

PRECIPITACIONES OROGRÁFICAS INTENSAS EN EL SISTEMA CENTRAL

Manuel Antonio Mora García.

AEMET. Delegación Territorial en Castilla y León. mmora@inm.es

1. INTRODUCCIÓN

Los episodios de precipitaciones orográficas intensas en la parte occidental del Sistema Central se producen fundamentalmente durante el otoño, aunque también se han producido algunos episodios a principios del invierno. En años húmedos y con suelos saturados, estas lluvias extremas pueden contribuir a provocar problemas de desbordamientos en ríos de la comunidad castellano-leonesa. Así ocurrió durante el temporal de lluvias del 14 y 15 de Noviembre de 1963, con desbordamientos importantes, o durante el episodio del 16 al 18 de Diciembre de 1997, aunque en éste último evento influyeron de forma determinante procesos de deshielo. En este artículo se revisarán diversos estudios existentes sobre precipitaciones orográficas fuertes y su posible aplicación práctica en el caso de la barrera montañosa del Sistema Central.

El objetivo final es tratar de determinar las condiciones e ingredientes más favorables para el desarrollo de este tipo de precipitaciones.

2. METODOLOGÍA

Se han analizado los episodios más importantes de precipitaciones intensas durante el periodo 1958-2007 que han afectado a la zona occidental del Sistema Central castellano-leonés, concretamente en las provincias de Salamanca y Ávila. Los análisis de campos meteorológicos se han realizado a partir de la base de datos del Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio (ECMWF) ERA-40: 1958-2002, y para episodios posteriores a 2002, directamente de la base de datos del modelo ECMWF. Los datos pluviométricos se han obtenido a partir de la base de datos climatológica de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) del periodo 1931-2007. Se ha efectuado un completo análisis sinóptico de los 15 episodios más significativos, complementado con un estudio de índices que puedan ayudar a su caracterización. Finalmente se analiza un episodio reciente, que aunque no tan intenso, nos permite observar la aplicación directa de los índices.

3. CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS DEL SISTEMA CENTRAL

De orientación oestesuroeste-estenordeste, separa el valle del Duero del valle del Tago, con una altitud máxima de 2.592 m en el pico Almanzor y una altitud media de 1.200 m, y constituye el límite meridional de la meseta castellano-leonesa. Está constituida por varias sierras, separadas por valles y

pasos (Fig.1). Entre ellas destacan la más occidental, la sierra de la Estrella en Portugal, seguidas de oeste a este por la de Gata, Gredos, Guadarrama y Ayllón, con una extensión horizontal entorno a los 600 km.

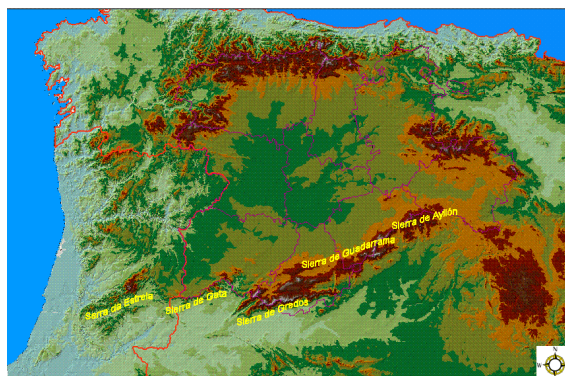


Fig. 1.- Orografía del nw peninsular y principales sierras del Sistema Central.

4. CARACTERÍSTICAS COMUNES DE LOS EPISODIOS.

Los episodios analizados corresponden principalmente a irrupciones de masas de aire marítimo Tropical o Subtropical, (en ocasiones masas de aire marítimo Polar), de alto contenido de humedad, en forma de bandas de precipitación o sistemas frontales asociados en general a profundas borrascas atlánticas. Las principales características comunes observadas son:

- Depresión atlántica en niveles bajos, centrada al noroeste o bien al oeste peninsular, con fuerte gradiente bórico sobre la península occidental y flujo muy húmedo del suroeste sobre el Sistema Central, con sistemas frontales asociados.
- Presencia de profunda vaguada en niveles medios y altos con eje norte-sur al oeste peninsular, con movimiento lento y por tanto persistencia, de flujo intenso del suroeste e incluso del sur, con chorro en niveles altos.
- Chorro en niveles bajos, de carácter muy húmedo. Valores entre 50 y 60 kt del tercer cuadrante en 850 hPa. apuntando al Sistema Central, con valores de proporción de mezcla entre 6 y 11 g kg⁻¹ en 850 hPa.
- Inestabilidad potencial o convectiva, con descargas eléctricas a barlovento y generalmente también a sotavento del Sistema Central. Índices de inestabilidad moderados.

5. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

El flujo sobre barreras montañosas se puede clasificar en flujo bloqueado o que no remonta las montañas, flujo parcialmente bloqueado, o bien flujo que remonta las montañas. El número de Froude representa el cociente entre la energía cinética del flujo respecto a la energía potencial, siendo mucho menor que uno en el primer caso (flujo subcrítico), entorno a 1 en el segundo caso (flujo crítico) y mucho mayor que 1 en el tercer caso (flujo supercrítico). Es directamente proporcional a la velocidad del viento e inversamente proporcional a la estabilidad y a la altura del obstáculo. Para calcular el número de Froude húmedo se tiene en cuenta la estabilidad húmeda. Este índice es importante, ya que la presencia de humedad en el flujo y el calor latente liberado en la condensación reducen la estabilidad estática, y puede ocurrir que aunque el número de Froude seco sea menor que 1 y por tanto esperemos un flujo bloqueado, el número de Froude húmedo sea mayor que 1, prevaleciendo en este caso el flujo que remonta las montañas (Durram y Klemp, 1982).

Existen varios estudios teóricos acerca de la influencia del número de Froude húmedo (F_w), la energía potencial convectiva disponible (CAPE) y la forma de la montaña en flujos condicionalmente inestables que atraviesan barreras montañosas, que complementan estudios anteriores (Smith, 1979) sobre la influencia de parámetros como el viento, CAPE, humedad, geometría de la montaña, etc., en la precipitación generada por sistemas convectivos sobre barreras montañosas.

Chu y Lin (2000), realizan simulaciones de flujo condicionalmente inestable sobre una barrera montañosa bidimensional. Establecen 3 tipos de regímenes de flujo en función del número de Froude húmedo:

- tipo I (F_w pequeño) o sistema convectivo de propagación corriente arriba;
- tipo II (F_w moderado) o flujo con un sistema convectivo de larga duración sobre la montaña;
- tipo III (F_w grande) o sistema convectivo sobre la montaña que además se propaga a favor de la corriente.

En principio, las mayores precipitaciones a barlovento se producirían con números de Froude húmedos moderados o bajos. Chen y Lin (2001), en una simulación tridimensional, añaden que la presencia de un chorro de niveles bajos realza estas precipitaciones a barlovento.

Chen y Lin (2005) clasifican el flujo en función F_w y del CAPE, coincidiendo con los tres tipos de flujo ya mencionados, incorporando un cuarto régimen tipo IV o sistema de precipitación orográfico de tipo estratiforme, que probablemente se propaga corriente abajo.

La forma de la barrera montañosa, es decir, su altura “h” dividida por su semianchura “a”, define la

distribución de la precipitación orográfica (Smith, 1979). Para montañas anchas, el máximo de precipitación tiende a estar a barlovento (Rauber, 1992), y más hacia la cima o incluso a sotavento para montañas estrechas (Sinclair et al., 1997). Para vientos medios intensos y flujo estable, en montañas con la misma forma, la precipitación será más intensa en las más altas y anchas (Colle, 2004).

Chen, Lin y Zhao (2008) estudian la influencia de F_w y la forma de la montaña sobre el flujo. En su simulación con un modelo numérico, varían la velocidad del viento en niveles bajos así como la semianchura de la montaña, manteniendo fijos la altura de la montaña (2 km) y el CAPE (3000 J kg⁻¹). Concluyen que se acumulan precipitaciones fuertes (acumulaciones de 200 mm en 10 horas), y que por tanto podrían originar inundaciones o crecidas repentinas, con flujos de tipo III durante un periodo significativo de tiempo, o incluso con flujos de tipo IV, que tienen nubosidad estratiforme en vez de convectiva, pero capaces de generar cantidades de precipitación comparables a las convectivas. La abundante humedad suministrada puede ser resultado de fuertes vientos a bajos niveles (por ejemplo un chorro). También destacan que cuando F_w es alto y se mantiene fijo, el flujo pasa a un régimen de propagación a favor de la corriente al incrementarse la pendiente. Cuando el CAPE disminuye, se supone que el flujo transita a un régimen más alto.

Lin et Al. (2000) analizan las precipitaciones orográficas fuertes en grandes barreras montañosas, como los Alpes europeos. Entre los ingredientes presentes en episodios de grandes precipitaciones, citan la presencia de un chorro en niveles bajos muy húmedo. Doswell et al. (1996), definen de forma muy intuitiva la cantidad de agua precipitada (P), como el producto de la intensidad media de la precipitación (R_m) por la duración (D) :

$$P=R_mD$$

La intensidad de precipitación R, se define como el producto entre E, o eficiencia de la precipitación (cociente entre la masa de agua que precipita de la nube y la masa de vapor de agua de la nube) y el flujo vertical de vapor de agua

$$R= E(qw)$$

siendo q la proporción de mezcla y w la velocidad vertical.

Por tanto, si cualquiera de los factores anteriores (E, q ó w) es elevado, y los otros moderados, se producirán precipitaciones intensas.

Sobre zonas montañosas, la velocidad vertical se puede descomponer entre una componente de forzamiento orográfico (w_{oro}) y otra de forzamiento dinámico (ó sinóptico) w_{env} .

El término orográfico se puede aproximar por:

$$w_{oro} = Dh/Dt = \mathbf{V}_H \cdot \nabla h$$

donde $\mathbf{V}_H$ es el viento horizontal a niveles bajos y $h(x,y)$ es la forma de la montaña.

Lin et al. (2000) consideran que si el viento horizontal se calcula próximo a la montaña durante el evento, la contribución no lineal a la velocidad vertical orográfica por parte del sistema sinóptico que se aproxima (como por ej. una vaguada de onda corta) podría estar parcialmente contenida en el viento horizontal. Con algunas simplificaciones adicionales, definen el índice:

$$U(\delta h/\delta x)q$$

concluyendo que con precipitaciones fuertes en la cordillera de Los Alpes este valor es superior a 4,7.

Para cada uno de los distintos episodios analizados se han calculado los siguientes índices (ver Tabla 1):

- Flujo de humedad ó parámetro U_q (componente S-N del viento en 850 hPa. ($m s^{-1}$) por la proporción de mezcla ($gr kg^{-1}$) en este nivel.
- Número de Froude seco:

$$F = U/(Nh)$$

siendo U la componente meridional sur-norte del viento, N la frecuencia de Brunt-Vaisala y h la altura del obstáculo (1.500 m). Hemos considerado como viento medio en el estrato 925-850 hPa a la componente sur-norte del viento en 850 hPa expresada en $m s^{-1}$.

Para calcular la frecuencia de Brunt-Vaisala utilizamos la fórmula :

$$N^2 = (g/\theta_m)(d\theta/dz)$$

siendo g el valor de la gravedad y θ la temperatura potencial. Para el cálculo del gradiente de θ y su valor medio (θ_m), hemos considerado el estrato 925-850 hPa, al que atribuimos un espesor (z) de 750 m (espesor medio 925-850 hPa).

- Número de Froude húmedo:

$$F_w = U/N_w h$$

se calcula de la misma forma, con la frecuencia de Brunt-Vaisala húmeda, determinada por:

$$N_w^2 = (g/\theta_{vm})(d\theta_v/dz),$$

siendo θ_v la temperatura potencial virtual y θ_{vm} su valor medio.

La zona de estudio, Sistema Central castellano-leonés, se caracteriza por un relieve altamente

irregular, no se trata de una barrera uniforme en altitud, anchura, ni en orientación, por lo que desde el punto de vista del cálculo de índices es necesario realizar muchas simplificaciones. La parte occidental del Sistema Central está formado por la sierra de Gata, de relativamente poca altitud y estrecha, separada por un corredor de orientación suroeste-nordeste de la sierra de Gredos, que forma parte macizo del Sistema Central, de gran anchura. Además, sobre todo en la sierra de Gredos, la pendiente a barlovento con flujos del sur es mucho más abrupta que a sotavento, pues el Sistema Central separa la Meseta Sur, de menor elevación (unos 400 m de altitud), respecto a la Meseta Norte, (800 m).

En este trabajo, los cálculos de índices se refieren al punto 40°N 5°W, ligeramente al sur del Sistema Central, donde el flujo del sur remonta un desnivel entorno a 1.500 m. Coincide con las elevaciones más altas de la cordillera, obteniéndose un valor aproximado de pendiente ($\delta h/\delta x$) de 0,09. La pendiente más al oeste, en la sierra de Gata, adquiere un valor máximo de 0,04 aproximadamente. Con estos valores de pendiente, y los cálculos de flujo de humedad U_q medio (con la salvedad de que se ha utilizado la componente sur-norte del viento, en vez de la componente exactamente perpendicular al obstáculo orográfico), se obtiene un valor medio de $U(\delta h/\delta x)q$ de 11,4 y 5,1 respectivamente, siendo valores superiores al umbral citado de 4,7 válido para la cordillera de los Alpes.

Los índices promediados sobre los 15 episodios analizados dan un parámetro U_q máximo medio de 127, con valores superiores a 100 (excepto en 2 episodios). Respecto a los números de Froude seco y húmedo están comprendidos entre 1 y 1.6, siendo los valores máximos promediados de 1,26 y 1,33 respectivamente, que se corresponden con valores moderados. La forma de la montaña la podemos aproximar por la pendiente suavizada de la barrera montañosa a barlovento, que en la sierra de Gredos sería entorno a 1,6 km/35 km, (aunque a una resolución de 5 kms, existen valores de pendiente máximos de 0,09). Con estos valores obtendríamos un tipo de flujo III, aunque de acuerdo a Chen y Lin (2005), con pequeños CAPE y un viento medio intenso, también podría ser de tipo IV, dando lugar a precipitaciones estratiformes. En caso de persistencia, cualquiera de los dos regímenes daría lugar a precipitaciones intensas y posibles inundaciones.

6. ANÁLISIS DE LOS PRINCIPALES EPISODIOS.

A partir de los datos de la red climatológica, se han seleccionado los 15 episodios de mayores precipitaciones en la parte occidental del Sistema Central (provincias de Salamanca y Ávila).

A continuación, se ha realizado un análisis detallado de cada una de las situaciones sinópticas. Con los datos del análisis del modelo ECMWF, se han

calculado los siguientes índices: U_q , índices TT y K de inestabilidad, número de Froude seco y número de Froude húmedo, tomando como referencia el punto 40°N 5°W, a intervalos de 6 horas. En la Tabla 1 se representa el valor máximo durante el episodio de cada uno de estos índices. El CAPE se obtiene de los pseudosondeos del análisis, con pocos niveles verticales, por lo que su valor es muy aproximado.

Episodios	P_{med}	P_{max}	U_q	FS	FH	Cape	TT	K
14-15/11/1963	53	310	133	1.4	1.5	801	52	35
14-15/01/1975	76	274	104	1.5	1.6	287	51	30
10/01/1970	48	305	70	1.1	1.2	619	52	29
26-31/12/1981	136	504	142	1.4	1.5	534	53	34
19-20/10/2004	54	235	149	1	1	1141	47	35
6-7/11/1982	84	322	146	1.4	1.4	506	54	32
7-8/01/1992	27	291	87	1	1.1	0	50	30
16-18/12/1997	79	337	138	1.1	1.2	892	53	37
23-25/09/1965	47	214	160	1.4	1.4	788	50	36
22-25/10/2006	60	317	165	1.2	1.3	1278	47	31
8-16/10/1993	156	867	129	1.2	1.3	1517	52	28
17-19/12/1958	59	229	124	1.2	1.2	816	50	35
2-6/02/1972	114	406	123	1.5	1.5	600	52	31
14-22/11/1989	191	694	128	1.4	1.5	640	50	31
2-3/12/1987	55	242	105	1.1	1.2	140	52	31
MEDIA	83	370	127	1.3	1.3	754*	51	32

Tabla 1. Principales episodios e índices derivados (valor máximo durante el episodio). P_{med} Precipitación media en mm. (krigging); P_{max} Precipitación máxima registrada en mm en estaciones pluviométricas en el área denominada SC (Sistema Central) durante todo el episodio; U_q Producto de la componente sur-norte del viento en 850 hPa en ms^{-1} por la proporción de mezcla ($gr\ kg^{-1}$); FS: número de Froude seco en 850 hPa; FH: número de Froude húmedo en 850 hPa; Cape, TT y K: índice CAPE máximo, índice TT e índice K. *La media del Cape se calcula sin tener en cuenta el episodio de 1992.

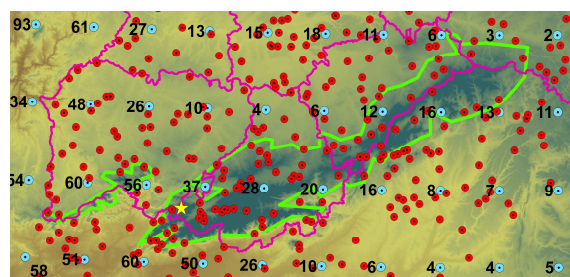


Fig.2. Área denominada Sistema Central (línea verde). Se representan con puntos azules los puntos de grid del modelo ECMWF y en puntos rojos las estaciones de la red pluviométrica (La Covatilla es la estrella amarilla). El valor plotado es la precipitación prevista para el 24-11-06

El análisis pluviométrico se ha realizado con un Sistema de Información Geográfica. Por medio de un kriggeado se han interpolado los datos puntuales, consiguiendo un suavizado del campo de precipitación, que permite su representación gráfica y el cálculo aproximado de la precipitación recogida en determinadas áreas, como en el área denominada

Sistema Central (altitudes mayores de 1.000 m) y que podemos ver en la Fig 2.

7. ANÁLISIS MESOESCALAR DEL EPISODIO DEL 23 AL 25 DE NOVIEMBRE DE 2006.

Durante este episodio, las precipitaciones registradas superaron los 300 mm en algo más de 48 horas en varios puntos del Sistema Central occidental, y como veremos, estaban presentes los ingredientes citados anteriormente.

La situación sinóptica se corresponde con una extensa área de bajas presiones afectando a gran parte del Atlántico, con núcleo entorno a 970 hPa. ubicado al oeste de las Islas Británicas. Sobre la península, flujo muy húmedo del suroeste, con abundante nubosidad y varias estructuras frontales afectando al oeste peninsular y desplazándose de oeste a este, tal y como se puede ver en la imagen MSG infrarroja del día 24 a las 00 UTC y en el correspondiente análisis de superficie. (Figs. 3 y 4).

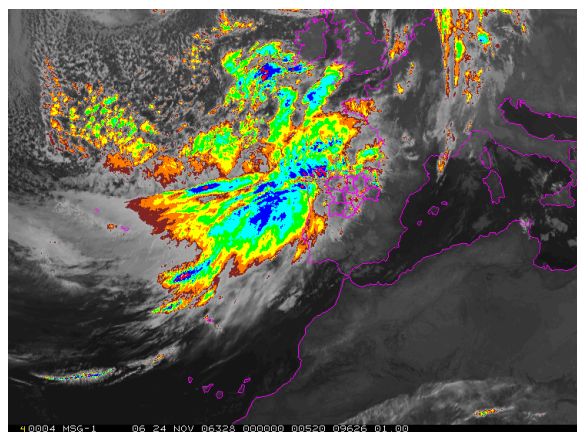


Fig. 3. Imagen MSG infrarroja. 24-11-2006 a las 00 UTC.

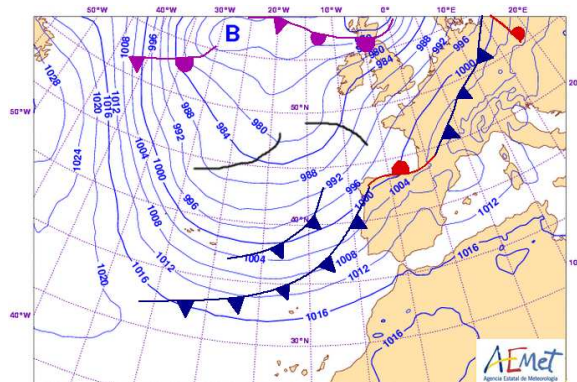


Fig. 4 Análisis de superficie 24-11-2006 a las 00 UTC.

Existía una profunda vaguada de eje norte-sur en niveles altos al oeste peninsular, con chorro de entrada de 120 kt del nornoroeste y corriente en chorro de salida de 120 kt sobre el centro peninsular, de dirección sursuroeste (Fig.5), que equilibraba esta profunda vaguada.

En el análisis de viento en 850 hPa del día 25 a las 00 UTC, la presencia de un chorro de niveles bajos de dirección suroeste de 60 kt de intensidad, que

cruza el Sistema Central (Fig.6). La imagen doppler del radar de Palencia (41°55'N 4°36'W), a unos 190 km en dirección ne del Sistema Central occidental, presenta un máximo de viento del suroeste de entre 24-36 m/s a unos 1400 m de altura (Fig.6)

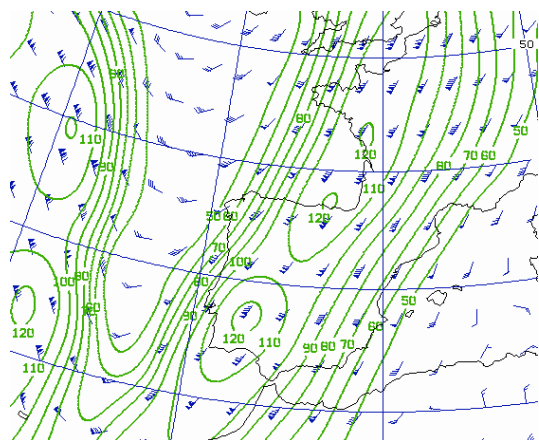


Fig. 5. Análisis de viento e isotacas en 300 hPa . 25-11-2006 a las 12 UTC

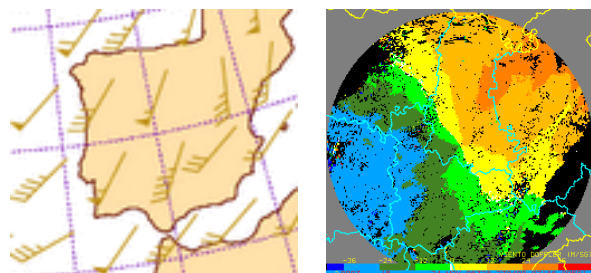


Fig.6 Análisis del viento en 850 hPa. 25-11-2006 a las 00 UTC (izqda.) e imagen de viento doppler del radar de Autilla del Pino (Palencia) de las 23 UTC del día 24.

La inestabilidad del flujo se aprecia por las descargas eléctricas a barlovento (Fig.8), así como en el pseudosondeo de un punto próximo al Sistema Central y en el sondeo de Madrid (40°N 3°W) del día 24 a las 12 UTC (Fig 9).

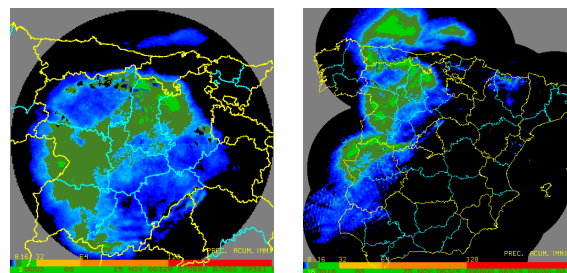


Fig. 7. Acumulación radar regional del día 24 pluviométrico (07UTC del 24 a 07 UTC del 25) y nacional de 00 a 24 UTC del 24-11-2006 (arriba).

Las imágenes radar de acumulación muestran de forma extremadamente suavizada las precipitaciones registradas en el Sistema Central occidental, debido a la elevación del haz por la lejanía de las antenas radar, las máscaras orográficas utilizadas para el tratamiento de falsos ecos y también porque las precipitaciones están asociadas a convección poco

profunda o incluso a precipitaciones estratiformes. De esta forma las acumulaciones radar para el día 24 pluviométrico (de 07 UTC a 07 UTC del día siguiente) en esa zona no son superiores a los 32 mm en la imagen radar regional, mientras que en la composición nacional radar se observan algunos puntos con precipitaciones entre 32 y 64 mm en el sur del Sistema Central.



Fig.8 Descargas eléctricas nube-tierra del día 24-11-2006

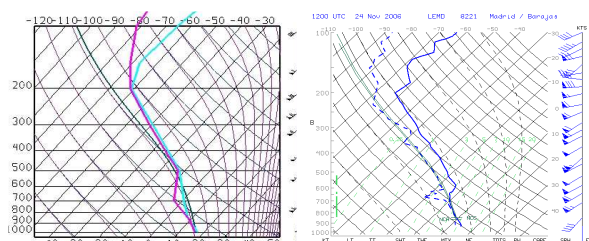


Fig.9. Pseudosondeo en 40°N 5°W del día 24 a las 18 UTC (izqda.) y sondeo de Madrid (40°N 3°W) a las 12 UTC(dcha.)

En el día 24 pluviométrico, las precipitaciones registradas más importantes son: 183 mm. en Linares de Riofrío (Salamanca), 174 mm. en Herguizuela de la Sierra (Salamanca) y 245 mm. (acumulada del 23 y 24) en Guijo de Santa Bárbara (Cáceres). La precipitación acumulada desde el día 23 al día 25 para estas estaciones son 332, 327 y 310 mm respectivamente.

En la estación automática de La Hoya-La Covatilla (Sistema Central de Salamanca) se registraron 174 mm (157.7 mm el día 24 de 00 a 24 UTC y 16.8 mm el día 25 de 00 a 24 UTC). El viento fue del suroeste, con valores medios entorno a 70 km h⁻¹ y rachas de 100 km h⁻¹, siendo el valor máximo de 122 km h⁻¹ a las 1120 UTC. La ubicación exacta de esta estación se puede ver en la Fig.2, donde aparece como una estrella amarilla. En la gráfica de precipitación del día 24 podemos ver que fueron precipitaciones moderadas a fuertes y persistentes.

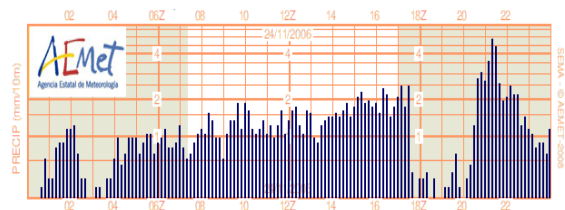


Fig. 10. Gráfica de precipitación en 10 minutos de la estación automática La Covatilla durante el día 24-11-2006 de 00 a 24 UTC. Precipitación total: 157,7 mm.

El esquema de precipitación resultante en la comunidad castellano leonesa en estas situaciones, tiene forma de letra C, con las precipitaciones más intensas en el Sistema Central. (Figs. 11a y 11b). Este patrón coincide con el aspecto del campo de precipitación media anual (1961-1990). (Fig.12).

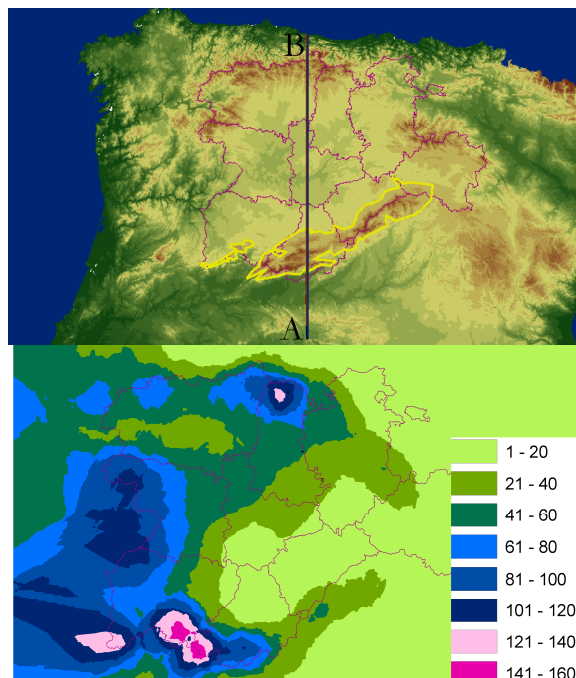


Fig.11a. Dirección del corte A-B.(arriba) Precipitación total suavizada del 23 al 25 de Noviembre (días pluviométricos) (abajo)

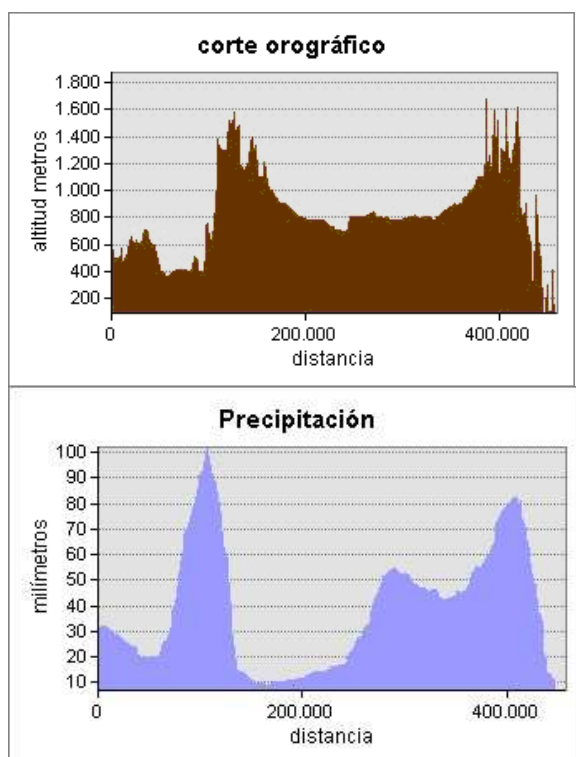


Fig. 11b. Perfil orográfico a lo largo de la línea A-B (arriba). Precipitación suavizada a lo largo del corte A-B (abajo)

También podemos ver el resultado del campo de precipitación a lo largo de un corte S-N, donde se aprecia como a sotavento del Sistema Central, en su zona más ancha, las precipitaciones decrecen de forma abrupta en la meseta y vuelven a ser importantes en la ladera sur de la Cordillera Cantábrica. Esta marcada “sombra orográfica” a sotavento, se pone de manifiesto en la escasa precipitación recogida en Ávila capital durante el evento (3,6mm).

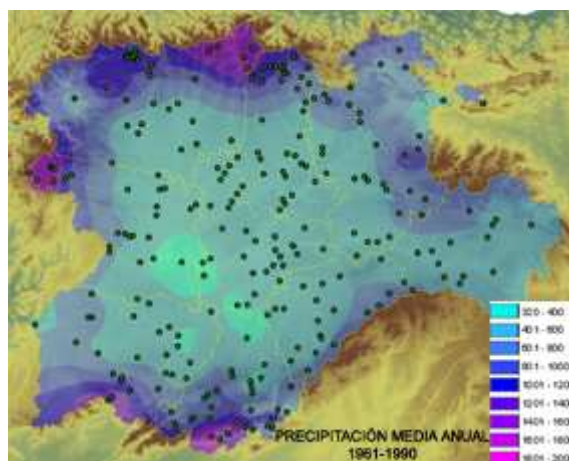


Fig.12. Precipitación media anual en el periodo 1961-1990 en Castilla y León y estaciones pluviométricas.

Si el corte lo realizáramos más hacia el oeste, no se apreciaría tanto la “sombra orográfica”, sino más bien un efecto de “spillover”, o propagación de la precipitación a sotavento, aunque hay que precisar que la en la precipitación acumulada de este episodio sobre la comunidad castellano-leonesa intervienen sistemas frontales de desplazamiento bastante zonal, siendo realzada la precipitación en zonas orográficas, donde se suman los ascensos del warm conveyor belt con el forzamiento orográfico, por lo que es difícil precisar exactamente el efecto de “spillover”.

8. COMPORTAMIENTO DEL MODELO ECMWF DURANTE EL EPISODIO DEL 23 AL 25 DE NOVIEMBRE DE 2006.

Partiendo del modelo T799L91 del ECMWF, se han tomado los valores previstos de precipitación por el modelo a una resolución de 0,5°, que en nuestra latitud corresponde a una rejilla de puntos separados 40 km en la dirección oeste a este y unos 50 km en la dirección norte a sur. Se ha utilizado la pasada del día anterior a las 12 UTC y la predicción para el día siguiente) desde un H+36 hasta un H+60, válida para los días 23 y 24. Posteriormente, una vez obtenida la precipitación total para cada punto de grid, se ha realizado un suavizado mediante un kriging.

Si se procede de forma análoga con el campo de precipitación observado, podemos comparar la previsión del modelo con la observación, que de forma aproximada, nos permite ver el

comportamiento del modelo. Hay que tener en cuenta que los datos de la red de observación se refieren al día pluviométrico, mientras que los del modelo son de 00 UTC a 24 UTC. La precipitación de 00 a 07 UTC del día 25, fue en general débil, por lo que su efecto no es muy importante.

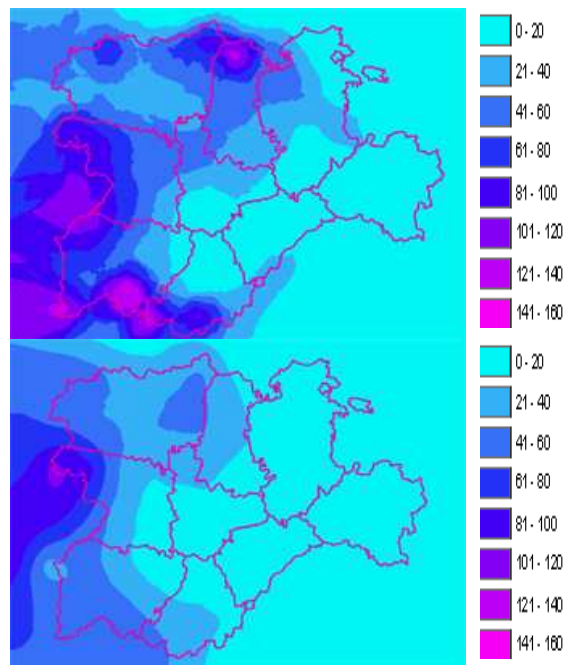


Fig.13 Análisis de precipitación registrada los días 23 y 24 (día pluviométrico) suavizado por un krigging (arriba). Análisis de precipitación prevista por el modelo ECMWF para los días 23 y 24 suavizado por un krigging (abajo)

En primer lugar, como vemos en la Fig.13, destaca la buena caracterización espacial de la precipitación por el modelo, coincidiendo de forma aproximada las tres zonas de máximos observados con los previstos. En cuanto a las cantidades, el modelo predice en general por defecto en la zona del Sistema Central.

Si realizamos un corte a lo largo de la dirección AB (Fig. 14), que coincide con la zona más ancha del Sistema Central, podemos ver que el modelo ECMWF subestima notablemente la precipitación a barlovento, existiendo una pequeña sobreestimación a sotavento, resultados ya obtenidos en estudios anteriores (Mora y Álvarez, 2008)

Se puede concluir que el comportamiento del modelo ECMWF es muy bueno, y conociendo sus errores sistemáticos y sus limitaciones, constituye una excelente herramienta para el predictor. De hecho para ese día se generaron por parte de AEMET avisos de precipitaciones superiores a 60 mm en 12 horas (nivel naranja) para el Sistema Central, y otras zonas. La predicción de precipitación acumulada en 24 horas del ECMWF daba valores entorno a 60 mm en puntos del Sistema Central Occidental (ver Fig. 2). La máxima precipitación recogida en 12 horas en las estaciones automáticas fue de 103 mm en La Covatilla.

Respecto a los índices del episodio (ver Tabla 3), destaca el valor de Uq máxima de 184, el número de Froude seco máximo de 1,82 y el número de Froude húmedo máximo de 2, así como valores moderados de inestabilidad, con índice TT entre 41 y 46 e índice K entre 25 y 32. El CAPE máximo obtenido con el pseudosondeo es de 262 J kg^{-1} , factores que nos ayudan a pensar en precipitaciones intensas.

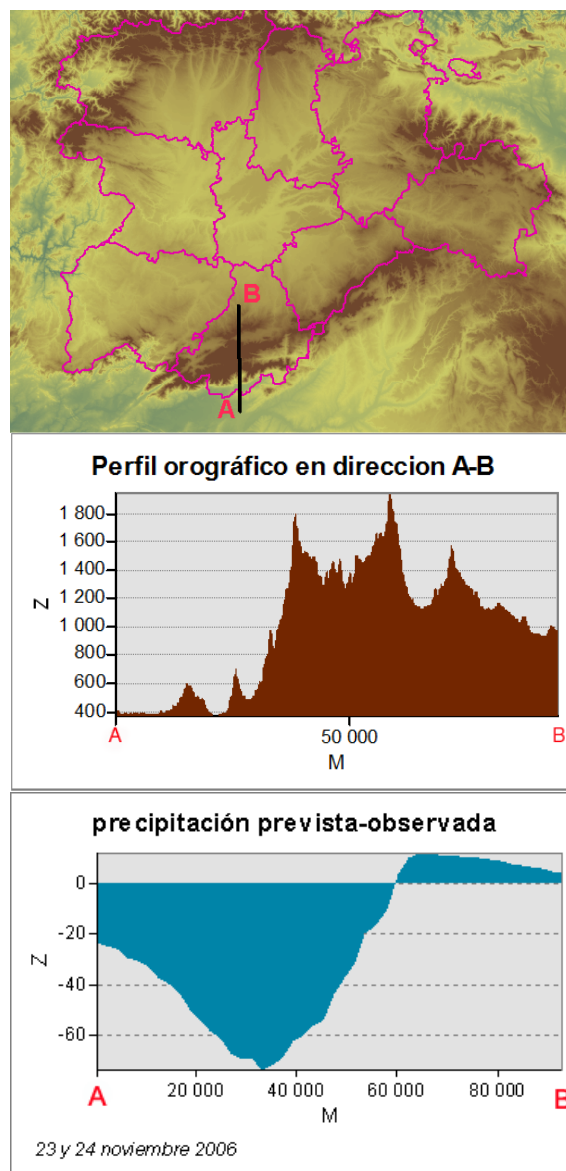


Fig.14 Perfil orográfico a lo largo de la línea AB (arriba) Diferencia entre la precipitación prevista por el modelo ECMWF y la observada para el día 24 a lo largo del corte AB (abajo).

diahora	Uq	TT	K	FS	FH
2400	85	46	28	0,76	0,8
2406	136	44	32	1,01	1,06
2412	133	42	26	1,33	1,41
2418	184	41	25	1,82	2
2500	145	41	25	0,53	0,9

Tabla 3. Evolución cada seis horas de los índices Uq, TT, K, número de Froude seco y húmedo en 850 hPa durante el episodio.

9.CONCLUSIONES

Partiendo de los estudios existentes sobre precipitaciones fuertes en grandes barreras montañosas, se han analizado las precipitaciones intensas que se producen en ocasiones en el Sistema Central occidental.

Las características sinópticas coinciden en buena parte con las conclusiones de Lin et al. (2000) sobre precipitaciones orográficas intensas en grandes cordilleras, en particular, en los Alpes. Estas se pueden resumir en flujo intenso del tercer cuadrante a todos los niveles, con presencia de chorros tanto en altura como en niveles bajos, con abundante humedad en niveles inferiores. Este flujo está asociado a bajas presiones atlánticas, con presencia de sistemas frontales que afectan a la región, en un ambiente de inestabilidad condicional o convectiva. Un factor importante es la persistencia del flujo, que influye de forma determinante en las cantidades de precipitación acumuladas.

Respecto a la inestabilidad del flujo, no existen datos reales de CAPE, ya que éstos se han obtenido de pseudosondeos (datos tomados del análisis y por tanto con pocos niveles verticales), aunque parece que éste valor tampoco es determinante en los episodios analizados, producidos en general por convección poco profunda o por precipitaciones estratiformes. No obstante, en prácticamente todos los episodios se han producido descargas eléctricas, fundamentalmente a barlovento.

Se observa cómo el índice U_q ó flujo de humedad puede ser un buen indicador de precipitaciones intensas cuando éste es superior a 100, así como el número de Froude húmedo alto (superior a 1). Estos factores, unidos a la persistencia, pueden contribuir en épocas muy lluviosas, con suelos saturados o con grandes deshielos, a posibles desbordamientos o riadas.

La forma de la barrera montañosa sin duda es determinante a la hora de analizar el “spillover” o propagación a sotavento, y su efecto contrario, precipitación apantallada a sotavento o “sombra orográfica”. Aunque serían necesarios estudios más concluyentes, parece que la “sombra orográfica” es notable en la zona centro del Sistema Central, donde la barrera es más ancha y existen las mayores elevaciones. Sin embargo, en la sierra de Gata, dadas sus características de menor elevación, anchura y pendiente, parece que predomina el “spillover”. También sería interesante analizar las convergencias provocadas por la orientación de los valles, pudiendo ser ésta la causa del máximo relativo que suele aparecer entre la sierra de Gata y la sierra de Gredos (parte occidental del Sistema Central). Se propone en un futuro realizar un estudio similar a escala meso- γ , que permita abordar estos aspectos.

En resumen, las precipitaciones procedentes de sistemas frontales atlánticos se ven fuertemente realizadas por la orografía del Sistema Central, donde

los ascensos asociados al conveyor belt cálido (WCB) se ven incrementados.

Aunque los modelos operativos (ECMWF y HIRLAM) tienen un funcionamiento correcto, y describen con bastante precisión el campo de precipitación (sobre todo de forma cualitativa), es necesario el valor añadido aportado por el predictor, que tiene en cuenta los errores sistemáticos de los modelos, como la aparente subestimación a barlovento en estas situaciones.

El patrón de precipitación en estos casos corresponde gráficamente a una letra C, con precipitaciones intensas en el sur, oeste y norte de la comunidad, siendo especialmente intensas (subrayado) en zonas de montaña y en el Sistema Central.

Agradecimientos:

A J.I. Villarino, J.P. Álvarez y R. Cenera, compañeros de esta Delegación, por su inestimable ayuda y consejo.

Referencias:

- Chen, S-H, Lin,Y-L, Zhao,Z.: “Effects of Unsaturated Moist Froude Number and Orographic Aspect Ratio on a Conditionally Unstable Flow over a Mesoscale Mountain.” Journal of the Meteorological Society of Japan. Vol.86, No.2, pp.353-367, 2008
- Chen S.H. and Lin Y.L.: “Effects of Moist Froude Number and CAPE on a Conditionally Unstable Flow over a Mesoscale Mountain Ridge”. Journal of the Atmospheric Sciences. Vol.62 pp. 331-350. 2005
- Doswell C.A, Brooks H.E y Maddox R.A.: “Flash Flood Forecasting: An Ingredients-Based Methodology”. Weather and Forecasting. Vol 11, pp. 560-581, 1996
- Lin, Y-L.: “Mesoscale Dynamics” Cambridge University Press. 2007
- Lin, Y-L. and Chiao S, Wang T., Kaplan M.L., Waglarz R.P.:” Some Common Ingredients for Heavy Orographic Rainfall.” Weather and Forecasting ,16. pp.633-659. 2001
- Mora, M.A, Álvarez, J.P.:“Evaluación del campo de precipitación previsto por los modelos ECMWF y HIRLAM en Castilla y León”. 6ª Asamblea Hispano-Lusa de Meteorología. Tomar, 2008
- Morales. C y Ortega M.T.: “Las Inundaciones en Castilla y León”. Eria,59, pp..305-332. 2002