

J. M. JANSÁ

LA CORRIENTE EN CHORRO MEDITERRÁNEA

El reconocimiento de las corrientes en chorro como elemento permanente de la dinámica atmosférica data de unos veinte años atrás, es decir, desde la época en que la exploración de la atmósfera libre por medio de aviones y radiosondas empezó a generalizarse como tarea cotidiana en muchos países ¹.

Una corriente en chorro consiste en la intensificación brusca de la fuerza del viento dentro de una especie de canal de eje casi horizontal y sección elíptica (eje menor vertical) ²; el eje del chorro suele ser curvilíneo, más o menos ajustado a un círculo de latitud; su desarrollo longitudinal es del orden de los 90°, pero en conjunto suele dar una vuelta completa a la tierra, con pocas interrupciones; cada segmento describe amplias ondulaciones de 30° a 60° de longitud de onda. El nivel del chorro viene a coincidir con el de la tropopausa (unos 11 kilómetros en nuestra región); ésta se rompe en el mismo punto. El diámetro transversal horizontal alcanza unos 800 kilómetros y el vertical unos 12 kilómetros. La velocidad en el centro del chorro no es uniforme, pero oscila entre los 35 y los 80 m/seg.; dentro de un mismo *cauce* suelen sucederse dos o tres *nódulos* de velocidad máxima. El incremento de velocidad en sentido transversal al pasar del exterior al interior del chorro vale unos 10 m/seg. por cien kilómetros. Las líneas de corriente a lo largo del chorro son paralelas entre sí, convergentes en su extremo de entrada (confluencia) y divergentes en la salida (difluencia). Ordinariamente el chorro es simple, es decir, que en un corte meridiano se encuentra una sola corriente, pero en ocasiones excepcionales se desdobra en dos corrientes más o menos paralelas; esta situación suele ser breve; el chorro secundario nace por bifurcación y a veces llega a constituir un sistema casi completo, concéntrico con el principal; la anomalía termina por refundición o confluencia de las dos corrientes ³.

¹ WILETT, H. C., *Descriptive Meteorology*. Nueva York, 1944.

² VAN MIEGHEM, «Aerologie». *Bulletin de L'OMM*, 1956, pág. 109.

³ ALAKA, M. A.; JORDAN, C. L., y RENARD, R. J., *The Jet Stream*. Norfolk, 1953.

Atención especial merece para nosotros el desplazamiento en latitud. Sus situaciones extremas, según Namias⁴, corresponden a unos 25° en enero y unos 45° en julio. Paralelamente a este desplazamiento en latitud se produce una fluctuación de intensidad con un máximo de 40 m/seg. en invierno y un mínimo de 15 en verano⁵.

Como consecuencia de estas fluctuaciones la corriente en chorro del hemisferio N. tiende a estacionarse sobre el Mediterráneo en la época del solsticio de verano, mientras que en invierno emigra hasta el desierto de Sahara y aun más al S. Según esto, no puede hablarse de corriente en chorro mediterránea más que durante la mitad cálida del año; en invierno dicha corriente quedaría al S. de nuestra región; en ningún momento pasaría al N. de ella. De acuerdo con el esquema de Namias, el segmento europeo de la corriente en chorro durante el verano coincidiría exactamente con el eje del Mediterráneo, empezando al E. de la Península Ibérica, cruzando por encima de la isla de Mallorca, por el S. de Italia y Grecia, mar Negro y Caspio, para terminar poco más allá del lago Aral; su longitud total sería de unos 65° del paralelo, de 40° de latitud.

Las consideraciones anteriores dejan fuera de duda la existencia de una rama fundamental de la corriente planetaria en chorro que atraviesa la cuenca occidental del Mediterráneo y más concretamente el archipiélago balear. Por de pronto queremos llamar la atención sobre dos circunstancias esenciales: 1.ª, que la corriente en chorro afecta solamente a una estrecha zona del hemisferio, y 2.ª, que, donde existe, gobierna primariamente todo el régimen meteorológico. Nuestra región se encuentra en este caso; la corriente en chorro debe ser para ella una pieza maestra de la estructura del tiempo, por lo menos durante una buena parte del año. Ahora bien; podemos adelantar, en contradicción aparente con lo que acabamos de decir, que si bien es verdad que la meteorología de Mallorca (y de todo el Mediterráneo occidental) está profundamente afectada por la acción de la corriente en chorro, sus efectos más intensos no corresponden al verano, sino al invierno y con mucha diferencia.

No es difícil justificar esta anomalía, y la explicación que vamos a dar servirá al mismo tiempo para puntualizar la verdadera significación del esquema de Namias. En primer lugar, este esquema ha sido construido con datos insuficientes y necesita numerosos retoques locales; siendo el Mediterráneo precisamente una región de meteorología muy complicada, seguramente adolece en esta parte de sensibles desviaciones e inexactitudes. Pero, en segundo lugar, y esto es lo más importante, no hay que olvidar que un esquema estadístico no debe nunca interpretarse en sentido dinámico; los resultados estadísticos dependen en gran parte del método seguido para

⁴ NAMIAS, J., y CLAPP, P. F., *Journ. Meteor.*, 1949, pág. 330.

⁵ ALAKA, JORDAN y RENARD, *op. cit.*

elaborar el material; en este caso se han tomado como base las secciones meridianas medias mensuales y de ellas se ha deducido la situación del eje del chorro; los resultados habrían sido distintos si se hubiese tomado como base la situación sinóptica diaria del eje del chorro y de ella se hubiese deducido su posición media, y todavía habrían sido distintos si se hubiese procedido en otra forma. La impresión que se saca de la práctica sinóptica es que el curso de la corriente en chorro hay que localizarlo mucho más al N. en todas las épocas del año, de donde resulta que no será en verano, sino en invierno cuando el Mediterráneo caerá bajo su influencia; en verano se asentará sobre la Europa central y aún más al N.

Un rasgo esencial de las corrientes en chorro, que hasta ahora no hemos considerado, es un íntimo enlace con el frente polar. Aunque la dependencia mutua entre ambos fenómenos no sea sencilla, está demostrado no solamente que hay un paralelismo estrecho entre la posición del frente en el suelo y el chorro en altitud y una coincidencia de latitudes a la altura de los 300 mb., sino también una concordancia sorprendente entre las vicisitudes que experimentan el frente, por un lado, y el chorro, por otro, como lo ha demostrado Vederman⁶. Como la existencia de una rama mediterránea del frente polar, particularmente activa en invierno, es sobradamente conocida, es de presumir la presencia frecuente de una corriente en chorro en los mismos parajes y época. Aunque el material de observación disponible no es todavía muy abundante, no cabe ninguna duda sobre la exactitud de esta consecuencia, como vamos a ver.

Antes de pasar al análisis experimental es necesario todavía insistir sobre un detalle que ya hemos indicado, y que da la verdadera razón de que la posición media del chorro haya quedado determinada de una manera muy ambigua; nos referimos al curso ondulado de la citada corriente. Tales ondulaciones se manifiestan de un modo muy exagerado en el mapa sinóptico, y lo que es peor, adolecen de una gran variabilidad. Desde que empezaron las investigaciones sobre la circulación general, con criterio físico ha obtenido apreciables éxitos el índice de Rosby, que permite cifrar numéricamente el carácter de la misma. La circulación general nace, por decirlo así, de un compromiso entre el impulso zonal y el impulso meridiano. Si la circulación fuese puramente zonal no habría intercambio entre masas de aire; por el contrario, si fuese puramente meridiana, este intercambio sería muy activo; como por razones de continuidad el circuito meridiano no puede ser vertical, resultan como tipos extremos de circulación posible el flujo estrictamente zonal, por un lado, y el flujo pluricelular, por otro. Este flujo pluricelular habría de estar regido por una corona de centros de acción dispuestos alrededor del polo, alternativamente ciclónicos y anti-

⁶ VEDERMAN, J., «The Life Cycles of Jet Streams and Extratropical Cyclones». *Bulletin A. M. S.*, junio 1954.

clónicos; su número dependería de las condiciones iniciales. En cambio, el flujo zonal puro exige la existencia de un extenso ciclón polar rodeado de un anillo tropical anticiclónico. Como decimos, el flujo real, de curso sinusoidal, puede considerarse como resultante de una simple superposición cinemática de ambos sistemas; cuando predomina la circulación celular es bajo. El flujo, en el primer caso, es rápido porque la masa de aire que participa en la circulación es máxima; por el contrario, cuando el chorro ondula ampliamente tiende a remansarse como un río con meandros, ya que entonces la masa total de aire movida es mucho mayor. Deben considerarse como características del régimen el número de ondas y su amplitud, de tal manera que la alteración de cualquiera de estos dos parámetros, que no ocurre nunca sin perturbaciones, puede calificarse con toda propiedad de cambio de régimen; el cambio de amplitud puede efectuarse por transición continua, pero el paso de un número de ondas a otro no puede hacerse sino con violencia; dicho número oscila entre cuatro y seis.

Fijando de un modo más especial nuestra atención sobre Europa, diremos que, con alto índice de circulación, el centro de acción depresionario de Islandia es amplio y profundo, mientras que el anticiclón de Azores llega hasta la Península Ibérica y aun penetra en el Mediterráneo; el gradiente entre estos dos extremos es muy fuerte; el frente polar se manifiesta con vigor, atravesando el Atlántico Norte y penetrando a través de Inglaterra hacia Alemania y S. del Báltico; las borrascas que se desarrollan a lo largo del mismo son intensas y siguen trayectorias más o menos rectilíneas, que no afectan a la cuenca mediterránea; este régimen es frecuente en enero. En cambio, con bajo índice de circulación, los meandros de la corriente en chorro irrumpen hacia el S. y sobrepasan la latitud de Mallorca; por eso la dirección del chorro que corta la cuenca occidental del Mediterráneo no es casi nunca paralela al ecuador; según cuál sea la situación de la vaguada ciclónica en altura que el chorro bordea, podremos tener una corriente del SW. o del NW.; la intervención de la componente meridiana es decisiva porque significa el trasiego de masas de aire de características inversas: aire polar cuando predomina la componente N. y ecuatorial cuando predomina la del S. La rama del frente polar asociada con estos segmentos de la corriente en chorro tiene también la orientación general que corresponde y esto hace que solamente se desarrolle una familia de ciclones bien constituidos cuando gobierna el chorro del SW., es decir, cuando la vaguada de aire polar se dirige hacia la Península Ibérica. Todo esto, que puede preverse como consecuencia de la estructura de la circulación general, ha sido confirmado por nosotros, como vamos a ver, seleccionando algunos ejemplos muy representativos del análisis sinóptico cotidiano. La siguiente exposición servirá, además, para completar la descripción con detalles locales de gran interés.

Los documentos base de este análisis son las topografías absolutas de

las superficies isobáricas de 500 y de 300 mb. La imagen del chorro es más perfecta usando la topografía de 300 mb., cuyo nivel se acerca bastante al del eje del chorro; no obstante, la topografía de 500 sirve de gran ayuda para precisar hasta qué punto el efecto director de la corriente en chorro actúa sobre las masas troposféricas. Nos hemos servido del análisis efectuado por varias oficinas meteorológicas nacionales y extranjeras dos veces al día. La equidistancia entre isohipsas es de 40 metros dinámicos. El chorro queda perfectamente definido, como hemos dicho más arriba, por el paralelismo de las isolíneas y por su agavillamiento. A lo largo del chorro las superficies isobáricas presentan un escalón más o menos abrupto, cuya traducción topográfica toma los caracteres citados. Cuando hace falta se deduce del gradiente de nivel de las isohipsas el viento geostrófico en la forma ordinaria y pueden dibujarse líneas de igual intensidad del viento (líneas isotacas), mediante las cuales resaltan mejor todos los detalles de estructura de la corriente. El material disponible se extiende a un período de tres años, por cuya razón los resultados obtenidos deben tomarse como provisionales, aunque por su concordancia con los similares correspondientes a otras regiones merecen, a nuestro juicio, verdadera confianza.

Frecuencia. — El número de veces que una corriente en chorro cruza la región de Baleares, prescindiendo de su dirección, se indica en el siguiente cuadro. Los números consignados representan número de días por mes; la primera columna se refiere al nivel de 500 mb. y la segunda al nivel de 300 mb. Los dos cómputos han sido hechos con completa independencia.

CUADRO DE FRECUENCIAS MENSUALES

Meses	A 500 mb.	A 300 mb.	Vel. del viento
Enero	3'5	4'8	2'0
Febrero	12'0	16'5	2'3
Marzo	7'2	9'2	2'7
Abril	5'5	12'4	2'1
Mayo	4'0	6'0	2'6
Junio	2'5	5'0	2'0
Julio	4'1	7'2	2'1
Agosto	6'2	8'1	2'0
Septiembre	8'6	11'4	2'0
Octubre	1'0	1'8	2'6
Noviembre	2'3	4'6	2'9
Diciembre	6'6	9'5	2'1
Año	5'3	8'0	2'1

Para la debida interpretación de esas cifras debemos puntualizar: 1.º, que el límite de intensidad está definido con poca precisión, ya que las isohipsas se trazan ordinariamente disponiendo de puntos de referencia relativamente dispersos; cuando el chorro es fuerte no hay duda, pero cuando su intensidad confina con el límite convencional admitido (30 m/seg.) el resultado es inseguro; 2.º, que siendo la anchura del cauce muy desigual según los días, hay casos en que no puede resolverse si el chorro afecta o no afecta a nuestra región; cuando el eje de la corriente cruza la cuenca del Mediterráneo occidental, perfectamente definida, tampoco hay duda, pero en los casos de situación marginal debe reconocerse que queda cierto grado de arbitrariedad.

El examen del cuadro de referencia sugiere algunos comentarios fáciles. Desde luego, la frecuencia al nivel de los 300 mb. supera en un 30 % aproximadamente a la frecuencia al nivel de los 500 mb., excepto en abril y en julio, en que la discrepancia es mayor. Este predominio a favor del nivel de 300 mb. se explica por lo dicho anteriormente, bien sea que la altura del eje del flujo sea mayor que la normal, bien que su sección transversal vertical sea pequeña. Se reconocen dos máximos de frecuencia: el principal, en febrero, y el secundario, en septiembre, y mínimos en junio y octubre; comparando con la velocidad del viento en Palma, resulta que los máximos de frecuencia del chorro están adelantados un mes con relación a los máximos de velocidad del viento en tierra.

Chorro zonal. — Con alto índice de circulación el flujo es zonal, pero entonces su influjo llega difícilmente hasta las latitudes del Mediterráneo; no obstante, de vez en cuando se encuentra una corriente en chorro casi rectilínea que se dirige a través del golfo de Vizcaya al S. de Francia y cruza los golfos de León y Génova; entonces su acción sobre el archipiélago balear se deja sentir decisivamente. Otras veces se encuentra sobre la cuenca occidental del Mediterráneo un segmento de flujo zonal situado mucho más al S. que podría interpretarse falsamente, pues en realidad se trata del extremo meridional de una vaguada, como puede comprobarse atendiendo a la carta hemisférica; esta situación tiene lugar con bajo índice de circulación y no tiene nada que ver con el chorro zonal propiamente dicho.

Según lo dicho más arriba, es lógico asociar la corriente en chorro con el mal tiempo; sin embargo, para nuestra región concretamente y para la situación de referencia (corriente zonal que discurre por el borde septentrional de la cuenca mediterránea) ocurre todo lo contrario, como se comprenderá razonando sobre un ejemplo concreto: 13 de abril de 1956. El chorro es débil en la parte que afecta al Atlántico y bastante ancho y se debilita y ensancha más después de cruzar sobre la Península Ibérica, de manera que al nivel de 300 mb. toda la cuenca del Mediterráneo occidental está cubierta por esa corriente uniforme de dirección ENE. y velocidad de unos

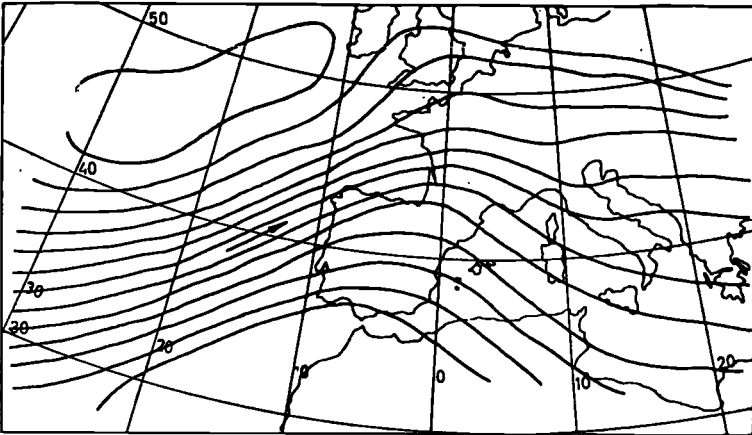


Fig. 1.—Chorro zonal, Topografía de la superficie de 300 mb. (13-IV-1956).

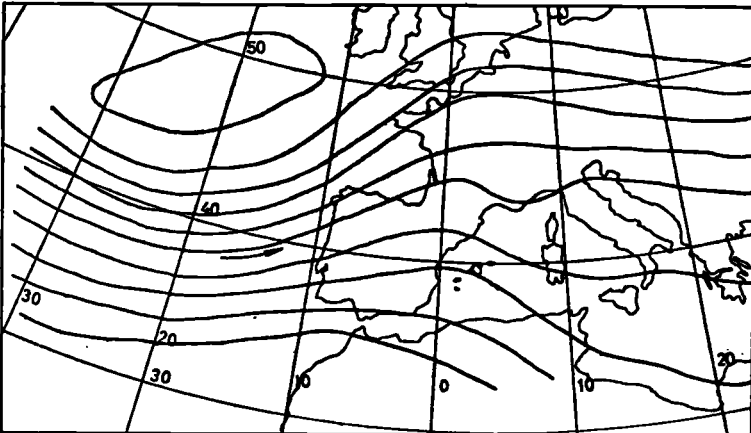


Fig. 2.—Chorro zonal, Topografía de la superficie de 500 mb. (13-IV-1956).

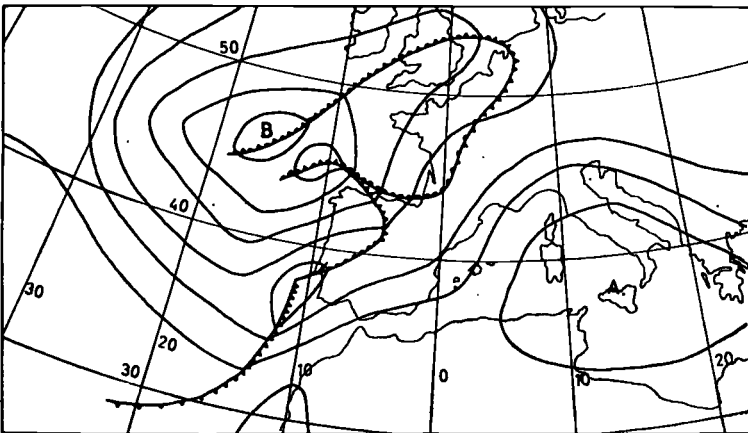


Fig. 3.—Mapa de superficie (13-IV-1956), 18 horas Z.

36 nudos (66 Km/h.). La corriente de las perturbaciones es rechazada hasta la latitud del mar del Norte y sus efectos no se dejan sentir en ningún punto del Mediterráneo occidental. Comparando con la topografía de 500 mb., encontramos un perfecto paralelismo, salvo la natural debilitación de intensidad, aunque la rama atlántica del chorro, de dirección WSW., se acerca más a la Península. Consultando el mapa de superficie correspondiente al mismo día 13, a las 18 horas, vemos cómo el frente polar cruza diagonalmente la Península Ibérica de SW. a NE. de perfecto acuerdo con el esquema de Vederman⁷; una borrasca fuerte y profunda situada al SW. de Irlanda se enlaza con dos secundarios situados al NW. de Galicia y al W. de cabo San Vicente, respectivamente. Este sistema depresionario va acompañado de abundantes precipitaciones que invaden la mitad de la Península Ibérica, pero encuentran bloqueado su camino hacia el Mediterráneo por la corriente en chorro. El tiempo en Palma es magnífico, con temperatura máxima de 20° y mínima de 11° (ambas superiores en 2° a las normales mensuales), y una insolación de más de ocho horas. El efecto es todavía más exagerado el día 14, con valores de 21° y 12° y diez horas, respectivamente. Sin embargo, como la potencia del chorro no es considerable, al cabo de dos o tres días la situación se hace confusa y algún pequeño centro depresionario se introduce hasta el Mediterráneo, dando lugar a alguna ligera precipitación sobre la isla de Mallorca.

Chorro del SW.— Con bajo índice de circulación, la corriente en chorro describe amplias ondulaciones, sobrepasando el borde S. de la cuenca mediterránea; hay que distinguir dos casos, según que en la Península Ibérica se encuentre una vaguada fría o una dorsal cálida; en ambos casos el eje del chorro pasa con frecuencia por encima de nuestra isla; pero, en el primer caso, se dirige de SW. a NE., y, en el segundo, se dirige de NW. a SE. Ya sabemos que los chorros del SW. favorecen la formación de depresiones troposféricas y de familias de ciclones móviles, mientras que los del NW., aunque no dejan de manifestarse de algún modo, son menos activos en este sentido. Busquemos entre los muchos ejemplos de que podemos disponer, uno que sea significativo, sin ser excepcional: el período del 23 al 26 de febrero de 1955.

Los mapas de topografía isobárica correspondientes a 300 y a 500 mb., como de costumbre, son muy semejantes, y la descripción en términos cualitativos puede ser común. El eje de una gran vaguada ciclónica avanza desde el mar del Norte hacia el SW., llegando hasta la latitud de las Azores; la corriente en chorro que rodea el borde de dicha vaguada tiene una anchura casi uniforme de unos 12° de meridiano, equivalente a 1.300 kilómetros aproximadamente; su eje el día 23 corta diagonalmente a la Península Ibérica desde el cabo de San Vicente hasta el cabo de Creus;

⁷ VEDERMAN, *op. cit.*

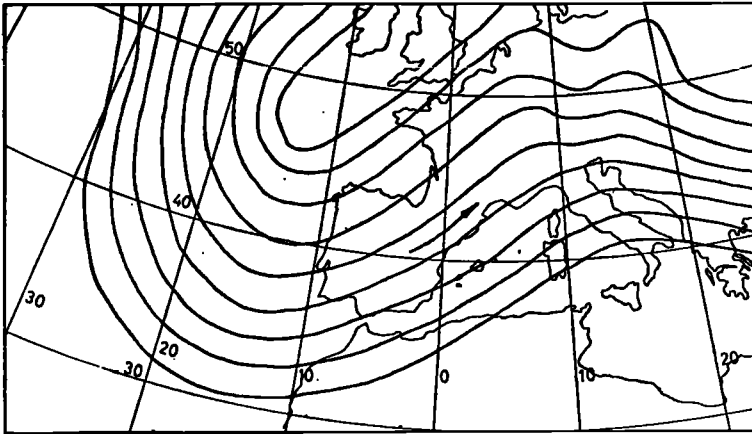


Fig. 4.—Chorro del SW. Topografía de la superficie de 300 mb. (23-II-1955).

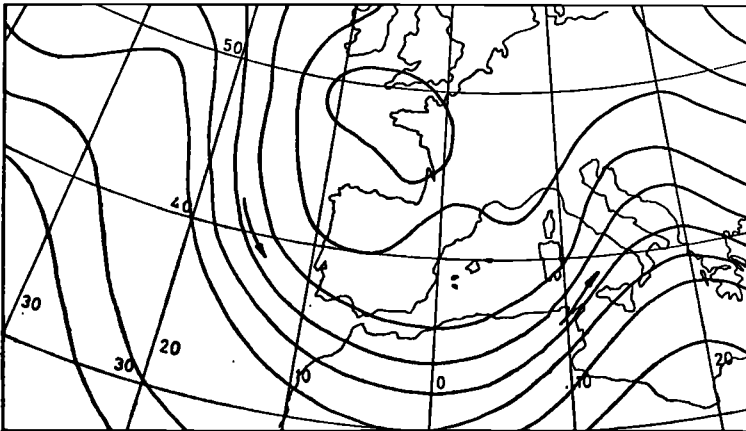


Fig. 5.—Chorro del SW. Topografía de la superficie de 500 mb. (23-II-1955).

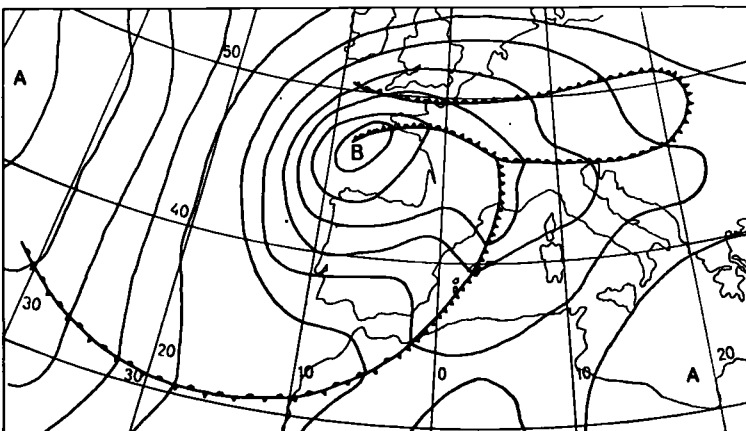


Fig. 6.—Mapa de superficie (23-II-1955) a 23 horas Z.

el día 24, avanzando hacia el E., pasa por Gibraltar y por el golfo de León; el día 25 corta la isla de Mallorca y se desplaza rápidamente hacia el SE., mientras la vaguada depresionaria se ensancha y extiende sobre el Mediterráneo occidental. A partir de este momento la corriente tiende a desorganizarse y al cabo de pocos días ya no es reconocible en nuestra región.

La contrapartida de estos acontecimientos se refleja sobre los mapas sinópticos, al nivel del suelo, con el correspondiente desfile de depresiones móviles, de trayectoria paralela al chorro. En efecto: el día 23, un frente frío poco activo describe un gran arco desde las inmediaciones de las islas Azores a través de Africa del Norte, Mallorca y golfo de León, para enlazar con una gran borrasca localizada en el golfo de Vizcaya: en Mallorca se recoge un milímetro de precipitación y el cielo permanece casi totalmente cubierto de nubes bajas durante todo el día. El viento es flojo y por la mañana se registran nieblas costeras: la temperatura es excepcionalmente elevada, registrándose una máxima de 18° y una mínima de 9°, con anomalías positivas de 4° y 1° respectivamente. El frente pasa por nuestra isla el 23 por la tarde. El día 24 se nota este paso por un sensible descenso de temperatura de unos 2° y por la mejoría transitoria del estado del cielo; predominan las nubes de altura media y se registran hasta ocho horas de insolación. En Africa del Norte se inicia una nueva ondulación del frente, que va a ponerse en contacto con el segundo ciclón de la familia, localizado el día 25 por la mañana al W. de Galicia; por la tarde, muy debilitado, ha penetrado en la Península por Portugal; la cruza rápidamente y llega al Mediterráneo el día 26 por la mañana, al parecer regenerado; pasa por Mallorca a media tarde ya ocluido, y se aleja hacia el E. Las precipitaciones son importantes, recogándose once litros en Mahón, diez en Formentera y cinco en Palma. Esta disminución en Palma es normal y se explica por el efecto orográfico, ya que el frente se extiende paralelamente a la cordillera.

La conexión entre la actividad ciclónica y la corriente en chorro es evidente. No es que dicha corriente sea muy intensa, pues con frecuencia se observan chorros más fuertes, pero los días 23 y 24 está muy bien organizada y los primeros síntomas de desorganización no empiezan hasta el 25 por la tarde, mientras que la lluvia se produce el día 26. La corriente en chorro anuncia la próxima situación tormentosa con casi tres días de anticipación. Aunque dicha anticipación a veces no es tan grande, podemos establecer la siguiente regla de previsión, válida para nuestra región y tal vez para otros lugares de situación parecida:

Una corriente en chorro bien organizada, que pasa por encima del archipiélago balear con dirección SW.-NE. anuncia con unas cuarenta y ocho horas de anticipación la llegada de un frente borrascoso acompañado de lluvias, tanto más intensas cuanto más fuerte sea el chorro.

Cuando el chorro se desorganiza, coincidiendo con la llegada de las precipitaciones, éstas cesan pronto, como ocurrió en el ejemplo analizado. No

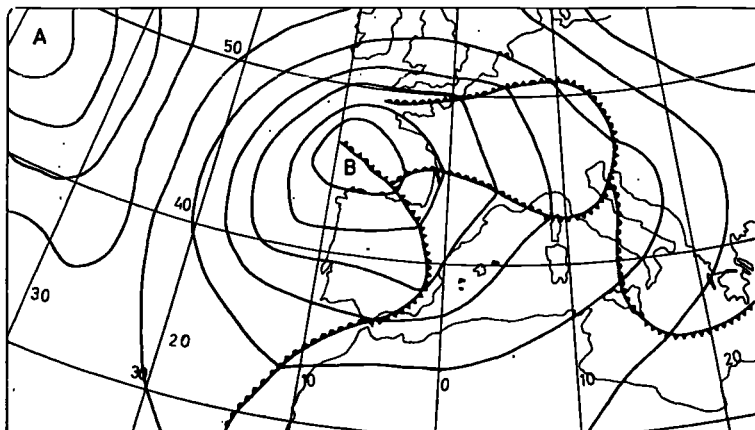


Fig. 7.—Mapa de superficie (25-II-1955) a 18 horas Z.

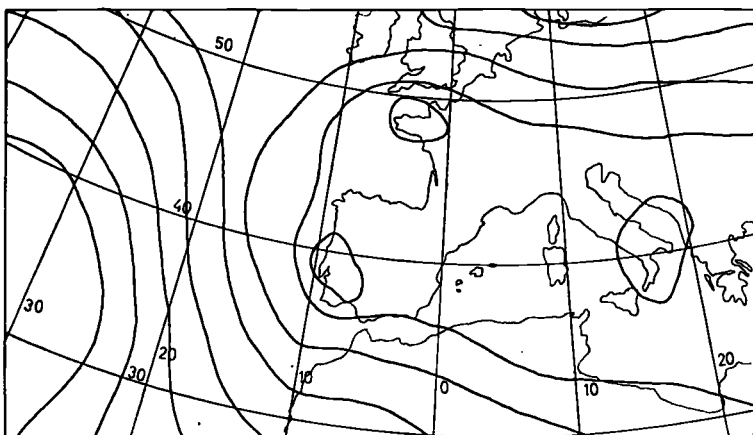


Fig. 8.—Disolución del chorro. Top. de la superficie de 500 mb. (28-II-1955).

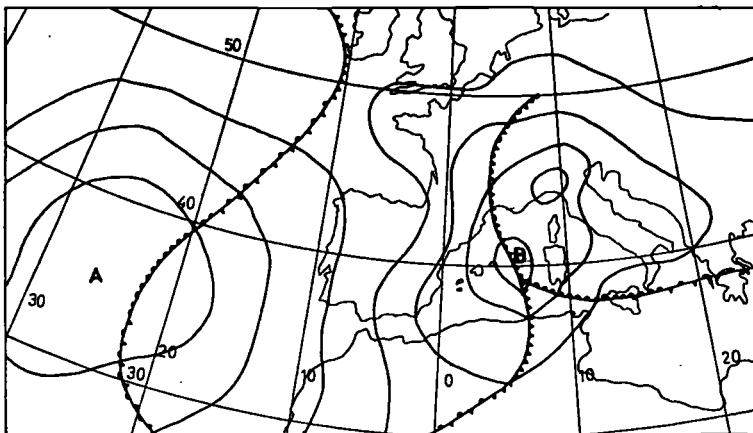


Fig. 9.—Mapa de superficie (28-II-1955) a 18 horas Z.

tenemos ejemplo en los tres años de observación de chorro persistente; pero, por lo que sabemos de los resultados obtenidos en los Estados Unidos y otros lugares, puede presumirse que con la persistencia del frente va ligada cierta persistencia de la precipitación, en el sentido de que entonces hay lugar para el desfile completo de una familia de ciclones frontales.

Chorro del NW. — Como las dorsales y las vaguadas de presión en altura tienen siempre sus ejes inclinados en dirección SW.-NE., el chorro del borde W. de las vaguadas, en vez de dirigirse hacia el SE. se acerca al meridiano y a veces llega a tomar casi la dirección N.-S.; esto no obstante, conservaremos la denominación de chorro del NW., que en bastantes ocasiones se ajusta a la realidad.

Hay que reconocer que este tipo de chorro en nuestra región es muy poco frecuente, pues las grandes vaguadas de la depresión polar suelen dirigirse, por un lado, hacia el Atlántico y la Península Ibérica, y, por otro, hacia el Mediterráneo oriental, y entonces el chorro cruza sobre el archipiélago balear con dirección SW. La dirección NW. exige que esas vaguadas sean sustituidas por sendas dorsales.

Hemos escogido un día del mes de septiembre por tratarse de una época del año normalmente lluviosa en Baleares, con lo cual se pone mejor en evidencia el efecto bloqueador del chorro del NW. para las borrascas frontales. Nos referimos a los días 27 y 28 de septiembre de 1956. El chorro del Atlántico, muy ancho, regular y de gran intensidad, es de tipo zonal, con su eje ajustado al paralelo de 50°; al llegar sobre Irlanda se bifurca, torciendo su rama principal hacia el N., mientras que una rama secundaria se dirige hacia el Mediterráneo, a través de Francia y España; todo esto está muy claro en la carta de 300 mb.; en ella el eje del chorro el día 27 pasa exactamente por encima de Mallorca; en la carta de 500 mb. todo el sistema se encuentra un poco desviado hacia el E. El día 28 se afloja el flujo y cambia rápidamente la situación.

Examinando los mapas sinópticos al nivel del suelo correspondientes a los mismos días encontramos una gran expansión del anticiclón de Azores, que llega a cubrir casi toda la cuenca del Mediterráneo occidental; esta expansión en tal época del año debe reputarse como anormal y se enlaza evidentemente con la situación del chorro, que también es anómala. Es difícil separar las partes de causa y efecto que participan en el juego de ambos fenómenos: el anticiclón de Azores pertenece al tipo dinámico y bajo el punto de vista térmico puede calificarse como cálido; de donde resulta que su extensión vertical sea considerable; incluso al nivel de 300 mb. se refleja su presencia, tomando en el ejemplo que estamos examinando apariencia de dorsal de altas presiones sobre la Península Ibérica; el chorro se ve obligado a bordear este potente obstáculo y una de sus ramas deriva hacia el Mediterráneo, contorneando el borde levantino del anticiclón. Pero al propio tiempo esta circulación anticiclónica del chorro favorece el man-

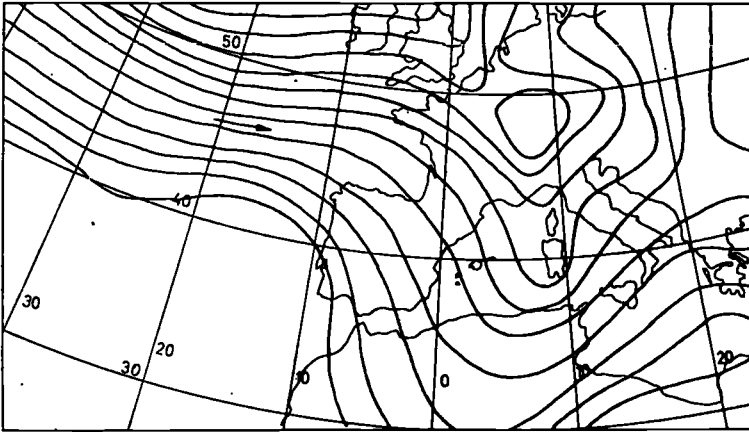


Fig. 10.—Chorro del NW. Topografía de la superficie de 300 mb. (27-IX-1956).

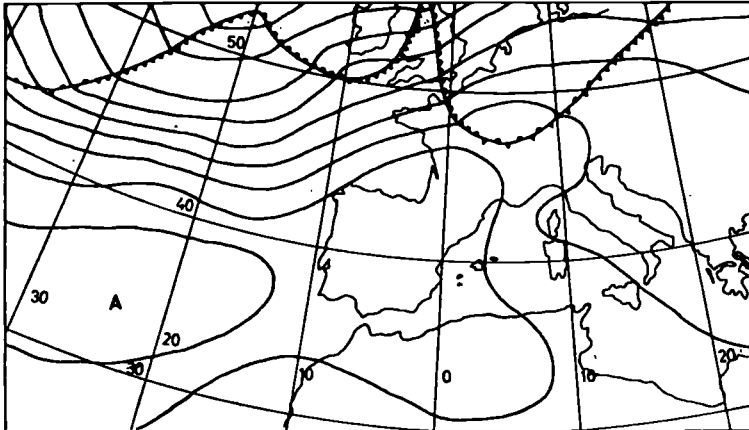


Fig. 11.—Mapa de superficie (27-IX-1956) a 18 horas Z.

tenimiento de las altas presiones en la zona central del bucle, hasta el punto de que cuando el chorro se debilita el día 28, porque la rama principal absorbe la mayor parte de su energía cinética, el anticiclón responde inmediatamente con síntomas de destrucción, siendo reemplazado al cabo de pocos días por una extensa *llanura* barométrica. Durante todos estos días Mallorca pudo disfrutar de cielo poco nublado, buen sol y viento flojo, con temperatura normal o algo más elevada.

Mientras tanto la rama principal de la corriente en chorro gobierna el paso de las borrascas del frente polar, dirigiéndolas hacia el canal de la Mancha y mar del Norte, muy lejos de nuestra región. La diferencia de comportamiento entre dos ramas gemelas de la corriente en chorro, por la circunstancia de su dirección, no puede estar más clara.

Efecto de descarga.— Los efectos del chorro examinados en los párrafos anteriores son, en cierta manera, de carácter general y se encuentran más o menos normalmente en todas partes, pero existe otro efecto peculiar de nuestra región por su especial topografía, que fue señalado por el autor en 1953⁸. La cuenca occidental del Mediterráneo constituye una a modo de cubeta, cerrada por altos bordes montañosos, que dejan entre sí estrechos portillos. La altura de estos bordes oscila entre 1.000 y 3.000 metros; por lo tanto, el chorro discurre siempre a mayor altura y se ve poco afectado por acciones de relieve. Ahora bien, cuando dicha corriente pasa lejos, la cubeta se *llena* de aire relativamente estancado. Si entonces llega la corriente en chorro y pasa resbalando por encima de este aire estancado, se producirá un verdadero efecto de trompa de vacío; una *succión* del aire estancado, con el consiguiente descenso de presión que se propagará hasta el fondo. La intervención del chorro supone un incremento de velocidad del orden de los 30 m/seg. por lo menos (puede llegar a dos y tres veces esta cifra), al que corresponde, según la ecuación de Bernoulli, un incremento negativo de presión al mismo nivel, que vamos a calcular. La densidad del aire al nivel de 300 mb. vale aproximadamente $0'45 \cdot 10^{-3}$ gr/cm³; luego podremos escribir:

$$\begin{aligned} -\Delta p &= -\frac{1}{2} \rho \Delta v^2 = 0'225 \cdot 10^{-3} \cdot (3 \cdot 10^3)^2 = \\ &= 0'255 \cdot 9 \cdot 10^3 = 2.025 \text{ barias} = 2'025 \text{ mb.} \end{aligned}$$

Ahora bien; para conservar el equilibrio estático es necesario que la presión junto al suelo aumente proporcionalmente a la misma presión⁹, es decir:

$$\Delta p_o = \Delta p \cdot \frac{p_o}{p}$$

y sustituyendo valores numéricos:

$$\Delta p_o = 2'025 \cdot \frac{1.013}{300} = 6'8 \text{ mb.}$$

En este cómputo hemos supuesto que la velocidad al nivel de 300 mb. pasaba de 0 a 30 m/seg. Sin duda, es más ajustado a la realidad suponer que pasa de 20 m/seg. a 80 m/seg. Repitiendo los cálculos con estos datos, resultará:

$$-\Delta p = 0'225 \cdot 10^{-3} \cdot (64 \cdot 4) \cdot 10^6 = 13'5 \text{ mb.}$$

⁸ JANSÁ, J. M., «A propósito del *Jet Stream*». *Revista de Aeronáutica*, marzo 1953.

⁹ HAURWITZ, Ph. D., *Dynamic Meteorology*. Nueva York-Londres, 1941, pág. 27.

Estos descensos de presión son importantes, pero no se producen espontáneamente, puesto que exigen la evacuación de una masa considerable de aire; al nivel del mar la cuenca está prácticamente cerrada y la salida no tiene más remedio que producirse por arriba; los filetes de aire tienden a adherirse al chorro por inducción hidrodinámica, aumentando su potencia y absorbiendo el excedente de masa exigido por la ley del equilibrio estático. La evacuación no es homogénea y los lugares más afectados dependen de la dirección del chorro. Los chorros más intensos ocurren con circulación zonal, pero entonces o no penetran en el Mediterráneo o lo hacen marginalmente, bordeando su orilla N. y afectando principalmente a los golfos de León y Génova; el chorro del NW. tiene su entrada por el mismo golfo de León, mientras que el chorro del SW. pasa por el mar de Alborán y tiene su salida por el golfo de Génova. La topografía de estos tres golfos, encerrados entre altos bastiones, favorece la acción de trompa de la corriente superior, con lo cual creemos poder explicar la frecuencia con que se forman en ellos pequeñas depresiones de carácter local, pero de gran importancia para la meteorología del Mediterráneo occidental y cuyos efectos se dejan sentir sobre el archipiélago balear con mayor vigor que los del frente polar propiamente dicho.

Examinemos con mayor detalle el mecanismo de tales depresiones: efecto inmediato del paso del chorro es la creación de un campo de divergencia a pocos centenares de metros por encima del borde de la cubeta, tal como acabamos de explicar; esta divergencia provoca inmediatamente, por continuidad, un movimiento ascendente, y éste, a su vez, una convergencia al nivel del suelo. El sistema así creado posee idéntica estructura mecánica que una célula convectiva de grandes dimensiones; en la célula convectiva el agente inicial obra de abajo arriba, empezando por crear la convergencia inferior, de la que brota la divergencia superior; en las depresiones provocadas por el chorro el mecanismo es inverso: primero se produce la divergencia superior e impulsada por ella nace la convergencia inferior. Como el orden de magnitud del área afectada implica la intervención de la gravitación de Coriolis, en las capas inferiores se produce un torbellino ciclónico no frontal, que sigue luego una evolución parecida a la propia de los ciclones frontales; además, la misma convergencia ciclónica ayuda a la frontogénesis, llevando al contacto masas de aire de origen continental europeo con masas de origen mediterráneo o africano, mucho más cálidas y húmedas; la depresión, que había empezado en condiciones de homogeneidad térmica, se puede convertir, y así ocurre con frecuencia, en un verdadero ciclón frontal.

No se crea que todas las depresiones del golfo de León y del golfo de Génova, tan frecuentes por cierto, y que tanto pesan sobre la Meteorología y Climatología de Baleares, sean siempre del tipo descrito. La teoría clásica de estas depresiones, que las considera como centros secundarios subor-

dinados a las grandes borrascas de Europa occidental¹⁰, conserva su vigencia general, pero no explica todos los casos. La teoría original que aquí proponemos se refiere a aquellos casos, bastante numerosos, que no se ajustan al citado esquema clásico. La depresión parece nacer por generación espontánea, sin enlace con las perturbaciones del frente polar, que a veces se encuentra lejos; se profundiza y ensancha con rapidez, dando la impresión, en Baleares, de propagarse en sentido inverso del normal, porque el núcleo de tendencias negativas viene del E.; el centro permanece casi inmóvil. Esta clase de borrascas manifiesta algunas características propias de los centros de acción, tales como la falta de conexiones frontales y la vinculación geográfica, pero también se asemejan a los ciclones móviles por su evolución, como ya hemos indicado. Tampoco es raro, como también hemos indicado, que al final se conviertan en verdaderos ciclones frontales. Si intentamos agotar la comparación con la gran depresión de Islandia, podemos añadir que también en el interior de este centro de acción pueden aparecer segmentos frontales (frente ártico) favorecidos por la convergencia ciclónica, pero las dimensiones de la depresión son excesivamente grandes para que todo el sistema pueda convertirse en ciclón frontal, y lo que ocurre entonces es un refuerzo local en aquellos puntos afectados por ciclogénesis frontal. En cambio, las depresiones inmóviles de los golfos de León y Génova tienen un diámetro del mismo orden de magnitud que las perturbaciones del frente polar mediterráneo y la transformación puede producirse sin dificultad.

Estas depresiones hasta ahora eran muy difíciles de prever, porque nada las anuncia en el mapa de superficie. En lo sucesivo podrán aplicarse las conclusiones deducidas y la técnica de la previsión en el Mediterráneo occidental (más difícil que en otras regiones) mejorará mucho si se vigila con cuidado la corriente en chorro y sus fluctuaciones.

Un ejemplo muy sugestivo lo tenemos en la situación correspondiente a los días 21 a 22 de diciembre de 1955. El frente polar principal se desarrolla a lo largo del canal de la Mancha y mar del Norte, con dos borrascas de poca extensión, aunque bastante profundas. Al mismo tiempo, el frente polar secundario, vinculado a una gran borrasca atlántica, se dirige a través del estrecho de Gibraltar hacia el N. de Africa; el Mediterráneo occidental, encajonado entre los citados dos frentes paralelos, permanece de momento (el día 20 y el 21 por la mañana) libre de todo influjo frontal; la presión es normal (1.011'4 mb. en Palma), con gradiente moderado dirigido hacia el N. Sin consultar el mapa en altura podría pensarse que no había que temer ninguna perturbación, pero los mapas de 500 y de 300 mb. revelan la presencia de una corriente zonal bastante fuerte, cuyo eje, después de cruzar sobre nuestro archipiélago se inclina ligeramente hacia el N., pasando

¹⁰ DEFANT, A., *Wetter und Wettervorhersage*. Leipzig, 1917.

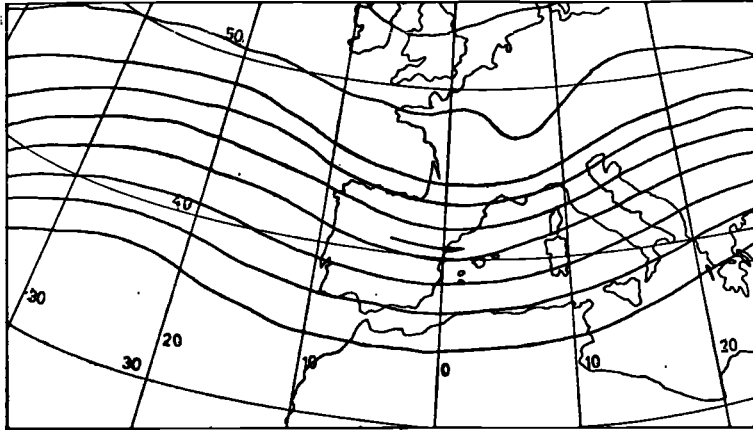


Fig. 12.—Chorro casi zonal, Top. de la superficie de 300 mb. (21-XII-1955).

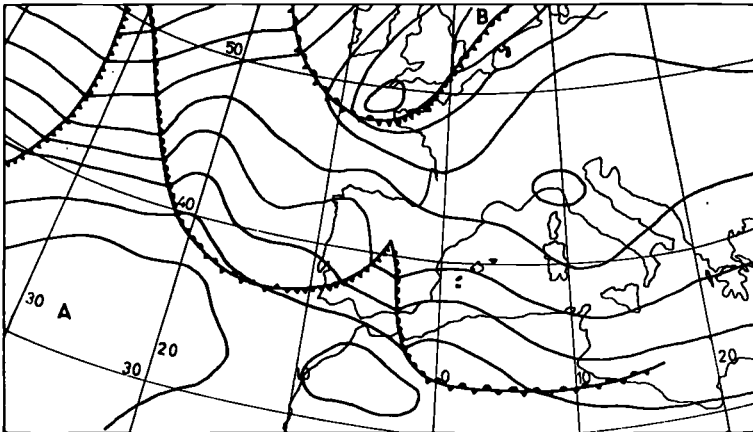


Fig. 13.—Mapa de superficie (21-XII-1955) a 18 horas Z.

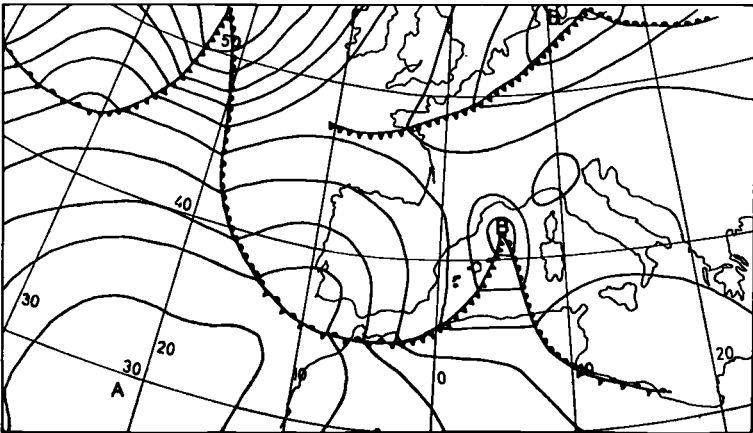


Fig. 14.—Mapa de superficie (22-XII-1955).

por las cercanías de los golfos de Génova y de Trieste. El día 21, a las 7, se ha formado exactamente en el golfo de Génova una pequeña depresión poco profunda, desprovista por completo de características frontales; por la tarde se inicia otra gemela en el golfo de León, y entonces ocurre lo más importante y es que el frente del N. de Africa que se dirigía hacia el ESE. resulta atraído por la zona de bajas presiones formada en el N. del Mediterráneo; la corriente de aire cálido puesta en movimiento por dichas depresiones arrastra consigo el mencionado frente, y las depresiones, ya fusionadas en la mañana del día 22, adquieren carácter frontal; el frente, casi ocluido, barre nuestra región a primeras horas de la tarde del 21; en Mahón se recogen 17 milímetros; en Palma, 8, y en Ibiza, 12. Con el carácter frontal la depresión ha adquirido también movilidad, y cediendo al empuje del anticiclón subtropical en expansión, se aleja hacia el E. al mismo tiempo que se rellena.