

POSIBILIDAD DE LA LLUVIA ARTIFICIAL

Por PEDRO DURÁN FARELL, Alumno de la Escuela de Caminos.

Termina con el presente artículo el interesante trabajo sobre el sugestivo tema del epígrafe, y anuncia el autor que se propone realizar varias pruebas en el año actual, cuyos detalles técnicos tiene ya estudiados, y que va a ellas con la convicción absoluta de obtener un resultado positivo, que nos complacerá en extremo dar a conocer a nuestros lectores en su día.

IV

DETERMINACIÓN PRÁCTICA DE LAS ZONAS CRÍTICAS DE BOMBARDEO

Los estados críticos.

Los más importantes fenómenos meteorológicos se refieren directamente a los cambios de estado del agua en el seno de la atmósfera. Para una presión y temperatura dadas en una masa de aire existen unas condiciones estables del agua en dicha masa. La Termodinámica atmosférica basa principalmente su contribución al estudio de los fenómenos meteorológicos en la existencia de dichas condiciones teóricas de estabilidad. Pueden resumirse en las siguientes:

1.^a Hasta alcanzarse la saturación, o sea, la humedad relativa cien por cien, no aparecen gotas líquidas.

2.^a El estado sólido no aparece hasta los 0° C., ni el estado líquido por debajo de dicha temperatura.

3.^a Por debajo de los 0° C. sólo hay cristalización o sublimación.

Sin embargo, la realidad demuestra que, en oposición a los principios que acabamos de indicar, se dan las siguientes condiciones:

a) Existen nieblas y nubes, o sea, gotas de agua líquida antes de la saturación. Por el contrario, faltan gotas líquidas incluso con elevada sobresaturación.

b) Existen gotas subfundidas, esto es, en estado líquido aun a temperaturas de -40° C. En ciertas condiciones es excepcional encontrar el estado sólido.

c) Por debajo de 0° C. existe efectivamente cristalización y sublimación, pero coexisten con el estado de subfusión.

La existencia de estas condiciones especiales del agua atmosférica determina estados críticos caracterizados por la inestabilidad. Dos de ellos tienen excepcional importancia para nosotros: la subfusión y la sobresaturación. Como se sabe, la primera produce la liberación brusca del calor de fusión, dando los

núcleos de cristalización que hacen posible la desaparición de la segunda con la consiguiente liberación simultánea de los calores de vaporización y de fusión.

Según vimos en los artículos anteriores, los fenómenos meteorológicos se originan esencialmente por la rotura de los estados críticos. Estos se alcanzan con relativa lentitud; y su destrucción producida por el mecanismo del "efecto cirrus" devuelve la energía que encierran. Las perturbaciones atmosféricas contribuyen, pues, al epílogo desarrollado en forma rápida, de un proceso acumulativo desarrollado en forma lenta y que tiene por base las manifestaciones energéticas inherentes a los cambios de estado del agua.

La glaciación de las cumbres de los *cúmulus congestus* al pasar a *cúmulus-nimbos*, y la violencia de las tormentas de frente caliente con cubierta de altostratos, son ejemplos de rotura de estados inestables.

La enorme cantidad de energía puesta en juego en los fenómenos meteorológicos, revela la importancia de dichos estados. Una nube de buen tiempo y las trombas y tornados, para citar casos extremos, obedecen realmente a las mismas causas, pero sus efectos son de tan distinta magnitud porque sus causas respectivas también lo son. La característica diferencial de los más diversos fenómenos atmosféricos es la intensidad de su causa local. Difícilmente podrían suponerse manifestaciones tan distintas de las causas por la exclusiva consideración de las condiciones climatológicas propias de las distintas regiones terrestres o marinas. El buen tiempo estable, desde el punto de vista meteorológico, se caracteriza por la inexistencia de estados críticos o por el avance paulatino en el camino de su obtención.

Por el contrario, la observación atenta de las depresiones generales y de las grandes tormentas locales demuestra la existencia de fuertes concentraciones de energía procedentes de la desaparición de estados inestables. Dicha procedencia viene probada por un hecho fundamental: la evolución, rápida y violenta del fenómeno en momentos determinados con intermitencias de carácter irregular y que han de co-

responder necesariamente a una cesión brusca de energía.

Creemos que los fenómenos meteorológicos admiten una interpretación única, lo mismo los que se han considerado como generales que los que tradicionalmente se les conoce con el nombre de locales. Pero con ello no queremos indicar que éstos se obtengan de aquéllos por una simple reducción de escala, sino que hay que tener en cuenta las condiciones locales que imponen características propias y aparentemente naturaleza distinta a fenómenos que son efecto de la coexistencia de un cierto número de causas. El predominio de una de éstas impone un carácter particular a la perturbación, pero dicho predominio es función de las condiciones locales. Insistimos en este punto porque ha sido el que nos ha sido impugnado con mayor insistencia, y ratificamos de nuevo nuestro criterio de la unidad, sencillez y universalidad de causa de los fenómenos meteorológicos.

Determinación práctica de las zonas de bombardeo para cebar las tormentas locales.

En el artículo segundo estudiamos la posibilidad de la lluvia artificial, aprovechando las situaciones meteorológicas favorables de carácter local.

Los habitantes, y principalmente los campesinos de una comarca determinada, conocen perfectamente los puntos de mayor frecuencia o "nidos" de tormentas. A partir de los nidos, las tormentas tienen trayectorias características, que, como veremos, son función de la inestabilidad de cada punto de la comarca.

Podemos determinar en los nidos un diagrama termodinámico de la siguiente manera: Se toman las temperaturas en abscisas, y en ordenadas la presión o la altura. Se dibujan además las líneas de máximo contenido de vapor de agua (en gr. por Kg.), es decir, que el vapor de agua que indica la línea correspondiente es el de saturación para la presión y temperatura de cada punto de la misma. El diagrama contiene además las líneas adiabáticas secas y húmedas (véase primer artículo).

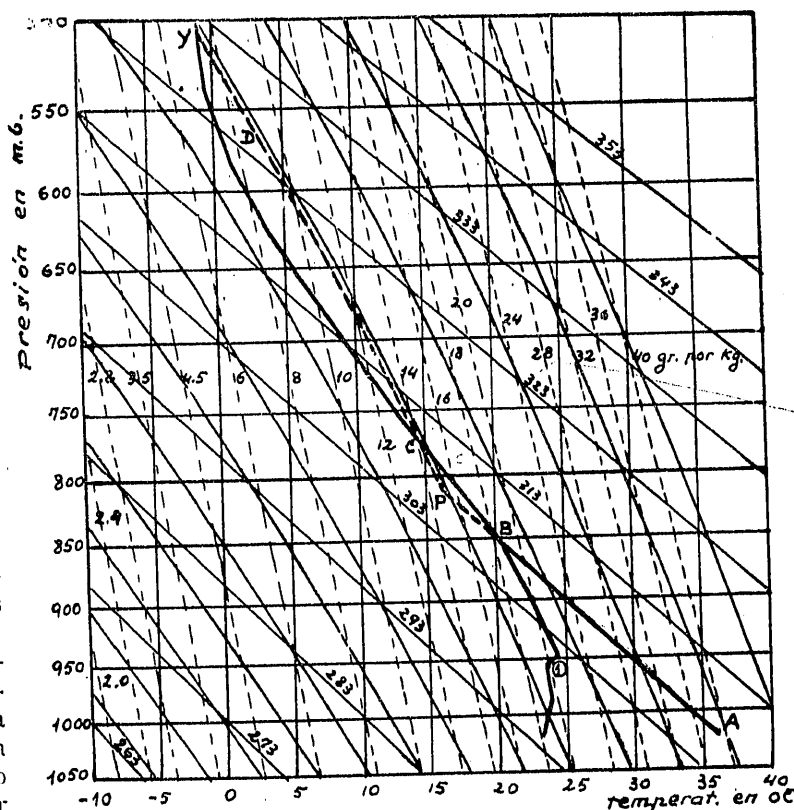
Mediante un radio-sonda se determina por la mañana la curva temperatura-altura o temperatura-presión (1) de la vertical del punto en estudio, y se pasa al diagrama termodinámico (fig. 53). El radio-sonda nos da, además, la humedad en cada punto, y como conocemos la humedad en el suelo, podemos estimar aproximadamente la humedad media de una masa de aire que ascienda desde el suelo. Supondremos la temperatura máxima probable a alcanzar durante el día y con ello podremos fijar el punto A en el diagrama. Este punto representa, por consiguiente, la temperatura de la masa de aire en el suelo en las horas de máximo calor. Partiendo de A, dibujamos la ley de ascenso de dichas masas; si suponemos, por ejemplo, que la humedad media indicada más arriba

es de 15 gr./Kg., las masas de aire seguirán la adiabática seca hasta el punto de corte con la línea de saturación de 15 gr./Kg. Es el punto P. A partir de este punto el ascenso tiene lugar según la adiabática húmeda PCD.

Sabemos que el punto B es de estabilidad neutral; BC es una zona pasiva, y CD corresponde a una inestabilidad potencial que necesita ser cebada para manifestarse como realidad cinética.

Con las condiciones que hemos supuesto para el punto en estudio, no se produce la tormenta, y ni siquiera una sola nube, puesto que el punto de condensación, P, está en una zona pasiva.

Sin embargo, se ve que la zona pasiva es muy débil, y si se pudiera abrir un boquete a través de ella, la inestabilidad superior, de extraordinaria magnitud, se vería alimentada por las masas ascendentes desde el suelo. El movimiento vertical ascendente del aire en la totalidad de la troposfera, depende solamente de la existencia de la zona pasiva, BC.



- ① Curva temperatura-presión
- P Punto de condensación
- B Punto de estabilidad neutral
- AP Adiabática seca
- PCD Adiabática húmeda
- CB Zona pasiva

Figura 53.

Si la isoterma de solidificación se encuentra por debajo de la zona pasiva, ésta debe ser bombardeada para favorecer en ella los fenómenos descritos en el segundo artículo. Si dicha isoterma estuviese situada por encima, no se podría influir sobre el desarrollo del fenómeno. Igualmente deben bombardearse las cumbres de los cúmulos en cuanto sobrepasen la isoterma crítica.

Cuando la tormenta va a desarrollarse con cubierta de altostratos, el bombardeo debe dirigirse además contra éstos, según vimos en el artículo anterior.

Vemos, por lo tanto, cómo se puede determinar sobre el diagrama termodinámico la zona a bombardear. Cuando se observa la evolución normal de una tormenta, sorprende la rapidez con que tiene lugar la glaciación y la formación del yunque cirroso simultáneamente con el brusco oscurecimiento de las partes inferiores de la nube. Es la consecuencia del violento "efecto cirrus" provocado por la rotura de un estado crítico. Mediante el bombardeo bien dirigido se pretende asegurar dicha rotura.

Posibilidad de cebar tormentas de trayectoria determinada.

En el segundo artículo indicábamos las trayectorias que siguen las tormentas en una comarca determinada: el Vallén (Barcelona). Sus condiciones especiales derivadas del hecho de encontrarse sometida al régimen de brisas, le dan un carácter notablemente particular.

Sin embargo, nuestra observación hasta ahora poco sistematizada y duradera de otras comarcas españolas, parece indicar que las tormentas se dirigen de las zonas más calientes a las más frías, viéndose en muchos casos una tendencia al desplazamiento hacia el Noreste, tanto mayor cuanto más desarrollo vertical adquieren.

Como se ha visto, nosotros consideramos que una masa tormentosa tan sólo posee capacidad propia de continuidad en el tiempo y de desplazamiento en el espacio cuando tiene yunque cirroso. Es fundamental que el yunque esté formado de "cirrus" para que produzca intensamente el efecto de este nombre. No nos referimos, por consiguiente, a las formaciones nubosas con yunque cumuliiforme, y que en numerosas meteorologías se las llama también *cúmulus incus*.

Nosotros daremos este nombre a los cúmulos con yunque cirroso, porque el yunque cumuliiforme no da ningún carácter especial a la nube. Solamente afecta a su forma.

Supongamos (fig. 54) un punto *A* en una comarca determinada, y el sistema de isotermas en el suelo de temperaturas T_1, T_2, T_3 . Puede suponerse con gran exactitud que la curva temperatura-altura (*i*) es la misma en toda la región. En la figura 55 podemos,

pues, determinar los límites superiores de ascenso, P_1, P_2, P_3 — de las masas de aire, desde el suelo, a las temperaturas T_1, T_2, T_3 —. Si se refieren ahora los puntos P_i a cada punto de la comarca, se obtiene una superficie lugar geométrico de los mismos y que constituye la plataforma inferior de la zona pasiva, que

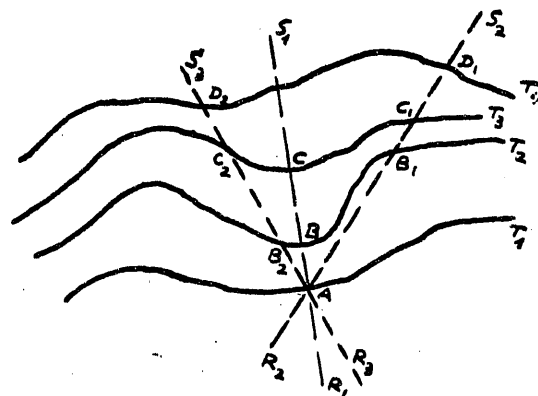


Figura 54.

limita superiormente las corrientes ascendentes. Las vaguadas de esta superficie se corresponden con las líneas de máxima pendiente de la topografía térmica representada por las isotermas de la figura 54. Si suponemos, por ejemplo, la sección *RS*, obtenemos (fig. 56) los puntos P_1, P_2, P_3, P_4 , y para los R_2, S_2 y R_3, S_3 , obtenemos, respectivamente, Q_1, Q_2, Q_3, Q_4 y S_1, S_2, S_3, S_4 . Los puntos P_i, Q_i, S_i , etc., pertenecen a la zona pasiva. Pero vimos en el segundo artículo que el yunque cirroso se desarrollaba en esta zona apoyado sobre su plataforma inferior. Luego la trayectoria de la tormenta vendrá influenciada por las líneas de máxima pendiente de la topografía térmica, como queríamos ver.

Si la tormenta alcanza un desarrollo vertical extraordinario, puede establecer el yunque en una región afectada por el contraaliso de dirección O.-SO. a E.-NE., como sabemos. En este caso hay que considerar su influencia conjuntamente con la de la topografía térmica.

Determinado, pues, el diagrama termodinámico, el conocimiento de la topografía térmica probable durante el día nos permite conocer las zonas pasivas, *BC*, y la altura aproximada de formación del yunque (*Y* de la fig. 53). En días de tendencia tormentosa existen numerosos puntos de la comarca aptos para ser origen de la perturbación. El que sea uno u otro obedece muchísimas veces a una causa accidental secundaria. Una vez cebado el fenómeno en un punto determinado, tiende automáticamente a eliminar las causas favorables en los demás. Este hecho es debido tanto a la rotación ciclónica que produce un

efecto de repulsión sobre los núcleos tormentosos próximos, como al efecto de descenso de las masas de aire en el espacio atmosférico circundante a la tormenta.

Nuestras observaciones en el Vallés comprueban

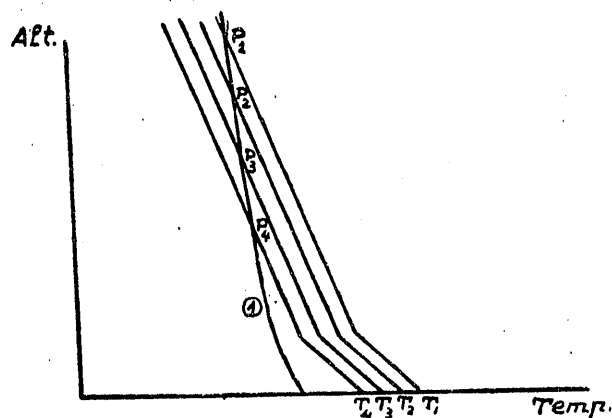


Figura 55.

estos hechos y nos confirman la posibilidad del cebado de una tormenta determinada escogida entre un cierto número de puntos que tienen la misma probabilidad de desarrollo en el momento crítico. De este modo, como a partir de su origen las tormentas tienen trayectorias perfectamente definidas, puede provocarse la que más nos interesa, lo que equivale a fijar la trayectoria de la tormenta dentro de ciertos límites.

La importancia de la Microclimatología.

En España tenemos regímenes meteorológicos muy distintos. Solamente una parte de las mesetas, y en general las regiones abiertas al Atlántico, gozan de un mecanismo atmosférico típico de las depresiones generales. Y aun en estas regiones se producen frecuentes modificaciones del régimen característico por efecto de la topografía local. Nuestra intrincada orografía y la consiguiente diversidad de climas impone la necesidad de una Microclimatología, que estudia cada comarca en particular. En el Levante español, por ejemplo, el régimen de lluvias, aun derivado de situaciones generales, adopta caracteres tan propios que parece a primera vista no tener la más pequeña relación con la depresión general. Y dentro del régimen particular de una comarca de cierta extensión, encontramos numerosísimas variantes que imponen diferencias de precipitaciones del 75 y del 100 por 100 en puntos distantes tan sólo 10 Km. El estudio de una comarca determinada conduce a conclusiones

tan sorprendentes como interesantes. Y a la vez da la convicción de la posibilidad de encauzar en gran parte las irregularidades de nuestro régimen meteorológico. La organización del estudio de la Microclimatología en nuestro país podría conducir al conocimiento perfecto de la interdependencia entre los regímenes meteorológicos locales y con ello a una posibilidad de influir, con garantía absoluta de éxito, sobre las precipitaciones.

En la regulación de nuestro régimen de lluvias está el verdadero mejoramiento más importante del coeficiente de utilización de la energía hidráulica. La Microclimatología nos daría a conocer el régimen efectivo de las tormentas locales y con ella se podría conseguir la sistematización de lo que podríamos denominar método de los estados críticos a distintos grupos de comarcas españolas.

El bombardeo en las depresiones generales.

El diagrama termodinámico que hemos analizado más arriba permite la determinación de las zonas a bombardear en el caso de tormentas. Cuando se trate del aprovechamiento de depresiones generales, la zona a bombardear aparece claramente definida por los altostratos. Las tormentas se desarrollan durante el día o durante la noche, pero tanto su duración como sus desplazamientos, son relativamente pequeños. En cambio, las depresiones atlánticas tienen generalmente una vida muy larga, desde el momento de la aparición de los frentes hasta que se produce la oclusión.

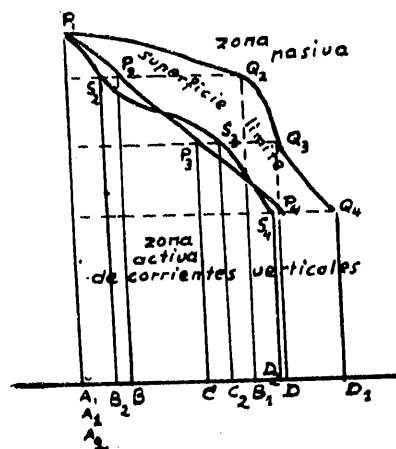


Figura 56.

Los observatorios meteorológicos pueden indicar con notable anticipación el paso de la perturbación, y según vimos, el bombardeo de los altostratos tiene que dar lugar al "injerto" de tormentas en la masa depresionaria. El problema es siempre el mismo: intensificar la causa. La rotura de la subfusión de los al-

tostratos ha de producir localizaciones de gran intensidad del "efecto cirrus". Las alteraciones que la topografía local impone a la estructura del viento, originando corrientes racheadas ascendentes y la distinta "madurez" de la atmósfera propia, producen aumentos intermitentes de la intensidad del fenómeno, y así podemos observar cómo dentro de la masa nubosa de un frente se desarrollan y evolucionan verdaderos sistemas de nubes con vientos y movimientos propios. Es un modelo reducido, de tamaño natural de lo que se pretende con el bombardeo, para cualquier depresión que cruce nuestro suelo.

Se puede influir sobre el tiempo en las tormentas, y en el caso del frente caliente de una depresión (altostratos), por tratarse de situaciones meteorológicas con estados críticos y que podríamos llamar situaciones activas, puesto que en ellas tiene lugar con toda plenitud el "efecto cirrus", que ya conocemos. Por el contrario, en el frente frío las formaciones nubosas se producen por empuje mecánico de la cuña de aire frío. La elevación es pasiva y raramente aparecen estados críticos, porque la atmósfera, con una ordenación esencialmente estable, ha sido barrida previamente por el paso del frente caliente. Los yunques de las formaciones de frente frío son de tipo lenticular, característico de los estados de disipación.

Finalmente, queremos insistir de nuevo en la importancia del tema que acabamos de tratar. Toda nube de agua subfundida almacena en estado potencial la causa inmediata de las precipitaciones. La meteorología en España es tan variada como nuestro suelo, y nos ofrece situaciones de gran potencia de agua subfundida que se disipan frecuentemente por efectos *foehn* perfectamente determinables y evita-

bles, y, por tanto, se desperdician posibles regímenes lluviosos. La experimentación norteamericana sobre el fenómeno de la helación en las alas de los aviones nos confirman en nuestra convicción de la efectiva posibilidad del mejoramiento del régimen meteorológico español por el conocimiento de sus estados críticos.

Las recientes investigaciones en los Estados Unidos por la G. E. Co., parecen dirigirse concretamente a la forma preconizada y llevada con éxito a la práctica por Vincent J. Schaefer, en Schenectady, New York; se obtuvo un resultado aparatoso, originando una gran nevada por el bombardeo, con 45 Kg. de anhídrido carbónico sólido, de una nube en subfusión a 2 000 metros de altura.

A pesar del éxito de laboratorio conseguido por los núcleos de sublimación de composición determinada, no se insiste por ahora en su realización práctica, de acuerdo con lo indicado en nuestro artículo anterior. V. J. Schaefer aprovecha sólo una pequeña parte, y de modo artificial, de nuestro "efecto cirrus". La meteorología de nuestro país, tan variada como interesante, nos ofrece frecuentes e importantes estados en que la producción de la totalidad del "efecto cirrus" es sencilla y económica.

Hemos resumido en cuatro artículos nuestro punto de vista sobre el interesante problema de la lluvia artificial, y hemos omitido, para ser breves, la descripción de detalles técnicos relativos a las pruebas que, Dios mediante, pensamos realizar este año. Esta experimentación directa dirá en definitiva lo que haya de aprovechable en lo que hemos expuesto, pero vamos a ir a ella con la convicción absoluta de obtener un resultado positivo.