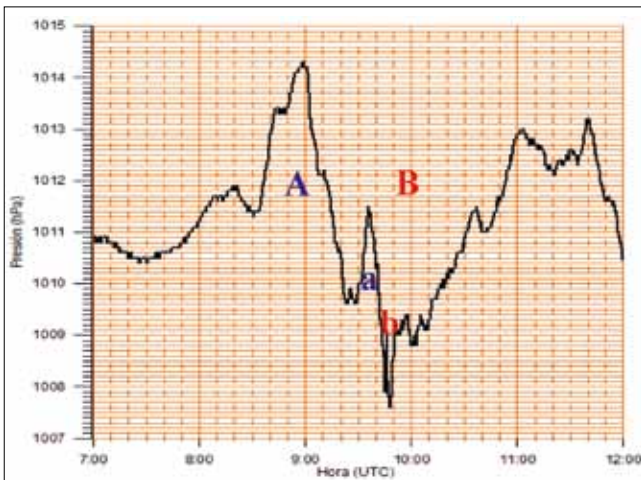


Figura 5. Evolución de la presión en superficie en el aeródromo de Rota entre las 07:00 y las 12:00 UTC del 19 de julio de 2016. Fuente: OMD de Rota - AEMET.

sera (*wake depression*) puede explicarse por el calentamiento del aire en los descensos adiabáticos (figs. 3b y 7b), tras la zona de precipitación. Estos dos sistemas a escala meso- β (A y B) se distinguen claramente en la figura 5. La duración de la mesoalta A (unos 45 minutos) es inferior a la de la mesobaja B (aproximadamente 1.5 horas), esta última asociada a un chorro trasero descendente (*rear-to-front jet*) procedente de la zona estratiforme a la retaguardia de la tormenta, cuya base se encontraba en torno a 7750 ft de elevación, según los registros de los nefobasímetros. En el seno de esta mesobaja- β se aprecian dos anomalías de inferior escala: una mesoalta- γ (a) y una mesobaja- γ (b), vinculadas al paso de la tormenta

El sistema integrado de ayudas meteorológicas del aeródromo de Rota permite un análisis detallado de la evolución de las variables atmosféricas en superficie al paso de esta línea de turbonada en altura, con datos muestreados cada 10 segundos, representados en las gráficas de la figura 6.

La única precipitación que alcanzó la superficie (1.2 mm) se registró entre las 09:00 y las 09:10 UTC, tras el paso de la frontera que da inicio a la subida de la presión (*pressure surge line* en la fig. 3b), coincidiendo con una disminución del viento y un descenso superior a 3° C de la temperatura en superficie (gráfica inferior de la fig. 6. A partir de las 9:10 UTC la velocidad del viento experimentó bastantes oscilaciones, con bajadas (subidas) en los promedios de velocidad durante las mesoaltas (mesobajas), según vemos en la figura 6, aunque sin cambios evidentes en las temperaturas de superficie, pues las precipitaciones no llegaron a alcanzar el suelo, aunque con clara tendencia creciente tras el paso del aire enfriado por la precipitación (a partir de las 09:10 UTC).

Los vientos de levante presentan un reforzamiento generalizado en el seno de la mesobaja- β (B) trasera del sistema (*wake depression*) provocado por las descendencias cálidas y secas, con una posterior deceleración en la parte trasera de dicha mesobaja B. Tal y como muestra la figura 6, con la escala temporal ampliada entre las 09:00 y las 10:00 UTC, tras aminorar transitoriamente el flujo entre las meso- γ a y b, con un ligero aumento térmico de 0.5° C en dicha transición, leve indicio del incremento térmico provocado por las descendencias secas, el viento se intensificó enormemente alcanzando los valores máximos de este episodio. Estos valores máximos están, por tanto, vinculados a las oscilaciones meso- γ de presión en las anomalías a y b (gráficas de la fig. 6). El valor extremo de velocidad de viento en superficie, registrado a las 09:46:35 UTC, coincide prácticamente con una súbita y casi instantánea microalta de presión de 1.4 hPa a las 09:46:10 UTC (a' en la figura 6), muy probablemente asociado al reventón descendente cálido o *microburst*. Conviene advertir que la estación del PM donde se registró el viento extremo se encuentra a 1500 m de distancia del microbarógrafo en la misma dirección del viento dominante (120°) flujo abajo, lo que explica el pequeño desfase temporal con el pico de presión a', que se registra en el microbarógrafo 25 segundos antes. Además, la ráfaga máxima en la cabecera 28 (55 nudos) fue registrada a las 09:45:30 UTC, es decir, 40 segundos antes que el pico de presión y 60 segundos antes que la racha máxima del PM del aeródromo.

Los valores de temperatura y humedad sólo muestran un acusado descenso de la temperatura, junto al correspondiente aumento de humedad, coincidiendo con las precipitaciones que llegaron a la superficie entre 09:00 y 09:10 UTC (fig. 6), seguido de una recuperación térmica relativamente gradual.

Todo parece indicar que la intensificación del viento de levante en Rota, que en todo momento se mantuvo en una dirección entre 120° y 150°, se produjo en la zona trasera (*wake depression*) de la línea de turbonada, ligada a la parte estratiforme de dicha estructura, como consecuencia de un reventón o *microburst* en el seno del flujo trasero descendente, con un flujo en superficie orientado en la misma dirección que el viento dominante (ESE), según el esquema de la figura 6b, contribuyendo así a la aceleración del viento de levante.

La existencia de una espesa capa superficial subnubosa cálida y seca, hasta niveles cercanos a 850 hPa, con viento de levante (ESE) moderado (entre 16 y 20 nudos en promedio antes de las

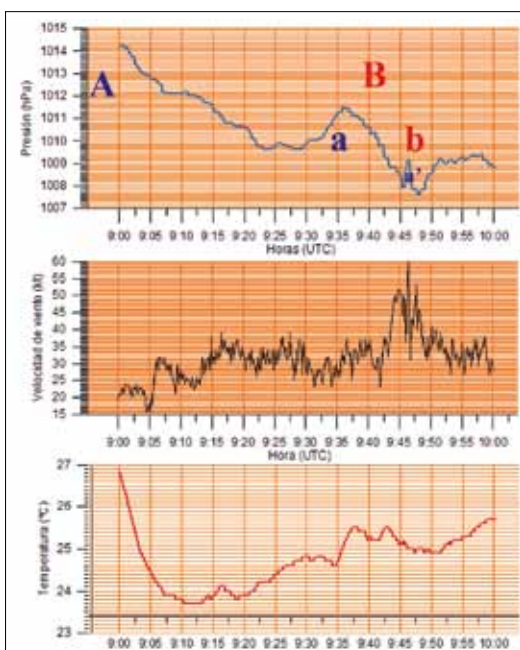
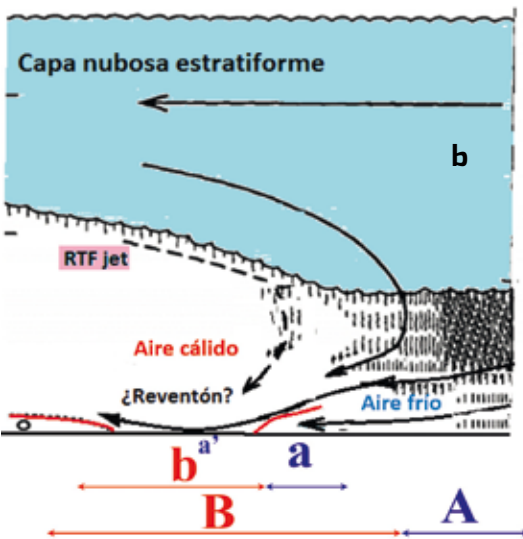


Figura 6. Evolución de la presión en superficie (23 m de elevación), velocidad instantánea del viento a 10 m y temperatura a 2 m en el punto medio (PM) del aeródromo de Rota el 19 de julio de 2016 entre 09:00 y 10:00 UTC. Fuente: OMD de Rota - AEMET.



Figura 7. (a) Esquema espacial de los flujos de salida de las descendencias, asociadas con el frente de racha o pressure surge line, y (b) probables anomalías de presión a escala meso- β (A y B), a escala meso- γ (a y b) y a microescala (a'). Fuente: Google Earth y adaptado de Fujita, 1955.



09:00 UTC) amortigua y casi enmascara los cambios de temperatura y humedad ocasionados por las descendencias, haciendo además que los vientos más intensos en el sector norte de la línea de turbonada, asociados a un probable reventón o *microburst*, tengan dirección ESE, reforzando así el flujo en superficie.

Análogamente, la disminución del flujo de levante en superficie estaría vinculado al frente de racha delantero (*pressure surge line*), algo que sucede en el flanco sur del sistema, según se deduce de las figuras 4b y 7a. Esta última figura esquematiza los flujos de salida asociados al frente de racha en los flancos norte y sur de la tormenta. Así pues, los vientos registrados en San Fernando y Cádiz, bajo el flanco sur, revelan una deceleración acusada del flujo superficial del ESE, debido a la masa fría de aire descendente asociada a las precipitaciones, que se produjeron unos 10 minutos más tarde que en Rota, entre las 09:00 y 09:15 UTC. En ese intervalo horario el efecto de las descendencias conllevó, no sólo una disminución del viento de levante en superficie, sino rachas del O en superficie (fig. 8) hacia las 09:00 UTC.

Las rachas más intensas en este flanco sur provocadas por el paso de la tormenta se observan entre las 10:00 y las 10:30 UTC, retrasadas 45 minutos en relación a los máximos de viento registrados en Rota (fig. 8).

Agradecimientos

A Fausto Polvorinos Pascual, Jefe del Grupo de Predicción y Vigilancia del Centro Meteorológico de Málaga, por su valiosa contribución a este trabajo.

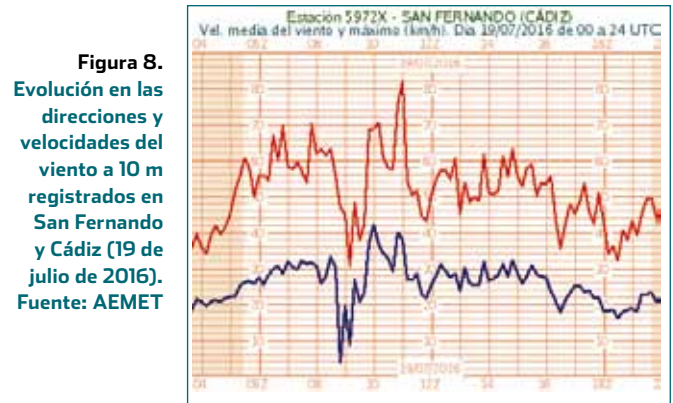
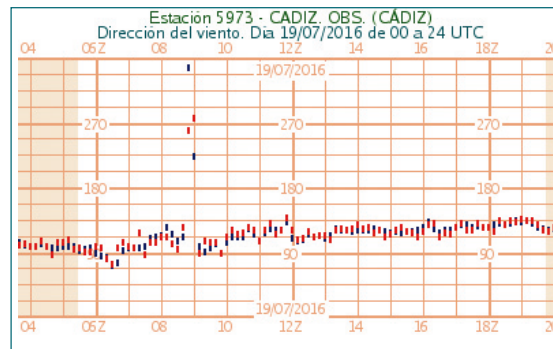
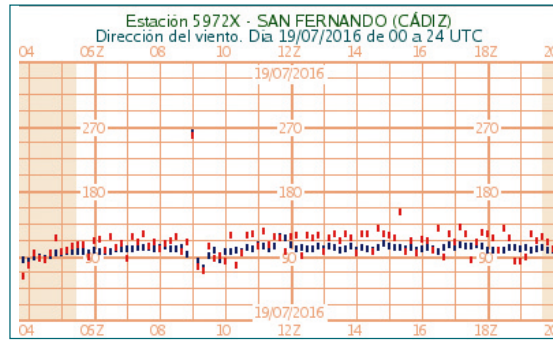
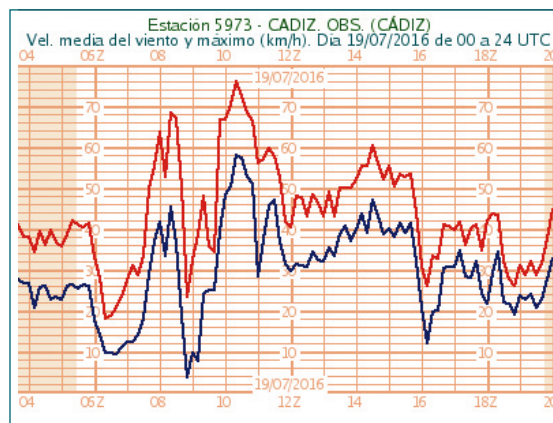


Figura 8. Evolución en las direcciones y velocidades del viento a 10 m registrados en San Fernando y Cádiz (19 de julio de 2016). Fuente: AEMET



Bibliografía:

- Fujita, T., 1955. *Results of Detailed Synoptic Studies of Squall Lines*. Tellus. Vol 7, Issue 4.
- Fujita, T., 1981. *Tornadoes and Downbursts in the context of generalized planetary scales*. J. of Atm. Sci., Vol. 38, No.8, 1511-1534.
- Houze, R. A. et al, 1989. *Interpretation of Doppler weather-radar displays in midlatitude mesoscale convective systems*, Bull. Am. Meteorol. Soc., 70, 608-619.
- Módulo COMET *Sistemas convectivos de Mesoescala*. https://www.meted.ucar.edu/tropical/synoptic/trop_MCS_es/print.php.
- Orlanski, Isidoro, 1975: *A rational subdivision of scales for atmospheric processes*. Bulletin of the American Meteorological Society, 56(5), 527-530.
- Parker, M. D., and R. H. Johnson (2000). *Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems*, Mon. Weather Rev., 128, 3413-3436.