

# LA DINÁMICA ATMOSFÉRICA EN EL FLANCO SUROCCIDENTAL DE EUROPA: LA PENÍNSULA IBÉRICA

*José Jaime Capel Molina  
M<sup>a</sup> José Romacho Romero*

## RESUMEN

En este estudio se analiza los rasgos de la circulación general atmosférica sobre las latitudes templadas y su implicación en el espacio sinóptico de la Península Ibérica. Igualmente, se apuntan los pilares fundamentales de la dinámica atmosférica regional y la corriente en chorro "Jet Stream" (Chorro Polar y Chorro Subtropical) y su influencia en la climatología de España y Portugal.

**Palabras clave:** Clima, Climatología sinóptica, Climatología dinámica, Corrientes en chorro, Península Ibérica.

## ABSTRACT

The following study analyzes the characteristics of the general atmospheric circulation at mild latitudes and its impact on synoptic spaces of the Iberian Peninsula. Furthermore, the fundamental columns of the regional, atmospheric dynamics and the stream "Jet Stream" (Polar Jet and Subtropical Jet) and its influence on the Spanish and portuguese climatology.

**Key words:** Climate, synoptic climatology, "Jet Streams", Iberian Peninsular

La atmósfera es un fluido cuya mecánica presenta una extraordinaria complejidad. Diversos son los modelos propuestos por diferentes autores y escuelas como fundamentales en la circulación general; sin embargo, aún no se ha hallado uno que resulte totalmente satisfactorio, lo que constituye una gran dificultad en las técnicas de predicción, sobre todo en los modelos basados en el cálculo numérico. El contexto de la circulación general está estrechamente vinculado con el problema del balance de radiación en la Tierra. Nuestro Planeta *«está expuesto a la radiación solar en forma permanente; sin embargo, cuenta con una serie de mecanismos estabilizadores capaces de mantener la temperatura media terrestre prácticamente estable o con muy pequeñas fluctuaciones. Entre estos mecanismos estabilizadores se encuentran los procesos de irradiación de la Tierra al espacio exterior, los de reflexión recibida e, íntimamente relacionados con ambos, la circulación general atmosférica»* (Linés, 1982).

La energía calorífica que llega a la Tierra procedente del astro solar es mayor en las latitudes intertropicales que en las altas y medias latitudes, lo que provoca diferencias de la presión barométrica entre las bajas y las altas latitudes, traduciéndose en procesos de transferencia de calor con movimientos horizontales y verticales entre las mismas. Como el momento angular de la atmósfera terrestre disminuye desde la línea ecuatorial hacia los polos a consecuencia del movimiento de rotación de la Tierra, existe un exceso de momento angular, al igual que de calor en las regiones ecuatoriales y un déficit de los mismos en las altas latitudes frías y polares. Para equilibrar esta diferencia térmica y momento angular, se establece en la atmósfera una circulación en sentido meridiano que realiza el mecanismo de transporte (Cisneros, 1988). El cual se origina con el ascenso de masas de aire en la región ecuatorial y su desplazamiento en las capas altas troposféricas hacia las latitudes subtropicales, donde posteriormente descienden para retornar en las capas bajas hacia el ecuador. Otro mecanismo similar se establece entre las latitudes templadas y frías. Todo ello configura el esquema tricelular de la circulación atmosférica planetaria, aceptado por la comunidad científica: célula de Hadley, célula de Ferrel y la célula polar que aparecen en cada hemisferio meteorológico.

La existencia de anillos de circulación de las latitudes medias y altas dentro de las circulaciones atmosféricas globales es de todos conocida, aunque su explicación física ha tenido que ser reactualizada constantemente. En el plano vertical el modelo de la circulación latitudinal del hemisferio Norte, adopta tres células. Por un lado, la célula de las bajas latitudes o de Hadley, conocida como célula térmicamente directa y que no interesa a nuestro territorio. Y por el otro, las otras dos células: la polar conocida también como célula térmicamente directa y la célula de las latitudes medias o de Ferrel. En el estudio de la circulación atmosférica de la Zona templada las ondas de Rossby tienen un papel fundamental, pues rige la circulación de los niveles altos de la troposfera. La célula de Ferrel es térmicamente directa. Las consideraciones acerca de la cantidad de movimiento apuntan la necesidad de que en dicho esquema de circulación hubiera vientos superiores del Este, aunque las observaciones realizadas con radiosondas en la década de los años cuarenta demostraron la existencia de intensos vientos del Oeste en los altos niveles troposféricos. En 1947 Rossby modificó el modelo de las tres células para tener en cuenta este hecho, y propuso que *«el impulso del los vientos del Oeste era transferido a las latitudes medias desde la parte superior de las ramificaciones de las células de las latitudes altas y bajas. Esta mezcla horizontal podría realizarse, por ejemplo, a través de las vaguadas y surcos del aire superior»* (Barry y Chorley, 1999). A mediados del siglo XX, al tener información disponible y continua de los niveles altos de la atmósfera, se pudo constatar los medios alternativos de transporte del calor y el impulso, por circulación horizontal. Las investigaciones llevadas a cabo para el hemisferio Boreal por V. P. Starr y R. M. White pusieron de manifiesto que en las latitudes medias las células horizontales conducían hacia el polo la mayor parte del calor y del impulso necesarios. O sea que la energía que tienen los vientos zonales del Oeste les proviene de las ondas en movimiento y no procede de las circulaciones latitudinales.

Los vientos del Oeste de las latitudes templadas provocan ondas y los surcos y las vaguadas se van profundizándose, pudiendo derivar en algunas longitudes a dividirse en células con un acusado flujo meridiano Norte-Sur. La presencia de remolinos o torbellinos en las capas altas de la troposfera, tienen un papel importante, pues suministran el

mecanismo de transferencia de momento angular, necesario para el mantenimiento de los vientos del Oeste. Los remolinos importantes existen a modo de grandes ondas horizontales, en los vientos del Oeste, «*que bajo la influencia de la rotación terrestre, el flujo de los Ponientes queda distorsionado, convirtiéndose en una especie de movimiento ondulatorio, conocidas con el nombre de ondas de Rossby, se propagan desde el oeste hacia el este, alrededor del globo, durante un periodo de crecimiento de unos días a una semana*» (Don, 1978).

En el hemisferio Norte, suelen configurarse diariamente entre 3 y 6 ondas largas de Rossby, siendo su número mayor en verano que en el invierno. El flujo zonal del Oeste muestra unas ondulaciones de dimensiones algo menor, conocidas como «*ondas cortas de escasa amplitud y gran longitud de onda que se generan en el seno de las ondas largas de Rossby y se desplazan a mayor velocidad que aquellas. Unas y otras tienen importante implicaciones en las condiciones de estabilidad o inestabilidad atmosférica, que se saldan en este último caso, con la génesis de borrascas frontales y desarrollos ciclogénéticos de entidad diversa*» (Gil Olcina y Olcina Cantos, 1997). Directamente relacionados con el movimiento de las ondas de Rossby en el flujo zonal del Oeste, están los mecanismos de bloqueo y los procesos de retrogresión de ondas, que repercuten muy directamente en la dinámica atmosférica, a escala hemisférica, de las latitudes templadas.

## **EL DINAMISMO CLIMATICO: LOS ELEMENTOS DE LA DINÁMICA ATMOSFÉRICA REGIONAL**

Centros de acción, masas de aire y discontinuidades frontales, constituyen los pilares fundamentales de la dinámica atmosférica regional. El anticiclón de Azores, los anticiclones polares oceánicos, los anticiclones continentales europeos, el anticiclón peninsular, la depresión de Islandia, la depresión Gibraltareña, la depresión del golfo de Génova, la depresión térmica peninsular, la depresión térmica Sahariana, constituyen los centros de acción atmosféricos que con su posición regulan la dinámica del clima ibérico a lo largo del año.

La rotación «en el predominio sobre el solar ibérico, de distintas masas de aire motiva el ritmo climático peninsular» (Vilá Valentí, 1968). Entre las áreas manantiales de masas de aire que afectan normalmente a la Península son: de una parte las latitudes subtropicales y, de otro, las latitudes subárticas. *El Aire Tropical Marítimo* se origina a partir de la masa descendente del anticiclón subtropical de Azores o bien a través de masas de aire polar marítimo estancado bajo condiciones anticiclónicas. En uno y otro caso actúa siempre como masa cálida. Es muy húmedo, al menos en su base, en estrecha relación con su elevada temperatura, larga estancia y recorrido oceánico, mostrando una estratificación estable, interesa en cualquier época del año. *El Aire Tropical Continental* tiene su región manantial en el norte de Africa, sobre el anillo de altas presiones Subtropicales. La depresión del Sahara (se trata de altas presiones, recalentadas por la fuerte insolación, en las capas bajas de la atmósfera) induce un flujo del Sur o Sureste sobre la mitad meridional de la Península Ibérica. La masa de aire es siempre cálida y seca. En los meses de verano el régimen de altas temperaturas rompe este equilibrio por el intenso recalentamiento, volviéndose convectivamente inestable en sus capas bajas, con nubes de desarrollo vertical de base muy alta y tormentas de polvo a veces.

En el Atlántico Norte se origina el *Aire Polar Marítimo*, por lo general a partir del aire ártico marítimo o bien por desnaturalización del aire polar continental del Canadá. Según la trayectoria que el aire polar marítimo lleve antes de alcanzar nuestras latitudes, los caracteres térmicos y dinámicos, como los de humedad, variarán. Cuando lleva trayectoria Norte-Sur conserva en parte sus propiedades de origen ártico, mientras si llega con un recorrido Noroeste-Sureste, con mayor recorrido oceánico, llega recalentado y humedecido. Siempre se muestra con una gran inestabilidad.

*Aire Polar Marítimo de Retorno.* Se trata de aire polar marítimo que ha recorrido durante algún tiempo un mar relativamente cálido. Cuando alcanza la cuenca mediterránea ha llevado generalmente un largo recorrido: desde las áreas marítimas del Oeste y Sur de Groenlandia describe un amplio arco de herradura, a través de Azores y Madeira, convergiendo a la latitud del cabo San Vicente y golfo de Cádiz. Generalmente penetra a través del estrecho de Gibraltar. Es una masa de aire muy inestable, por el recalentamiento en su base, conservando sus caracteres fríos en altura. Desencadena lluvias copiosas. Para la formación del *Aire Polar Continental* es preciso un largo estancamiento sobre el continente. Tiene su origen en la desnaturalización del aire polar marítimo o aire ártico marítimo después de una larga estancia sobre Europa, en particular en su vertiente oriental. Procede del Nordeste europeo o incluso de la Rusia asiática, moviéndose hacia el Mediterráneo a través del Mar Caspio y cuenca del río Volga. Se origina preferentemente en invierno, es muy seca, fría y estable. En cierta manera se puede hablar de *Aire Mediterráneo*, principalmente su origen es polar, el cual ha ocupado la cuenca mediterránea el tiempo suficiente para adquirir los caracteres especiales al asociarse a esta Región. También el aire tropical puede temporalmente ocupar el Mediterráneo. En uno y otro caso, la masa de aire estancado adquiere unas características propias que le individualizan. Apenas tiene un espesor de 2000 metros y por encima de este nivel no se distingue del aire atlántico subtropical en su lugar de origen.

De todos los sistemas frontales, el *Frente Polar* es el más habitual y el que influye directamente en el clima peninsular. Se origina a lo largo de las costas de América del Norte, atravesando el Atlántico antes de alcanzar la Península. En sentido estricto raramente aparece sobre Europa, pues en estas latitudes los frentes más frecuentes limitan el aire polar marítimo frío del aire polar marítimo recalentado en su recorrido por parajes subtropicales. El frente polar puede ocupar todas las posiciones zonales entre los 35° y 65°N, u orientarse de Norte a Sur o de Sur a Norte. Es el responsable de los grandes periodos de lluvias que padece la Península Ibérica. El *Frente Mediterráneo* es ante todo una discontinuidad térmica, pero se refuerza y activa cuando el frente polar atlántico atraviesa la Península Ibérica y alcanza el Mediterráneo. Los temporales invernales y equinocciales del Mediterráneo son, en gran parte, perturbaciones típicas del frente polar. El *Frente Ártico* de manera muy excepcional afecta a la Península; asociado a la masa polar sobre la cuenca del océano Glaciar Ártico, solo y en muy contadas ocasiones puede aproximarse a nuestras latitudes, siempre en los meses centrales del invierno.

## LA CORRIENTE EN CHORRO Y SU INFLUENCIA EN LA PENINSULA IBÉRICA

Presumiblemente los mecanismos directrices del clima de la Península radiquen en las capas altas de la atmósfera, y no al nivel del mar. La explicación de las situaciones

atmosféricas de tiempo, apuntan hacia las topografías de niveles altos y, en especial, a 500 y 300 hPa. Son de gran utilidad las capas de 300 y 200 hPa, pues indican en nuestras latitudes subtropicales el límite de la tropopausa, por donde discurre normalmente la corriente en chorro. Ordinariamente el eje del chorro discurre paralelo y «*debajo de la agrupación de las isotermas en 200 mb, con el aire frío a la derecha y el aire cálido a la izquierda, mirando corriente abajo. La altura más frecuente del núcleo del chorro se encuentra estadísticamente debajo de la tropopausa predominante*» (S.M.N., 1970).

Si abordamos la cartografía sinóptica correspondiente a las topografías absolutas de 200 y 300 hPa referida a una amplia región geográfica, observaremos que excepcionalmente el cinturón de máxima intensidad de la corriente del Oeste presenta uniformidad en un largo recorrido y máxime a escala hemisférica. Así por ejemplo, si analizamos la topografía de 200 hPa en el hemisferio Norte un día de invierno, pongamos por caso el 11 de diciembre de 1997, la corriente Zonal presenta diferente velocidad y aparece como un río sinuoso que circunvala el Hemisferio. Y así, mientras lleva una nitida trayectoria zonal, que se corresponde con un flujo rápido sobre la costas oriental de América del Norte, China, costa oriental de Asia, Pacífico Occidental y, en menor grado, en el Atlántico Norte, Oriente Medio; sobre el Mediterráneo, costa oriental de Asia, Pacífico Central y Oriental y América del Norte, describe amplias ondulaciones planetarias, de gran amplitud, que se corresponden con un régimen lento de la corriente en chorro. Esta circulación lenta del chorro facilita los intercambios meridianos de masas de aire: el aire polar irrumpe hacia el Trópico de Cáncer (vaguadas) y el aire cálido tropical alcanza las altas latitudes (dorsales). Las vaguadas, en total cuatro, aparecen situadas sobre el Mediterráneo central (0° y 30°E), sobre la costa oriental de Asia (120° y 145°E), Pacífico oriental (140° y 165° W) y América del Norte (90° y 115°W).

En realidad, el cinturón superior de vientos del Oeste no sigue una curva simple alrededor del Hemisferio, sino que describe ondulaciones hacia el Norte y Sur. Lo más frecuente es la presencia de zonas sucesivas de diferente concentración de isolíneas, alternando zonas de máxima con otras de intensidad mínima de la corriente. Estas zonas de intensidad máxima son las de significación dinámica más importante y a las que también se las denomina chorro. El viento térmico, es uno de los factores que configuran la “*Corriente en chorro*”, no obstante aun se desconoce la razón fundamental por la cual se concentra el gradiente latitudinal de temperaturas en una estrecha zona. Para G. Barry y R. J. Chorley una de las teorías más atrayentes sugiere que el gradiente térmico se acentúa cuando el viento

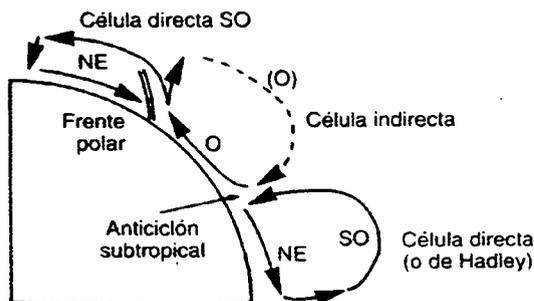


Figura 1. – Modelo tricelular sobre la circulación latitudinal del hemisferio Norte. (Fuente: según Barry y Chorley, 1999)

confluye en los altos niveles troposféricos. Hoy se admite la presencia de tres corrientes en chorro del Oeste. Las ubicadas en las latitudes más septentrionales, se les denomina corrientes en chorro del frente polar y corriente en chorro del frente ártico y «*están asociadas al abrupto gradiente de temperatura donde interaccionan por un lado, el aire polar y el tropical, y por el otro, el aire ártico y el polar. La corriente en chorro Subtropical está relacionada con el gradiente de temperaturas confinado en la topografía superior. Así, mientras que la corriente en chorro del frente polar es muy irregular en cuanto a su localización longitudinal, la corriente Subtropical es mucho más persistente. Por este motivo la ubicación de la corriente en chorro media refleja principalmente la posición de la corriente Subtropical*» (Barry y Chorley, 1999). Junto a las corrientes en chorro que fluyen en las altas capas troposféricas, las investigaciones de mesoscala han evidenciado la existencia de auténticos chorros en los niveles bajos de la troposfera, conocidos como «*Low level Jet*». Corrientes en chorro «*en bajos niveles de latitudes medias se han observado en las grandes llanuras norteamericanas asociadas al desarrollo de tornados o en la cuenca occidental del Mediterráneo en relación con la génesis de conjuntos convectivos de mesoscala que acompañan a configuraciones ciclogénicas en atmósferas fuertemente inestables*» (Gil Olcina y Olcina Cantos, 1997).

La definición de chorro circumpolar es algo excesivo, casi nunca rodea con continuidad todo el hemisferio mostrando roturas y bifurcaciones; tal vez ocurra algo parecido aquí cuando se intenta extender las ondas frontales de las latitudes templadas de una manera continua, a lo largo de todo el hemisferio. El Jet polar presenta mucha más movilidad que el chorro Subtropical, y se diferencia además en que este último no muestra ninguna relación con sistemas frontales. La particular situación de la Península, en relación con los chorros polar y subtropical, hace que en este espacio sinóptico la influencia directa del chorro polar sea pequeña; la influencia, por consiguiente, tendrá que ser indirecta.

Según se apunta en la obra «*Weather in the Mediterranean*» (Meteorological Office, 1962), en todas las épocas del año el nivel máximo del flujo zonal, en el Mediterráneo, es por lo general sobre la topografía de los 200 hPa. Si tomamos un día cualquiera del año, el nivel máximo del viento oscila entre las topografías de 150 hPa, en situaciones con una tropopausa cálida tropical alta, y de 300 hPa o incluso inferior, cuando la situación sinóptica se corresponde con una tropopausa baja. A este nivel máximo de vientos el Jet Stream se corresponde con una velocidad de 200 kms/h, siendo excepcionales velocidades en punta de 400 Kms/h. Tanto el Jet polar como el subtropical afectan el área mediterránea, aunque de distinta manera. En el Mediterráneo Occidental, debido a su baja latitud, no es favorable para la formalización del Jet polar, e incluso muy a menudo está completamente ausente. La posición media durante los meses invernales está bien al norte de la cuenca mediterránea, tendencia que se acentúa en verano, cuando dicha corriente alcanza su latitud más septentrional. En cualquier caso, las velocidades del chorro sobre la vertical de la Península Ibérica no son tan fuertes como sobre Inglaterra. Y ello debido a la divergencia que existe sobre el flanco subtropical de la zona templada, donde el gradiente térmico es pequeño, mientras que en el flanco polar de la zona templada hay convergencia, donde afluyen masas de aire muy contrastadas (aire polar y aire tropical) y existe un fuerte gradiente térmico vertical de la temperatura, por lo que el viento aumentará más fuertemente en el borde de las regiones subpolares que en el flanco del área subtropical. De ahí que en las regiones subpolares el viento del Oeste tenga su valor máximo.

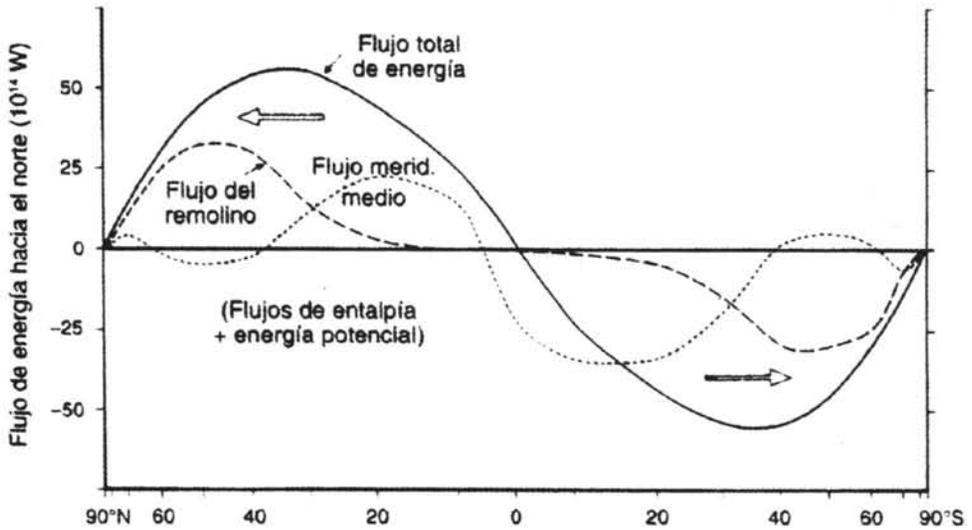


Figura 2.-Transporte de energía hacia los Polos, observándose la importancia de los remolinos horizontales en las latitudes medias. (Fuente: según Barry y Chorley, 1999)

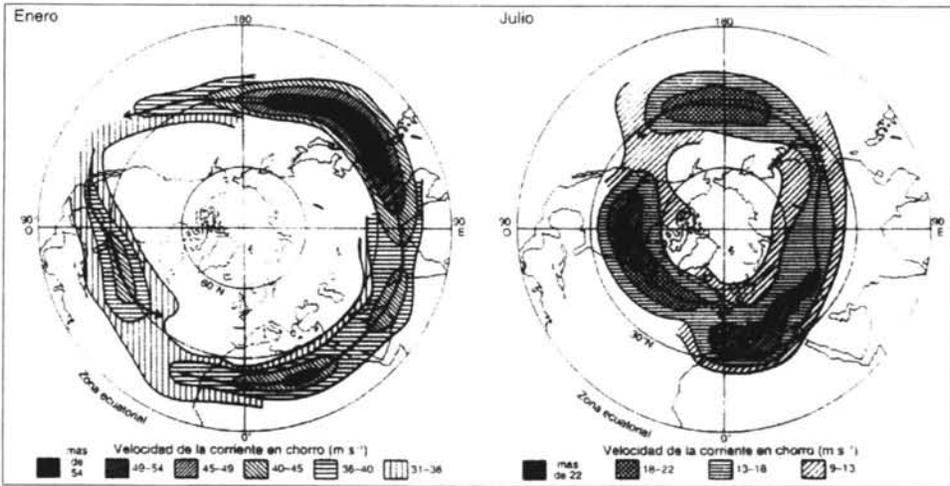


Figura 3.-Situación y velocidades medias (metros por segundo) de la “Corriente en chorro” del Oeste en el hemisferio Norte para los meses de enero y julio. (Fuente: según Namias y Clapp (adaptado de Petterssen, 1958; de Barry y Chorley, 1999)

Comúnmente aparece ligado a irrupciones de aire polar que tienen lugar con mayor asiduidad en la época invernal y principios de primavera: en situaciones de bloqueo con nítida componente meridiana, convergiendo hacia el Este, en el Mediterráneo Oriental. En ocasiones el Jet polar va asociado a frentes fríos muy activos en el Mediterráneo Occidental, localizándose el Jet sobre el norte de África. En invierno casi siempre continúa hacia el Este para unirse y reforzar el Jet subtropical sobre la cuenca oriental del Mediterráneo. Mientras el Jet polar de las latitudes medias está normalmente asociado con el frente polar principal, también ocurren casos de contrastes térmicos en medio de la troposfera que no están claramente asociados con ningún frente superficial, surgiendo un Jet sin ninguna indicación superficial.

El Jet Subtropical es de menor intensidad y surge temporalmente, con componente Oeste cerca de la Tropopausa; aparece sobre la topografía de 200 hPa en el norte de África y Mediterráneo Oriental, aunque también aparece con un porcentaje de menor frecuencia en el Mediterráneo Occidental (velocidades de 140 a 180 kms/h), especialmente en la época cálida estival, sobre la vertical del estrecho de Gibraltar. En cuanto a la latitud característica del Jet Suptropical es de 25° a 35° N en invierno y de forma más débil se puede identificar en verano entre 35° y 45° N, más regularmente sobre el área subtropical del continente asiático que sobre la cuenca mediterránea. Éste puede llevar velocidades en punta de hasta 75 metros por segundo, circulando sobre la vertical del anillo planetario de altas presiones subtropicales. Suelen ubicarse entre 300 y 200 hPa (entre 9000 y 12000 metros) en el límite superior de la troposfera, representando la frontera entre la célula de Hadley y la célula de Ferrel. Las ondulaciones de la Corriente en chorro Subtropical *« están relacionadas con las fluctuaciones de los anticiclones subtropicales en el marco de los procesos de transferencia energética planetaria entre latitudes bajas y medias »* (Martin Vide y Olcina Cantos, 1996). Las ondas están configuradas por crestas (curvaturas hacia los polos) y vaguadas (curvaturas hacia el Ecuador).

Durante la época invernal el Jet Stream Subtropical es constante relativamente y continuo en su ubicación, con un eje sigularmente estrecho. Este Chorro define *« el límite septentrional de la célula de viento alisio, en la troposfera superior y, aunque es muy acusado durante el invierno, empieza a romperse y a debilitarse al llegar el verano, hasta perder su importancia como corriente fuerte global »* (Donn, 1978).

La situación, pues, de la Península no está en la trayectoria normal de las corrientes en chorro del frente polar y del cortejo de perturbaciones que le acompañan. La mayor parte de las perturbaciones atmosféricas de la Península, región del estrecho y Mediterráneo Occidental se caracterizan por ser, en su mayoría, nuevas formaciones o bien reactivaciones de otras existentes que pueden considerarse como nuevas.

Las situaciones de tiempo en la Península responden a dos amplios modelos que la corriente en chorro presenta en nuestras latitudes subtropicales.

- I. Corriente Zonal. El chorro lleva una nítida trayectoria Oeste-Este en el sentido de los paralelos terrestres y es muy rápido, 150 km/h, como mínimo. Debido al fuerte gradiente barométrico horizontal, los desplazamientos meridianos son muy limitados en este tipo de régimen rápido, característico de los meses fríos de noviembre a marzo. Esta situación, singularizada en superficie por el desplazamiento sucesivo de ondas ciclónicas e intervalos regulares, raramente alcanza plenamente a la Península.

II. Situación de bloqueo. A veces la circulación zonal de las latitudes medias se convierte en una circulación celular. El bloqueamiento de la corriente zonal consiste en la migración hacia el Norte de áreas anticiclónicas cálidas, alcanzando las altas latitudes, y hacia el Sur vórtices cerrados fríos en contra de la tendencia general, a la formación de ciclones al norte de la corriente principal y anticiclones al sur de ella. El bloqueamiento o ruptura de la corriente zonal da lugar a cambios bruscos de tiempo, situaciones anómalas dentro de la distribución normal, y ejerce fuerte influjo en la climatología Ibérica. La corriente en chorro presenta ahora un tipo específico de circulación lenta, de gran amplitud de onda de las líneas de flujo y actúa bloqueando la corriente zonal y conduce a la formalización de situaciones en Omega, en Rombo y en Gota, con corrientes meridianas.

Seguidamente, vamos a analizar brevemente los procesos meteorológicos que conducen en la Península a la ruptura de la circulación zonal y, por consiguiente, a la formación de centros anticiclónicos al norte y ciclónicos al sur, responsables, estos últimos, de los periodos lluviosos más importantes y generales en el solar Ibérico, ya que le afectan globalmente, frente a la circulación zonal que únicamente interesa a la vertiente atlántica.

A. Situación en Omega. Tiene lugar cuando se intensifican las componentes meridianas de las ondas de gran amplitud en las situaciones de corriente zonal muy evolucionadas. Es realmente *«el caso de bloqueamiento de la corriente zonal, caracterizado en superficie por la persistencia de célula anticiclónica cálida en latitudes altas y depresiones frías en bajas latitudes y en altura, por la bifurcación del chorro general en dos brazos bien separados, uno dirigido hacia el norte del anticiclón y otro al sur de la depresión fría»* (Rodríguez Franco, 1955). Esto es, el aire tropical asciende en altitud y queda inmovilizado por los chorros que lo limitan al oeste y al este. Una vez constituida es de lenta evolución, se denomina en *«Omega»* por adquirir las líneas de flujo de viento la forma de esta letra mayúscula del alfabeto griego. Tal situación de tiempo presenta una marcada tendencia a establecer su eje a lo largo de la fachada marítima de Europa del Oeste. En la Península se traduce en un periodo de sequía, con contrastes de tiempo en sus límites occidental y oriental, según que nos encontremos en la advección cálida o fría septentrional.

B. Situación en Rombo. Está motivada por una bifurcación de la corriente zonal en dos ramales: uno dirigido hacia el nordeste y otro hacia el Sureste. Ramales que nuevamente se juntan tras girar, respectivamente, los dos nuevos chorros hacia el Sureste y Nordeste, constituyendo un sistema formado por una célula anticiclónica al norte y un vórtice frío al sur. No es una situación atmosférica duradera, más bien de transición. A pesar de ello, en la Península posee gran importancia la formalización de esta situación, ya que existe una tendencia a establecer el eje meridiano del bloqueamiento de la corriente zonal sobre las costas occidentales de Europa (Pedelaborde, 1957), y correspondiendo a España y Portugal la influencia del vórtice ciclónico, que por el desplazamiento general de oeste a este, le afecta plenamente con temporales de lluvias y vientos del tercer y segundo cuadrante.

C. Situación en Gota. Se parte del estado inicial de corriente zonal, con ondas de poca amplitud, se inicia el ahondamiento de un seno o vaguada, aumentando

rápida su amplitud y disminuyendo, a su vez, lentamente, su longitud de onda. El proceso continúa, originándose una diferencia en la velocidad de desplazamiento, dentro de la propia vaguada, entre la parte norte y sur de ésta, intensificándose la dorsal del oeste y dando lugar a una intensificación de la corriente meridiana, hasta el extremo de formarse un chorro septentrional al este de la cuña que ahonda la vaguada. La dorsal acelera su desplazamiento, que bascula hasta unirse con la del este, cortándose el extremo meridional de la vaguada de la corriente zonal sobre la que originariamente se formó y dando lugar a un vórtice ciclónico cerrado frío, o gota fría, contorneada por aire Subtropical cálido, constituyendo así, a modo de un vórtice frío en altura. Estas gotas frías se manifiestan primeramente en los mapas de niveles altos, siguiendo las topografías de 500 y 300 hPa, muy aptas para su localización. En los primeros momentos de su formación no llegan a reflejarse en superficie, donde puede suceder que sigan dominando condiciones anticiclónicas mientras que el estado del tiempo se muestra muy perturbado. Por lo general acaban por reflejarse también, en superficie, no obstante sin alcanzar la profundidad que en altura.

Una irrupción muy profunda de aire polar puede dar lugar a que éste quede embolsado, produciendo el fenómeno de la «gota fría», lo que los meteorólogos alemanes denominan «*Kaltluftföhen*» y los ingleses reconocen con el nombre de «*Pools of cold air*». Una definición clásica, aún válida, es la dada por Scherhag al definir la gota fría como una zona de baja presión en altura, no reconocible en el mapa de superficie, o por lo menos más pronunciada en altura que en el suelo, y unida a una masa de aire frío aislado en la troposfera media en cuyo centro la temperatura, en los niveles altos, está unos 5°C más fría que en sus alrededores y con una velocidades que pueden alcanzar los 100-200 km/h. Las isotermas suelen estar, por lo habitual, concéntricas con las isohipsas, coincidiendo -frecuentemente- el mínimo hipsométrico con el núcleo frío. Para algunos autores hay una característica selectiva de la gota fría que otros, en cambio, prefieren ignorar: el hecho de que el vórtice ciclónico de los altos niveles se refleje o no en los mapas de superficie. La gota fría está ligada a un tipo específico de circulación lenta en altos niveles (aproximadamente 300 hPa), de onda corta de la corriente en chorro, con amplios desplazamientos meridianos de aire frío; así pues, es ante todo un mecanismo meridiano, con circulación ciclónica, con situación final de bloqueo. Dicho vórtice ciclónico termina por quedar aislado de su frente polar, con un ramal de la corriente en chorro a su alrededor como consecuencia del reajuste de las ondas largas de la circulación general, gastando su enorme energía en producir meteoros violentos, tales como tormentas, chubascos, aguaceros, etc.

La gota fría es un fenómeno meteorológico importante en el clima peninsular, ya que es el protagonista de repentinos cambios de tiempo, de difícil predicción, tanto en su formación y evolución como en intensidad. Su actuación en las regiones mediterráneas es secular, siendo la responsable de una parte muy importante del total de lluvias del Sureste y Levante peninsular, así como también incide muy activamente en la erosión de los suelos, provocada por la escorrentía generada por la torrencialidad de las precipitaciones (aguaceros torrenciales de octubre de 1973 en Murcia y Almería; inundaciones de octubre de 1982 en Valencia y Murcia; lluvias torrenciales de julio de 1986 en la cuenca alta del Segura; aguaceros torrenciales de noviembre de 1987 en Murcia y Valencia; lluvias catastróficas de septiembre de 1989 en el litoral mediterráneo español). Las gotas frías o «DAN» (Depresión

Aislada de Altos Niveles), que es la denominación que prefieren los actuales predictores del Instituto Nacional Español de Meteorología, se manifiestan primeramente en los mapas de niveles altos, siendo las topografías absolutas de 500 y 300 hPa, propicias para su localización. En los primeros momentos de su formación suele reflejarse con rapidez en la topografía de 500 hPa, e induce a reflejarse en niveles más bajos, pero no siempre en superficie, donde puede ocurrir que sigan dominando condiciones anticiclónicas mientras que el estado del tiempo se muestra muy perturbado. Por lo general acaban por reflejarse en superficie, no obstante sin alcanzar la profundidad que en altura, por lo que entra en la categoría de depresión fría.

Tanto en las situaciones de Rombo y de Gota fría como en las de Omega, todas definen un tipo de circulación meridiana, es de la mayor importancia la localización del bloqueo y, así mismo la ubicación del vórtice frío. Por ejemplo, en enero de 1970 un anticiclón de bloqueo sobre Europa central y Escandinavia hizo posible que las perturbaciones se estancaran sobre la Península Ibérica, provocando un mes de enero muy lluvioso y nuboso, mientras que en 1981 el bloqueo se localizó sobre el Mediterráneo occidental y Suroeste europeo, con el resultado de un mes de enero muy frío y despejado. Los puntos más sensibles para la Península son el golfo de Cádiz, estrecho y Mar de Alborán. En ambas áreas representan un papel decisivo la activación del chorro (Rodríguez Franco) al situarse sobre el norte de África, tanto por su proximidad al chorro subtropical, como por el efecto de confluencia, confirmando en parte la teoría de Clapp y Namías, que fundamenta el chorro en la confluencia del aire ecuatorial con el polar en latitudes altas y medias, bajo el influjo de los factores normales: Montañas, costas, océanos (Due Rojo, 1954). La influencia orográfica juega un papel muy singular en la inestabilización del chorro. Por un lado, el área atlántica comprendida entre Azores, Canarias, Atlas y golfo de Cádiz; de otra parte, la cuenca del Mediterráneo Occidental. Ambas regiones con fuerte poder de ciclogénesis y, a la vez, fuentes de masas de aire, están aisladas entre ellas por el bloque macizo de la Península y norte de África. Lo que redundo en una discriminación de la localización de las nuevas perturbaciones a uno y otro lado y, posteriormente, una vez formalizados, una barrera natural actúa oponiéndose a su libre movimiento, que hace que éste resulte brusco y anárquico. Si bien la Península no se encuentra en un área afectada directamente por el chorro polar, por el contrario queda bajo la influencia de estos vórtices ciclónicos que se desprenden al sur de la corriente principal. Nuestro espacio sinóptico está surcado por bifurcaciones o desprendimientos de la corriente principal que, en rápidos desplazamientos, se dirigen de norte a sur.

## BIBLIOGRAFIA

- ALBENTOSA, L. M. (1976): «Climatología dinámica , sinóptica o sintética. Origen y desarrollo». *Revista de Geografía*, Vol. X, Universidad de Barcelona, nº 1-2, pp. 40-157.
- CALONGE CANO, G. (1984): *Climatología de los inviernos en Valladolid*. Secretaría de Publicaciones, Universidad de Valladolid, Valladolid.
- CANALEJO, M. et Al. (1993): *Sistemas Convectivos de Mesoescala. Campaña Previmet Mediterráneo-90*. Nota técnica STAP nº9, INM, Madrid.

- CANALEJO, M. et Al. (1994): *Sistemas Convectivos de Mesoescala. Campaña Previmet Mediterráneo-92*. Nota técnica STAP nº14, INM, Madrid.
- CAPEL MOLINA, J. J. (1974): «Génesis de las inundaciones de octubre de 1973 en el SE de la P. Iberica». *Cuadernos Geográficos*, Universidad de Granada, nº 4, pp 149-166.
- CAPEL MOLINA, J. J. (1975): «Tipos de tiempo de invierno en la Andalucía Atlántica». *Boletín Real Sociedad Geográfica*, Madrid, pp. 7-63.
- CAPEL MOLINA, J. J. (1975): *El clima de la cuenca baja del Guadalquivir. Síntesis Geográfica*. Tesis Doctoral, nº 109. Universidad de Granada, 50 págs
- CAPEL MOLINA, J. J. (1976): *Los mecanismos de la precipitación en Almería y la circulación en altura*. Caja Rural Provincial de Almería, 54 págs.
- CAPEL MOLINA, J.J.(1976):“*El clima de la cuenca baja del Guadalquivir*”, Tesis doctorales de la Universidad de Granada (resumen) nº 109
- 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». *Paralelo 37º*, Diputación de Almería, num. 1, pp. 109-132.
- CAPEL MOLINA, J. J. (1978): «Tipos de tiempo de verano en el bajo Guadalquivir». *Estudios Geográficos*, nº 151, CSIC, Madrid, pp. 163-185.
- CAPEL MOLINA, J. J. (1978): «Avance sobre las invasiones de aire cálido en la Península Ibérica: los mecanismos». *Cuadernos Geográficos*, Universidad de Granada, pp. 45-62.
- CAPEL MOLINA, J. J. (1979): «Lluvias de barro registradas en enero de 1979 en el SE de la Península Ibérica». *Anales de Ciencias*, Colegio Univer. de Almería, pp. 103-111.
- CAPEL MOLINA, J. J. (1980): «Situaciones sinópticas de lluvias torrenciales en el litoral mediterráneo español». *Anales de Ciencias*, Colegio Univer. de Almería, pp. 121-138.
- CAPEL MOLINA, J.J.(1981): “Los mecanismos de la precipitación en la España Atlántica y el flujo a los 500 milibares” En, *Aportación Española al XXIV Congreso Internacional de Geografía de Tokio*, Madrid.
- CAPEL MOLINA, J.J.(1981): “*Los Climas de España*.” Oikos-Tau, Barcelona.
- CAPEL MOLINA, J. J. (1982): «Los mecanismos de la precipitación en la España atlántica y el flujo a los 500 mb». *Boletín Real Sociedad Geográfica*, Madrid, pp. 41-50.
- 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*. La Crónica, Almería 146 págs.
- CAPEL MOLINA, J. J. (1983): «La ola de frío de febrero de 1983 en España». *Paralelo 37º* Diputación de Almería, pp. 103-120.

- CAPEL MOLINA, J. J. (1983): «Situaciones sinópticas de lluvias intensas en la Meseta Castellana». *Anales de Geografía*, Univer. Complutense, Año III, Madrid, pp.105-123.
- CAPEL MOLINA, J. J. (1986): «Un fenómeno climático excepcional en Europa Atlántica. La tromba de agua de agosto de 1983 en el golfo de Vizcaya». E. Universidad Nova de Lisboa, Lisboa, pp. 125-142.
- CAPEL MOLINA, J.J. (1986): *El clima de la provincia de Almería*. Monte de Piedad y Caja de Ahorros de Almería.
- CAPEL MOLINA, J. J (1988): Trayectorias de las gotas frías en el flanco sur europeo: Archipiélagos Ibéricos, Mediterráneo y Mar Negro. En, *Avances sobre la investigación en Bioclimatología*. C.S.I.C., Madrid, pp. 489-505.
- CAPEL MOLINA, J.J.(1987): El clima de Andalucía. En, *Geografía de Andalucía*, Vol. II, ed. Tartessos, dirigida por Gabriel Cano, Sevilla
- CAPEL MOLINA, J. J. (1988): «Las lluvias torrenciales de noviembre de 1987 en Levante y Murcia». *Estudios Románicos*, Vol. 6, Universidad de Murcia, pp. 1551-1562.
- CAPEL MOLINA J. J. (1989): «Incidencia de la termoconvectividad en las lluvias torrenciales de la España mediterránea». En, *Avenidas fluviales e Inundaciones en la cuenca del Mediterránea*, C.A.M. e Instituto Universitario de Geografía, Alicante, pp. 89-105.
- CAPEL MOLINA, J. J. (1989): «Convección profunda sobre el Mediterráneo español. Lluvias torrenciales en los días 4 al 7 de septiembre de 1989 en Andalucía Oriental, Murcia, Levante, Cataluña y Mallorca». *Paralelo 37º*, Diputación de Almería, 13, pp. 51-80.
- CAPEL MOLINA, J. J. (1990): «Ciclogénesis violenta en el Mediterráneo. La inundación de Málaga de noviembre de 1989». *Papeles de Geografía*, Nº 16, Universidad de Murcia, pp. 9-34
- CAPEL MOLINA, J.J. (2000): El clima de la Península Ibérica. Ed. Ariel, Barcelona.
- CAPEL MOLINA, J.J. (2001): «Los sistemas convectivos de mesoescala y su influencia en la España Mediterránea». Rev. *Papeles de Geografía*, nº 32, Universidad de Murcia, pp.29-43.
- CAPEL MOLINA, J. J. y LOPEZ, J. A. (1991): «Los mecanismos pluviométricos en la Submeseta Meridional». *Papeles de Geografía*, Universidad de Murcia, Vol. 17, pp. 21-42.
- CAPEL MOLINA, J. J. y OLCINA CANTOS, J. (1993): «Ondas cortas atmosféricas estivales y fenómenos tormentosos con granizo en el Sureste peninsular Ibérico». *Papeles de Geografía*, nº 19, Universidad de Murcia, pp. 1-34.
- CARRETERO, O. M. et Al. (1993): *Sistemas Convectivos de Mesoescala. Campaña Previmet Mediterráneo-91*. Nota técnica STAP nº12, INM, Madrid.

- CASCOS MARAÑA, C. (1982): *Contribución al estudio de los tipos de tiempo de verano en Valladolid*. Institución Cultural Simancas, Valladolid.
- CASTILLO REQUENA, J.M.(1989): *El clima de Andalucía: Clasificación y análisis con los tipos de tiempo*. Diputación Provincial de Almería, Instituto de Estudios Almerienses.
- CISNEROS TARMEÑO, E. (1988): Análisis del régimen de la precipitación en el Perú durante el periodo 1982-1983 y su relación con la circulación atmosférica sudamericana. Tesis Doctoral. Universidad Agraria La Molina, Facultad de Ciencias, lima.
- CLAVERO, P. (1977): *Los climas de la región Valenciana*. Depto. de Geografía Tesis doctoral, Universidad de Valencia.
- CLAVERO, P. y RASO NADAL, J.M. (1979): «Catalogo de tipos sinópticos para un estudio climático del Este de la Península Ibérica y Baleares». E, *Aportaciones en Homenatge al geògraf Salvador Llobet*. Dpto Geografia. Universidad de Barcelona, pp. 63-86.
- CLAVERO, P. et Al. (1980): «Las precipitaciones de octubre de 1979 en Barcelona». Notes de Geografia Física, 2, Universidad de Barcelona, pp. 31-34.
- CLAVERO, J. M. et Al. (1985): «La ola de frío de enero de 1985 en España y su recurrencia en el litoral nordeste de la Península Ibérica». En, *Riesgos y Drenajes XXI*, 1, Barcelona, pp. 43-52, Prensa XXI.
- DEL PINO CORREDERA, J. de D. (1996): Caracterización de diversas situaciones de Levante en el estrecho. *IV Simposio Nacional de Predicción, Memoriasl «Alfonso Ascaso»*. Madrid, 15-19 de abril, I.N.M., Madrid.
- DONN, W.L. (1978): *Meteorología*. Reverté, Barcelona, Buenos Aires.
- DUE ROJO, A. (1954): «El Jet Stream o río aéreo estratosférico. *Rev. De geofísica*, año XIII, Madrid.
- ELVIRA, B. O. Et Al. (1996): *Sistemas Convectivos de Mesoescala. Campaña Previmet Mediterráneo-94*. Nota técnica STAP nº24, INM, Madrid
- FERNÁNDEZ GARCÍA, F. (1986): *El clima de la Meseta Meridional. Los tipos de tiempo*. Ed. Universidad Autónoma, pp. 215. Madrid,
- FONTAINE; P. (1951): «Les gouttes d'aire froid sur l'Europe, la Méditerranée et l'Atlantique E.». *La Météorologie*, au-juin, pp.98-112.
- GALÁN GALLÉGO, E. (1989): *Tipos de tiempo anticiclónicos invernales en la España peninsular y Baleares*. Ensayo metodológico. Ediciones de la Universidad autónoma de Madrid.
- GARCÍA DE PEDRAZA, L. (1983): «Situaciones atmosféricas tipo que provocan aguaceros torrenciales». *Estudios Geográficos*, Vol. XLIV, nº 170-171, CSIC, Madrid, pp. 61-73.
- GARCÍA FERNÁNDEZ, J. (1986): *El clima de Castilla y León*. Ed. Ámbito. Valladolid.

- GENOVÉS, A. y JANSÁ, A. (1988): «caracterización estadística de las perturbaciones mesoscálicas en la región ibérico-mediterránea». *Memoria del Primer Simposio Nacional de Predictores*. Madrid, pp. 39-47.
- GIAO, A (1996): "Climatologie dynamique de la Péninsule Ibérique". *Arquivo do Instituto Gulbenkian de Ciência*. vol. IV, nº4. Lisboa.
- GIL OLCINA, A. y OLCINA CANTOS, J. (1997): *Climatología general*. Ed. Ariel, Barcelona.
- JANSÁ GUARDIOLA, J. M<sup>a</sup>. (1959): «La masa de aire mediterráneo», *Rev. De Geofísica, Vol. XVIII*, Madrid, pp. 35-50.
- JANSÁ GUARDIOLA, J. M<sup>a</sup>. (1963): «La corriente en chorro mediterránea». *Rev. De Geofísica, Saitibi*, Universidad de Valencia, Valencia.
- LAZO ALCALÁ DEL OLMO, E. (1955): «La gota de aire frío». *Rev. de Aeronáutica*, Madrid, pp. 952-960.
- LINÉS ESCARDÓ, A. (1956-1964): «Notas acerca de los temporales que afectaron a la Península Ibérica». *Rev. de Geofísica*, nº 58 a 92, Madrid.
- MADDOX, R. (1980): «Mesoscale Convective complexes». *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 61, pp. 1374-1387.
- MARTIN, F. Et Al. (1994): ): *Sistemas Convectivos de Mesoescala. Campaña Previmet Mediterráneo-93*. Nota técnica STAP nº15, INM, Madrid.
- MARTIN VIDE, J. Y OLCINA CANTOS, J. (1996): *Tiempos y climas mundiales*. Oikos-Tau, Barcelona.
- METEOROLOGICAL OFFICE (1962): *Weather in the Mediterranean. Volume I General Meteorology*. 2<sup>a</sup> edition, London. Her Majesty's Stationary Office.
- MOUNIER, J. (1979): "La diversité des climats océaniques de la Péninsule Ibérique". *La Meteorologie*, VI, 16, pp. 205-227. Paris.
- MOUNIER, J. y ALMAOUB, A. (1983): «Precipitations intenses, dans les regions littorales mediterraneennes de l'Espagne». *La Météorologie*, nº 34, septembre, pp.85-114.
- OLCINA CANTOS, J. (1992): "Sistemas nubosos, conjuntos convectivos de mesoscala causantes de precipitaciones torrenciales en la fachada mediterránea de la Península Ibérica. Causas sinópticas". *I Congreso Iberoamericano de Meteorología y V Congreso Interamericano de Meteorología*. Cáceres y Salamanca, octubre.
- OLCINA CANTOS; J. (1994): *Riesgos climáticos en la Península Ibérica*. Ed. Penthalón, Madrid.
- OLCINA CANTOS, J. (1995): *Episodios meteorológicos de consecuencias catastróficas en las tierras alicantinas (1900-1990)*. Tesis doctoral, Universidad de Alicante.

- PASCUAL RODRIGUEZ, J. M<sup>a</sup>. y SÁNCHEZ EGEEA, J. (1996): «Fenómenos convectivos severos con formación de tornados en Galicia». En, *III Simposio Nacional de Predicción del I.N.M.*, Madrid, pp. 89-99.
- PEDELABORDE, P. (1957): *Le climat du bassin parisien*. Ed. Genin, Paris.
- PEJENAUTE GOÑI, J.M<sup>a</sup>.(1990): "Introducción al estudio de la climatología en Navarra". *Lurralde. Investigación y Espacio*, 13, pp. 43-62.
- PEJENAUTE GOÑI, J.M<sup>a</sup>. (1990): *Tipos de tiempo y clima de las comarcas navarras*. Gobierno de Navarra, 545 pp.
- RIOSALIDO, R. y CARRETERO, O. (1998): «Sistemas Convectivos de Mesoscala: Climatología mediante imágenes de satélite». *Nimbus*, pp. 113-136.
- RIOSALIDO, R. et Al. (1998): Development of a mesoscale convective system in the Spanish Mediterranean Area. Proc. 7<sup>th</sup> Meteosat Scientific Users' Meeting. Madrid, 27-30, Sep. EUM P 04, pp. 375-378.
- RIVERA, A. y MARTINEZ, C. (1984): «Tratamiento digital de imágenes Meteosat de alta resolución. Aplicación al caso de las inundaciones de Levante en octubre de 1982». *Rev. De Meteorología*, diciembre, Madrid, pp. 67-80.
- RIVERA, A. M<sup>a</sup> y RIOSALIDO, R. (1986): «Mediterranean Convective Systems as viewed by Meteosat. A case study. Proc. 6<sup>th</sup> Meteosat Scientific Users' Meeting. Amsterdam, 25-27 Nov., EUM P 01, Vol.1.
- RODRIGUEZ FRANCO, P. (1955): Notas sobre las corrientes en chorro. *Rev. De Geofísica*, XIV, Madrid.
- RODRÍGUEZ FRANCO, P. (1958): "Máximos de viento y formación de depresiones sobre la Península Ibérica y Mediterráneo Occidental". *Rev. de Geofísica*, XVII, pp.275-304. Madrid.
- RODRÍGUEZ FRANCO, P. (1962): "Influencia de la alta troposfera en el desencadenamiento de la inestabilidad sobre la Península Ibérica". *Rev. de Geofísica*, XXI, pp.15-38. Madrid.
- RUIZ URRESTARAZU, P. (1982): *La transición climática del Cantábrico Oriental Valle Medio del Ebro*. Diputación Foral de Álava. 651 pp.
- SÁNCHEZ EGEEA, J. (1968): «Situaciones de tiempo en la Península Ibérica». *Rev. De Aeronáutica*, Madrid, pp. 96-102.
- SÁNCHEZ RODRIGUEZ, J. (1993): *Situaciones atmosféricas en España*. Dirección General del Instituto Nacional de Meteorología, Madrid.
- SOLIÑO VIDAL, A. y GAYA, M. (1996): «Caps de Fibló». (Trombas o tornados). Algunas observaciones recientes». *III Simposio Nacional de Predicción del INM*, Madrid, pp. 19-25.
- URIARTE, A. (1983): *Régimen de precipitaciones en la costa del NW y N de la Península Ibérica*. Caja de Ahorros de Guipúzcoa, 549 pp. San Sebastian.

Fecha de recepción: 14 de Octubre de 2001. Fecha de aceptación: 26 de Noviembre de 2001