

LAS LLUVIAS TORRENCIALES DE NOVIEMBRE DE 1987 EN LEVANTE Y MURCIA

JOSÉ JAIME CAPEL MOLINA
Universidad de Murcia

Tras el bajo índice de circulación zonal que padece la P. Ibérica durante el solsticio estival, el otoño posibilita la reiniciación de la actividad de los "Ponientes" en nuestras latitudes subtropicales: la circulación sufre una migración de conjunto Norte-Sur. El anillo planetario subtropical anticiclónico irrumpe hacia la zona de Cáncer, simultáneamente que el cinturón de bajas presiones subpolares se dilata hacia el Sur, adquiriendo trayectorias cada vez más meridionales, de las perturbaciones ondulatorias del frente polar. La España mediterránea se verá pues afectada, aunque de manera irregular de un año a otro, por dicho fenómeno climático planetario. El paso de una circulación anticiclónica ligada al Contraliso, a otra ciclónica gobernada por los Westerlies, está propiciada por el debilitamiento sobre nuestra vertical de las dorsales de bloqueo subtropicales (alta de Azores o alta Norteaficana) y una trayectoria del Chorro a latitud más baja, cuyo frente polar, con sus ondulaciones cruza la Península, naciendo los largos temporales que riegan copiosamente las vertientes atlántica (Sánchez Egea, 1968) y mediterránea españolas.

Entre los tipos de tiempo que provocan lluvias más características de otoño, es el ligado a las depresiones atlánticas (Linés Escardó, 1970) que desprendidas de la circulación zonal, se desplazan por nuestras latitudes. Encauzadas a través del golfo de Cádiz, Estrecho, Mar de Alborán, Mediterráneo o bien desde el paraje de Azores, Galicia, Cantábrico, Ebro, Mediterráneo. La perturbación se corresponde con una baja fría en altura, con aguaceros y tormentas. En el área mediterránea, las lluvias intensas van ligadas a circulación de Levante (NE, E ó SE) en las bajas capas y flujo del SW difluente en altura, correspondiente al borde oriental de un embolsamiento o gota fría, sobre el Mediterráneo Occidental, región del Estrecho o golfo de Cádiz. La dvección de aire polar a la cuenca mediterránea provoca el calentamiento de su base inferior, intensificándose la inestabilidad, con desarrollo de nubosidad convectiva. Las precipitaciones muestran una acusada irregularidad interanual, dependiente del normal desplazamiento o retraso, en su retirada hacia el Sur, del anillo subtropical

anticiclónico, y, preferentemente, el anticiclón de Azores. De ahí que durante los otoños secos (la aridez se extiende hasta noviembre, como ha ocurrido recientemente en 1981 y 1982) el anticiclón de Azores y los tipos de tiempo que origina, sea la nota distintiva. En cualquier caso, el otoño es, sin duda, la estación más lluviosa del año en la Península, a consecuencia de aguaceros en el Mediterráneo, o por la acción de perturbaciones atlánticas cuyos sistemas nubosos asociados penetran por Galicia, golfo de Cádiz o golfo de Vizcaya, generadoras de copiosas precipitaciones (García de Pedraza y García Sanjuan, 1979). Esporádicamente suelen aparecer las primeras advecciones de aire polar, con descenso acusado térmico, ligadas a anticiclones polares oceánicos que provocan las primeras heladas, con cielos despejados. Durante las horas nocturnas se acelera el descenso termométrico, particularmente en depresiones, hoyas, fondos de valles y altiplanicies meseteñas, donde se acentúan los procesos propios de irradiación, por su continentalidad (Capel Molina, 1981).

La situación atmosférica de noviembre de 1987. A grandes rasgos apuntar que la formación de una gota fría sobre el Atlántico, en la región entre Canarias y cabo de San Vicente, que constituye "un foco latente de actividad ciclogénica" (Linés Escardo, 1953) y su posterior desplazamiento hacia el estrecho de Gibraltar, ha dado lugar a una ciclogénesis en superficie poco profunda, pero muy activa, traducándose en grandes aguaceros y crecidas de ríos y ramblas del Sureste y Levante, tan desastrosas como las inundaciones de octubre de 1957, 1973, y más recientemente de 1982 (Pérez Cueva y Armengot, 1983), (Roselló Verger, 1983), (Gil Olcina, 1983).

El desarrollo por parte de esta ciclogénesis de un flujo aéreo cálido y húmedo del segundo cuadrante, que incide perpendicularmente sobre las alineaciones montañosas del litoral levantino y Sureste, la advección de aire tropical continental a 700 y 850 mb., en días anteriores, el aire frío de niveles altos y la marcada advección de vorticidad ciclónica en altura y los altos porcentajes de humedad fueron factores que propiciaron enormes cumulonimbos con aguaceros intensos. Copiosos, sobre todo, han sido en la cuenca baja del río Segura, Mar Menor, bajo Júcar y cabo de San Antonio, rebasándose los 300 mm. en Orihuela, Beniel, San Javier, incluso superándose los 700 mm. en Gandía en 24 horas.

Entre los días 28 y 29 de octubre, una profunda perturbación atlántica se desplaza con rapidez, desde los parajes de Terranova, al NW de Finisterre, con nítida trayectoria zonal. Las presiones son muy bajas en su centro —980 mb.—, asociadas a ellas, un sistema frontal toca las costas gallegas. En las capas altas persiste una circulación muy fragmentada del chorro, con bloqueo sobre Europa Central y una amplísima vaguada que interesa al Atlántico Norte en su flanco oriental. El eje de la vaguada se sitúa a 20º W. Entre los días 31 de octubre y 1 de noviembre, la perturbación en superficie sufre un proceso de relleno, con aumento gradual de la presión atmosférica, con presiones en su núcleo de 992 y 1.000 mb., respectivamente, con un frente frío estacionario afectando al cuadrante noroccidental peninsular. Simultáneamente, la perturbación sufre una migración de conjunto norte-sur (10º de latitud en 24 horas) situándose sobre 40º N, entre Lisboa y Azores. A 500 mb., el embolsamiento de aire frío que encerraba la vaguada con —24º sobre el paralelo 50º N, el 29 de octubre, se traslada velozmente hacia el Sur, situándose en 42º N, el 31 de octubre. Y todo ello debido al basculamiento de la dorsal subtropical del Atlántico Norte, en dirección NE, empujando a la masa de aire polar a desplazarse hacia el área de Madeira.

A 300 mb. aparece la depresión fría circunvalada por dos chorros secundarios, el primero de ellos con trayectoria de SW a NE atraviesa el cuadrante Noroccidental peninsular.

El 1, en superficie, la perturbación se ha desplazado más hacia el sur, situándose sobre la

región de Madeira (32º N), dando lugar en la Península a una irrupción de aire tropical continental; hecho puesto en evidencia, igualmente, en la topografía absoluta de 850 mb., con baja centrada al oeste de Madeira, y entrada del aire cálido sahariano a la Península, con temperaturas de 12º sobre Madrid y 14º sobre el Sur de España.

En las capas altas, la situación atmosférica ha evolucionado con rapidez; a 500 mb., la perturbación se ubica más al Sur, con temperaturas de —20º C en su centro, quedando aislada de la circulación como gota fría, con disposición en espiral de la nubosidad (a modo de frente frío) como muestra la imagen de satélite (foto 1). A 300 mb., la corriente en chorro zonal de nuevo se rehace sobre el Atlántico Norte y Europa del Oeste, por encima del paralelo 50º N.

La perturbación de las capas altas comienza lentamente a desplazarse, desde ese lugar “predilecto” que constituye el área de Madeira/Canarias hacia la Península, presentando en su borde oriental una acusada difluencia de la isohipas, sobre el Sureste y Levante español, ocasionando tormentas, por la fuerte succión que ejerce del aire de los niveles inferiores, posibilitando la formación de grandes masas nubosas. El mapa correspondiente a las 12 Z del 3 de noviembre, muestra a la depresión fría centrada sobre cabo de San Vicente, siguiendo un continuo proceso lento de relleno, con —16º a 500 mb. Se va a dar un proceso muy característico en nuestras latitudes subtropicales de reactivización, al definirse una vaguada con trayectoria sobre Francia-golfo de Génova. A lo largo del día 3 la “gota” se reactiva y se pone rápidamente en movimiento hacia la vaguada que se acaba de formar, tendiendo a unirse con ella. La aproximación de la baja fría, con vorticidad ciclónica acusada y difluencia, acelera la inestabilidad. Otro factor se agrega al anterior, favoreciendo el desarrollo del proceso tormentoso: en las primeras horas de la mañana vienen a ponerse en contacto sobre el levante español la masa de aire cálido y húmedo mediterráneo que voltea la gota por su margen delantero y otra, más fría y seca, perteneciente a la vaguada que se ha profundizado sobre Francia y golfo de León. Todo ello da lugar a que se presente en superficie sobre el Mar de Alborán una depresión secundaria, subordinada a la principal del golfo de Cádiz que voltea aire mediterráneo hacia las costas del Sureste español y Levante, desde donde es aspirado hacia arriba con gran violencia, por la corriente difluente superior. El aire al ascender va condensándose su humedad (bastante elevada, por ser aire templado y húmedo mediterráneo), formando focos potentes de nubosidad convectiva de gran desarrollo, cúmulos y cumulonimbos, como testimonio la imagen en infrarrojo de METEOSAT, con dos áreas de compacta nubosidad, una sobre Levante, Mar Balear y norte de Argelia (que se corresponde con un frente ocluido) y otra sobre el Estrecho, Andalucía y Portugal. Durante las horas sucesivas aparecen diferentes núcleos de convección profunda en el área —Sureste, Alicante, golfo de Valencia, Mar de Alborán— que interaccionan sucesivamente entre ellos, dando lugar a estructuras convectivas (foto 2), como muestra la imagen recibida del METEOSAT a las 17 h.

La intensificación del anticiclón europeo, centrado sobre Gran Bretaña, que pasa de 1.024 a 1.040 mb. en su centro, entre los días 1 y 3 de noviembre, junto con la formación de la perturbación en el Mar de Alborán, intensifica un flujo de vientos de Levante muy intenso, hacia las costas orientales peninsulares, viéndose obligado a ascender por los arcos montañosos litorales.

Las imágenes en infrarrojo muestran un proceso mesoscálico como es la formación e interacción de distintos núcleos de convección profunda (foto 3). Entre las 00 h. y 03 h. del 4 de noviembre tiene lugar una de esas interacciones sobre el área del bajo Júcar y cabo de San

Antonio, dando lugar al inicio de las precipitaciones más intensas. Con esta evolución se inicia la formación de un complejo convectivo mesoscálido (Maddox, 1980, 1983), (Rivera y Riosalido, 1986) que serán la causa de los grandes aguaceros que inundan el Levante y Murcia (370 mm. en Denida y 720 mm. en Gandía).

El día 4 de noviembre, el complejo convectivo mesoscálido se mueve hacia el Sur, hacia el bajo Segura (foto 4), hasta disiparse en el Mar de Alborán. Los grandes chubascos se trasladan a Alicante y Murcia, con 334 mm. en San Javier, 316 mm. en Orihuela "Los Desamparados", 311 mm. en Beniel, 250 mm. en Almoradí, 265 mm. en San Miguel Salinas G.E. La borrasca en altura se sitúa a 300 mb. sobre la vertical de la Meseta, muy debilitada, desapareciendo a todos los niveles troposféricos, la baja fría. En superficie se instauran las condiciones anticiclónicas prolongando una dorsal del anticiclón europeo hacia el solar ibérico; influyendo en esta evolución el arrastre del aire frío de niveles altos hasta el suelo, por las fuertes corrientes descendentes provocadas por las tormentas, y además, porque sobre la vertical del Sureste y Levante ya no existe la corriente difluente que aspiraba el aire violentamente hacia arriba. La consecuencia de todo ello es el cese o disminución significativa de las precipitaciones.

Los elementos meteorológicos que nos da el sondeo de Murcia correspondiente a las 12 Z del 3 de noviembre, comporta la presencia de una gota fría sobre el SW peninsular. Con temperaturas moderadamente altas en superficie, 19,5º a 1.000 mb., y frescas en niveles bajos, 9,5º a 850 mb. (1.477 m.), y -0,5º a 700 mb. (3.062 m.). La ciclogénesis poco profunda y muy activa formada sobre el Mar de Alborán canaliza en superficie un régimen de vientos de Levante hacia las costas mediterráneas de Valencia y Murcia, con flujo del Este a 850 mb. y del SE a 700 mb., el flujo aerológico del segundo cuadrante muestra las características higrométricas del aire mediterráneo, con altísimos valores de humedad, con el 83% en superficie, aumentando al 90% y 94%, a 950 y 900 mb., respectivamente, 89% mantiene a 850 y 700 mb. En realidad se trata de un estrato muy denso de 4 kms. de espesor, con valores superiores al 85%, que gravita sobre el Sureste, Levante, Mar de Alborán, Palos y Baleares. A partir de los 600 mb., los vientos rolan al tercer cuadrante correspondiéndose al flujo del SW difluente en altura, aire frío y seco, de las capas altas: 33% y 22%, a 500 y 300 mb., respectivamente, con flujo WSW.

La temperatura a 500 mb., es de -14,7º, valor moderadamente bajo para esta topografía y época del año, y temperaturas normales (-44,8º) del aire polar en régimen ciclónico a la topografía de 300 mb. El nivel de tropopausa aparece a 242,4 mb. (10.708 m.) con -57,3º y un porcentaje de humedad relativa alto para dicha topografía asobárica (31%).

El cielo aparece sobre el observatorio cubierto, con varios niveles de condensación. Un nivel inferior con nubes bajas, cúmulos y estratocúmulos de cierto desarrollo vertical, y una capa más alta donde aparecen altocúmulos mezclados con capas de altostratos muy densos. Los cúmulos continuaron desarrollándose, dando lugar a un cielo totalmente cubierto por grandes cumulonimbos, que dieron lugar a tormenta, a las 18 Z. El viento a las 18 h. era del Este, con fuerza de 14 Kms./h.

El sondeo de las 12 Z del 4 de noviembre de 1987, es muy significativo, pues se corresponde con el momento en que la perturbación de las capas altas está más próximo a las regiones mediterráneas, desarrollándose una compacta y densa masa convectiva cumuliforme que traduce la acusada inestabilidad de la atmósfera, con gruesos cúmulos y cumulonimbos que materializan las columnas ascendentes del sistema convectivo, registrándose los aguaceros más intensos en bajo Júcar, cabo de San Antonio, bajo Segura y Mar Menor.

La temperatura a 500 mb., ha bajado a $-15,1^{\circ}$, la temperatura del punto de rocío es de $-25,7^{\circ}$, ofreciendo respecto al sondeo de las 12 Z del día anterior, un descenso de $0,4^{\circ}$ respecto a la primera y un aumento de $2,1^{\circ}$ respecto a la segunda. En las capas bajas, hay un débil descenso térmico, $18,2^{\circ}$ y $9,1^{\circ}$ a 1.000 y 850 mb., respectivamente, mientras que en niveles medios a 700 mb. hay un ligero incremento $0,8^{\circ}$, o sea, un aumento de $1,5^{\circ}$, explicable presumiblemente por la liberación del calor latente de condensación, del desarrollo de extensas formaciones nubosas, que desprenden calor, evaporación. El nivel de congelación aparece a mayor altitud, a 3.198 m. El nivel de tropopausa aparece a 230,3 mb. (11.069 m.), con humedad decreciente pero aún alta (27%).

La humedad mantiene valores altos, pero el estrato húmedo ha disminuido de espesor, respecto al día anterior, es de 2.500 m., con valores entre el 7,3% de superficie, 89% a 850 mb., descendiendo ya a 49% a 742 mb. (2.619 m.). Vientos del primer y segundo cuadrante, de clara trayectoria mediterránea, pero que comienza a gastar su enorme energía acumulada en producir hidrometeoros: nubes, precipitaciones, etc.

El cielo aparece sobre el observatorio, muy nuboso, se anotan 2,1 horas de insolación, con diferentes niveles de condensación. Un nivel inferior de nubes bajas, con estratocúmulos y cúmulos de desarrollo vertical (cumulus congestus) y un nivel de altostratos. Los cúmulos continuaron desarrollándose por la tarde potentes cúmulonimbos hacia el SE, con fuerte y prolongada tormenta, de gran aparato eléctrico, apareciendo entremezclados altostratos y bandas de cirrostratos, procedentes de la disipación y estratificación de la parte superior o yunque de los Cb. El viento que acompañaba a la tormenta era del primer cuadrante, ENE.

CAUSAS METEOROLÓGICAS DE LAS PRECIPITACIONES CATASTRÓFICAS

La documentación que atesoran los archivos eclesiásticos y municipales se halla jalonada por continuas referencias a un problema que se nos presenta, con matices e intensidad distintos, como un elemento omnipresente en el devenir histórico de la España mediterránea. En todos los casos el denominador común, en el desencadenamiento de tormentas y avenidas de ríos, puede situarse en la coincidencia de su estacionalidad, en tanto suelen ocasionarse preferentemente en otoño. Los anales hidrológicos evidencian este hecho en su periodicidad secular. Las lluvias torrenciales, de gran intensidad horaria y las inundaciones tienen una mayor querencia por el otoño, entre la segunda mitad de septiembre y la primera de noviembre.

En la génesis de las lluvias catastróficas que interesan, preferentemente, a la orla mediterránea de la Península, suelen converger una serie de factores (García Dana et Alt, 1982), (García de Pedraza, 1983), (Albentosa, 1983), (Tomás Quevedo, 1963, 1972), (Miro-Granada, 1983); más, entre todos ellos quizás la superficie del mar es el que ha gozado del favor entre la comunidad científica, a través de la intensa evaporación que genera, en las épocas más cálidas del año, suministrando a la atmósfera enormes volúmenes de vapor de agua. Así pues, las temperaturas altas de las aguas superficiales de la cubeta del Mediterráneo occidental, circunvalada de relieves, presta cierta autonomía a las masas de aire que se estancan, en momentos en que la circulación general muestra un elevado índice, posibilitando la formación de nubosidad convectiva.

Las cadenas Béticas, estribaciones del Sistema Ibérico y Cordillera Costero Catalana, juegan un papel importante, por el efecto mecánico de disparo en el ascenso forzado del aire. Máxime cuando estos relieves se encuentran escalonados altitudinalmente, facilitando el

represamiento de los flujos de aire, con desarrollo de núcleos convectivos. La ausencia de vientos, o muy débiles, a consecuencia de un gradiente débil de presión en superficie, propicia la ascensión y los cumulonimbos. La elevada temperatura superficial y la fuerte evaporación generan altas tensiones de vapor, factor necesario que conlleva aguaceros de gran intensidad horaria, presencia de núcleos de sublimación, que potencia los procesos de convección.

La incidencia de aire frío en las capas altas, vaguada o gota fría, en las proximidades o interior de la Península; en este último caso, el aire frío queda aislado de su fuente polar, gastando su energía en violentas tormentas. En el caso de vaguada en altura, con frente frío estacionario en superficie, se revitaliza, dando lugar a frontogénesis muy activas, con ascensos violentos del aire mediterráneo, condensándose su enorme capacidad higrométrica, con nubes convectivas.

De gran interés es la irrupción de aire cálido en superficie, bien visible entre 850 y 700 mb. hacia el área de mayor inestabilidad, provocando un fuerte gradiente térmico vertical. Igualmente, la presencia en la rama ascendente de una vaguada o en el borde oriental de una gota fría, de una difluencia de las isohipsas, provoca una fuerte succión de la masa superficial, acelerando su ascenso, forzando el efecto de disparo, desencadenando, pues, inestabilidad convectiva.

Un factor que parece ser decisivo en la explicación genética de las lluvias convectivas intensas en el área mediterránea, ha sido puesto de manifiesto recientemente en diversas investigaciones por Angel Rivera (Rivera, 1985), (Rivera y Juega, 1986), (Rivera y Rio-salido, 1986), y que muestran un gran paralelismo con investigaciones sobre complejos convectivos realizados por Maddox para los EE.UU. (Maddox, 1980, 1983).

Ciertamente, la naturaleza convectiva mesoscálica de los aguaceros torrenciales del mediterráneo español escapan a un adecuado control sinóptico. En el caso de la convección profunda mediterránea, su aparición no es fortuita, sino consecuencia de un estado atmosférico concreto en un lugar determinado. Diferentes núcleos de convección profunda, por sucesivas interacciones entre ellos, dan lugar a estructuras convectivas muy complejas, generadoras de los grandes diluvios. Este proceso mesoscálido puede ser seguido a través de las imágenes en canal infrarrojo ofertados por los satélites meteorológicos. El factor decisivo en la iniciación de precipitaciones intensas que genera las estructuras convectivas mesoscálicas radica en el acoplamiento en una región, de la zona de salida de un chorro principal o secundario en altura y un flujo cálido, incluso a veces un chorro, en niveles bajos; hecho que ocurría en la situación de lluvias torrenciales de octubre de 1982 en Levante y Murcia (Rivera, 1987), también en la situación de lluvias torrenciales de julio de 1986 en el Sureste y flanco oriental de la Meseta (Capel Molina, 1988) y como aparece también en las más recientes de noviembre de 1987. Para Rivera, una vez que el complejo convectivo se ha formalizado, su evolución y comportamiento en las horas siguientes parece depender más de su propio ciclo de vida a nivel mesoscálico que de la estructura sinóptica siempre que ésta no experimente grandes cambios.

Cuando el aire frío a 500 mb. se traslada por nuestras latitudes con curvatura ciclónica de las isohipsas, y se superpone sobre la capa inferior superficial más cálida, desencadena siempre una intensa convección, con una notable inestabilidad vertical. Es patente una acusada subversión de masas de aire (frío y seco arriba; cálido y húmedo debajo) que traducen copiosas precipitaciones, si la masa de aire porta altos contenidos de humedad en niveles bajos y medios.

BIBLIOGRAFÍA:

- ALBENTOSA SÁNCHEZ, L.M. (1983): "Precipitaciones excepcionales e inundaciones durante los días 6 al 8 de noviembre de 1982 en Cataluña". *Estudios Geográficos*, XLIV, núms. 170-171, Madrid, pp. 229-273.
- BURTON, I. y MOON, K. (1971): "The perception of the hazardousness of a place". International Geographical Congress. Budapest.
- CAPEL MOLINA, J.J. (1974): "Génesis de las inundaciones de octubre de 1973 en el Sureste de la P. Ibérica". *Rev. Cuadernos Geográficos*, Universidad de Granada, pp. 149-166.
- CAPEL MOLINA, J.J. (1980): "Situaciones de lluvias torrenciales en el litoral mediterráneo español". *Anales de Ciencias*, Colegio Universitario de Almería, pp. 121-138.
- CAPEL MOLINA, J.J. (1981): *Los climas de España*. Oikos-Tau, Barcelona.
- CAPEL MOLINA, J.J. (1983): "Situaciones sinópticas de lluvias intensas en la Meseta Castellana". *Anales de Geografía*. Universidad Complutense, Año III, Madrid, pp. 105-123.
- CAPEL MOLINA, J.J. (1983): *El clima de la España Cantábrica. Las inundaciones de agosto de 1983 en el País Vasco, Cantabria y Navarra Atlántica*.
- CAPEL MOLINA, J.J. (1977): "Los torrenciales aguaceros y crecidas fluviales de los días 25 y 26 de octubre de 1977 en el litoral levantino y sur mediterráneo de la P. Ibérica". *Paralelo 37º*, núm. 1, Colegio Universitario de Almería, pp. 109-132.
- CAPEL MOLINA, J.J. (1985): "Das Unwetter vom August 1983 im Kantabrischen Spanien (Baskeland, Kantabrien und Atlantisches Navarra)". *Erkunde*, Archiv. Für Wissenschaftliche Geographie. Bonn, pp. 152-157.
- CAPEL MOLINA, J.J. (1987): "Inundaciones y avenidas de los ríos de Almería". *Boletín del Instituto de Estudios Almerienses*, núm. 7, Ciencias, pp. 25-42.
- CASTILLO REQUENA, J.M. (1978): "Estudio sobre el comportamiento de la gota fría y la distribución de sus consecuencias pluviométricas en la España peninsular". *Paralelo 37º*, núm. 2, Colegio Universitario de Almería, pp. 57-80.
- FONT TULLOT, I. (1983): "Algunas observaciones sobre las lluvias excepcionales en la vertiente mediterránea española". *Estudios Geográficos*, XLIV, Madrid, núms. 170-171, pp. 55-60.
- GARCÍA DANA et Alt. (1982): *Situación atmosférica causante de lluvias torrenciales durante los días 19 al 21 de octubre de 1982 en el Levante español*. Instituto Nacional de Meteorología, Madrid.
- GARCÍA DE PEDRAZA, L. (1983): "Situaciones atmosféricas tipo que provocan aguaceros torrenciales". *Estudios Geográficos*, XLIV, núms. 170-171, Madrid, pp. 61-73.
- GARCÍA DE PEDRAZA, L. y GARCÍA SANJUAN, J. (1979): "Caracteres agroclimáticos del año". Instituto Nacional de Meteorología, Madrid.
- GARCÍA MIRALLES, V. y CARRASCO ANDREU, A. (1958): *Lluvias de intensidad y extensión extraordinarias, causantes de las inundaciones de los días 13 y 14 de octubre de 1957, en las provincias de Valencia, Castellón y Alicante*. Servicio Meteorológico Nacional, Madrid.
- GARCÍA SAINZ, L. (1959): "Las crecidas fluviales norteamericanas e hispanolevantineas, consecuencia del relieve en la circulación aérea". *Estudios Geográficos*, núm. 74, Madrid, pp. 5-20.
- GIL OLCINA, A. (1983): "Lluvias excepcionales en la noche del 19 al 20 de octubre de 1982 y

- riada del Barranco de las Ovejas". *Lluvias torrenciales e inundaciones en Alicante*, Alicante, pp. 5-24.
- JANSA CLAR, A. (1974): "Investigación del máximo pluviométrico de España peninsular". *Rev. Geofísica*, XXX, Madrid, pp. 17-32-49.
- LINES ESCARDO, A. (1953): "Los temporales de las Islas Canarias". *Estudios Geográficos*, XIV, Madrid, pp. 345-361.
- LINES ESCARDO, A. (1970): *The climate of the Iberian Peninsula*. Climates of Northern and Western Europe, C.C. Wallen. World Survey of Climatology, Vol. 5. Amsterdam.
- MADDOX, R.A. (1980): "Mesoscale Convective Complexes". *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 61, pp. 1.374-1.387.
- MADDOX, R.A.; DOSWELL, C.A. (1982): "An examination of jet stream configurations, 500 mb. vorticity advection and low level thermal advection patterns during extended periods of intense convection". *Mon. Wea. Rev.*, 111, pp. 1.475-1.492.
- MIRÓ-GRANADA GELABERT, J. (1974): "Les crues catastrophiques sur la Méditerranée occidentale". *Flash Floods. Proceeding of the Paris Symposium*. September, 1974. IAHS Publ. núm. 112, pp. 119-132.
- MIRÓ-GRANADA GELABERT, J. (1983): "Consideraciones generales sobre la meteorología de las riadas en el Levante español". *Estudios Geográficos*. XLIV, núms. 170-171, Madrid, pp. 31-50.
- MOUNIER, M.M. y ALMOUB (1983): "Precipitations intenses dans les régions littorales méditerranéennes de l'Espagne". *La Météorologie*, núm. 34, Septembre, pp. 85-104.
- PÉREZ CUEVA, A.J. y ARMENGOT SERRANO, R. (1983): "El temporal de octubre de 1982 en el marco de las lluvias torrenciales en la cuenca del bajo Júcar". *Cuadernos Geográficos*, pp. 32-33, Valencia.
- PONCET J. (1975): "L'interêt du concept de cataclyme". *L'Espace Géographique*, núm. 1, París.
- QUEREDA SALA, J. (1984): "Perturbations atmosphériques et température marine en Méditerranée occidentale". *Rev. Méditerranée*, núm. 3, pp. 11-16.
- RIVERA, A. (1985): "El servicio de Predicción del INM y los problemas mediterráneos. Experiencias y proyectos". *Steering Group meeting on Mediterranean cyclones project*. Palma de Mallorca, pp. 25-29, noviembre 1985.
- RIVERA, A. (1987): *Estudio preliminar de la dinámica troposférica en la situación de lluvias torrenciales mediterráneas del 19 al 21 de octubre de 1982*. Instituto Nacional de Meteorología, Madrid (en prensa).
- RIVERA, A. y JUEGA, J. (1986): "SIVIM: An integrated weather surveillance system for Spain. Preprints, Second International Conference on Interactive Information and Processing Systems for Meteorology, Oceanography, and Hydrology", Miami, Fld., *Amer. Meteor. Soc.*, pp. 34-35.
- RIVERA, A. y RIOSALIDO, R. (1986): "Mediterranean Convective Structures as viewed by METEOSAT imagery". Conference of METEOSAT scientific users. Amsterdam. Nov.
- ROSELLÓ VERGER, V., et Alt. (1983): *La riada del Júcar (octubre 1982)*. Cuadernos de Geografía, núms. 32-33.
- SÁNCHEZ EGEA, J. (1968): "Situaciones de tiempo en la P. Ibérica". *Rev. de Aeronáutica y Astronómica*, núm. 327, febr., Madrid.

TOMÁS QUEVEDO, A. (1963): "Causas meteorológicas de las inundaciones de septiembre de 1962 en el bajo Vallés, Llano de Llobregat y La Maresma". *Estudios Geográficos*, núm. 91, Madrid, pp. 137-146.

TOMÁS QUEVEDO, A. (1972): "Las inundaciones de septiembre de 1971 y sus causas". *Miscellanea Barcinonensia*, XXXII, Barcelona, pp. 125-141.

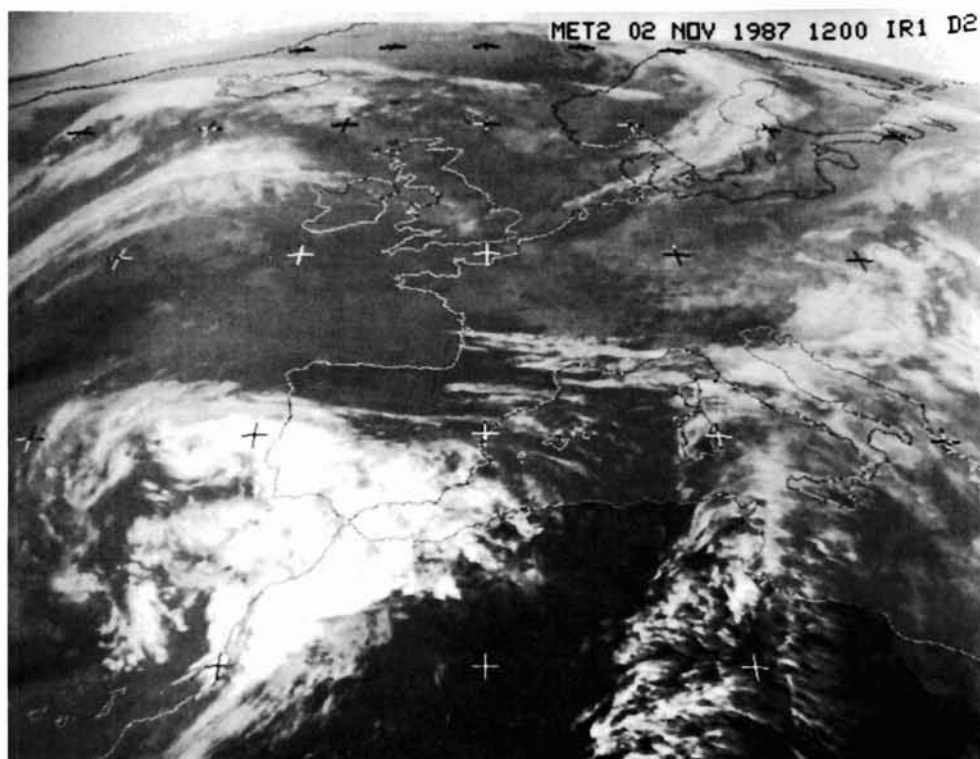


Foto 1.—La imagen infrarroja de METEOSAT, 12 h. (T.M.G.) del 2/nov./1987, pone de relieve con nitidez la estructura de una depresión fría, emplazada en 35° N, al SW de cabo de San Vicente, con bandas nubosas organizadas en forma de espiral. Un sistema frontal ondulado interesa a la P. Ibérica, sobre todo, la mitad Sur, Madeira, golfo de Cádiz, Mar de Alborán y Marruecos. Se origina un tipo de tiempo inestable y tormentoso. Entre Madeira y golfo de Cádiz aparecen células convectivas —Cu y Cb— de gran dimensión vertical.

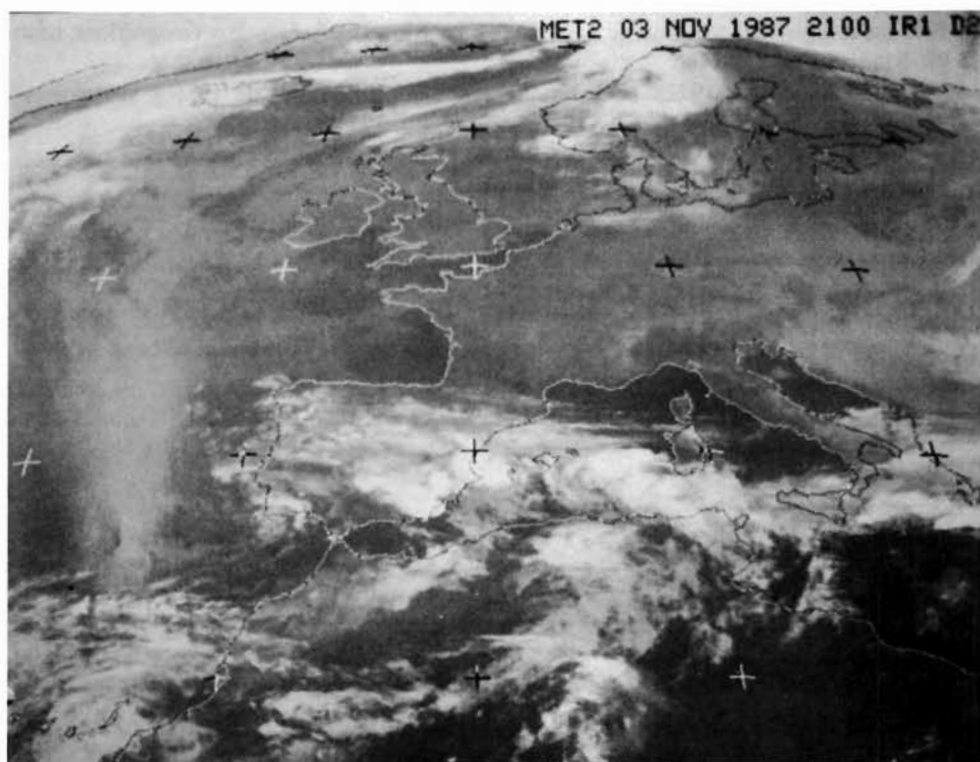


Foto 2.—En la imagen enviada por METEOSAT, en infrarrojo, el 3 de Noviembre a las 21 h. (T.M.G.), muestra la aparición de núcleos de convección profunda en las regiones mediterráneas —Sureste, Alicante, golfo de Valencia y Mar de Alborán— que interaccionan sucesivamente entre ellos, dando lugar a estructuras convectivas. Con grandes cúmulonimbos, generadores de tormentas, con el inicio de las precipitaciones más intensas.

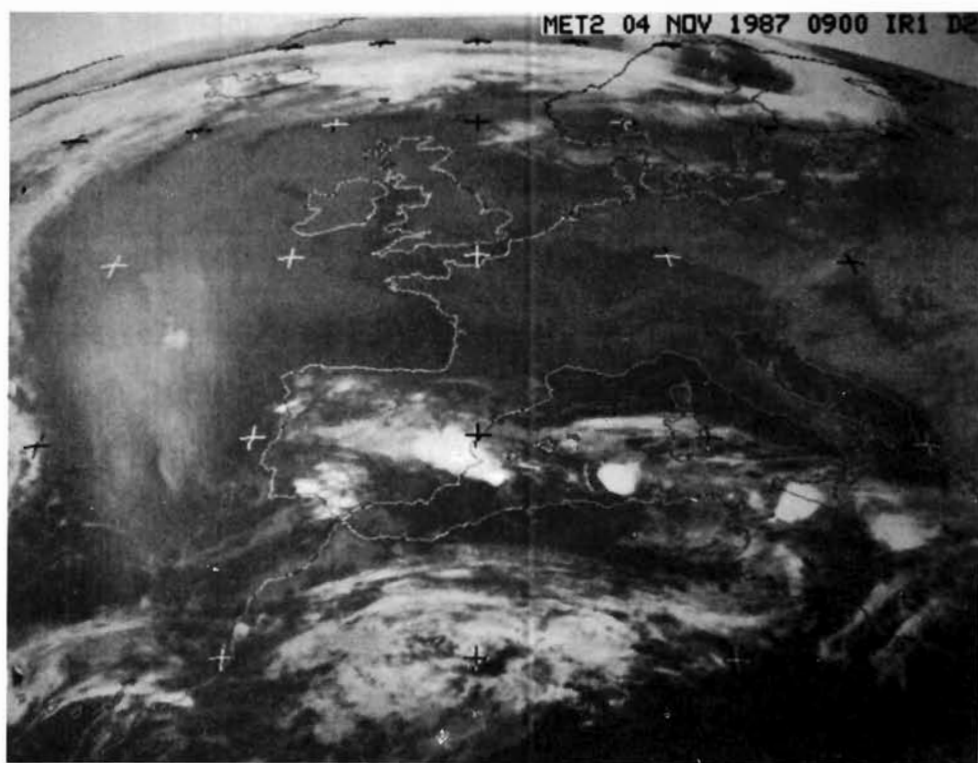


Foto 3.—La imagen de METEOSAT en infrarrojo, del 4/Nov./1987, a las 09 h. (T.M.G.), muestra la evolución del proceso anterior con interacciones de distintos núcleos de convección profunda. Con esta evolución se inicia la formación de un complejo convectivo mesocálico, que será la causa de los grandes aguaceros que inundan el Levante y Murcia (370 mm. en Denia, 720 mm. en Gandía). Formalizado el complejo convectivo, su evolución y comportamiento en las horas siguientes parece depender más de su propio ciclo de vida a nivel mesocálico que de la estructura sinóptica siempre que ésta no experimente grandes cambios.

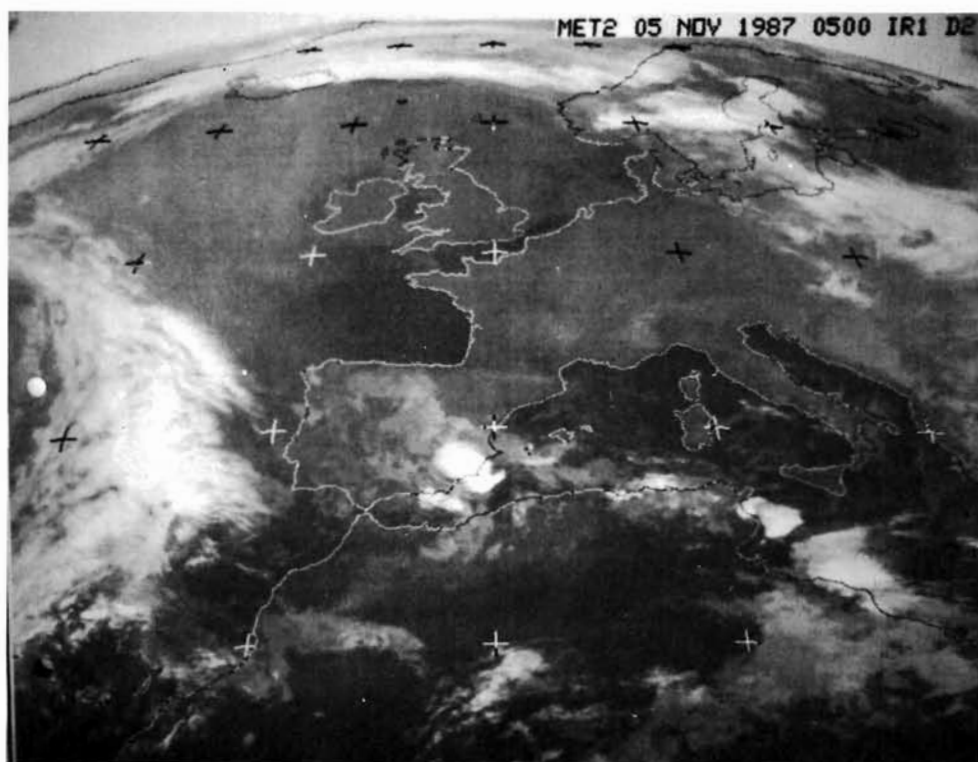


Foto 4.—En la imagen del satélite meteorológico METEOSAT, 05 h. (T.M.G.) del 5/Nov./1987, se observa cómo el complejo convectivo mesoscálico se mueve hacia el Sur, en dirección bajo Segura, hasta disiparse en horas posteriores en el Mar de Alborán. Los grandes chubascos se trasladan a Alicante y Murcia, con 334 mm. en San Javier, 316 mm. en Orihuela "Los Desamparados", 311 mm. en Beniel, 265 mm. en San Miguel Salinas G.E.