

Radiometeorología

Por INOCENCIO FONT TULLOT
Del Centro Meteorológico de Tenerife.

I.—Introducción.

Nuestra intención en este trabajo es examinar de un modo general una nueva e interesantísima rama de la ciencia de la atmósfera, a saber: la radiometeorología, la cual, considerada en su sentido más amplio, podemos definirla como aquella que estudia todos los fenómenos de radiopropagación relacionados con el tiempo atmosférico. Pero antes, y a título de introducción, vamos a hacer a grandes rasgos un examen de la historia de las relaciones entre la Física de la atmósfera y la Radio.

Es un hecho bien sabido la importancia que ha tenido la aparición de las comunicaciones radiotelegráficas en diversos y numerosos aspectos de la vida moderna; pero quizá en muy pocos haya desempeñado un papel tan fundamental como el que ha tenido en el desarrollo de la meteorología, al hacer posible el establecimiento de la técnica de los mapas del tiempo, tal como la conocemos hoy día, con la serie de deducciones teóricas y prácticas inherentes a la misma. Posteriormente, la exploración de la atmósfera superior mediante radiosondas ha dado a la meteorología una herramienta de incalculable valor. Fué durante la última guerra mundial cuando esta técnica empezó a alcanzar considerable desarrollo en su empleo sistemático. Además, durante este período, aparte del empleo de los radiosondas en las observaciones de presión, temperatura y humedad, se utilizaron también en la determinación de los vientos superiores, con cualquier clase de cielo, siguiéndose la trayectoria del globo mediante el triángulo radiogoniométrico. Pero este procedimiento, aunque eficaz, resultaba costoso y complicado, quedando, además, limitado a las observaciones desde tierra. Más tarde la aparición del radar ha solventado dicha dificultad, de forma que en la actualidad, siguiendo el globo radiosonda, dotado de un reflector de ondas, mediante un teodolito-radar es posible la determinación precisa de los vientos superiores hasta alcanzar el límite inferior de la estratosfera. Este pro-

cedimiento está logrando gran desarrollo, y así vemos cómo todos los barcos meteorológicos disponen de un equipo de radar para la observación de los vientos en altura. Todos estos ejemplos y algunos otros menos importantes, tales como las estaciones automáticas instaladas en puntos de difícil acceso, ponen en evidencia lo mucho que debe la Meteorología a la Radio. Pero, además, entre ambas ciencias existen relaciones mucho más íntimas, no en el sentido de la aplicación de la segunda a la primera, sino en la existencia de fenómenos simultáneamente relacionados con ambas.

Ya en los comienzos de la radio se vió la enorme importancia de la ionosfera en la propagación de las ondas electromagnéticas, puesto que gracias a la reflexión de las ondas en dicha capa de la atmósfera es posible la radiocomunicación entre todas las partes del mundo. Pero, al hablar de Meteorología no es corriente extenderse a tan grandes alturas, ya que parece indudable que dicha capa superior de la atmósfera no puede obrar sobre el tiempo atmosférico determinado por el estado de la atmósfera inferior, aunque sea posible el efecto inverso, de forma que las situaciones meteorológicas ejerzan cierto efecto sobre el estado de la zona ionizada de la atmósfera. Por consiguiente, vamos a prescindir de aquellos fenómenos que tienen lugar en la ionosfera, por lo que limitaremos la radiometeorología a aquel grupo de fenómenos dependientes del comportamiento de la atmósfera en la troposfera y, particularmente en las capas inferiores de la misma.

Otro fenómeno atmosférico relacionado con la radio, del que también se tuvo conocimiento en un principio, lo constituyen los "atmosféricos" radiados por las descargas eléctricas entre nubes, y entre éstas y la tierra. Estas descargas están íntimamente relacionadas con el tiempo atmosférico, por lo que dicho fenómeno entra de lleno en la radiometeorología, y le dedicaremos nuestra atención en este trabajo.

Antes de la pasada guerra existían en las

zonas medias del espectro electromagnético una o dos regiones inexploradas. Pero, durante la contienda, una de estas regiones fué motivo de intensas investigaciones que condujeron a consecuencias que superaron a todo lo que podía haberse imaginado. Como resultado la táctica militar sufrió una auténtica revolución y, por otra parte, a la radiometeorología se le abrió un campo tan amplio que es a partir de este momento cuando hay que considerarla como una auténtica e importantísima nueva especialidad dentro de la Meteorología.

Dicha región del espectro está constituida por las longitudes de onda de 1 a 10 centímetros, y su importancia práctica radica, primero, en lo fácilmente que dichas ondas pueden ser generadas y detectadas, y segundo, al hecho de ser reflejadas por los objetos sólidos, aunque transmitidas por el aire. La aplicación de estas cualidades ha conducido al desarrollo de una nueva técnica conocida por radar, que constituye, sin duda, uno de los inventos más grandes del siglo XX. Pues bien, es aquí, en la propagación de las ondas del radar, donde el comportamiento de las capas inferiores de la troposfera juega un papel primordial. Tanto es así que, dejando aparte la cuestión de los "atmosféricos", la radiometeorología queda prácticamente limitada al radar, de forma que casi hubiéramos podido denominar a esta nueva rama de la ciencia radarmeteorología, en lugar del nombre más genérico de radiometeorología.

En el examen que vamos a hacer a continuación expondremos algunos de los aspectos más fundamentales e interesantes de la radiometeorología. Primero trataremos de la recepción de los atmosféricos radiados por los rayos, y a continuación analizaremos la influencia del tiempo atmosférico sobre la propagación de las ondas del radar, principalmente en sus dos aspectos más importantes, a saber: la detección y localización de las fuertes precipitaciones mediante estaciones de radar, y los fenómenos de espejismo, causados por la refracción de las ondas a niveles relativamente bajos de la atmósfera.

II.—Recepción de atmosféricos.

En la técnica de observación de cualquier fenómeno meteorológico puede llegarse a cuatro estados. Estos son: 1.º, la simple

anotación de las ocasiones en que tenga lugar el fenómeno; 2.º, estimaciones subjetivas de la intensidad del fenómeno; 3.º, determinación de datos cuantitativos, y 4.º, el empleo de aparatos registradores que suministren automáticamente datos de la duración e intensidad del fenómeno, cualquiera que sea el momento en que se produzca. Pues bien, en el caso de las estadísticas de tormentas, solamente se había alcanzado el primero de estos estados antes de establecerse la técnica de recepción y registro de atmosféricos, ya iniciada en varios países, pero que aún está lejos de alcanzar la extensión necesaria.

Actualmente está bien establecido que existe una íntima relación entre los atmosféricos y la actividad tormentosa. Por consiguiente, el registro de los atmosféricos recibidos por un aparato radioreceptor debe suministrar datos fundamentales para el estudio estadístico de las tormentas. Desde luego, podrían sugerirse otros procedimientos de medida de la actividad tormentosa, pero todos ellos presentan dificultades y complicaciones que los hacen poco prácticos y más costosos.

En principio, el aparato que podemos denominar *registrador de tormentas*, consiste en un simple receptor acoplado a un circuito especial, conteniendo un medidor de registro continuo y un dispositivo contador de descargas. El receptor puede sintonizarse en la banda de 100 a 150 kc/s., ya que esta frecuencia es la más conveniente para registrar las tormentas que se desarrollen dentro de un radio de algunos centenares de kilómetros. La velocidad más apropiada de la banda registradora es de unos 3 cm. por hora, pero es conveniente que pueda aumentarse fácilmente, siempre que se precise obtener un registro más claro de la frecuencia de los rayos. El aparato está dispuesto de forma que cuando las descargas se deban a tormentas situadas a unos 15 kilómetros el trazo de la aguja, al desviarse de la posición cero, abarque la amplitud total de la banda. Los trazos más cortos indican la presencia de tormentas más distantes.

Existen varios procedimientos para la obtención de datos estadísticos de dichas bandas. Uno muy útil consiste en anotar el valor máximo de las desviaciones registradas en cada hora, y emplear dichas cifras como base para establecer valores medios, hora-

arios de la actividad tormentosa que nos permitan establecer variaciones horarias mensuales o anual.

Un simple aparato, sin requerir prácticamente atención personal, suministra de este modo estadísticas que para obtenerlas mediante la sola observación personal, requeriría al menos un centenar de observadores, manteniendo constante vigilancia durante varios años. Así tenemos que con sólo media docena de estos aparatos, debidamente distribuidos, podríamos obtener una información completísima y veraz de la actividad tormentosa en toda España, lo cual sería de un gran valor teórico y práctico.

III.—Detección de las zonas de precipitación mediante el radar.

Cuando el radar se hubo desarrollado a un estado tal en que se podían emplear ondas centimétricas, los operadores empezaron a extrañarse de los inexplicables ecos que recibían, pero no tardaron en darse cuenta de que las pulsaciones radar emitidas a dichas longitudes de onda eran reflejadas por fenómenos atmosféricos tales como lluvia, nubes, granizo y nieve. La presencia de estos ecos, así como su carácter, se encontró que variaban según fuese la longitud de onda, la duración de la pulsación (siempre del orden de un microsegundo) y el modo de dirigir las ondas de un determinado transmisor.

Estos descubrimientos fueron hechos durante la pasada guerra mundial y es interesante hacer notar que, desde el punto de vista militar, estas reflexiones eran consideradas al principio como perturbadoras e indeseables, ya que el operador encontraba a menudo grandes dificultades para poder distinguir entre estos ecos y aquellos, procedentes de objetivos, tales como aviones enemigos o masas de tierra. Cuando los ecos procedentes de zonas de precipitación eran fuertes podían anular aquellos otros reflejados por objetivos situados más allá de la región de precipitación. Ahora bien, si por una parte esto suponía una desventaja táctica, por otra, suministraba una nueva argucia táctica al permitir al aviador, en circunstancias favorables, evitar ser localizado por el radar, volando deliberadamente entre la lluvia. La presencia de precipitaciones en el camino de un haz de rayos radar, de longitud de honda muy corta (de 1 a 10 centí-

metros) da lugar a una atenuación de las ondas electromagnéticas y, por consiguiente, en tales casos, disminuye el alcance del transmisor. Por otra parte, desde el punto de vista meteorológico, en seguida se vió que tales hechos suministraban nuevos métodos para obtener datos adelantados, con respecto a la formación y localización de la lluvia y tormentas. Por consiguiente, tanto en Norteamérica como en Inglaterra, la aplicación del radar a la Meteorología fué inmediatamente objeto de una intensa investigación, la cual continúa actualmente, con resultados verdaderamente satisfactorios.

Los ecos procedentes de las zonas de precipitación son explicados por la dispersión y reflexión de las ondas por las gotas de agua. La explicación teórica de este fenómeno ya ha sido expuesta con todo detalle en esta Revista, en un trabajo debido al teniente coronel Azcárraga (1).

Entre los cinco tipos de indicadores, comúnmente empleados, para determinar la distribución de objetivos en la pantalla del radar, el más frecuentemente utilizado y el más práctico es el que da la distancia y el azimut en coordenadas polares, siguiéndole el que muestra la distancia horizontalmente y la amplitud del eco verticalmente.

Los ecos procedentes de las zonas de precipitación pueden distinguirse de los de otros objetivos de varias maneras. Por una parte, aquéllos van variando de posición, y por otra, como quiera que la precipitación se presenta en la atmósfera a grandes alturas, la elevación indicada del eco es correspondientemente grande. Debido a este desarrollo vertical de la precipitación los ecos que proceden de la misma se observan frecuentemente a distancias mucho mayores que los de los objetivos normales sobre la superficie. Además, los ecos de precipitaciones son generalmente de gran tamaño, mientras que aquellos de objetivos superficiales individuales son característicamente pequeños. El tamaño y forma de los ecos de precipitaciones son muy distintos y pueden variar rápidamente. Su amplitud varía entre amplios límites, desde las señales más débiles hasta las más fuertes.

A grandes rasgos, los ecos procedentes de precipitaciones pueden dividirse en dos

(1) Azcárraga, L. de: "Detección de tormentas por el radar". REVISTA DE AERONAUTICA núm. 85, diciembre de 1947.

grandes grupos: aquellos que proceden de precipitaciones locales y los correspondientes a precipitaciones generales. Entre los primeros, tenemos los correspondientes a tormentas, los cuales muchas veces son de gran amplitud, mostrando en la pantalla áreas blancas muy bien definidas y con los márgenes bien marcados. En algunos casos, si se procede a obtener indicaciones de elevación, se encuentra que el eco se extiende hasta los 10.000 metros. El hecho de que la mayor parte del área de la pantalla esté libre de ecos de precipitaciones pone en evidencia que no se trata de precipitaciones generales. Cuando las tormentas corresponden a un frente frío, aparece en la pantalla una línea de ecos tan característica que su identificación es sumamente fácil. En el caso de las precipitaciones generales, como las correspondientes a un frente caliente, una gran parte del área de la pantalla, al ser escudriñada, queda cubierta por el eco.

Respecto a la aplicación práctica del radar a la Meteorología ya se vislumbra un gran porvenir, a pesar de las dificultades que todavía hay por vencer. Por de pronto, observando las sucesivas posiciones de los ecos de precipitaciones, mediante un sistema radar de 10 centímetros y potencia de unos 50 kilowatios, puede obtenerse una valiosa información que permita predecir con gran precisión, a corto plazo, el paso de tormentas, chubascos y frentes fríos, lo cual es de indiscutible valor, sobre todo en los aeropuertos. Pero, quizá sea en el campo de la investigación donde más se pueda esperar, por ahora, de la aplicación del radar a la Meteorología, en un tema tan trascendental como es el de la formación y formas de las precipitaciones. Así entre las nuevas técnicas, actualmente en estado de experimentación, están: la de distinguir entre los ecos procedentes de la lluvia y los de precipitaciones en formas sólidas; la de determinar la distribución de velocidades de caída de las gotas; la de medir la cantidad total de agua contenida en una columna de aire; y la de estudiar el grado de turbulencia en las zonas de precipitación.

Una de las mayores dificultades que presenta la aplicación sistemática del radar a la Meteorología es lo costoso y complicado del procedimiento. Además existe la agrava-nte de que para fines distintos se precis- san también, en muchos casos, equipos dis-

tingtos. Así tenemos que para detectar precipitaciones que se desarrollan a distancias entre 150 y 300 kilómetros, son necesarios sistemas de 10 centímetros y potencia de unos 50 kilowatios; en cambio, para la detección y estudio de la distribución vertical de las formas de precipitación, cuando ésta tiene lugar a una distancia de unos 40 kilómetros, el sistema preferible es el de 3 centímetros y potencia moderada; y si la precipitación se desarrolla a sólo unos pocos kilómetros y lo que se persigue es un estudio más detallado de su estructura, lo más ventajoso será operar con un equipo de un centímetro.

Uno de los objetivos más importantes es el lograr un equipo radar que se adapte especialmente a los fines meteorológicos, lo cual habrá de suponer en su día un gran paso en el empleo del radar en meteorología, tanto con fines prácticos como teóricos.

IV.—Refracción de las ondas del radar en la atmósfera.

Debido a que la densidad del aire decrece, con la altura se tiene igualmente una disminución del índice de refracción de los rayos electromagnéticos, y esta disminución es lo suficientemente importante para que, aun en el caso de una masa de aire bien mezclada, un rayo de luz o de radio se aparte de la línea recta, de forma que si está dirigido hacia arriba sufra una inclinación hacia abajo, cuyo valor llega a ser aproximadamente una quinta parte de la curvatura de la tierra, lo que, para la práctica ordinaria de la radiodifusión carece en absoluto de importancia.

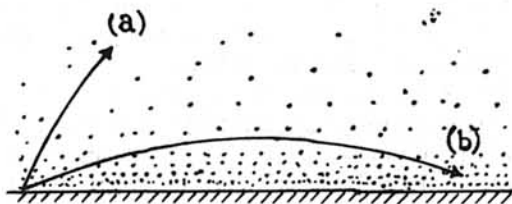


Fig. 1.—Refracción de los rayos electromagnéticos por la atmósfera: a) Refracción normal. b) Superrefracción.

Ahora bien, al desarrollarse la aplicación del radar durante la última guerra, se vió en seguida que, bajo ciertas circunstancias meteorológicas, era posible localizar objetivos situados mucho más allá del límite impuesto por el horizonte geométrico. La explica-

ción de este fenómeno hubo de atribuirse a que los rayos radar experimentaban, en tales casos, una refracción muy superior a la normal, de forma que la inclinación del rayo hacia abajo fuese tal que su curvatura llegase, al menos, a alcanzar el valor de la curvatura de la tierra (ver figura 2). A esta clase de refracción se le denomina superrefracción.

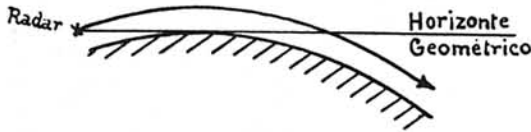


Fig. 2.—Superrefracción del radar.

Estos casos de superrefracción se registraron en los lugares más diversos y casi siempre en estaciones radar situadas sobre la superficie terrestre, debido a que como veremos, la superrefracción queda prácticamente limitada a una capa inferior de la atmósfera, cuyo espesor, generalmente, no supera unos pocos centenares de metros. Entre los ejemplos más interesantes tenemos el de un equipo situado en Malta, que operaba con una longitud de onda de 50 centímetros. Bajo condiciones normales la visión quedaba prácticamente limitada a la impuesta por el horizonte geométrico, de forma que los ecos orográficos recibidos, correspondían sólo a la misma isla de Malta y a algunas alturas de Sicilia. Mas, en ciertas ocasiones, no sólo se recibían ecos procedentes de terrenos bajos de la región meridional de Sicilia, que hacían visible una gran parte de dicha isla, sino que también, operando a una escala menor, era posible fijar sobre la pantalla ecos correspondientes a objetivos fijos, situados en Grecia, a una distancia de 350 a 400 millas.

Un caso aun más sorprendente es el registrado en una estación situada en Bombay, operando con ondas de 1,50 metros. Durante la estación del monzón las mayores distancias a que podían localizarse barcos eran del orden de unas 20 millas; en cambio, durante la estación caliente, podían recibirse ecos procedentes de puntos de la costa de Arabia, situados a 1.000 y hasta 1.500 millas de distancia.

El fenómeno de la superrefracción de las ondas electromagnéticas en la atmósfera inferior no era, de ningún modo, desconocido antes de la guerra. Así tenemos que las

emisiones de televisión, que tenían lugar entre la puesta del sol y medianoche, durante buen tiempo, eran recibidas a distancias mucho mayores que las esperadas. Por otra parte, las ayudas a la radionavegación, empleadas por los alemanes en 1940, raramente tenían un alcance menor de 50 millas, el cual superaba al que hubiera habido de haber experimentado los rayos sólo la refracción normal en la atmósfera. Pero ninguno de estos fenómenos llegaron a llamar tan vivamente la atención como los experimentados al desarrollarse el radar.

Al principio, dichos fenómenos quisieron explicarse, admitiendo la existencia de capas ionizadas en la atmósfera inferior, similares a las de Appleton, situadas en la ionosfera, pero estas teorías fueron muy pronto descartadas en favor de las que los atribuían a variaciones anormales con la altura del índice de refracción de la atmósfera, debidas a la existencia de gradientes anormales de temperatura y humedad junto, o muy cerca, a la superficie de la tierra. Estos gradientes son debidos, principalmente, a fenómenos de radiación, advención o subsidencia, o alguna combinación de éstos. Ellos pueden dar lugar a que la superficie de la tierra tenga una temperatura o humedad muy distintas a las de la masa de aire sobrepuesta, siendo importantísimos en los fenómenos de superrefracción aquellos casos en que la distribución de la temperatura y de la humedad con la altura, en la base de la masa de aire, son las indicadas en la figura 3, donde, a partir del suelo, tenemos en (a) una fuerte inversión de temperatura, y en (b) una rápida disminución de la humedad específica.

El simple conocimiento de la existencia y valor aproximado de una de estas dos distribuciones de una buena idea cualitativa del grado de superrefracción por ellas originado. No obstante, para el estudio más detallado de la superrefracción se precisa conocer más exactamente la distribución vertical de la temperatura y humedad. Entonces, aplicando la fórmula (1), debida a los físicos ingleses Crawford y Mumford, es posible deducir la distribución vertical del índice de refracción de las ondas radio, y de ahí las propiedades de propagación de la atmósfera. Así, por ejemplo, si las distribuciones con la altura de la temperatura y humedad, en el seno de una masa de aire, son respec-

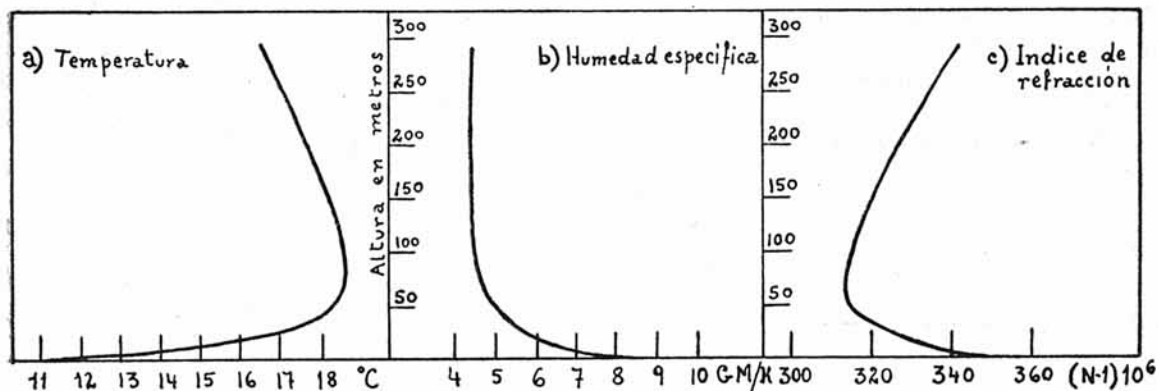


Fig. 3.—Ejemplo de distribución vertical de temperatura, humedad específica e índice de refracción.

tivamente las (a) y (b) de la figura 3, la distribución del índice de refracción, aplicando la fórmula (1), será la del esquema (c).

Dicha fórmula da el índice de refracción n en función de la presión p , de la temperatura T y de la humedad específica q ,

$$(n - 1) \times 10^6 = p \{ a(T) - q b(T) \}; \quad [1]$$

donde $a(T)$ y $b(T)$ son dos funciones de la temperatura. Si p se mide en millares de milibares y q en gm./kg., los valores de $a(T)$ y $b(T)$ pueden determinarse mediante el diagrama de la figura 4.

Ahora, lo primero que se necesita conocer es el valor que han de alcanzar los gradientes de temperatura y humedad para que puedan dar lugar a fenómenos de superrefracción. El meteorólogo inglés H. G. Booker, en uno de los trabajos más importantes sobre radiometeorología, publicados hasta la fecha (*) ha deducido de la ecuación [1] el valor crítico α , que ha de alcanzar el gradiente de humedad específica en una situación tal, en que la temperatura disminuya adiabáticamente con la altura (es decir, que la temperatura potencial se mantenga constante), y el valor crítico β del gradiente de temperatura potencial, en una situación tal en que la humedad específica se mantenga constante con la altura, para hacer que, en ambos casos, la curvatura de los rayos electromagnéticos iguales a la de la superficie de la tierra. Como quiera que los valores de α y β dependen algo de la presión, temperatura y humedad, ha calculado dicho

autor un ábaco apropiado a la presión 1.000 mb. Para otros valores de la presión, de la ecuación (1) se deduce que bastará dividir los valores que obtengamos de dicho ábaco por el de la presión expresado en millares de milibares.

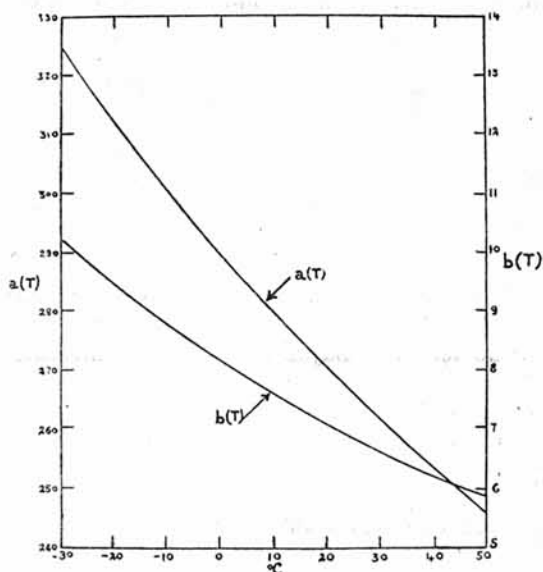


Fig. 4.—Funciones $a(T)$ y $b(T)$ implicadas en la fórmula (1) para el índice de refracción.

De dichos valores se deduce que un rayo puede ser inclinado hacia abajo, con una curvatura que exceda la de la tierra, bien por una inversión de temperatura que pase de unos 9° C./100 m., o por una disminución de la humedad absoluta mayor de unos 1,5 gm/kg./100 m., o por una combinación de los dos. Tales inversiones de temperatura y fuertes gradientes de humedad

(*) Booker, H. G.: "Some problems in radio meteorology". Quart. J. R. Met. Soc., volumen 74, pág. 277. Londres, 1948.

son fenómenos frecuentes cerca de la superficie terrestre, y entonces dan lugar, por lo que a la refracción de los rayos se refiere, al estado de cosas expuesto gráficamente en la figura 5. En el punto T_1 , situado en el seno de la masa de aire muy por enci-

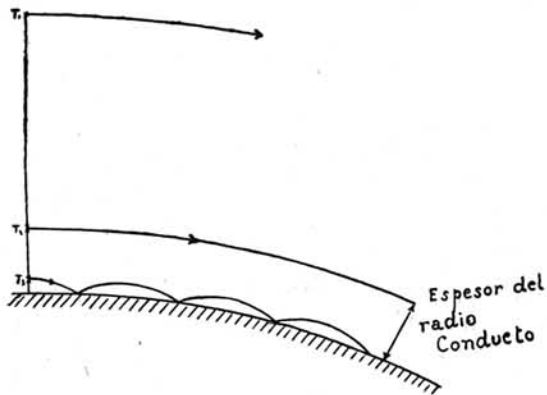


Fig. 5.—Efecto de radioconducción en los rayos radio.

ma de la región superficial de fuertes gradientes de humedad y grandes inversiones de temperatura, los rayos radio no experimentarán más refracción atmosférica que la normal, por lo que su curvatura hacia abajo no será mayor que un sexto de la curvatura de la tierra. Por consiguiente, un rayo emitido horizontalmente por un radio transmisor situado en T_1 mostrará sólo una ligera tendencia a seguir la curvatura de la tierra, tal como se indica en la figura 5. Ahora bien, si bajamos gradualmente el transmisor llegaremos a un nivel donde empezarán a ser apreciables los efectos de las condiciones superficiales de gradientes de temperatura y humedad, dando lugar a que aumente la curvatura de los rayos. Si seguimos descendiendo se llegará a alcanzar cierto nivel T_2 , donde dicha curvatura iguale a la de la tierra. A tal nivel crítico un rayo emitido horizontalmente se mantendrá a la misma altura sobre la superficie sin poder apartarse de la tierra. A cualquier otro nivel inferior a T_2 , por ejemplo T_3 , todo rayo emitido horizontalmente sufrirá una curvatura hacia abajo superior a la de la tierra, por lo que tendrá que chocar contra la misma y sufrir nuevas reflexiones, sin poder escapar de la tierra, tal como se indica en la figura. Se habrá establecido una auténtica radioconducción atmosférica, y a la capa limitada entre la superficie y el ni-

vel T_2 se la puede denominar "radioconductor", dentro del cual quedan encerrados los rayos. De este modo se explica que desde estaciones radar, situadas a niveles bajos, se puedan localizar objetivos superficiales situados a distancias mucho mayores que el límite impuesto por el horizonte geométrico.

Ahora bien, la discusión que acabamos de hacer no queda limitada a las longitudes de onda del radar, sino que se extiende a toda la gama de la radio. Entonces, ¿cómo se explica que, bajo las mismas condiciones atmosféricas apropiadas, se experimenten fenómenos de superrefracción en las ondas radar y no en las comúnmente empleadas en radiodifusión? Ello no se debe a la variación del índice de refracción con la longitud de onda, ya que en la presente cuestión dicha variación puede considerarse despreciable, de forma que la ecuación (1) se puede aplicar tanto a las ondas centimétricas del radar como a las de varios centenares de metros de la radiodifusión. Lo que ocurre es que para que la superrefracción se note es necesario que el espesor del "radioconductor" sobrepase cierto límite, el cual varía según sea la longitud de onda que se considere, de forma que a mayor longitud corresponde mayor espesor. Así, en el caso de ondas centimétricas, basta con que los gradientes anormales se mantengan dentro de una capa superficial de 20 a 100 metros para que afecten seriamente su propagación. En cambio, en el caso de ondas métricas, el espesor de dicha capa debe superar

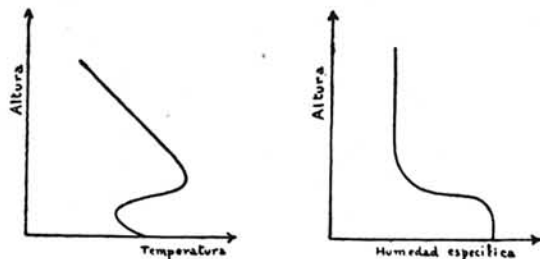


Fig. 6.—Distribución de la temperatura y humedad específica con la altura en el caso de una capa elevada de superrefracción.

ya los 500 ó 1.000 metros. Y si se trata de longitudes de onda de 1 kilómetro, haría falta que el espesor del "radioconductor" se extendiera desde el suelo hasta una altura del orden de 10.000 metros, condiciones que ni remotamente pueden presentarse en la

atmósfera. Por consiguiente, se llega a la conclusión de que la superrefracción es un fenómeno muy frecuente en las longitudes de onda centimétricas, frecuente en las decimétricas, poco frecuente en las métricas, completamente extraordinario en las decamétricas, y totalmente desconocido en las más largas. Así se explica que en radiodifusión la propagación es casi totalmente independiente del tiempo atmosférico, siendo únicamente afectada por los promedios de los valores de los gradientes de temperatura y humedad en la troposfera, los que siempre dan lugar a la refracción normal, y resultando inalterable con respecto a la estructura detallada de la distribución de la temperatura y humedad con la altura.

En el caso de la figura 5 la inversión de temperatura y disminución de la humedad se inician a partir del suelo. (Ver también figura 3.) Pero, naturalmente, no siempre ocurre esto, ya que frecuentemente se dan distribuciones análogas a las de la figura 6, que dan lugar a que la capa de superrefracción se encuentre a cierta altura en lugar de descansar sobre el suelo. En tales casos el grado de superrefracción que se experimente, al enlazar mediante el radar puntos situados sobre el suelo, además de depender de los valores de los gradientes de temperatura y humedad en el seno de la capa y de la longitud de onda de los rayos, dependerá también considerablemente de la altura a que se encuentre dicha capa. Cuando más baja se encuentre más efectiva resultará para producir superrefracción, ya que entonces, debido a la descóntinuidad que experimenta el índice de refracción en la base de la capa, podrá producirse la reflexión total interna, siempre que el rayo incida sobre dicha base, formando con ella un ángulo suficientemente pequeño. Pero, a causa de la curvatura de la tierra, cuando más alta se encuentre la capa mayor será dicho ángulo de ataque, de forma que a partir de cierta altura la reflexión total será imposible aunque el rayo emitido desde la superficie de la tierra salga horizontalmente. Por consiguiente, se tiene que una fuerte inversión puede dar lugar a una notable superrefracción si su base se encuentra a unos 250 ó 500 metros de altura, pero si se encuentra a 3.000 metros es muy poco probable que la superrefracción tenga importancia práctica. De un modo general puede

asegurarse que las fuertes inversiones de temperatura y gradientes de humedad específica tienen poco interés en radiometeorología cuando se encuentra a alturas mayores de unos 1.500 metros.

De lo expuesto anteriormente se deduce la enorme importancia que tiene en radiometeorología el conocimiento de las distribuciones verticales de la temperatura y humedad. Cuanto más detallado sea este conocimiento mayor será su utilidad en radiometeorología, el cual, como es sabido, para un punto determinado, puede obtenerse fácilmente mediante sondeos con globos, aviones o cometas. Y también, dado que en radiometeorología juegan un papel primordial los datos correspondientes a alturas pequeñas, éstos pueden obtenerse, cuando sea posible, colocando aparatos registradores en torres altas. Ahora bien, en radiometeorología el problema no ha de quedar limitado simplemente a dichas determinaciones directas, sino que ha de ser mucho más general, de forma que de los datos disponibles en la práctica corriente de la meteorología sinóptica puedan reconocerse indirectamente aquellas situaciones que comprendan inversiones de temperatura que excedan de unos 9° C./100 m., dentro de unos cuantos centenares de metros sobre la superficie, y aquellas otras en que la disminución de la humedad específica con la altura sobrepase de $1,5$ gm/kg./100 m., dentro de unos cuantos centenares de metros sobre el suelo. Y también, cuando esto ocurra, deberá poderse establecer, con un error de unos 5 m., en qué intervalo de altura los gradientes exceden de los valores mencionados y la altura sobre el suelo a la cual empiezan a ocurrir.

Por consiguiente, se ha sugerido la conveniencia de formular una teoría satisfactoria que explique la forma en que se originan dichas distribuciones verticales de temperatura y humedad, comprobándose después los resultados de dicha teoría con los obtenidos de la experimentación directa. H. G. Booker, en el trabajo ya citado, ha emprendido con este problema, logrando resultados verdaderamente notables.

El desarrollo de la técnica del radar ha de obligar a examinar de nuevo los climas de muchas partes de la tierra, lo que ha de suponer para los servicios meteorológicos oficiales una nueva y compleja labor, a la que de ningún modo podrán inhibirse.