

REVENTONES DE TIPO CÁLIDO EN CATALUÑA

Joan Arús Dumenjo

GPV del CMT en Cataluña. INM

RESUMEN

En este trabajo se describen dos situaciones meteorológicas propias del verano Mediterráneo, aunque poco frecuentes, y que convenimos en llamar reventones de tipo cálido, “Heat Bursts” en la literatura americana. Este fenómeno que produce súbitos ascensos de temperatura nocturna y descensos de la humedad relativa, frecuentemente va acompañado de fuertes rachas de viento, en un entorno de tormentas secas en el interior de Cataluña. En este primer estudio, básicamente observacional, se pretende dar a conocer este tipo de fenómenos a partir del estudio de dos casos particulares, y que bajo estas situaciones: a/ Se alcanzan las temperaturas más altas en la costa catalana de manera local y ocasional, y durante la noche, b) son extraordinariamente peligrosas para las maniobras de aterrizaje y despegue de aeronaves y c) se favorece la generación y/o propagación de incendios forestales. A partir de los dos casos analizados y de la bibliografía consultada se pueden sacar unas conclusiones preliminares acerca de la estructura vertical, marco sinóptico y mesoescalar favorables al desarrollo de reventones cálidos. Finalmente, se describe un posible modelo conceptual que soporta estos fenómenos así como algunas reglas útiles para su diagnóstico y predicción a corto plazo.

1. Introducción

1.1 Climatología de la zona

El clima mediterráneo se caracteriza por veranos suaves y más bien secos. Las temperaturas máximas son muy suaves en la costa a causa de las brisas pero bastante extremadas hacia el interior donde no llega el efecto benefactor de las brisas y el régimen climático es de tendencia continental. En el aeropuerto de Barcelona, la media de las máximas es de 27 °C y la máxima absoluta era de 34 °C mientras que en el observatorio de Lleida la media de las máximas es de casi 32 °C y la máxima absoluta es de 43 °C. La pluviosidad es escasa salvo la zona del Pirineo donde el verano es la época más lluviosa, cosa que solo tiene parangón en la Península Ibérica en el sur de las estribaciones del Sistema Ibérico, en gran parte gracias a las tormentas de calor que se producen en esta época, entre 15 y 20 de media. Este hecho representa una inversión total en el ritmo mediterráneo típico de veranos secos e inviernos lluviosos.

Por tanto es frecuente la actividad tormentosa durante el verano en la zona montañosa de Cataluña. No es raro, sobre todo en el sector oriental del Pirineo, que se den tormentas más eficientes con intensidades de 80-100 mm/h que suelen durar entre 20 y 30 minutos a lo más. Suelen abundar las tormentas de calor, con poca agua y mucho aparato eléctrico, pero difícilmente salen de las zonas montañosas. Algunas de estas tormentas de calor, cuando las condiciones son favorables pueden avanzar por propagación hacia las zonas del llano y incluso hacia la costa. Estas tormentas de calor siguen el ciclo diurno, y no es raro observar un decaimiento a últimas horas de la tarde y, posteriormente, con el enfriamiento de la cima del cumulonimbo, una reactivación de la tormenta entrada la noche. Este tipo de tormentas, especialmente durante los meses de julio y agosto, y sobre todo en las montañas más occidentales, suele dar poca agua y rachas fuertes de viento. A veces, se producen oscilaciones de temperatura, si bien es poco habitual que estas oscilaciones superen los 8 ó 10 grados, tal como sucedió en los dos episodios que se estudian en este trabajo.

1.2 Definiciones: Reventones: secos, húmedos y cálidos

Un caso particular de cizalladura a niveles bajos, el más problemático en las maniobras de despegue y aterrizaje de aeronaves son las fuertes ráfagas descendentes de pequeña escala temporal y espacial, “downbursts” en inglés, y reventones en muchos países de habla hispana. (Teixidor, 1981). El Dr. T. Fujita de la Universidad de Chicago (1920-1998), fue quién definió los “downbursts” para caracterizar las condiciones de viento que dieron lugar al accidente del vuelo EE66 en el aeropuerto John F. Kennedy el 24 de junio de 1975. Posteriormente definió los “macrobursts” y los “microbursts”, que traducimos por macroráfagas y microráfagas, y que son fuertes vientos no tornádicos asociados a descendencias intensas y muy concentradas que se esparcen en superficie de forma divergente.

Las macroráfagas descendentes tienen un diámetro de varios kilómetros y los vientos difluentes pueden causar daños similares a los de un tornado, tienen una vida de entre 5 y 30 minutos y pueden alcanzar velocidades de hasta 270 km/h. Las microráfagas descendentes tienen un diámetro de 1 a 4 Km, duran entre 1 y 5 minutos y los vientos son similares, y son especialmente peligrosos puesto que la escala espacial coincide con la de las pistas de aterrizaje (Caracena y otros, 1997). Numerosos accidentes son debidos a este fenómeno. (por ej. Fujita y Caracena, 1977; Cubero, 1996). Al analizar estos accidentes es habitual que en un principio se atribuyan a error de los pilotos y posteriormente mediante análisis meteorológicos detallados se pueda demostrar que la causa era meteorológica,(caso del accidente del DC-9 de Aviaco en el aeropuerto de Granada (30-III-92): Cubero 1996; comunicación personal, 1997).

Ambientes extremadamente secos, representados por los típicos sondeos en forma de "V" invertida (seco a todos los niveles menos en la zona "estrangulada" donde la curva de Td se acerca a la T), con estratificación cercana adiabática seca coronada hacia los 500 hPa por una poco profunda capa húmeda. Los reventones así originados proceden de nubes de base muy alta. Se forman preferentemente de nubes cumuloniformes aisladas y aparentemente "benignas" (desde el punto de vista de la reflectividad) La convección es de tipo cumulus-alto-cumulus, escasa o nula precipitación, escasa o nula actividad eléctrica y frecuentemente de virga. El factor fundamental de tales descendencias procede de la flotabilidad negativa de la burbuja descendente, debida a fusión, sublimación y, principalmente, la evaporación de la precipitación por debajo de la nube, en la cortina de virga. (Wakimoto,1985) Son propios de las tierras altas continentales fuertemente caldeadas. La mayoría suelen presentar débiles descensos de la temperatura en superficie, asociados a una mesoalta, si bien en algunos casos se observan ascensos térmicos. (Fujita y Caracena, 1977; Johnson et al.,1989). Son los más estudiados (por ej. Wakimoto,1985) y mejor conocidos (Caracena et al., 1997).

Ambientes muy húmedos con una capa seca en la troposfera media y con estratificación más estable, próxima a la adiabática húmeda. Los reventones así originados proceden de cumulonimbos de base baja, convección profunda y están embebidos en lluvias fuertes. Por este motivo dan altas reflectividades en capas bajas. Los factores que conducen a fuertes vientos en superficie son mas complejos que en el caso anterior, dos factores termodinámicos y uno de microfísica (Wakimoto,1985). Es por eso que son menos conocidos aunque hay diversos estudios (por ej., Atkins y Wakimoto, 1991). Son propios de tierras bajas más próximas a la costa. Van asociados a notables descensos de la temperatura en superficie (Johnson et al.,1989).

Ambientes extremadamente secos, pero con una inversión en niveles bajos, pueden engendrar los reventones de tipo cálido, "Heat Bursts" en la literatura americana, HB en adelante. Los HB en esencia son reventones, con súbitos y a veces espectaculares ascensos de la temperatura y bajadas de la humedad que acompañan algunas tormentas nocturnas con fuertes rachas de viento variable. Se pueden asociar a movimientos adiabáticos secos de aire subsidente de niveles medios troposféricos suficientemente intensos para penetrar en una débil inversión o capa estable superficial. (talmente como un chorro de agua sobre un charco, y semejante a los conocidos "overshootings" pero descendentes, "undershooting"). A veces, no siempre, pueden ir acompañados de caídas de la presión atmosférica. Casi siempre durante el verano (julio-agosto) y por la noche y en la "fase" de disipación de la tormenta y decaimiento de la precipitación si la hay. Pese a la espectacularidad y peligrosidad del fenómeno existen pocas publicaciones al respecto, no más de 15 artículos todos con posterioridad a 1960 y en la actualidad se pueden encontrar algunas recientes experiencias en Internet. En cualquier caso se puede obtener una buena caracterización de los HB a partir de los trabajos de (Johnson, 1983), (Bernstein y Johnson, 1994), (Schlatter, T. W., 1995), (Johnson y otros, 1989) y especialmente (Johnson, 2000). Para el caso de España no hay referencias de HB, si bien el trabajo de (Tamayo y otros, 1996), para la zona de la Comunidad Valenciana y recientemente la situación de Melilla podrían encajar con lo que sabemos de HB, sin descartar otro tipo de fenomenología como ondas gravitatorias y efecto föhën.

heat burst: (Also **heat thunderstorm**). Localized, sudden increase in **surface temperature** associated with a **thunderstorm, shower, or mesoscale convective system**, often accompanied by extreme drying. The **temperature** jump can be so extreme that it is at times referred to as a "hot blast of air." Occurs in association with precipitation driven downdrafts penetrating a shallow surface stable layer and reaching the ground. "Glossary of meteorology" (AMS,2000)

Período	Localización	Incremento Temperatura y viento máximo	Autor Referencia
29-30 mayo 1976	Oklahoma	$\Delta T=6$	Johnson, 1983
31 julio 1983	Guernsey Airport	$\Delta T=13\text{ }^{\circ}\text{C}$ 63 kt	Cunningham, 1989
23-24 Junio 1985	Oklahoma	$\Delta T=4$	Bernstein and Johnson, 1993
25-26 agosto-1991	Valencia	$\Delta T=11\text{ }^{\circ}\text{C}$	Tamayo, J., Armengot, R., i Alcover, V., (1996)

9 Septiembre 1994	Montana	67-93 °F (20-34 °C)	Schlatter, T. W., 1995	
22-23 Mayo 1996	Oklahoma	88-102 °F (31-39 °C)	http://radar.metr.ou.edu/Mesonet/heatburst/heatburst.html http://www.crh.noaa.gov/fsd/soo/heat/heat_burst.htm http://www.nssl.noaa.gov/~mackee/heatburst/heatburst.html	
		$\Delta T=8$	http://www.inm.es/web/sup/ciencia/divulga/melilla/primer.html	
23 julio 2001	Melilla	$\Delta T=17$ grados 70 Km/h 24 °C → 41 °C		

Tabla 1: Posibles casos de “heat bursts” (HB)

Figura 1: Mapa con las áreas afectadas por los Reventones R1 (1993) y R2 (1994).

2. Relato de los hechos

2.1 R1: Episodio de los días 4 y 5 de agosto de 1993

La zona afectada es el sector costero del norte de la provincia de Tarragona, principalmente las comarcas del Baix Penedès y del Tarragonès. (Fig. 1). La descripción de la situación a nivel local es la siguiente:

MIÉRCOLES, día 4: Mañana soleada con régimen de brisas flojas del SE, distinto del régimen normal de brisa del S y S-SW moderado. Tarde nublada por la llegada de nubes de evolución diurna del interior. Alternancia de calmas y ráfagas moderadas de levante en la costa. Entre las 19 y 20 horas locales se producen algunos goterones y se observan nubes en forma de mamas. Acto seguido entra viento de poniente con rachas fuertes y cálidas. En el Vendrell la temperatura sube de 28 a 34 °C súbitamente. Se oye algún trueno. Después de una tregua, hacia las 23 horas más goterones, calmas y levante y poniente cálido se van alternando. A las 24 horas se establece levante fuerte. En total la máxima cantidad de precipitación son 3 mm en Morella (Castellón).

JUEVES; día 5: Después de una mañana soleada, por la tarde se cubre de nubes media y altas por evolución diurna en el interior. Hacia las 18 horas se registran algunas lluvias débiles acompañadas de barro. Seguidamente se establece poniente fuerte (W-SW 4-6) entre las 18 y las 21 horas, levantando pronto olas de más de 2 metros que provocan diversos accidentes en pequeñas embarcaciones. En el puerto de Coma-ruga la temperatura salta de 28 a 38 grados, a 36 °C en Calafell y no se nota el efecto en Cunit. No se oyen truenos. La nube de tormenta se observa lejos y hacia el interior. Se inicia un importante incendio en Vespella de Gaià. La máxima precipitación es de 5 mm registrados en Morella (Castellón).

2.2 R2: Episodio del día 2 de julio de 1994

La zona afectada es la costa central de la provincia de Barcelona, y principalmente el delta del Llobregat, donde se encuentra el aeropuerto de BCN (Fig. 1). La descripción de la situación es la siguiente:

SÁBADO, día 2: También se observa un régimen de brisa del SE oscilando hacia S y posteriormente SW, siempre flojo, y por tanto distinto del más habitual en la zona (SW de intensidad moderada). Después de una mañana soleada se cubre de nubes medias y altas, producto de las tormentas generadas en el prelitoral de Tarragona, con precipitaciones de hasta 8 o 10 mm en esa zona. Entre las 20 y 20:30 se observan descargas eléctricas en la costa del Baix Penedès y encima del mar a la altura de las costas del Garraf. Se inician 2 incendios en la comarca de l'Alt Penedès. En este intervalo de tiempo, unos kilómetros por delante, en la zona del aeropuerto de Barcelona, se observan rachas de hasta 44 kt, pasando la temperatura de 27 a 40.5 grados (39.6 en la garita) y con un descenso de la presión de 3 hPa. Ni que decir tiene que estas manifestaciones ocasionan diversos problemas tanto en aviones en aproximación como en aeronaves estacionadas. Destacamos el testimonio del comandante G. H. Lucas del vuelo BAW 482 procedente de Londres, un Boeing 757, que hubo de abortar la maniobra de aterrizaje a solamente 200 ft (pies) por turbulencia severa, registrando los instrumentos de abordo 35 kt en cola y un ascenso de la temperatura de 25 a 40 grados. Este es el testimonio del comandante Lucas: “According to BCN Tower a few minutes after our go-around there were 3 Cb cell appearing on their radar 15 miles to the Sw . We unfortunately hit a microbursts on late final in basically CAVOK conditions.” Afortunadamente no paso nada, y el vuelo de la Bristish Airways finalmente pudo aterrizar en BCN a las 23 horas después de una escala en el aeropuerto de Girona pero con el consiguiente susto

del pasaje y de la tripulación del Boeing. Un Boeing 737 de Air France que estaba aparcado fue desplazado. Otro testimonio interesante es el del comandante de Aviaco F. Cortina que aterrizó unos minutos más tarde: *“Procedimos de Ibiza en el AO-246, avistamos la pista entre 15 y 20 NM fuera, por lo que procedimos a petición nuestra a aproximación visual a la pista 025 de BCN (en servicio). En la posición de viento en cola encontramos turbulencia continua muy incómoda que calificaría como moderada (la cual, como sabes, no es frecuente que se dé en esta posición). En el tramo final llegamos a tener hasta 35 kt en cola, lo que nos hizo dudar de que la RWY 25 fuera la correcta para el aterrizaje, reduciendo sensiblemente la intensidad en corta final, tal como notificaba la torre.”*

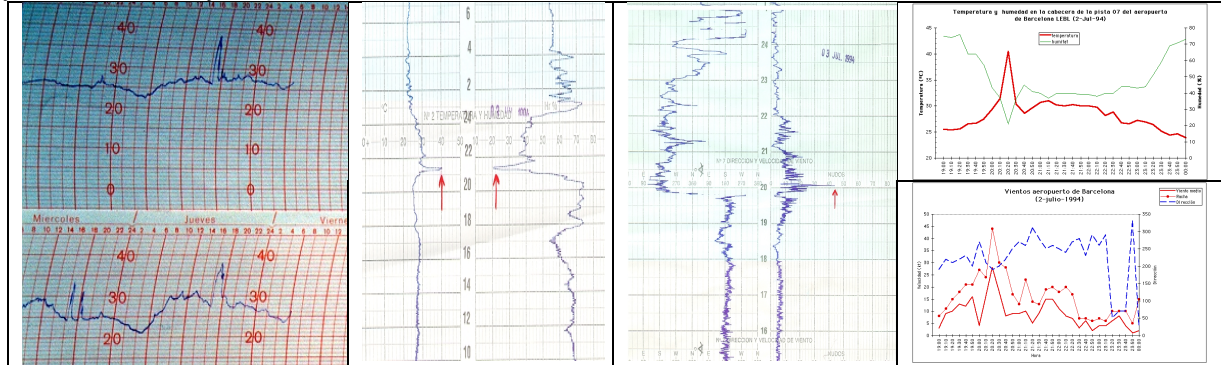


Figura 2: Bandas de temperatura de el Vendrell y Coma-ruga. Viento y temperatura en la cabecera de la pista principal del aeropuerto de Barcelona (2-julio-1994).

3. Situación meteorológica: marco sinóptico

La situación sinóptica se caracteriza por bajas térmicas en la península Ibérica y norte de África de 1016 hPa. Para el caso del 4-5 de agosto de 1993 (Fig. 3) se observa que en niveles bajos la masa cálida a 850 hPa alcanza valores de más de 28 °C en el norte de África. En niveles medios y altos la situación es poco definida, pero con una marcada circulación del S-SW, y observándose la conexión subtropical adelantada por la presencia de nubes medias y altas. Lo más importante es la gran “masa de convección” del norte de Africa, que son los restos de la convección de días anteriores y que avanzan según la circulación hacia el NE. (Fig. 4a, c y d). Esta masa muy recalentada en niveles bajos por las altas temperaturas de la zona sobrevuela la península Ibérica dando lugar a estructuras verticales favorecedoras de HB. No obstante la convección des de niveles bajos es difícil, se inicia tarde y en las montañas del sur peninsular y en el sur de la Ibérica. (foto VIS de Fig. 4b). Una vez formada los sistemas nubosos son claramente multicelulares ya que avanzan desde zonas montañosas del prelitoral hacia la costa según la circulación general y pierden entidad al entrar en el mar a partir de las 24 horas (Fig 4c y d).

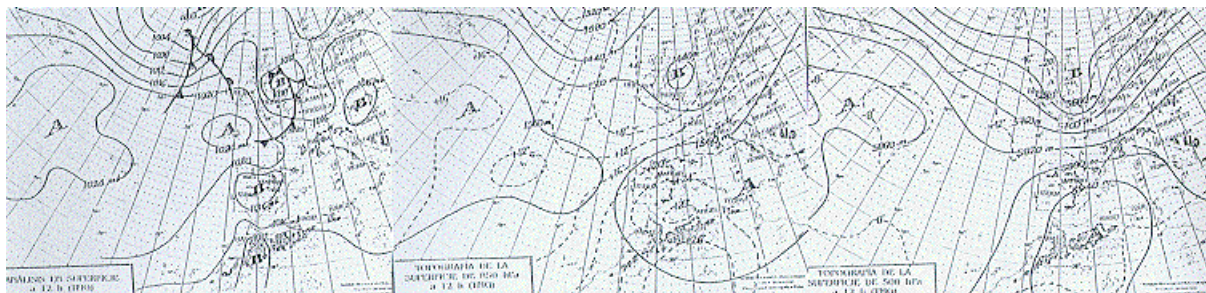


Figura 3: Cartas INM: SFC, 850 hPa y 500 hPa para el día 5-agosto-1993 a 12 UTC

También hay que destacar la estructura vertical, con perfiles de T y Td que denotan la estructura en forma de “V” invertida anteriormente citada, con estratificación próxima a la adiabática seca entre 500 y 850 hPa, inversión de niveles bajos (rota por el calentamiento diurno en las tierras del interior), fuertes cizalladuras verticales y tropopausa alta. Hay una fuerte estabilidad por debajo de 850 hPa que hace muy difícil el disparo desde niveles bajos. No obstante, esta capa baja muy estable es mucho menos profunda o inexistente en las tierras altas del interior en las montañas del sur de la Ibérica. Las temperaturas de disparo son del orden de 39 a 42 °C, inalcanzables en la costa, pero próximas a las máximas del interior (39 °C en Lleida). Las temperaturas de disparo que vienen a ser las máximas que se alcanzaron en las tierras bajas del interior coinciden aproximadamente con las máximas que se alcanzaron en la costa por efecto de los HB, durante la noche.

Tomando la T y Td (per ej. 40 y 13 (21%)), se calcula fácilmente el origen de la masa de aire que desciende por vía adiabática desde unos 3200 m por lo menos.

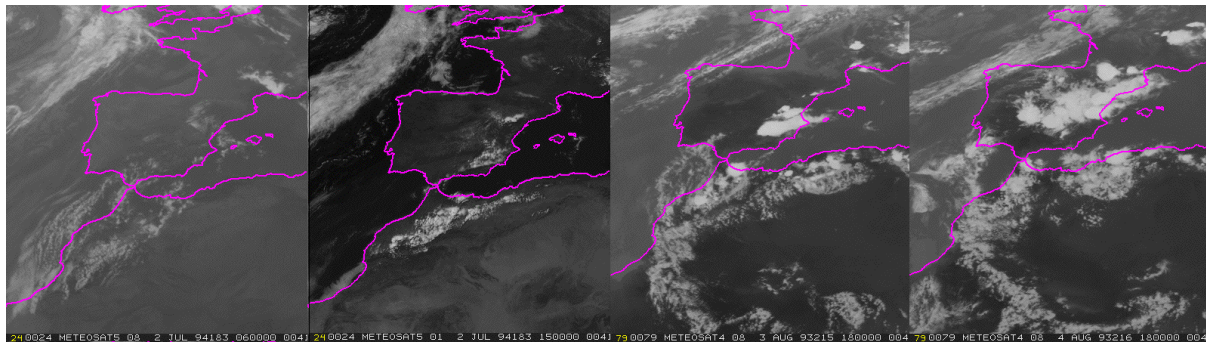


Figure 4: Fotos Meteosat: día 2 de julio de 1994: a) Canal IR a 06 UTC b) Canal VIS a 15:00 UTC. Día 3 de agosto de 1993: c) Canal IR a 18 UTC. Día 4 de agosto de 1993: d) Canal IR a 18 UTC.

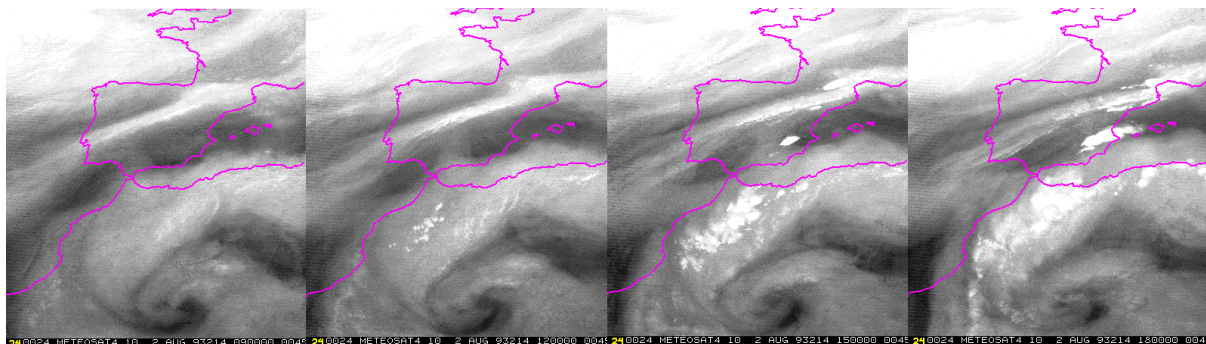


Figure 5: Fotos Meteosat: día 2 de agosto de 1993, canal WV a 6 UTC, 9 UTC, 12 UTC, 15 UTC y 18 UTC.

Otra particularidad observable es la fuerte y anómala cizalladura vertical del viento en niveles medio-altos (ver fig. 6 c y d), que puede ser asociada a estas masas de nubes medias subtropicales y que ya ha sido observada en otras situaciones que ocasionan tiempo severo en Catalunya. En la situación de los días 4-5 de agosto de 1993, esta gran masa de convección procede claramente del interior de Africa y es levantada por el vórtice que se aprecia en la fig. 6. Posteriormente se desplaza hacia el norte y es absorbida por la circulación general. Por comparación entre las imágenes IR a 18 UTC del día 3 y 4 se aprecia como la intrusión subtropical realiza la convección al interactuar con la circulación polar.

Las zonas de convección activa se concentran casi exclusivamente en el Pirineo y sobre todo en áreas de montaña del sur de La Ibérica, como se puede apreciar en los mapas de rayos (figura 6, a y b), observándose un desplazamiento por propagación de las células desde las montañas del prelitoral sur de Tarragona hacia la costa. Posteriormente, el sistema se adentra en el mar y ya sin actividad eléctrica se va disipando poco a poco.

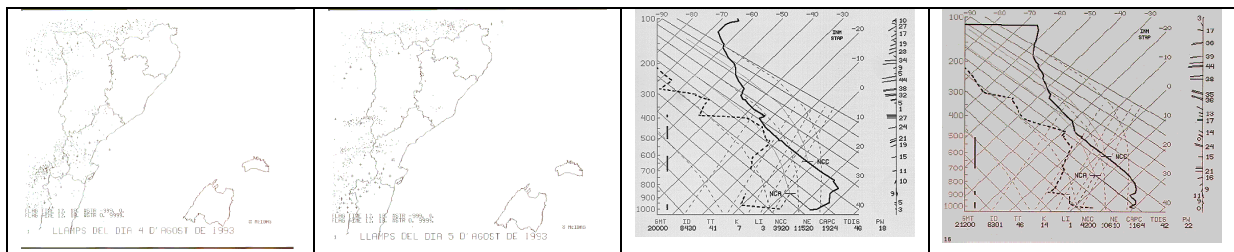


Figura 6: a) Rayos día 4-agosto de 1993 de 12 a 18 UTC; b) rayos día 5-agosto-1993 de 12 a 18 UTC; c) sondeo de Murcia día 2 de julio de 1994 a 00 UTC y d) sondeo de Palma del día 2 de julio de 1994 a 12 UTC

4. Procesos físicos que generan los HB: modelo conceptual

Como ya se ha dicho el proceso básico que conduce a la generación de los HB es el mismo que favorece las fuertes descendencias en ambientes secos, pero con una pequeña inversión de niveles bajos (Johnson, 1983),

(Cunningham, 1989), etc. (Fig. 7). Emanuel (Emanuel,1994) propone CBDI (cloud base detrainment instability) como mecanismo iniciador, el mismo que genera las nubes tipo *mammatus*, cuando existe una marcada advección horizontal de aire nublado hacia aire claro. Este escenario es típico para nubes formadas en zonas de montaña que luego se mueven hacia zonas llanas (Wakimoto, 1985)

Las fuertes descendencias ligadas a la convección en sistemas nubosos que no sean supercelulares son debidas fundamentalmente a dos factores: (Doswell, 94, 97):

- Flotabilidad negativa de la burbuja. Para que la flotabilidad sea negativa, la burbuja que desciende debe enfriarse, lo que ocurre por procesos de cambios de fase: fusión, sublimación, y, sobre todo evaporación, en entornos medioambientales muy secos. Cuando las gotas de precipitación son pequeñas (caso de HB y microbursts) es máximo el enfriamiento por evaporación. También realza el enfriamiento un mayor contenido de agua líquida (mayor disponibilidad para evaporación) y fuerte gradiente vertical de temperatura (mantiene la flotabilidad negativa). En descendencias secas predomina este factor.
- Arrastre del agua precipitante o condensada. La condensación de agua no es una forma muy eficaz de generar corrientes descendentes, ya que es necesario condensar una cantidad considerable de vapor de agua para conseguir efectos similares al de la flotabilidad negativa. En condiciones de inestabilidad condicional este mecanismo permite que la descendencia cargada de agua condensada no pierda su flotabilidad negativa por la compresión adiabática. En descendencias húmedas predomina este factor.

Cuando el gradiente de temperatura es próximo al adiabático seco, las corrientes ascendentes asociadas no suelen ser fuertes en los desarrollos convectivo, y no se inician al nivel del suelo sino hasta una cierta altitud, ya que los procesos de mezcla turbulenta tienden a establecer un equilibrio en la troposfera. Por contra, la inestabilidad de niveles medios puede ser lo suficientemente marcada como para generar nubes convectivas de bases muy alta. Cuando la precipitación abandona la base de la nube las descendencias originadas pueden ser muy destacables. El único factor que limita la velocidad de la corriente descendente causada por la flotabilidad negativa es la mezcla con el aire del entorno de la descendencia. (Doswell,97)

Por lo que respecta al origen de la inversión, ésta puede ser de origen sinóptico (paso de un frente) (Cunningham, 1989), si bien para los casos en estudio pudiera ser la propia inversión asociada al régimen de brisas costero. (Fig. 8)

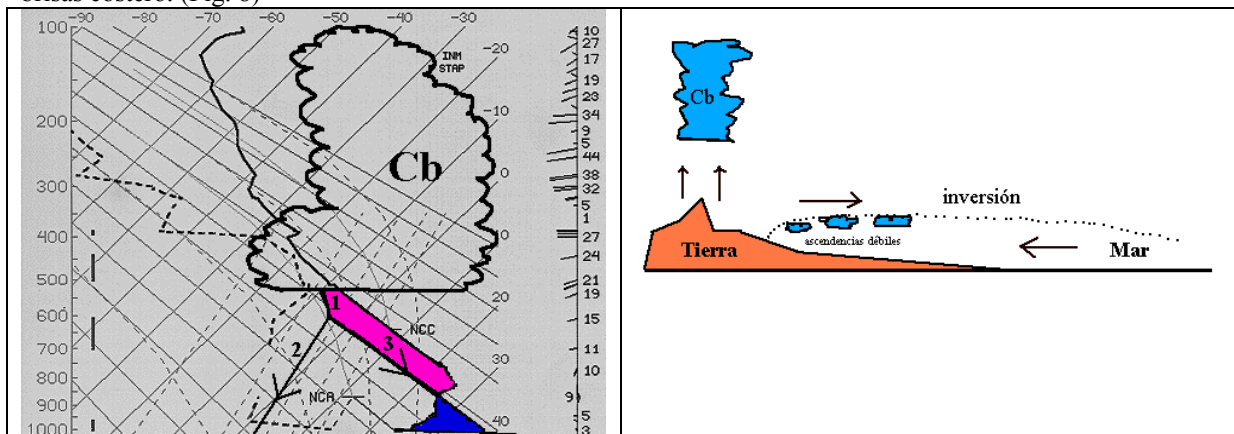


Figura 7: Modelo conceptual de sondeo, usando la aproximación del método de la burbuja, es decir que la velocidad de la descendencia solo es debida a flotabilidades negativas. El descenso desde la base de la nube sigue la pseudoadiabática mientras está saturada (1), la adiabática seca hasta SFC (3). La Intersección de la adiabática seca (3) y la equisaturada (2) con SFC nos da una estimación de T y Td alcanzables por un reventón de tipo cálido.

Figura 8: Esquema de brisas y convección. La intrusión de aire marítimo fresco estropea la convección, con ascendencias débiles, y nubosidad tipo cúmulos fracto-cúmulos bajo la inversión que limita la corriente de retorno o contrabrisa. Tierra adentro los fuertes calentamientos diferenciales sí pueden disparar la convección en forma de cumulonimbos.

5. Conclusiones

De la bibliografía consultada y de los casos analizados se pueden sacar unas conclusiones preliminares que sirvan para diagnosticar ambientes favorables al desarrollo de reventones cálidos y que se pueden resumir en:

a.- Marco sinóptico y mesoescalar apropiado

1. Intrusiones subtropicales observables en el Meteosat y que llevan aparejadas la estructura vertical antes citada así como unas fuertes y a veces, anómalas, cizalladuras verticales del viento.
2. Temperaturas máximas más altas previstas en las tierras cálidas del interior cercanas a las de disparo de los radiosondeos del interior (Zaragoza y Madrid). Régimen de brisa "anómalo" (S-SE) y de intensidad débil, con inversión en la franja costera afectada por las brisas débiles, que desaparece hacia el interior donde hay fuerte calentamiento.

b.- Estructura vertical

1. Típica de los ambientes extremadamente secos en capas bajas-medias, representados por los sondeos en forma de "V" invertida, con estratificación cercana a la adiabática seca coronada hacia los 500 hPa por una poco profunda capa húmeda e inestable. (Fig. 7)
2. El proceso básico que origina los HB es similar al que conduce a la generación de fuertes descendencias en ambientes secos, pero con una pequeña inversión de niveles bajos.

c.- Otros posibles datos a tener en cuenta

1. Es difícil de registrar estos cambios de temperaturas debido a su pequeño ciclo de vida, con resoluciones espaciales y temporales difíciles de registrar por las redes de observación convencionales. De hecho el caso de mayo del 96 en Oklahoma pasó desapercibido a la red federal convencional, pero fue detectado gracias a la densa red mesoscálica "mesonetwork". Por tanto es altamente probable que situaciones de HB pasen y hayan pasado desapercibidas en las estadísticas meteorológicas.
2. La "rareza" respecto reventones secos y húmedos, es debido a simultaneidad de diversos factores: débil inversión de niveles bajos, capa casi adiabática seca encima coronada por capa húmeda, alta base de la nube, etc. La ausencia de alguno de ellos es suficiente para que el HB no se produzca, o quede amortiguado en la inversión si esta es demasiado intensa.
3. Actividad eléctrica simultánea al HB pero bastantes Km por delante.
4. El radar no muestra señal apreciable en las imágenes de reflectividad como era de esperar ya que la precipitación en superficie es escasa o nula.
5. Los meses del periodo cálido los más propensos al desarrollo de estos fenómenos.

Referencias

- Atkins, N. T. and R. M. Wakimoto, 1991: Wet Microburst Activity over Southeastern United States: Implications for Forecasting. *Wea. Forecasting*, **6**, 470-482
- Bernstein, B.C., and R. H. Johnson, 1994: A Dual-Doppler Radar Study of an OK PRE-STORM Heat Burst Event. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 259-273
- Caracena, F., Holle, R. L. y Doswell, Ch. A., 1997: Microbursts. A Handbook for Visual Identification. NOAA. Available: <http://www.nssl.noaa.gov/~doswell/microbursts/Handbook.html>
- Cubero, R., 1996: Una microráfaga descendente, posible causa del accidente del DC-9 (EC-BYD) en el aeropuerto de Granada el 30 de marzo de 1992 a las 18:20 UTC. *Meteorología aeronáutica. II Jornades de Meteorologia Eduard Fontserè. ACAM Barcelona*
- Cunningham, 1989: Rapid changes of pressure and temperature, Guernsey, 31 July 1983. *Weather*, **44**, 131-133
- Doswell, 1994: Extreme convective windstorms. www.nssl.noaa.gov/~doswell/barcelona/Barcelona_Wind.html
- Doswell, Ch., 1997: Severe Storms. III Jornades de Meteorologia Eduard Fontserè. ACAM. Barcelona. <http://www.nssl.noaa.gov/~doswell/barcelona/severes.html>
- Emanuel, Kerry A. (1994): *Atmospheric Convection*. Oxford University Press.
- Fujita-Caracena, 1977: An analysis of three weather-related accidents. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **58**, 1164-1181
- Johnson, B. C., 1983: The Heat Burst of 29 May 1976. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1776-1792
- Johnson y otros, 1989: Circulations associated with a mature-to-decaying midlatitude mesoscale convective system. Part I: Surface features-heat bursts and mesolow development. *Mon. Wea. rev.*, **117**, 942-959
- Johnson, R. H., 2000: Surface Mesohighs and Mesolows. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **82**, 13-31
- Schlatter, T. W., 1995: Anatomy of a Heat Burst. *Weatherwise*, August/Setember, p. 42.
- Tamayo y otros (1996): Súbitos ascensos nocturnos en agosto de 1991. III Simposio de Predicción del I. N. M.
- Teixidor, Carlos, 1981 (1a edición 1978) Capítulo X: Cambios vectoriales del viento. Dentro "Turbulencia atmosférica". Manuel Ledesma Salamanca 1981
- Wakimoto, 1985: Forecasting dry microbursts activity over the High Plains. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1131-1143