

Efectos de la propagación anómala sobre los niveles de radiación de microondas emitidas al entorno por un radar

Anomalous propagation effects on microwave radiation emitted to the environment by a radar

Dr. Orlando Lázaro Rodríguez González¹✉, MSc. María Marlen Gutiérrez Gutiérrez², M. Sc. Claudio Alberto Sánchez Pedroso³

¹ Centro Meteorológico Provincial de Camagüey, Instituto de Meteorología

² Dirección General, Instituto de Meteorología

³ Centro de Pronóstico, Instituto de Meteorología

Resumen

Los radares meteorológicos desempeñan un papel fundamental en el pronóstico a muy corto plazo de tormentas locales severas y precipitaciones intensas, así como para estudiar el clima a partir de la frecuencia, la duración y la distribución espacio-temporal de estos fenómenos. La distribución vertical de la temperatura, la humedad y la presión determinan en cada momento el comportamiento de la propagación de las microondas en la tropósfera y, por tanto, inciden en la detección por radar de los fenómenos peligrosos; asimismo, los casos extremos de propagación anómala inciden negativamente en su detección. La frecuencia y la duración de las condiciones de propagación anómala durante el año es susceptible de verse afectada por la variabilidad climática. En su funcionamiento normal, los radares meteorológicos emiten al entorno cercano dosis altas de radiación no ionizante de microondas, que, mediante de un procedimiento de operación ambientalmente seguro, deberán mantenerse dentro de los límites establecidos. Dado que estos niveles de radiación dependen de las condiciones de propagación, y estas varían según la variación de las condiciones climáticas, se hace necesario estimar el efecto de estas variaciones en las dosis de microondas emitidas al ambiente. Entonces, ¿pueden las variaciones de temperatura, humedad y presión provocar cambios en las condiciones de propagación, de modo que el nivel de radiaciones emitidas por el radar al entorno traspase las fronteras permisibles para los humanos en las cercanías del radar?

✉ Autor para correspondencia: *Orlando Lázaro Rodríguez González*, Centro Meteorológico Provincial de Camagüey, Instituto de Meteorología, Cuba. E-mail: orlando.rodriguez@insmet.cu

Recibido: 25 de enero de 2016

Aceptado: 8 de marzo de 2016

Abstract

Weather radars play a key role in the short-term forecast for the detection of all types of severe local storms and heavy rainfall as well as to study climate following the frequency, duration and spatial-temporal distribution of these phenomena detectable by radar. It is known that the vertical distribution of temperature, humidity and pressure at all times, determine the behavior of microwave propagation in the troposphere and therefore also affect radar detection of dangerous phenomena. Also, extreme cases of anomalous propagation adversely affect the detection. The frequency and duration of abnormal conditions throughout the year is also likely to be affected by climate variability. In normal operation, weather radars emit to the environment near high doses of non-ionizing microwave radiation, which by a process of environmentally safe operation, must be kept within the limits. Since these levels of radiation depend on the propagation conditions, and they vary according to changes in climatic conditions, it is necessary to estimate the effect of these variations in doses of microwaves emitted to the environment. So the question is, can the variations in temperature, humidity and pressure cause changes in propagation conditions, so that the level of radiation emitted by the radar to the allowable border crossing environment for human beings in the vicinity of the radar?

Introducción

Tradicionalmente, los radares meteorológicos se han concebido solo desde su función de monitoreo a nivel mesoescalar en tiempo real. En Cuba, la red de radares adquiere relevancia al aproximarse un huracán a menos de 500 km de sus costas; en estos casos, la red proporciona un seguimiento detallado de cualquier organismo tropical. Sin embargo, muy poco se hace con los datos de radar una vez que cesa la situación de tormenta peligrosa ([Gutiérrez et al., 2013](#)), y es muy limitado el uso del radar como una herramienta climática.

Teniendo en cuenta lo anterior, en 2014, el Centro de Radares del Instituto de Meteorología comenzó la confección de un resumen mensual climático de la actividad meteorológica vista por radar ([Rodríguez, 2014](#)), en el cual se adjunta una descripción detallada de cada tormenta o precipitación intensa ocurrida en el territorio nacional, y para cada una se adiciona una descripción

sinóptica breve. Además, se incluyen datos estadísticos, como la cantidad de tormentas por provincia, las alturas máximas alcanzadas, los valores máximos de intensidad, etc. En un futuro mediano, esta información comenzará a rendir frutos para el estudio de la variabilidad climática, aunque desde ya desempeña un papel importante para el Centro del Clima.

No obstante, existen otras informaciones contenidas en los datos de radar que pueden utilizarse con éxito en la práctica operativa ([Fabry, 2004](#)); de igual modo, los autores de este trabajo consideran que también pueden emplearse en el monitoreo climático. Por el contrario, [Steiner & Smith \(1997\)](#), se afanan en suprimirlas totalmente. Se trata, en este caso, de las señales provenientes de objetos locales no meteorológicos (ecos fijos), cuya intensidad depende de las condiciones de propagación, y estas, a su vez, de las condiciones atmosféricas (perfiles verticales de temperatura, humedad y presión).

Efectos de las condiciones atmosféricas sobre la propagación de las ondas de radar

Las ondas electromagnéticas se propagan en línea recta a través del vacío; sin embargo, al atravesar la atmósfera terrestre están sometidas a varios fenómenos, entre otros la refracción, que ocurre debido a la diferencia de velocidad de propagación de la onda en dos medios diferentes. Como la tropósfera se estructura por capas más o menos homogéneas, al pasar de una capa a otra, la onda electromagnética experimenta el fenómeno de la refracción. El ángulo en que se produce la refracción puede predecirse si se conocen el ángulo incidente y los índices de refracción de ambos medios, a partir de la ley de Snell, derivada del principio de Fermat ([Doviak & Zrníc, 1993](#)).

El índice de refracción (n) es la relación entre la velocidad de la luz en el vacío (C) y la velocidad de la luz en el medio (v). La velocidad de propagación de una onda electromagnética en un medio depende de la densidad del material del que está compuesto. En la atmósfera, cerca del nivel del mar, el índice de refracción del aire es 1.0003, como valor típico, lo cual significa que la radiación electromagnética viaja en el aire 0.03 % más despacio que en el vacío. Entonces, el índice de refracción decrece de 1.0003 en las cercanías de la superficie de la Tierra a 1.0000 en la parte superior de la atmósfera terráquea. En general, existe un descenso gradual en este parámetro al aumentar la altura, pero en algunas capas de la atmósfera, ocasionalmente, pueden existir cambios más abruptos. Teniendo en cuenta que la parte importante del índice de refracción radica en los lugares decimales cuarto, quinto y sexto (por ejemplo, 321 de $n = 1.000321$), los científicos consideran conveniente definir

otro parámetro más cómodo para trabajar con números entre 0 y 1 000. En el caso del índice de refracción, sustrayendo 1 y multiplicando el resultado por 10^6 , se obtiene un parámetro más manipulable: el coíndice de refracción (N), el cual se mide en unidades-N ([Rinehart & Rodríguez, 2007](#)).

La atmósfera terrestre, con respecto al tamaño de la Tierra, es una envoltura gaseosa delgada que forma parte integral del planeta; está constituida por el aire, una mezcla de gases en la cual se destacan el nitrógeno y el oxígeno, además del argón, el dióxido de carbono, el vapor de agua, y las trazas de otros gases. Su densidad media en superficie es 1.29 kg/m³, la cual disminuye con la altura; de modo que es difícil establecer el límite exacto hasta donde llega la atmósfera. Por ejemplo, a 100 km de altura, la atmósfera está tan enrarecida que la cantidad de aire por unidad de volumen es menor que en el mejor “vacío” que pueda lograrse en cualquier laboratorio ([Ahrens, 2005](#)).

Sobre la base del perfil de temperaturas, suele dividirse la atmósfera en cuatro capas: la troposfera, la estratosfera, la mesosfera y la termosfera. La radiolocalización meteorológica ocurre en la troposfera, la capa más cercana a la Tierra, en la cual se producen los fenómenos que determinan el tiempo y el clima. La troposfera es la capa de la atmósfera que se extiende desde la superficie terrestre hasta una capa de temperatura constante (tropopausa), ubicada a una altura entre 8 km y 10 km en los polos, entre 10 km y 12 km en las latitudes medias, y entre 16 km y 18 km en el ecuador ([Ahrens, 2005](#)).

La propiedad más importante de la troposfera es que la temperatura disminuye con la altura. Esto se debe a que la troposfera es casi transparente a los rayos solares, los cuales, por tanto, la calientan muy poco al pasar y son absorbidos por la superficie

terrestre. La superficie terrestre, a su vez, se convierte en una fuente de radiación térmica, que calienta la troposfera de abajo hacia arriba; a ello se suman los procesos convectivos, que también ayudan al calentamiento. El promedio del gradiente para la variación de la temperatura en la troposfera es de 5 °C/km en la parte inferior y 7 °C/km en la parte alta. La temperatura promedio anual de la troposfera superior es de -55 °C en los polos y de -80 °C en el ecuador. Esta disminución de la temperatura no es constante porque cambia en el espacio y el tiempo, debido al calentamiento no uniforme de las diversas zonas de la superficie. Las variaciones diarias de la temperatura dependen de las condiciones del tiempo e incluso pueden existir capas donde la temperatura aumente con la altura, denominadas capas de inversión térmica ([Rinehart & Rodríguez, 2007](#)).

La figura 1 muestra la altura de la tropopausa para la ciudad de Camagüey, Cuba, según los datos del sondeo promedio de veinte años, aportados como cortesía del doctor Juan C. Antuña Marrero, del Grupo de Óptica Atmosférica, del Centro Meteorológico Provincial de Camagüey, perteneciente al Instituto de Meteorología de Cuba.

El índice de refracción de la atmósfera depende de la presión atmosférica, la temperatura y la tensión parcial del vapor de agua, así como del número de electrones libres presentes; sin embargo, en la troposfera no existen suficientes electrones libres para que esto sea significativo. El efecto de los electrones libres es importante solo en la parte alta de la atmósfera ([Rinehart & Rodríguez, 2007](#)).

La ecuación que relaciona el índice de refracción con las variables atmosféricas es, según [Bean & Dutton \(1968\)](#):

$$N = \frac{7.6}{T} \left(P + 4810 \frac{e}{T} \right) - 4.03 \cdot 10^7 \frac{N_e}{f^2} \quad (1)$$

donde:

T es la temperatura atmosférica (en grados Kelvin)

P es la presión atmosférica (hPa)

e es la tensión parcial del vapor de agua en el aire húmedo (hPa)

N_e es la densidad de electrones libres por metro cúbico

f es la frecuencia de operación del radar en Hz.

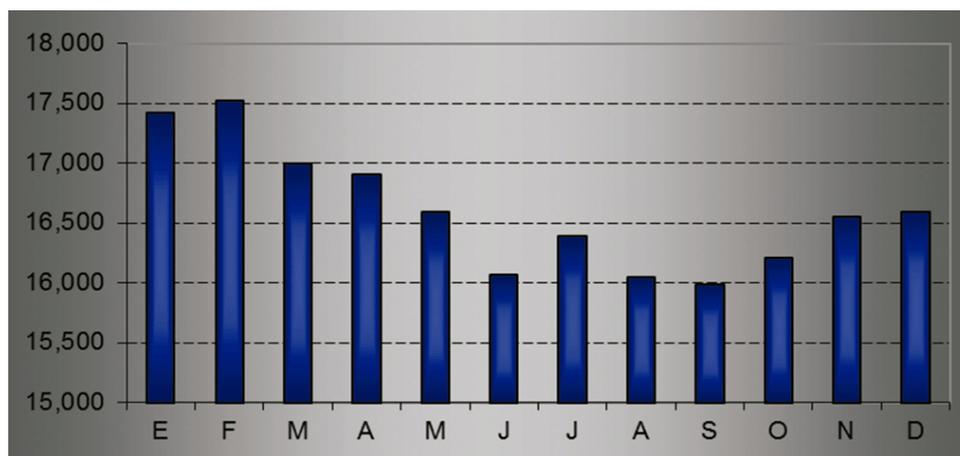
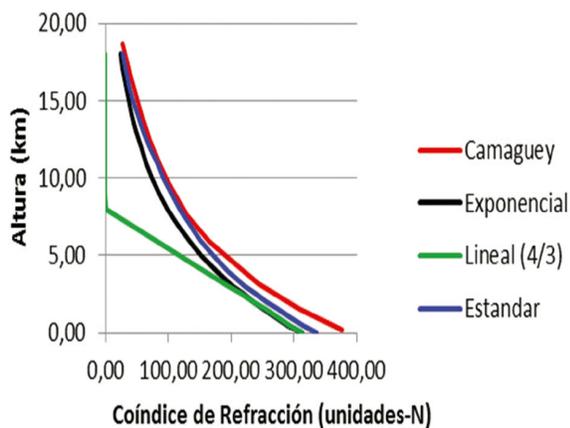


Figura 1. Altura promedio por meses de la tropopausa para Camagüey, según datos de 20 años de sondeo

Las constantes numéricas se determinaron empíricamente. El término de la extrema derecha es importante solo en la ionosfera; por tanto, se ignora para la troposfera.

En la troposfera, el coíndice de refracción (N) se determina por la temperatura, la presión y la tensión parcial del vapor de agua. Estas variables son aportadas por los radiosondeos de la atmósfera, a partir de los cuales puede calcularse N para cada nivel de la atmósfera. Teniendo los valores de N y la altura, puede obtenerse el gradiente de N con la altura (dN/dH), donde dN es la diferencia en N dividido por la diferencia de alturas (dH). Como se ha mencionado, en general, N decrece al aumentar la altura; por tanto, dN/dH es casi siempre un número negativo.

La figura 2 muestra la variación del coíndice de refracción (N) en dependencia de la altura para: el sondeo promedio de Camagüey ([Antuña & Aroche, 1993](#)), el modelo exponencial ([Skolnik, 1970](#)), el modelo lineal ([Schelleng et al., 1933](#)), y la atmósfera estándar ([Stepanenko, 1966](#)).



- 1) La atmósfera promedio de Camagüey (línea roja)
- 2) el modelo exponencial de la atmósfera (línea negra)
- 3) el modelo lineal de la atmósfera (línea verde)
- 4) la atmósfera estándar (línea azul)

Figura 2. Variación del coíndice de refracción con la altura para cuatro casos

En la parte baja de la troposfera, la mayor parte del tiempo la atmósfera tiende a estar estratificada en capas horizontales (bastante homogéneas dentro de ellas, pero diferentes entre sí); por consiguiente, la onda electromagnética viajará a diferentes velocidades en cada capa. Las variaciones en el coíndice de refracción son mucho más fuertes en la vertical que en la horizontal ([Aroche et al., 1993](#)). Entonces, una onda de radiación electromagnética que viaja lo hará más rápido en una capa que en otra. El frente de onda emitido por la antena recto de arriba abajo, pero, gradualmente, se desviará hacia arriba o hacia abajo en dependencia de si el coíndice de refracción es más pequeño en magnitud en la capa de abajo o en la de arriba, las cuales, como se ha visto, dependen de los perfiles verticales de la temperatura, la humedad y la presión atmosféricas ([Dolukhanov, 1971](#); [Patterson, 2008](#)).

Propagación de refracción estándar

Es la trayectoria que sigue el haz del radar cuando las condiciones son las enunciadas para la atmósfera estándar. El gradiente del coíndice de refracción será -39 unidades- N/km ([Stepanenko, 1966](#)).

Propagación de refracción normal

Es la trayectoria que sigue el haz del radar cuando las condiciones atmosféricas son cercanas a las de la atmósfera estándar; por tanto, el haz viaja un poco por encima o por debajo de la trayectoria del haz en una atmósfera estándar ([Bech et al., 2002](#)).

Propagación anómala de tipo subrefracción

Esta propagación sucede cuando el haz del radar se inclina hacia abajo menos que en la propagación de refracción normal y, por consiguiente, pasa más alejado de la Tierra. El gradiente del coíndice de refracción se torna positivo (mayor que 0 unidades -N/km). Suele ocurrir en lugares donde la temperatura sobrepasa 30 °C y la humedad relativa no supera 40 %; por ejemplo, en tierras desérticas y esteparias, sobre todo al mediodía. La situación clásica de subrefracción acontece cuando el sondeo de la atmósfera toma forma de “V” invertida, caracterizada por un proceso adiabático seco o superadiabático, con un incremento de la humedad con la altura.

Propagación anómala de tipo superrefracción

Se presenta cuando el haz del radar se inclina hacia abajo mucho más que en la propagación en la atmósfera estándar; esto sucede al hallarse el gradiente del coíndice de refracción entre -79 y -157 unidades -N/km. La superrefracción ocurre cuando la temperatura en la troposfera aumenta con la altura (inversión de temperatura) o si el contenido de vapor de agua decrece mucho más rápido que lo normal. Las inversiones de temperatura son el factor dominante y suelen producirse por advección (por ejemplo, de la tierra que se calentó rápido hacia al mar, que aún está frío) ([Patterson, 2008](#)); por subsidencia, al descender una masa de aire frío; o por la combinación de ambos. En general, la superrefracción está asociado a condiciones de estabilidad en la atmósfera.

Propagación anómala de superrefracción crítica

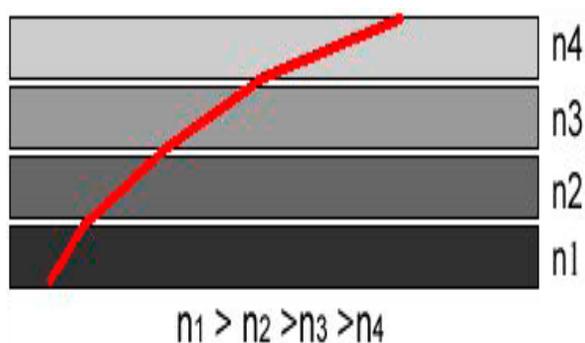
Esta propagación se presenta cuando el gradiente del coíndice de refracción es igual a -157 unidades -N/km; en este caso, el haz del radar marchará equidistante a la superficie de la Tierra, siguiendo la misma curvatura terrestre y, por ende, el radar logra su mayor alcance.

Propagación anómala de superrefracción extrema

Esta propagación acontece cuando el gradiente del coíndice de refracción se hace más pequeño que -157 unidades -N/km; el haz del radar queda atrapado (en inglés, *trapping*) en un ducto (*ducting*) y va rebotando contra las superficies inferior y superior de este conducto atmosférico virtual, que semeja a una guía de ondas. En este caso, también el radar logra un gran alcance.

Cálculo de la trayectoria del haz del radar según las condiciones de propagación

La trayectoria que sigue el haz del radar al salir de la antena estará dada por el ángulo de inclinación de la antena con respecto a la horizontal y por el perfil vertical del índice de refracción en cada momento, el cual, como se ha planteado, depende de las condiciones meteorológicas de la parte de la atmósfera que atraviesa (perfiles verticales de la temperatura, la humedad y la presión). Al atravesar cada capa, el haz del radar sufre una refracción, y se va formando una curva que diverge de la trayectoria rectilínea que tendría este haz en el vacío (Figura 3).



(línea curva en rojo) al atravesar diferentes capas con índices de refracción cada vez más pequeños (n normalmente decrece con la altura)

Figura 3. Trayectoria del haz del radar

[Rinehart & Rodríguez \(2007\)](#), brinda una fórmula que, con fines prácticos, permite calcular con bastante exactitud la altura (H) del centro del haz del radar si se conoce la distancia del radar a cada punto de la trayectoria (r) y el ángulo de elevación de la antena sobre el horizonte:

$$(\emptyset): H = \sqrt{r^2 + R'^2 + 2rR' \sin \emptyset} - R' + H_0 \quad | \quad (2)$$

donde:

H_0 es la altura del eje central de la antena
 R' es el radio efectivo de la Tierra

El radio efectivo de la antena (R') se calcula de acuerdo con el radio de la Tierra (R) y el coeficiente k :

$$R' = kR \quad (3)$$

donde:

R es el radio de la Tierra (6 378 km en el ecuador, 6 356 km en los polos, 6 371 km radio medio volumétrico)

El coeficiente k se calcula a partir del radio de la tierra (R) y el gradiente (dN/dH) del coíndice de refracción por la fórmula siguiente:

$$k = \frac{1}{1 + (dN/dH)R} \quad (4)$$

Estudios preliminares en Cuba de condiciones anómalas de propagación

Los autores han podido compilar solamente dos trabajos: el primero, inédito, de Claudio A. Sánchez Pedroso, del Centro de Pronósticos (comunicación personal), enfocado en la aparición de la propagación anómala en la región occidental de Cuba, el cual se propone utilizar este fenómeno para el pronóstico meteorológico; el segundo, de [Barreiras et al. \(2001\)](#), orientado a la presencia de propagación anómala en la región central de Cuba, que pretende hallar métodos efectivos para la supresión de sus efectos negativos en las imágenes de radar.

Sánchez analizó los datos del período 1981-1985 con el radar de Punta del Este, en la Isla de la Juventud, tanto para el período lluvioso, como para el período poco lluvioso, en todos los horarios del día a intervalos de 3 h. En el período analizado, Sánchez concluye que el fenómeno de propagación anómala no puede utilizarse como predictor de los frentes fríos ni de la no ocurrencia de tormentas y chubascos. Según Sánchez, los horarios más propicios para la aparición de la superrefracción son la tarde y las primeras horas de la noche, tanto para el período lluvioso, como para el período poco lluvioso. Si bien el trabajo de Sánchez demuestra que la detección del fenómeno de la superrefracción no puede correlacionarse directamente con el

paso de los frentes fríos ni de la no aparición de chubascos o tormentas al desaparecer la superrefracción; en cambio, si se contase con una estadística abundante, la comparación de la frecuencia de aparición de la superrefracción de un año a otro (o de un período aún más largo) podría aportar una idea excelente acerca de las variaciones climáticas, tal como muestran [Krajewski & Vignal \(2001\)](#).

[Barreiras et al. \(2001\)](#), realizaron el estudio en la zona central basados en el radar de Camagüey para 1998-2000. A diferencia de Sánchez, [Barreiras et al. \(2001\)](#), concluyeron que la aparición de la superrefracción estuvo confinada a los horarios nocturnos; asimismo, al igual que Sánchez, constataron que la superrefracción acontece, indistintamente, en ambos períodos (lluvioso y poco lluvioso). El trabajo de [Barreiras et al. \(2001\)](#), confirma los resultados de [Antuña & Aroche \(1993\)](#), referentes a la aparición de efectos de propagación anómala hasta 2.5 km de altura. En esta investigación se concluyó que los efectos de la propagación anómala son más acentuados en los dos ángulos de elevación

más bajos de la estrategia de exploración empleada, y también ratifican los resultados anteriores de [Valdés & González \(1998\)](#).

Los autores del presente trabajo proponen desarrollar un proyecto con miras a obtener una estadística completa de la propagación anómala a partir de todos los datos compilados por los radares cubanos desde que fueron digitalizados (Camagüey, 1998; Pico San Juan, 2000; Casablanca, 2001; Punta del Este, 2002; La Bajada, 2005; Pílon y Gran Piedra, 2006) para que pueda ser usado en la detección de la variabilidad climática.

Análisis de los efectos de la propagación anómala sobre la misión meteorológica de un radar

Siguiendo el mismo enfoque de [Gutiérrez \(2015\)](#), pero repitiendo los cálculos para cuatro distancias dentro de la zona de medición cuantitativa de los radares cubanos (50 km, 75 km, 100 km, 125 km y 150 km), se obtienen las variaciones de la altura del haz bajo diferentes condiciones de propagación con respecto a la propagación en condiciones estándares de la atmósfera (Tabla 1).

Tabla 1. Diferencias de altura del haz para varias distancias en cuatro condiciones de propagación diferentes en la zona lejana cuantitativa (150 km)

| Distancia desde el radar (km) | Diferencia de altura del haz (m) | | | | |
|---|----------------------------------|---------|---------|---------|---------|
| | 50 | 75 | 100 | 125 | 150 |
| Para gradiente de N promedio histórico en Camagüey (-50 unidades-N/km) | -13.14 | -29.55 | -52.54 | -82.1 | -118.22 |
| Para gradiente de N límite entre normal y subrefracción (0 unidades-N/km) | +48.68 | +109.53 | +194.73 | +304.26 | 438.13 |
| Para gradiente de N límite entre normal y superrefracción (-76 unidades-N/km) | -45.85 | -103.19 | -183.44 | -286.63 | -412.75 |
| Para gradiente de N en superrefracción crítica (-157 unidades-N/km) | -69.04 | -155.34 | -276.16 | -431.5 | -438.13 |

Como puede apreciarse, las variaciones de la altura del haz para diferentes condiciones climáticas, incluso a la distancia cercana de 50 km, son apreciables, lo cual queda demostrado en las imágenes de radar, y corroboran los estudios de [Bech et al. \(2000, 2002\)](#) y [Gao et al. \(2005\)](#).

Análisis de los efectos de la propagación anómala sobre los niveles de radiación de microondas emitidas por un radar al entorno

Para analizar el efecto que pueda ocasionar la propagación de las ondas electromagnéticas sobre los niveles de radiación del radar existentes en su entorno cercano, lejos de esperar a se produzcan diversas condiciones atmosféricas, para lo cual habría que aguardar días y horarios especiales, con todas las complejas condiciones de medición listas, [Gutiérrez \(2015\)](#), apela a un análisis teórico del cálculo de la trayectoria del haz y de su altura para diferentes condiciones de propagación en cuatro casos específicos: a) alturas calculadas para el gradiente del coíndice de refracción calculado a partir del sondeo promedio de la atmósfera en Camagüey ([Antuña & Aroche,](#)

[1993](#)); b) alturas calculadas para el gradiente que marca el límite entre la refracción normal y la subrefracción (0 unidades-N/km); c) alturas calculadas para el gradiente que indica el límite entre la propagación normal y la superrefracción (-76 unidades-N/km); y d) alturas calculadas para el gradiente de superrefracción crítica (-157 unidades-N/km).

Las alturas fueron calculadas para el radar de Camagüey, cuya antena tiene su eje óptico a 13.5 m sobre el suelo, y se calculó para la antena apuntando a 0° de elevación sobre el horizonte. El cálculo se realizó para las distancias de 200 m, 400 m, 600 m, 800 m y 1 000 m del radar.

La tabla 2 presenta los resultados de este cálculo. Las alturas calculadas se restan de la altura a la que pasa el haz para cada distancia en condiciones de propagación en la atmósfera estándar.

Como puede apreciarse, las variaciones del gradiente del coíndice de refracción en el entorno cercano (distancias inferiores a 1 km) del radar de Camagüey, dentro de un amplio rango de condiciones atmosféricas (desde subrefracción hasta superrefracción crítica), hacen variar la altura del haz del radar en un rango inferior a 3 cm, lo cual, como afirma

Tabla 2. Diferencias de altura del haz para varias distancias en cuatro condiciones de propagación diferentes

| | Diferencia de altura del haz (cm) | | | | |
|--|--|------|-------|-------|-------|
| Distancia desde el radar (m) | 200 | 400 | 600 | 800 | 1000 |
| Para gradiente de N promedio histórico en Camagüey (-50 unidades-N/km). | 0.0 | 0.0 | -0.02 | -0.04 | -0.05 |
| Para gradiente de N límite entre normal y subrefracción (0 unidades-N/km). | +0.1 | +0.4 | +0.9 | +1.2 | +1.9 |
| Para gradiente de N límite entre normal y súperrefracción (-76 unidades-N/km). | 0.0 | -0.2 | -0.6 | -1.2 | -1.8 |
| Para gradiente de N en suúperrefracción crítica (-157 unidades-N/km). | -0.1 | -0.4 | -1.0 | -1.8 | -2.8 |

[Gutiérrez \(2015\)](#), demuestra que no se produce una variación significativa de los niveles de potencia de microondas radiados al ambiente en el entorno cercano de un radar. Por tanto, no debe existir la preocupación de que las variaciones en las condiciones de propagación puedan incrementar la peligrosidad de las microondas para la salud humana.

Conclusiones

El fenómeno de la propagación anómala, si bien constituye un factor negativo en la calidad de las imágenes de radar enmascarando las señales meteorológicas, también puede constituir un elemento informativo acerca de las condiciones de propagación en la troposfera.

Las condiciones de propagación anómala se producen, tanto en el período no lluvioso, como en el lluvioso, y ocurren con mayor frecuencia en horas de la noche.

La variación de los perfiles verticales de humedad, temperatura y presión no tienen ninguna influencia en los niveles de radiación de potencia de microondas del radar medidos en su entorno cercano.

Referencias

- Ahrens, C. D. 2005. *Essentials of meteorology: an invitation to the atmosphere*. 4th ed., Belmont, CA: Thomson Brooks/Cole, 473 p., ISBN: 978-0-534-42264-6.
- Antuña, J. C. & Aroche, R. 1993. "The annual course of the vertical profiles of the refraction co index (N) for The Meteorological Polygon of Camagüey". *Ciencias de la Tierra y del Espacio*, 21–22(93): 123–130.
- Aroche, R.; Antuña, J. C. & Estevan, R. 1993. "Variación temporal del coíndice de refracción referido al nivel medio del mar". *Ciencias de la Tierra y el Espacio*, 21–22(93): 132–144.
- Barreiras, A.; Peña, A. A.; Rodríguez, O. L.; Naranjo, R. A.; Pérez, M. A. & Fernández, L. L. 2001. "Weather radar anomalous propagation conditions at central region of Cuba. A descriptive study and possible ways to mitigate its undesirable effects". In: *XXX International Conference on Radar Meteorology*, Boston, Mass.: American Meteorological Society, Available: <https://ams.confex.com/ams/30radar/techprogram/paper_21215.htm>, [Consulted: October 27, 2016].
- Bean, B. R. & Dutton, E. J. 1968. *Radiometeorology*. New York: Dover Publications, 435 p.
- Bech, J.; Codina, B.; Lorente, J. & Bebbington, D. 2002. "Monthly and daily variations of radar anomalous propagation conditions: How 'normal' is normal propagation?". In: *II European Conference on Radar Meteorology (ERAD)*, Katlenburg-Lindau, Germany: Copernicus, pp. 35–39, ISBN: 978-3-936586-04-6.
- Bech, J.; Sairouni, A.; Codina, B.; Lorente, J. & Bebbington, D. 2000. "Weather radar anaprop conditions at a mediterranean coastal site". *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, 25(10–12): 829–832, ISSN: 1464-1909, DOI: [http://dx.doi.org/10.1016/S1464-1909\(00\)00110-6](http://dx.doi.org/10.1016/S1464-1909(00)00110-6).
- Dolukhanov, M. 1971. *Propagation of Short Radio Waves*. MIR.

- Doviak, R. J. & Zrníc, D. S. 1993. *Doppler radar and weather observations*. San Diego, Calif.: Academic press, 562 p., ISBN: 978-0-12-221422-6.
- Fabry, F. 2004. "Meteorological Value of Ground Target Measurements by Radar". *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 21(4): 560–573, ISSN: 0739-0572, 1520-0426, DOI: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0426\(2004\)021<0560:MVOGTM>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0426(2004)021<0560:MVOGTM>2.0.CO;2).
- Gao, J.; Brewster, K. & Xue, M. 2005. "Differences between explicit and approximated radar ray paths due to the vertical gradient of refractivity". In: *XXXII Conference on Radar Meteorology*, Albuquerque, New Mexico: American Meteorological Society, Available: <https://ams.confex.com/ams/32Rad11Meso/techprogram/paper_96887.htm>, [Consulted: October 27, 2016].
- Gutiérrez, M. 2015. *Gestión ambiental de la operación de los radares meteorológicos en Cuba*. Tesis de Maestría, La Habana, Cuba: INSTEC.
- Gutiérrez, M.; Barceló, C.; Fernández, L.; Peña, A. A. & Rodríguez, O. 2013. "Monitoreo atmosférico por radar para la detección de la variabilidad climática. Necesidad de instrumentación jurídica para una operación de radar ambientalmente segura en Cuba". In: *IX Convención de Medio Ambiente*, La Habana, Cuba.
- Krajewski, W. F. & Vignal, B. 2001. "Evaluation of Anomalous Propagation Echo Detection in WSR-88D Data: A Large Sample Case Study". *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 18(5): 807–814, ISSN: 0739-0572, 1520-0426, DOI: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0426\(2001\)018<0807:EO APED>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0426(2001)018<0807:EO APED>2.0.CO;2).
- Patterson, W. L. 2008. "The propagation factor. Fp. in the Radar Equation". In: Skolnik, M. I., *Radar handbook*, 3rd ed., New York: McGraw-Hill, ISBN: 978-0-07-162113-7, Available: <<http://accessengineeringlibrary.com/browse/radar-handbook-third-edition>>, [Consulted: October 27, 2016].
- Rinehart, R. E. & Rodríguez, G. O. L. 2007. *El radar para los meteorólogos*. Columbia: Rinehart, 496 p., ISBN: 978-0-9658002-2-8.
- Rodríguez, O. L. 2014. *Informe a la Reunión de Balance del Centro de Radares*. Repositorio del Centro de Radares.
- Schelleng, J. C.; Burrows, C. R. & Ferrell, E. B. 1933. "Ultra-Short-Wave Propagation". *Proceedings of the IRE*, 21(3): 427–463, ISSN: 0096-8390, DOI: <http://dx.doi.org/10.1109/JRPROC.1933.227639>.
- Skolnik, M. I. 1970. "Environmental considerations". In: *Radar handbook*, 1st ed., New York: McGraw-Hill, ISBN: 978-0-07-057908-8.
- Steiner, M. & Smith, J. A. 1997. "Anomalous propagation of radar signals-challenges with clutter". In: *XXVIII Conference on Radar Meteorology*, Austin, Texas: American Meteorological Society.
- Stepanenko, V. D. 1966. *Radiolocalización en la Meteorología (Radiometeorología)*. Leningrado, Rusia: Hidrometeorológica, 351 p., en ruso.
- Valdés, R. & González, A. A. 1998. *Estudio Climatológico del radar de Camagüey, período 1993-1997*. Informe científico-técnico, La Habana, Cuba: INSMET.