

Vientos fuertes de origen convectivo en Barcelona el 12 de junio de 2012

S. González y R. Pascual

AEMET Delegación Territorial en Cataluña, c/ Arquitecte Sert, 1, 08005 Barcelona

Recibido: 23-XI-2012 – Aceptado: 11-IV-2013 – **Versión original**

Correspondencia a: sgonzalezh@aemet.es

Resumen

Durante la tarde del 12 junio de 2012 se produjo en la ciudad de Barcelona y áreas circundantes un fenómeno meteorológico caracterizado por un incremento brusco de la velocidad del viento y un cambio acentuado en su dirección. Las rachas muy fuertes de viento que soplaron sobre la línea litoral de Barcelona levantaron una cantidad importante de arena de las playas de la ciudad que provocó una notable reducción de la visibilidad en la fachada litoral, a modo de pequeña tempestad de arena. También fue destacable la alteración de la operatividad del aeropuerto de Barcelona, situado unos pocos kilómetros al sudoeste de la misma, con el aborto de varios aterrizajes. Como se ha indicado, los vientos moderados o fuertes afectaron a otras comarcas situadas tanto al norte como al sur de la ciudad de Barcelona, aunque en general con menor intensidad. En este estudio se ha llevado a cabo una caracterización del fenómeno y se ha planteado la hipótesis del frente de racha de origen convectivo, asociado a chubascos y tormentas observadas al norte de la ciudad, como principal causante del fenómeno. Para ello se han analizado especialmente datos de teledetección y también de observación automática en superficie. En cuanto a los datos radar usados, cabe destacar el uso novedoso de algunos productos como el espectro de las velocidades Doppler y la cizalladura del viento. La detección temprana del fenómeno permitió comunicar al aeropuerto la llegada del frente de racha con antelación, lo cual ayudó en los cambios de configuración de pistas que se realizaron. Se trata, por lo tanto, de un buen ejemplo de nowcasting con aplicación práctica inmediata.

Palabras clave: frente de racha, vientos convectivos, reventón, peligros aeronáuticos, Barcelona

1 Introducción

Los vientos fuertes de origen convectivo son uno de los mayores riesgos para la aviación. El estudio de fenómenos como los reventones o los frentes de racha ha sido motivado por los importantes accidentes de aviación provocados (Wilson y Wakimoto, 2001; Shen et al., 1996; Cubero, 1996). Estos fenómenos afectan principalmente a las operaciones que se desarrollan a niveles bajos (despegues y aterrizajes) y producen un cambio repentino de la dirección del viento que modifica la trayectoria vertical del aeroplano mientras es sometido a fuertes rachas de viento y cizalladura. La peligrosidad del fenómeno radica en que puede propagarse hasta decenas de kilómetros de la tormenta e impactar contra

el avión en un cielo relativamente claro (Klock y Mullock, 2001).

Aunque la bibliografía sobre vientos de origen convectivo es amplia en Estados Unidos, en Europa hay pocos estudios, la mayoría focalizados a vientos de origen convectivo embebidos en grandes estructuras como derechos o ciclones (Lopez, 2007; Pistotnik et al., 2011; Hamid, 2012). VERTIKATOR (Dotzek y Friedrich, 2008) ha sido la mayor campaña para el estudio de vientos de origen convectivo realizada en Europa y ésta compara mediante estudios de campo y de radar diversos casos de reventones acontecidos durante el verano de 2002. En este trabajo se presenta un frente de racha aislado de la zona de convección que se produjo el 12 de junio de 2012 y que afectó el aeropuerto de Barcelona,

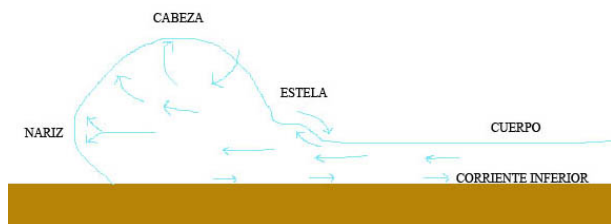


Figura 1. Modelo conceptual de corriente de densidad moviéndose de derecha a izquierda. Basado en Mueller y Carbone (1987).

generando problemas en su operatividad. Sin embargo, en este caso la observación del frente de racha y su seguimiento a partir de distintos productos radar permitió alertar, desde el Grupo de Predicción y Vigilancia de la Delegación Territorial, a las autoridades del aeropuerto que de esa manera pudieron tomar las medidas pertinentes.

Por ello, en este trabajo se caracteriza el fenómeno producido y su entorno y se confirma el diagnóstico como frente de racha. Además, dadas las implicaciones observadas en la operatividad del aeropuerto de Barcelona, se van a dar en el apartado de conclusiones algunas pautas útiles para la predicción y vigilancia del fenómeno.

2 Caracterización de los frentes de racha

Los frentes de racha son vientos de origen convectivo que pueden dar lugar a rachas fuertes en superficie. Se producen en las fronteras entre las salidas de aire frío y denso procedentes de las descendencias que se generan en el seno de las tormentas y el aire del entorno. Las corrientes descendentes al llegar al suelo se ven obligadas a desplazarse horizontalmente entorno al centro de la tormenta aunque con unas direcciones privilegiadas de movimiento en el sentido del movimiento de la tormenta. Los frentes de racha se comportan como corrientes de densidad y en ellas se pueden distinguir varias partes (Mueller y Carbone, 1987) (Figura 1).

Para producir una corriente de densidad es necesaria la existencia de una flotabilidad negativa en el seno del foco convectivo madre. Esta flotabilidad negativa es sostenida mediante dos mecanismos distintos (Johns y Doswell III, 1992):

- Enfriamiento por evaporación y sublimación de los hidrometeoros en presencia de una capa no saturada.
- Arrastre debido a la descarga de hidrometeoros.

Las corrientes descendentes intensas se clasifican en dos prototipos según su perfil termodinámico: secas y húmedas. Esta clasificación se ha usado principalmente para describir los reventones, pero se supone que son igualmente válidas para los frentes de racha provenientes de dichas corrientes descendentes. Las corrientes descendentes “secas” presentan poca o nula precipitación en superficie. El perfil termodinámico en el que se desarrollan se caracteriza por una profunda capa seca en niveles bajos en forma de V invertida



Figura 2. Mapa físico de Cataluña y localización de algunos puntos de interés citados en el texto. Los círculos blancos con las letras R y S indican la posición del radar y del radiosondeo respectivamente.

que presenta un gradiente adiabático desde la superficie hasta los niveles medios (Wakimoto, 1985). La convección es débil y las nubes presentan bases muy altas. Estas descendencias están producidas principalmente mediante enfriamiento por evaporación (Markowski y Richardson, 2010). Las corrientes descendentes “húmedas” son las más comunes y se generan en ambientes de alta inestabilidad con capas húmedas muy profundas (Johns y Doswell III, 1992). Se producen por una combinación de ambos mecanismos, evaporación y arrastre.

Observacionalmente, ambos tipos se manifiestan en forma de cambios bruscos en la velocidad (componente vertical y horizontal) y dirección del viento, pasando habitualmente de una situación de flujo hacia la tormenta a otra de flujo desde la tormenta (Mueller y Carbone, 1987). También se observa una caída de la temperatura, un aumento de la humedad relativa y un aumento repentino de la presión. Por otro lado, el frente de la corriente de densidad obliga al aire cálido y menos denso que la rodea a elevarse y, si el entorno es suficientemente húmedo, será posible la formación de nubes cumuliformes de tipo arcus y de nuevas tormentas.

3 Datos utilizados

En este trabajo se han utilizado básicamente las herramientas y los datos disponibles en las tareas rutinarias de predicción operativa.

Los datos de teledetección utilizados han sido las imágenes de satélite del MSG2 o Meteosat 9, y los datos generados por el radar que AEMET tiene en el Puig de les



Figura 3. Izquierda (a): nube tipo arcus observada en la playa de Barcelona durante el paso del frente de racha. Derecha (b): pequeño vórtice observado sobre el mar frente al puerto de Barcelona coincidiendo aproximadamente con el paso del frente de racha. Autor: Ramón López.

Agulles, a unos 20 km al sudoeste de la ciudad de Barcelona (Figura 2) a una altitud de 654 m s.n.m. Es de banda C ($\lambda = 5,4$ cm), tiene un rango de 240 km, 21 elevaciones y una resolución espacial de 1 km.

En cuanto a los modelos numéricos consultados se ha trabajado con las salidas del modelo determinista T1279 del ECMWF de resolución espacial horizontal aproximada de 16 km y del modelo HIRLAM 0,05°, de resolución espacial horizontal aproximada de 6 km.

Otros datos utilizados han sido el radiosondeo de Barcelona, lanzado por el Servei Meteorològic de Catalunya (SMC); datos procedentes de la red de estaciones meteorológicas automáticas de AEMET y del SMC y los datos procedentes del sistema automático de observación que AEMET tiene en el aeropuerto de Barcelona.

4 Análisis de observaciones

Durante la tarde del 12 junio de 2012, en un área de unos 30 km alrededor de Barcelona se produjo un fenómeno meteorológico caracterizado por un cambio brusco en la dirección y velocidad del viento en diversas estaciones meteorológicas. Las rachas máximas se alcanzaron en la ciudad de Barcelona hacia las 16:05 UTC, coincidiendo con el paso de una banda nubosa identificada como de tipo *arcus* (Figura 3a). Se registró una racha de 84 km h^{-1} del este-nordeste en el anemómetro que la Delegación Territorial de la Agencia Estatal de Meteorología en Cataluña tiene en la azotea del edificio en el que se halla. Las fuertes rachas levantaron gran cantidad de arena de las playas cercanas, generándose una mini tempestad de arena que, durante algunos minutos, redujo a escasos metros la visibilidad.

Fueron observados también vórtices no tornádicos de eje vertical sobre el mar elevándose desde la superficie y sin aparente conexión con la masa nubosa (Figura 3b). Asimismo, las rachas fueron acompañadas por una subida

brusca de la humedad relativa del 32% al 62% y una caída de la temperatura de 26°C a 21°C (Figura 4).

El frente de racha afectó a otras localidades de las comarcas del litoral y prelitoral de Barcelona, por ejemplo, en el aeropuerto de Sabadell se registra una racha de viento del nordeste de 49 km h^{-1} , en Parets del Vallès se observa una racha también del nordeste de 53 km h^{-1} , mientras que en Vilassar de Dalt la racha observada es de 48 km h^{-1} (véase Figura 13).

El cambio brusco en la dirección del viento también afectó al aeropuerto de Barcelona, situado a unos 12 km al sudoeste de la Delegación Territorial. Horas antes del paso del frente de racha, estaba presente un viento estacionario del suroeste en todas las cabeceras con velocidades medias comprendidas entre los 30 y los 40 km h^{-1} . La temperatura estaba entorno a los $26\text{--}27^{\circ}\text{C}$ mientras que la presión se mantenía en 1010 hPa. La única variable que mostró cambios durante este periodo previo fue la humedad, que mostró una tendencia a descender del 45% a valores del 30% en 2 horas.

La irrupción del frente generó un cambio de viento desigual en los distintos sensores de viento situados en las cabeceras de pista del aeropuerto. El paso del frente de racha se apreció primeramente sobre las 16:20 UTC en las cabeceras situadas en el sector nordeste (25R y 20), cambiando bruscamente la dirección del viento de SW a NNE sin que se apreciaran cambios significativos en la velocidad del viento. Hacia las 16:30 UTC el frente pasó por la cabecera 07L cambiando la dirección del viento a NNE.

El paso del frente de racha se produjo empezando por las cabeceras situadas más al norte, mientras que las cabeceras situadas en la zona sur (02, 07R y 25L) del aeropuerto mostraron una disminución de la velocidad del viento y una dirección variable durante unos 30 minutos. Estos momentos fueron los más críticos para la operatividad del aeropuerto debido a la intensa cizalla horizontal que existía en menos de 2 km, con vientos totalmente opuestos y rachas de viento fuerte (Figura 5). Finalmente, una en-

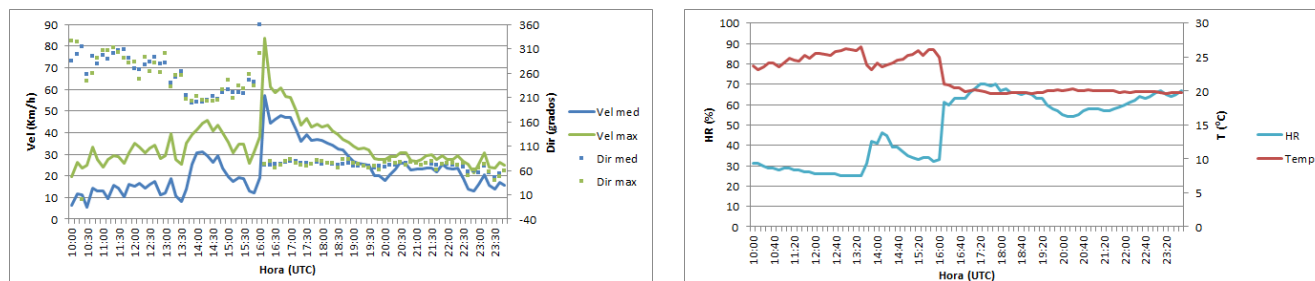


Figura 4. Datos diezminutales de la estación situada en la terraza de la Delegación Territorial en Barcelona durante el día 12/06/2012. Izquierda: dirección y velocidad del viento medio y de la racha máxima registrada por la estación. Derecha: temperatura y humedad relativa. Nótese el cambio abrupto en las condiciones meteorológicas tras el paso del frente a las 16:05 UTC.

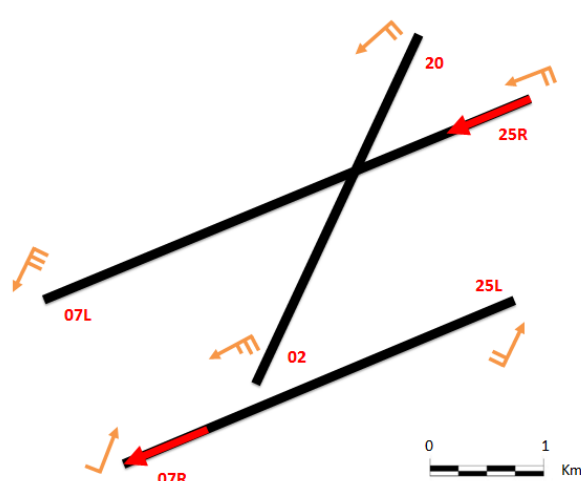


Figura 5. Rachas máximas de viento en las 6 cabeceras del aeropuerto de Barcelona entre las 16:40 y las 16:50 UTC, momentos de máxima cizalla horizontal del viento. Las flechas rojas largas indican las direcciones de aterrizaje y despegue configuradas en el momento anterior a realizar el cambio de configuración de las pistas.

trada de viento de componente este que se produjo detrás del frente acabó afectando al resto de las cabeceras a las 17:00 UTC. En ese momento el viento volvió a aumentar de fuerza en las cabeceras situadas en el sector sur y se volvieron a homogeneizar las condiciones en todo el aeropuerto, estableciéndose un viento de 50° con velocidades medias comprendidas entre los 25 y los 40 km h^{-1} .

El cambio del viento tuvo consecuencias en la operatividad del aeropuerto: provocó el aborto de varios aterrizajes, dos de ellos por debajo de 200 metros, y se tuvo que realizar la maniobra de cambio de pistas que supuso paralizar el tráfico aéreo durante media hora y que ambos aviones tuvieran que aterrizar en otros aeropuertos cercanos. Otras dos aeronaves tuvieron que sobrevolar el aeropuerto durante media hora durante el cambio de configuración del aeropuerto.

5 Situación sinóptica y mesoescalar

La situación sinóptica estuvo definida por el paso de una vaguada de geopotencial de onda larga de oeste a este relativamente poco profunda, presente en niveles medios y altos (300, 500 y 700 hPa). A las 12 UTC un máximo de viento del oeste de 100 kt con curvatura ciclónica estaba presente a 300 hPa (Figura 6a) entre el nordeste de la península Ibérica y los Balcanes quedando Cataluña en la zona de entrada derecha de dicho máximo. Este máximo de viento se alejó lentamente hacia el este con el paso de las horas. En 500 hPa el paso de la vaguada se producía junto a una advección térmica negativa que situó sobre la zona de estudio una onda térmica con temperaturas comprendidas entre -16°C y -20°C sobre la vertical del Pirineo (Figura 6b).

En superficie (Figura 6c) la situación sinóptica estaba definida por un flujo moderado de componente norte, algo reforzado por la presencia de una baja en el golfo de Génova. Ello conlleva que el análisis mesoescalar (Figura 7) muestre un flujo moderado de componente oeste en el sur y el oeste de Cataluña y un flujo mucho más flojo e indefinido en el resto del territorio producido por una baja a sotavento de los Pirineos y que es recurrente bajo situaciones del norte post-frontales (Pascual y Callado, 2002) como la presente. Esta baja está habitualmente asociada a convergencias en el prelitoral central de Cataluña (Figura 6c), y si los demás ingredientes están presentes, al desarrollo de convección.

Por ello se aprecia que en el nordeste de Cataluña predominan los vientos de componente este o sudeste, de origen marítimo, que confluyen con los vientos de componente oeste antes citados generándose áreas de convergencia. El análisis para las 16 UTC, muestra estas áreas de convergencia en el interior de Gerona, en el litoral norte de la provincia de Barcelona y en la mitad norte de esta misma provincia. En el análisis de las 19 UTC, la zona de convergencia se ha trasladado hacia el sur y el oeste debido a la penetración con más fuerza de vientos de componente este soplando al norte de la ciudad de Barcelona y afectando a buena parte de las provincias de Barcelona y Gerona.

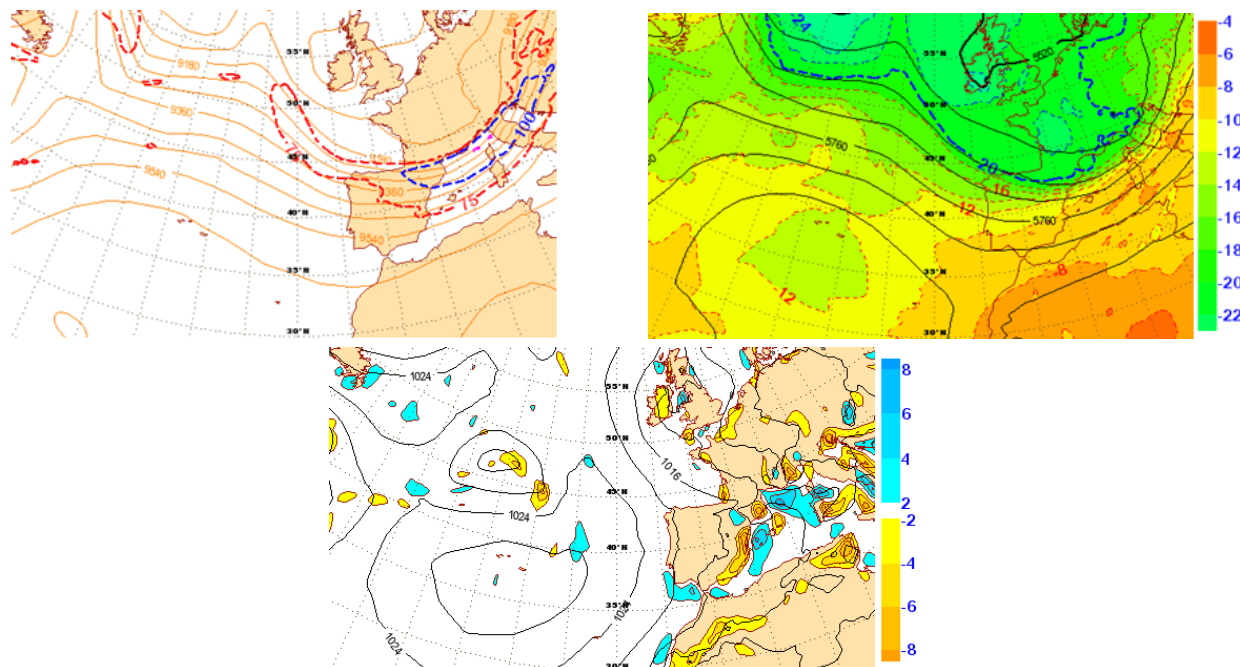


Figura 6. Análisis sinóptico del 12 de junio de 2012 a las 12 UTC del modelo determinista operativo del ECMWF. Superior izquierda (a): isohipsas (naranja) e isotacas de 75 kt (rojo) y 100 kt (azul) a 300 hPa. Superior derecha (b): isohipsas (negro) e isotermas (sombreado) a 500 hPa. Inferior (c): isobaras (negro) y divergencia en superficie (sombreado, con colores cálidos para valores negativos).

6 Condiciones termodinámicas del entorno

El análisis del radiosondeo de Barcelona de las 12 UTC muestra unos niveles medios-altos muy secos y relativamente fríos, y una acentuada forma de V invertida en niveles medios y bajos, es decir, una zona intermedia más húmeda (700 hPa) y unos niveles bajos muy secos (Figura 8). La sequedad de los niveles bajos está justificada parcialmente por la componente oeste del viento en esa zona que indica que este análisis es representativo de la masa de aire situada al sur de la zona de convergencia. Hacia los 500 hPa existía una inversión térmica que impedía, en general, un desarrollo profundo de la convección. Un elemento significativo es la presencia de un gradiente adiabático por debajo de los 700 hPa, que permitía la libre circulación del aire en la vertical en ese estrato. Este hecho es relevante para el desarrollo de frentes de racha ya que hace posible que el aire en un chubasco o tormenta pueda descender desde niveles medios sin perder energía.

En cuanto al perfil vertical del viento se observa ausencia de cizalladura direccional pero sí cizalladura por incremento altitudinal notable de la velocidad del viento con un máximo de viento en 300 hPa y un índice CIZ(0-6 km) de 37 m s^{-1} , valor bastante elevado que en presencia de suficiente inestabilidad permite la separación de la corriente ascendente y descendente y la generación de supercélulas (Rasmussen y Blanchard, 1998).

Según el radiosondeo se reúnen todas las condiciones termodinámicamente necesarias para el desarrollo de microeventos secos (Wakimoto, 1985; McCann, 1994):

- Sondeo en “V” invertida en niveles bajos.
- Profunda capa seca con gradiente adiabático.
- Poca inestabilidad y Nivel de Convección Libre alto o inexistente.

Este caso muestra alguna diferencia con las referencias bibliográficas: la capa seca y con perfil adiabático tiene una menor profundidad probablemente debido a la menor “continentalidad” del radiosondeo de Barcelona respecto a los lugares en EE.UU. donde se han realizado los estudios.

Una primera aproximación al problema del cálculo de las rachas máximas que se pueden registrar asociadas a microeventos (y a los frentes de racha resultantes) es el cálculo del índice WINDEX (McCann, 1994). Con los datos del radiosondeo se puede calcular este índice. La fórmula para el cálculo del WINDEX (WI) es la siguiente:

$$WI = 5[H_M R_Q(\Gamma^2 - 30 + Q_L - Q_M)]^{0,5} \quad (1)$$

donde H_M : altura de la isocero sobre el suelo (km); R_Q : $Q_L / 12$ pero no > 1 ; Γ : es el gradiente vertical en $^{\circ}\text{C km}^{-1}$ desde la superficie hasta el nivel de fusión; Q_L : es la proporción de mezcla en g kg^{-1} promediada en el primer kilómetro sobre la superficie y Q_M : es la proporción de mezcla en g kg^{-1} en el nivel de fusión.

WI da el valor de la racha máxima en nudos. El valor obtenido con los datos disponibles ha sido de 42,3 kt, que es un valor muy próximo a la racha máxima registrada en las diferentes estaciones automáticas. Cabe señalar que el WINDEX está diseñado para microeventos y no para frentes de racha, pero es evidente que las rachas máximas

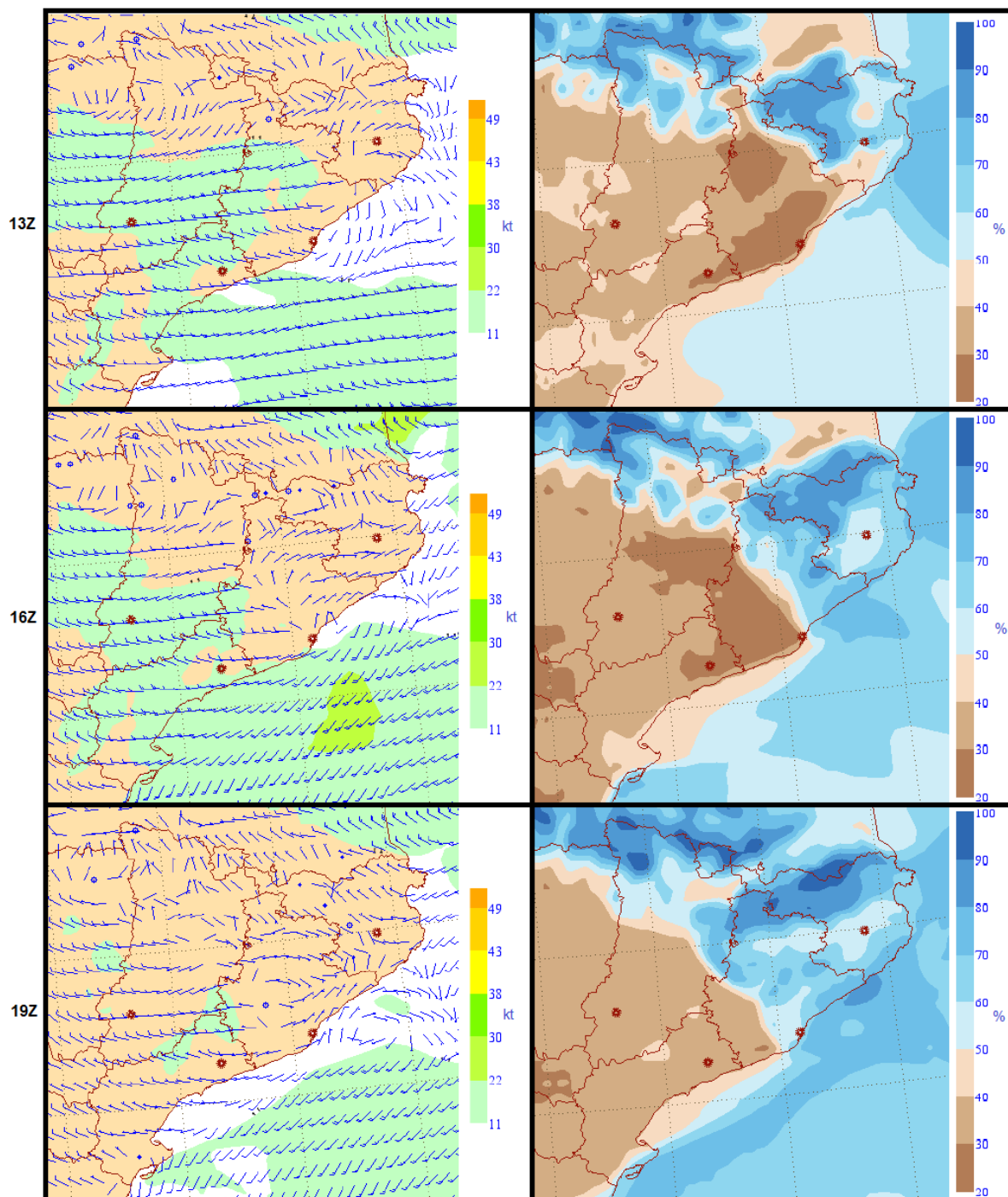


Figura 7. Análisis mesoescalar del 12 de junio de 2012 del modelo HIRLAM 0.05. Izquierda: viento medio a 10 m (barbas) e isotacas (sombreado). Derecha: Humedad relativa a 2 m. De arriba a abajo: 13 UTC, 16 UTC y 19 UTC. En la secuencia de imágenes se muestra el desplazamiento de la zona de convergencias hacia el sur coincidiendo con una discontinuidad en la humedad relativa del aire.

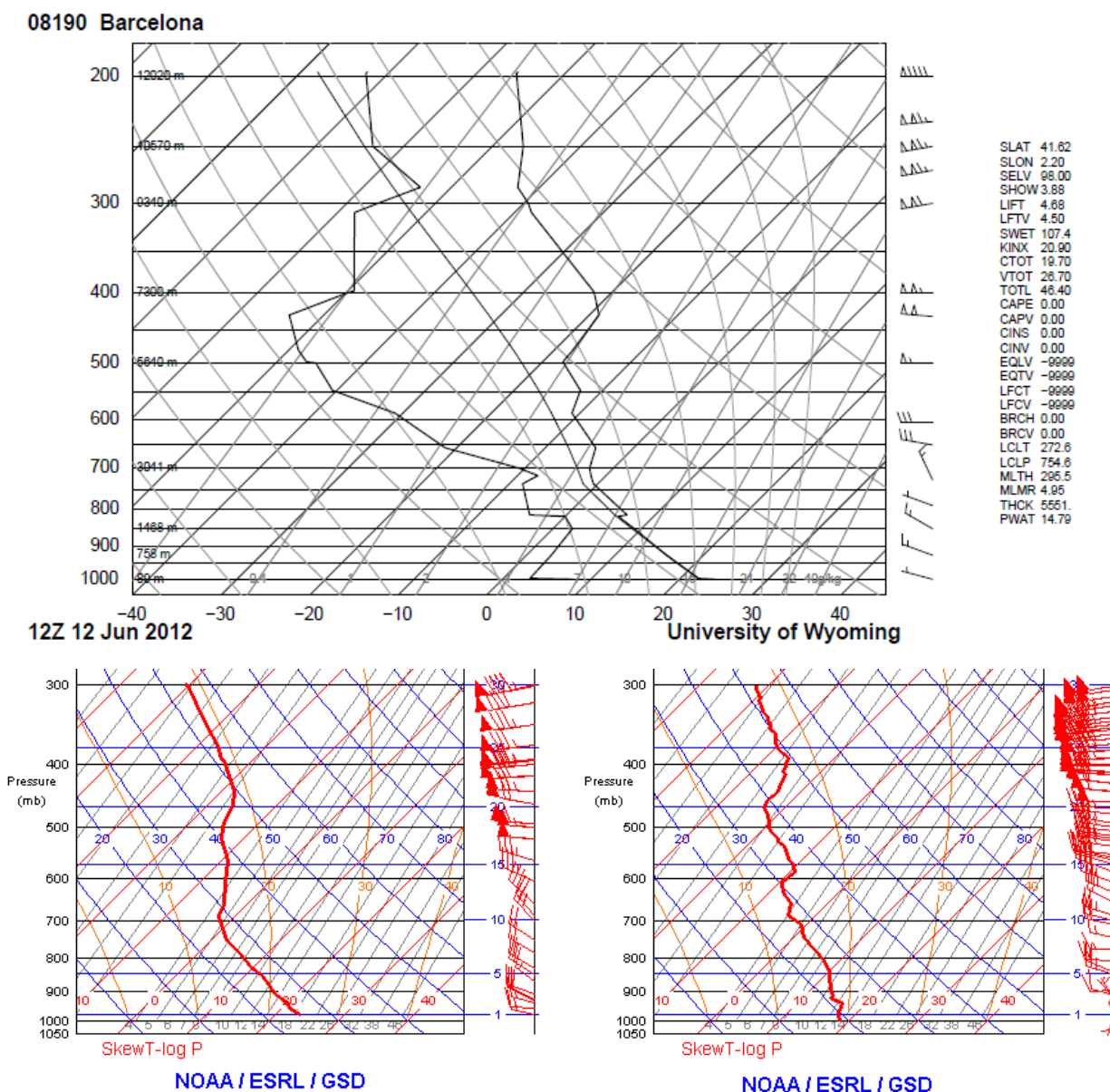


Figura 8. Superior (a): radiosondeo de Barcelona realizado por el SMC del 12 de junio de 2012 a las 12 UTC. El sondeo presenta una fuerte inversión por encima del nivel de 500 hPa y una fuerte cizalladura del viento. Esta estructura vertical favorece la convección en altura y la libre circulación del viento en la vertical. Inferior: sondeo RAOB realizado por aviones que aterrizaron en el aeropuerto de Barcelona. Inferior izquierda (b): RAOB de las 15:41 UTC. Inferior derecha (c): RAOB de las 16:57 UTC. Obsérvese cómo varían las condiciones termodinámicas a niveles bajos tras el paso del frente de racha. Fuente: University of Wyoming y AMDAR (NOAA).

que acompañan a éstos están relacionadas con las velocidades descendentes en las tormentas.

Algunos índices termodinámicos del sondeo muestran valores relativamente bajos ($TT = 46^{\circ}\text{C}$ y $K = 21^{\circ}\text{C}$), aunque los análisis del modelo a escala sinóptica y mesoescalar muestran índices mayores (un TT de 48 a 56°C y un K de 28 a 32°C) en la mitad norte de Cataluña. La diferencia tan abrupta entre los valores en la mitad norte y en la mitad sur se debe a la mayor humedad en capas bajas al norte de la zona de convergencias frente a la sequedad que pre-

senta la zona sur. Estas diferencias entre norte y sur también se pueden observar en el valor de la CAPE, nula en la mitad sur tal y como muestra el sondeo de Barcelona, mientras que en la mitad norte toma valores de 200 a 300 J. Así, los valores de los índices K y TT son comparables a los valores presentes durante la campaña VERTIKATOR (Dotzek y Friedrich, 2008), mientras que el valor de la CAPE es claramente menor debido a la altitud en que se inicia la convección y a la baja altura de la inversión térmica. Todos los índices termodinámicos son también menores que los pre-

sententes en otros episodios de tiempo severo en Cataluña (Bech et al., 2007; Pineda et al., 2009).

A partir de los datos de temperatura aportados por los aviones que aterrizaban en el aeropuerto de Barcelona se ha podido comprobar que la forma del perfil vertical de temperatura del radiosondeo de las 12 UTC se mantuvo por lo menos hasta primeras horas de la tarde, hasta el paso del frente de racha. Así, los datos procedentes de un avión correspondientes a las 15:41 UTC (Figura 8b) muestran que los gradientes verticales de temperatura y de viento no variaron desde el radiosondeo de las 12 UTC y posiblemente tampoco el perfil vertical de la humedad. Los datos de otro avión correspondiente a las 16:57 UTC (Figura 8c), tras el paso del frente, muestra un cambio significativo por debajo de los 800 hPa. Se produce un enfriamiento del aire en las capas más bajas y el perfil del viento también cambia, estableciéndose vientos de componente este en las capas más bajas pero manteniéndose la oeste en capas superiores. De ello se concluye que las diferencias entre las masas de aire estaban establecidas únicamente a niveles bajos.

7 Análisis de teledetección del fenómeno

La observación pormenorizada tanto de las imágenes radar como de las imágenes HRV (Canal de alta resolución visible del satélite MSG2) muestra la formación, desplazamiento y evolución de una banda nubosa con una levísima señal en el producto radar *Surface Rainfall Intensity* (SRI) que se ha asociado a un frente de racha. Efectivamente, las imágenes SRI muestran una línea fina arqueada (Figura 9a), que aunque en una primera evaluación pudiera ser considerada ruido en la imagen, su continuidad espacial y sobre todo temporal sugieren que se trata de un fenómeno meteorológico real (Klingbe et al., 1987). El mismo fenómeno se observa en la imagen HRV (Figura 9b) como una reducida banda nubosa en el extremo sur de la tormenta que se desplazará hacia el sur-sudoeste desligándose de la nubosidad convectiva principal.

Los productos SRI y HRV son insuficientes para detectar dicho fenómeno de forma inequívoca y seguir su evolución debido a que es muy fácil confundirlos con ruido o nubosidad no asociada a ningún fenómeno severo respectivamente. Es por ello que se hace necesario el uso de productos radar obtenidos mediante el sistema Doppler. Estos productos fueron calculados a partir del software de IRISTM y se puede consultar una descripción más detallada de cada producto en Sigmet (2011). El conjunto de productos Doppler que siguen a continuación determinan, según los criterios establecidos por Klingbe et al. (1987), que dicho fenómeno fue un frente de racha.

- El viento radial Doppler a 0,5° de elevación muestra una señal aproximadamente alineada de ecos con velocidad radial hacia el radar en sus estadios iniciales. Las velocidades radiales negativas (hacia el radar) estuvieron comprendidas entre -5 y -20 m s⁻¹, situándose las ma-

yores en la zona central de la banda (Figura 10). Esta línea se fue conformando mejor a medida que se acercaba al radar. Ello podía ser debido tanto a la evolución de la propia línea como a que era observada cada vez mejor por el radar debido a la menor elevación del haz (Klingbe et al., 1987). Es remarcable que dentro de la banda había pequeñas zonas con velocidad radial positiva, es decir, alejándose del radar que podrían tratarse de vórtices de eje vertical desarrollados a lo largo del frente de racha, tal como indica la bibliografía (Mueller y Carbone, 1987).

- Otro producto radar que la bibliografía considera útil para la detección de frentes de racha es la anchura del espectro (*spectrum width*) de velocidades radiales medidas (Klingbe et al., 1987). Este producto da una medida de la turbulencia del flujo allá donde hay suficiente concentración de partículas precipitantes. La línea observada en las imágenes de este producto fue ganando extensión y apariencia entre las 15:00 y las 16:00 UTC (Figura 11) cuando la banda muestra valores relativamente elevados de turbulencia (hasta 4 m s⁻¹, valores ligeramente menores a los medidos por Klingbe et al. (1987) en estudios de campo realizados en los grandes llanos de EE.UU.), que disminuyen rápidamente a partir de esta hora (hasta 2 m s⁻¹).
- El último producto que ha permitido la detección y el seguimiento del frente de racha es el llamado SHEAR en el software radar utilizado. Este producto muestra la cizalladura horizontal del viento (valor absoluto de la cizalladura radial y azimutal) allá donde hay una señal radar perceptible y ha sido usado para el desarrollo de productos de identificación de vientos de origen convectivo (Saltikoff et al., 2004). Dado que un frente de racha es precisamente una estructura en la que se produce un cambio significativo de la dirección y velocidad del viento es razonable pensar que dicho tipo de estructura pueda ser identificada en ese producto. En la línea observada (Figura 12) los valores de cizalladura superan el umbral establecido por Saltikoff et al. (2004) de 2 m s⁻¹ por km, siendo bastante ruidosa su apariencia. Cabe señalar que este producto es el que muestra mejor el frente de racha diferenciado de las zonas de precipitación.

La velocidad estimada de propagación del frente de racha a partir del análisis de estos productos radar es de 20 km h⁻¹. La longitud máxima del frente de racha se puede estimar en unos 50 km aunque es variable en el tiempo y difícilmente estimable con exactitud ya que sus extremos son precisamente las zonas peor observadas desde el radar.

8 Desarrollo y evolución del frente de racha

A partir de los datos de teledetección y de observación en superficie se ha realizado un estudio de la evolución del frente de racha. Las observaciones a las 14 UTC muestran,

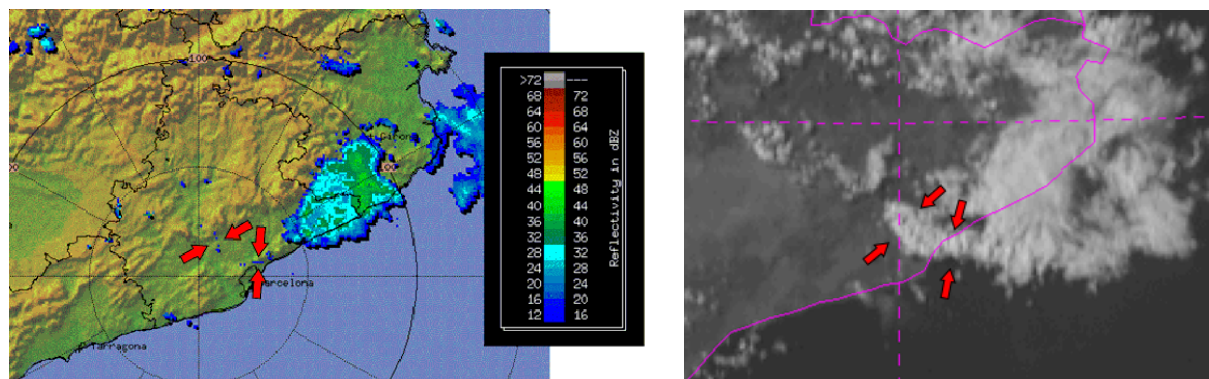


Figura 9. Izquierda (a): imagen SRI del 12 de junio de 2012 a las 15:40 UTC. Derecha (b): imagen HRV del satélite MSG2 del 12 de junio de 2012 a las 15:45 UTC. Las flechas rojas señalan la línea fina y la banda nubosa, asociada a un frente de racha. Obsérvese cómo coinciden con el mismo fenómeno meteorológico. La secuencia de imágenes muestra cómo dicha estructura se forma hacia las 14:40 UTC y se desplaza en un inicio en dirección N-S curvándose a las 15:10 UTC siguiendo un desplazamiento NE-SW.

por un lado, vientos de componente oeste moderados en toda Cataluña salvo el cuadrante nordeste donde el flujo es de levante flojo. En consecuencia, estaba establecida una frontera muy bien definida que dividía el territorio en una zona seca asociada al viento terral, y otra zona húmeda debido a la presencia de vientos de origen marítimo. En la zona limítrofe entre las provincias de Barcelona y Girona la frontera definida coincidía con una zona de convergencia en niveles bajos.

Se desarrolló convección en todo el tercio norte de Cataluña y especialmente en la zona de convergencia, dentro de la cual las tormentas tuvieron un cierto desplazamiento hacia el sur. Las imágenes IR del satélite, así como el producto echotops del radar, sugieren que los desarrollos no fueron muy profundos. El conjunto de los chubascos se trasladó de noroeste a sudeste, según el flujo rector en 700 hPa. En las estaciones situadas en el Pirineo y Prepirineo occidental (Lleida) y en general en el cuadrante noroccidental de Cataluña hubo un cambio temporal en la dirección del viento asociado a los microfrentes de racha producidos por la convección, pasando de oeste a norte tras el paso de los chubascos para volver posteriormente al oeste.

El núcleo más activo, con reflectividades radar a nivel de la superficie ligeramente superiores a los 50 dBZ se generó al noroeste del macizo del Montseny donde la interacción con la orografía, así como su situación en la zona de convergencia nombrada, contribuyeron a su desarrollo. Mediante los distintos productos de teledetección se ha determinado que el frente de rachas se creó en este núcleo separándose posteriormente de él y desplazándose en dirección sur.

El frente de racha, que en un primer momento se desplaza de norte a sur cambió repentinamente su dirección de desplazamiento hacia el suroeste a las 15:10 UTC. El momento del cambio de dirección sugiere que pudo ser debido a la fusión con otro frente de racha surgido de la tormenta del Montseny.

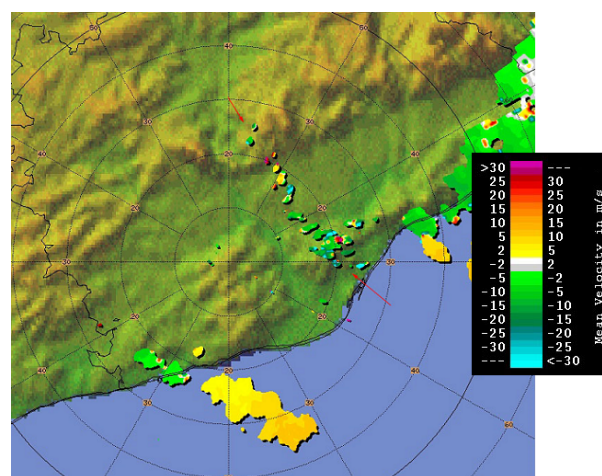


Figura 10. Imagen de la velocidad radial Doppler, a una elevación de $0,5^\circ$, del 12 de junio de 2012 a las 15:46 UTC. Las flechas rojas señalan la banda diagnosticada como frente de racha. Las zonas de velocidad radial opuesta al desplazamiento del frente podrían tratarse de vórtices de eje vertical (Mueller y Carbone, 1987).

A partir de las 15:30 UTC, junto con el paso del frente, se aprecia en los datos de las estaciones situadas en el nordeste de la provincia de Barcelona un cambio significativo en el viento que se irá propagando hacia las estaciones situadas al suroeste. En conjunto, y teniendo en cuenta las particularidades locales, se aprecia el avance del frente de racha en las estaciones del litoral y prelitoral de Barcelona hasta las 17 UTC: a esta hora parece que el frente de racha se disipa en la longitud aproximada de Sitges, población situada unos 36 km al sur de Barcelona (Figura 13).

El paso del frente de racha se tradujo a su vez en el progresivo establecimiento de viento de componente este. Esta transición todavía se produce, aunque más lentamente, a las 18:00 UTC en Vilafranca del Penedés y a las 19:10 UTC

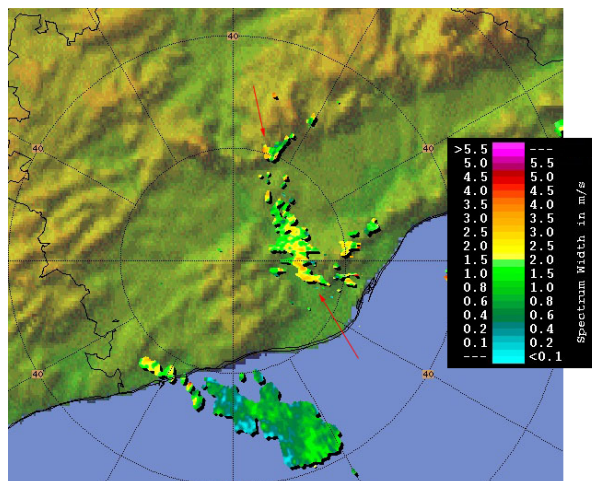


Figura 11. Imagen de anchura del espectro de velocidad radial Doppler del 12 de junio de 2012 a las 16:06 UTC. Las flechas rojas señalan la banda diagnosticada como frente de racha. Se observan valores de hasta 4 m s^{-1} que indican una alta turbulencia del flujo allá donde estaba presente la zona de ataque del frente de racha. La turbulencia fue disminuyendo a medida que se disipaba el frente.

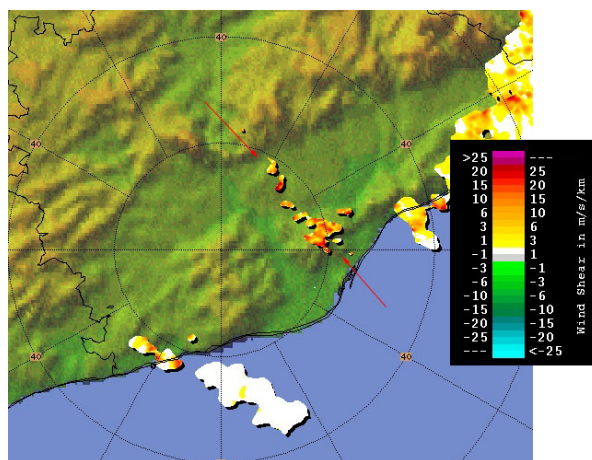


Figura 12. Imagen de cizalla horizontal del viento Doppler del 12 de junio de 2012 a las 15:46 UTC. Las flechas rojas señalan la banda diagnosticada como frente de racha. El frente muestra valores de cizalladura que van desde 5 m s^{-1} por km hasta 20 m s^{-1} por km distinguiéndose muy bien de las zonas de precipitación convectiva.

en Pontons, poblaciones situadas en el prelitoral sur de la provincia de Barcelona.

Una vez establecidas las nuevas condiciones “estacionarias” se constata que la línea de convergencia entre los levantes y los ponientes se ha desplazado desde el este de la provincia de Barcelona hacia el oeste de la misma, tal como muestran también los modelos numéricos y las predicciones a muy corto plazo. En resumen, el análisis detallado de la situación sugiere la interacción entre frentes de racha de origen convectivo y la entrada de un flujo subsinóptico

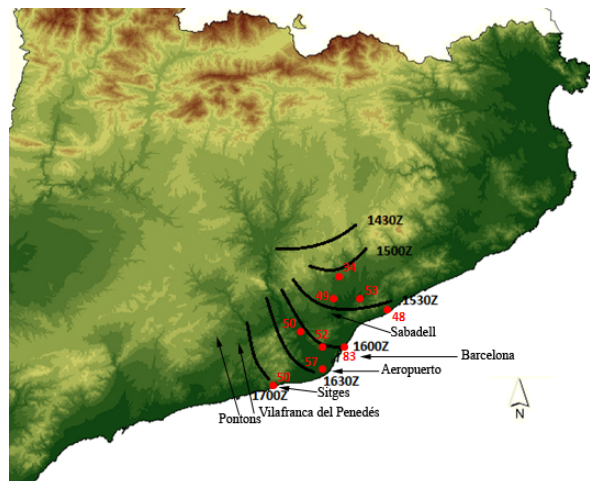


Figura 13. Avance del frente de racha (línea negra) que afectó a Barcelona el 12 de junio de 2012 elaborada a partir de datos de observaciones y teledetección donde se observa el desplazamiento inicial de norte a sur y el cambio de dirección hacia el suroeste acontecido sobre las 15:10 UTC. Hacia las 17:00 UTC el frente se disipa. Se indica en negro la hora para cada posición cada 30' y en rojo el valor de la racha máxima registrada en distintos observatorios en km h^{-1} .

de componente este afectando a la mitad oriental y norte de Cataluña, y que podría haber influido en la dirección que el frente adopta. Esta interacción es de tal forma que allí donde el frente de racha está presente la penetración del nordeste subsinóptico es más rápida y eficaz, abriendo un canal que facilita dicha penetración.

9 Conclusiones

Durante la tarde del día 12 de junio de 2012 se registraron en diversos puntos del prelitoral y litoral centrales de Cataluña rachas fuertes y muy fuertes de viento del nordeste. La presencia de chubascos y alguna tormenta en áreas situadas al norte de la ciudad de Barcelona sugirió desde el principio que el fenómeno era debido a la llegada de los frentes de racha generados por dichas tormentas. El análisis fino que se ha llevado a cabo en este estudio confirma esta hipótesis. Según los sondeos analizados, las condiciones termodinámicas previas establecieron un entorno favorable a este fenómeno. Sin embargo, el establecimiento posterior al paso del frente de racha de vientos de componente este, sugiere que también pudo jugar un papel fundamental la presencia de un flujo subsinóptico de componente este, acoplándose de alguna manera el paso del frente de racha con el avance hacia el oeste y hacia el sur de dicho flujo.

La cantidad de arena levantada en la zona de playa de la ciudad de Barcelona y la consecuente reducción de la visibilidad fueron una consecuencia circunstancial de la combinación del fuerte viento y el tipo de arena. Por otro lado, las condiciones en el aeropuerto de Barcelona fueron especial-

mente desfavorables para su operatividad debido al avance progresivo del frente de racha que estableció durante unos minutos condiciones meteorológicas, en concreto del viento, muy distintas en las diferentes cabeceras de pista.

Desde el punto de vista de la predicción del fenómeno en el muy corto plazo cabe destacar los siguientes aspectos: la convección tiene asociados frentes de racha que pueden ser más o menos intensos, normalmente embebidos en el propio sistema convectivo aunque ocasionalmente separados de él. En esta ocasión, el sondeo termodinámico de las 12 UTC en Barcelona mostraba una capa adiabática inferior que favorecía las descendencias y en consecuencia unos posibles frentes de racha intensos. Dichas condiciones termodinámicas impidieron que el frente de racha aislado formara núcleos convectivos, lo que dificultó su detección. Los frentes de racha tienden a moverse en el sentido de avance de las tormentas por delante de éstas, aunque esta puede variar debido a las interacciones con flujos subsinópticos. En consecuencia, en situaciones con convección en las proximidades del punto de interés, por ejemplo un aeropuerto, es recomendable analizar los productos radar como la velocidad Doppler y especialmente el producto SHEAR que presenta cizallas horizontales del viento, las cuales aparecen por definición en los frentes de racha. La identificación de la línea fina en el campo de reflectividad radar se muestra más dificultosa.

Agradecimientos. A Francisco Martín Leon, jefe del Área de Técnicas y Aplicaciones de Predicción de la AEMET, por sus acertados comentarios, correcciones y sugerencias. A Esteban Abellán y Alfons Callado de la DT de AEMET en Cataluña por su inestimable ayuda en la recopilación de datos. A Joan Arús por la idea de comprobar los radiosondeos de aviones AMDAR y por la información proporcionada sobre Rafael Cubero y sus estudios y cartas acerca del accidente de avión en el Aeropuerto de Granada de 1992.

Referencias

- Bech, J., Pascual, R., Rigo, T., Pineda, N., Lopez, J. M., Arús, J., y Gayà, M., 2007: *An observational study of the 7 september 2005 Barcelona tornado outbreak*, Nat Hazards Earth Syst Sci, **7**, 129–139, doi: 10.5194/nhess-7-129-2007.
- Cubero, 1996: Cortante vertical del viento o cizalladura a niveles bajos, Low Level Wind Shear, II Jornades de Meteorologia Eduard Fontserè, Barcelona, 9 de noviembre de 1996.
- Dotzek, N. y Friedrich, K., 2008: *Downburst-producing thunderstorm in southern Germany: Radar analysis and predictability*, Atmos Res, **93**, 457–473, doi: 10.1016/j.atmosres.2008.09.034.
- Hamid, K., 2012: *Investigation of the passage of a derecho in Belgium*, Atmos Res, **107**, 86–105, doi: 10.1016/j.atmosres.2011.12.013.
- Johns, R. H. y Doswell III, C. A., 1992: *Severe Local Storms Forecasting*, Weather Forecast, **7**, 558–612.
- Klingele, D. L., Smith, D. R., y Wolfson, M. M., 1987: *Gust front characteristics as detected by Doppler radar*, Mon Weather Rev, **115**, 905–918.
- Klock, R. y Mullock, J., 2001: *Local Area Weather Manuals*. Chapter 2: Aviation Weather Hazards, NAV Canada publications, <http://www.navcanada.ca/ContentDefinitionFiles/publications/lak/bc/BC31E-W.PDF>.
- Lopez, J. M., 2007: *A Mediterranean derecho: Catalonia (Spain), 17th August 2003*, Atmos Res, **83**, 272–283, doi: 10.1016/j.atmosres.2005.08.008.
- Markowski, P. M. y Richardson, Y. P., 2010: *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*, Ed. John Wiley & Sons, 430 pp.
- McCann, W. D., 1994: *Windex - A New Index for Forecasting Microburst Potential*, Weather Forecast, **9**, 532–541.
- Mueller, C. K. y Carbone, R. E., 1987: *Dynamics of a Thunderstorm Outflow*, J Atmos Sci, **44**, 1879–1898.
- Pascual, R. y Callado, A., 2002: *Mesoanalysis of recurrent convergence zones in north-eastern Iberian Peninsula*, Proceedings of Second European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology (ERAD), Delft, Holland, 18–22 November 2002.
- Pineda, N., Aran, M., Andrés, A., Busto, M., Farnell, C., y Torà, M., 2009: *Estudi de la pedregada del 17 de setembre de 2007 al Pla d'Urgell. Segona part: anàlisi meteorològica*, Tethys, **6**, 83–102, doi: 10.3369/tethys.2009.6.06.
- Pistotnik, G., Holzer, A. M., Kaltenböck, R., y Tschannett, S., 2011: *An F3 downburst in Austria - A case study with special focus on the importance of real-time site surveys*, Atmos Res, **100**, 565–579, doi: 10.1016/j.atmosres.2010.10.011.
- Rasmussen, E. N. y Blanchard, D. O., 1998: *A Baseline Climatology of Sounding-Derived Supercell and Tornado Forecast Parameters*, Weather Forecast, **13**, 1148–1164.
- Saltikoff, E., Koistinen, J., y Hohti, H., 2004: *Downburst identification using Doppler shear in FMI radar network*, Proceedings of Third European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology (ERAD), Visby, Sweden, 6–10 September 2004, p. 41–44.
- Shen, J., Parks, E. K., y Bach, R. E., 1996: *A Comprehensive Analysis of two Downburst related Aircraft Accidents*, J Aircr, **33**, 924–930.
- Sigmat, 2011: *IRISTM Product & Display Manual*, Version 8.12.9.
- Wakimoto, R. M., 1985: *Forecasting dry microburst activity over the High Plains*, Mon Weather Rev, **113**, 1131–1143.
- Wilson, J. W. y Wakimoto, R. M., 2001: *The Discovery of the Downburst: T.T. Fujita's Contribution*, Bull Amer Meteorol Soc, **82**, 49–62.