

RECOMENDACIÓN UIT-R P.1621-1

Datos de propagación para el diseño de sistemas Tierra-espacio que funcionan entre 20 THz y 375 THz

(Cuestión UIT-R 228/3)

(2003-2005)

La Asamblea de Radiocomunicaciones de la UIT,

considerando

- a) que el espectro comprendido entre 20 THz y 375 THz puede utilizarse para las comunicaciones espaciales en el espacio cercano y lejano de la Tierra;
- b) que para planificar correctamente los sistemas Tierra-espacio que funcionan entre 20 THz y 375 THz es necesario disponer de datos de propagación adecuados;
- c) que se han elaborado métodos de cálculo de los parámetros de propagación más importantes necesarios para la planificación de los sistemas Tierra-espacio que funcionan en la banda entre 20 THz y 375 THz;
- d) que estos métodos se han contrastado, en la medida de lo posible, con datos disponibles y han demostrado tener una precisión compatible con variabilidad natural de los fenómenos de propagación, y adecuadas para la mayoría de las aplicaciones actuales en la planificación de los sistemas que funcionan entre 20 THz y 375 THz,

reconociendo

- a) que el número 78 del Artículo 12 de la Constitución de la UIT estipula que uno de los cometidos del Sector de Radiocomunicaciones es «... realizar, sin limitación de gamas de frecuencias, estudios que sirvan de base para la adopción de las Recomendaciones ...»,

recomienda

- 1** que en la planificación de los sistemas Tierra-espacio se utilicen los métodos de predicción de los parámetros de propagación que figuran en el Anexo 1, de acuerdo con los correspondientes límites de validez allí indicados.

NOTA 1 – En la Recomendación UIT-R P.1622 figura información complementaria sobre los métodos de predicción de la propagación para frecuencias comprendidas entre 20 THz y 375 THz.

Anexo 1**1 Consideraciones atmosféricas**

La atmósfera de la Tierra afecta al funcionamiento de los sistemas que funcionan en la gama de frecuencias de 20 a 375 THz entre la Tierra y un vehículo espacial en órbita. Algunos de los efectos de atmósfera son:

- la absorción debida a las moléculas de los gases atmosféricos que se encuentran en el trayecto de propagación produce una atenuación total de la amplitud de la señal;

- la dispersión producida por partículas presentes en el trayecto de propagación de tamaño comprendido entre fracciones de una longitud de onda a muchas longitudes de onda se traduce en una atenuación aparente en la amplitud de la señal;
- la refracción del haz debida a las variaciones de la densidad atmosférica en el trayecto de propagación da lugar a un movimiento aparente de la posición de la fuente transmisora;
- las turbulencias debidas a las variaciones térmicas de la atmósfera dan lugar a fluctuaciones en la amplitud y fase de la señal recibida.

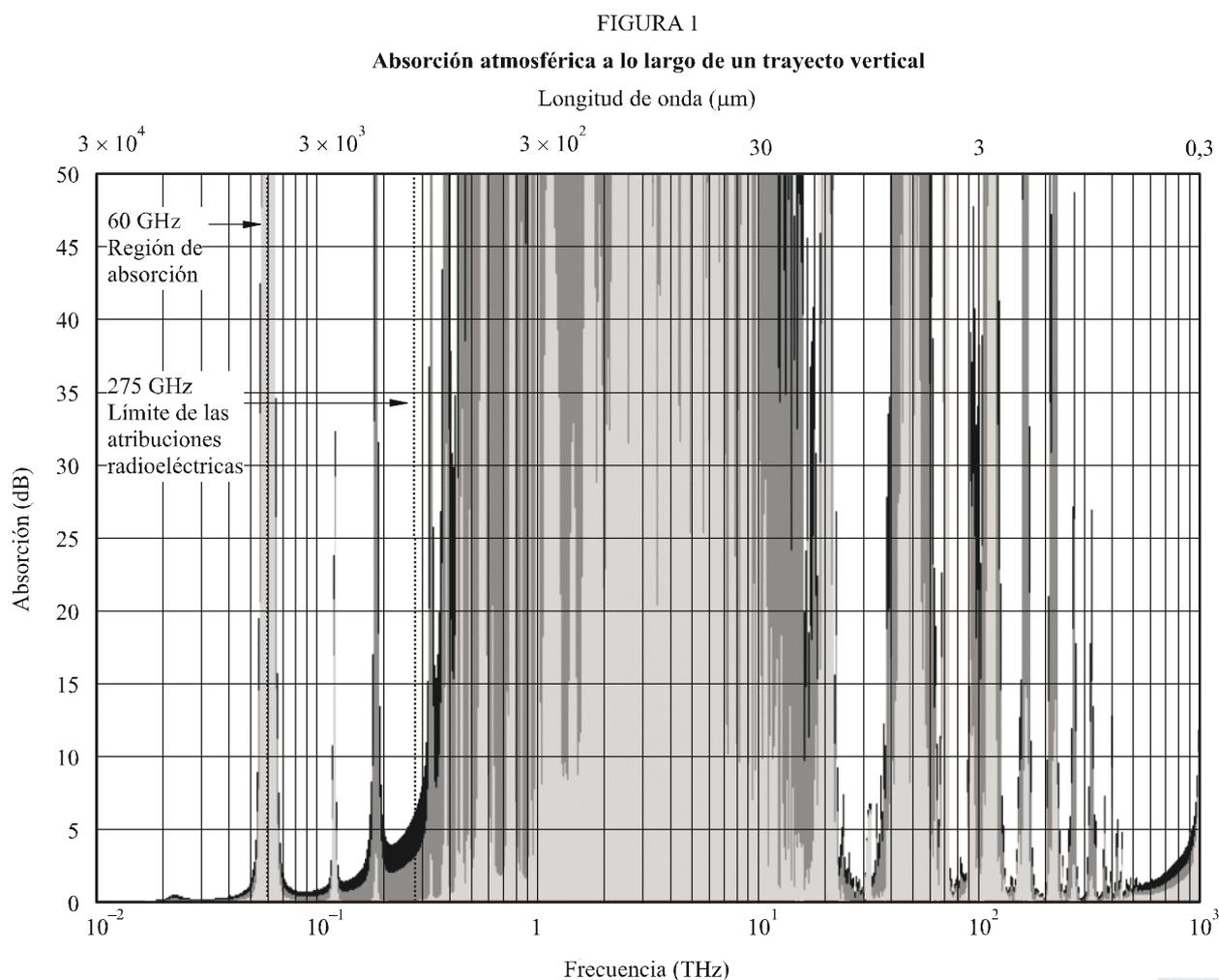
En este Anexo se describen únicamente los efectos de la troposfera sobre la señal deseada. En la medida de lo posible, los métodos de predicción descritos en este Anexo se han contrastado con mediciones de los enlaces Tierra-espacio libre y de sistemas astronómicos. Estos métodos han resultado ser adecuados para la planificación de sistemas básicos. Ahora bien, debido a las variaciones espaciales y temporales de la atmósfera, es imprescindible llevar a cabo exámenes de las características de propagación en el emplazamiento local antes de proceder a la instalación en la tierra de sistemas que funcionen entre 20 THz y 375 THz.

2 Absorción

En la Fig. 1 se muestra la dependencia con la frecuencia de la absorción atmosférica en tres trayectos cenitales. El área sombreada con gris claro representa la absorción relativamente baja relacionada con un emplazamiento situado a 5 km sobre el nivel del mar en una zona con poca humedad. El área sombreada con gris oscuro muestra la absorción atmosférica adicional que se produciría en un emplazamiento situado a 2 km sobre el nivel del mar. Las zonas en negro representan el efecto adicional de la absorción atmosférica en un emplazamiento situado a nivel del mar y que transmite en una atmósfera normalizada, como la de la Recomendación UIT-R P.835. En la Figura se puede observar claramente que la atmósfera, excepto en algunos emplazamientos secos y de gran amplitud, es opaca para la energía electromagnética en casi todas las frecuencias entre 1 THz y 10 THz (300 μm y 30 μm). Por encima de los 10 THz, las características de absorción de la atmósfera se vuelven de nuevo favorables a la propagación de energía electromagnética entre la superficie de la Tierra y el espacio.

Las características de absorción de la región del espectro por encima de 10 THz (por debajo de 30 μm), que se muestra detalladamente en la Fig. 2 para los tres mismos trayectos cenitales, se caracterizan por una serie de regiones de baja absorción separadas por regiones pronunciadas pero estrechas de gran absorción. Cada región de baja absorción está limitada por una estructura delgada de muchas rayas de absorción débil. Estas rayas de absorción son debidas a la presencia de componentes gaseosos en la atmósfera, entre los que se cuentan: NH_3 , CO_2 , CO , CH_4 , NO_2 , NO , O_2 , O_3 , SO_2 , H_2O , y diversos CFC. La intensidad de las líneas de absorción depende de la temperatura y de la presión.

Para calcular la absorción atmosférica se puede utilizar un método de raya por raya similar al que se describe en el Anexo 1 de la Recomendación UIT-R P.676. Sin embargo, este método requiere una gran cantidad de cálculos, ya que hay miles de rayas en la gama de frecuencias comprendida entre 10 THz y 1 000 THz (entre 30 μm y 0,3 μm).



3 Dispersión

La dispersión atmosférica da lugar a una reducción aparente de la intensidad de la señal en el receptor debido a una desviación de la energía transmitida respecto a su trayecto de propagación. Las características de dispersión de la atmósfera dependen del diámetro de las partículas que se encuentran en el trayecto de propagación. La dispersión puede ser de tres tipos:

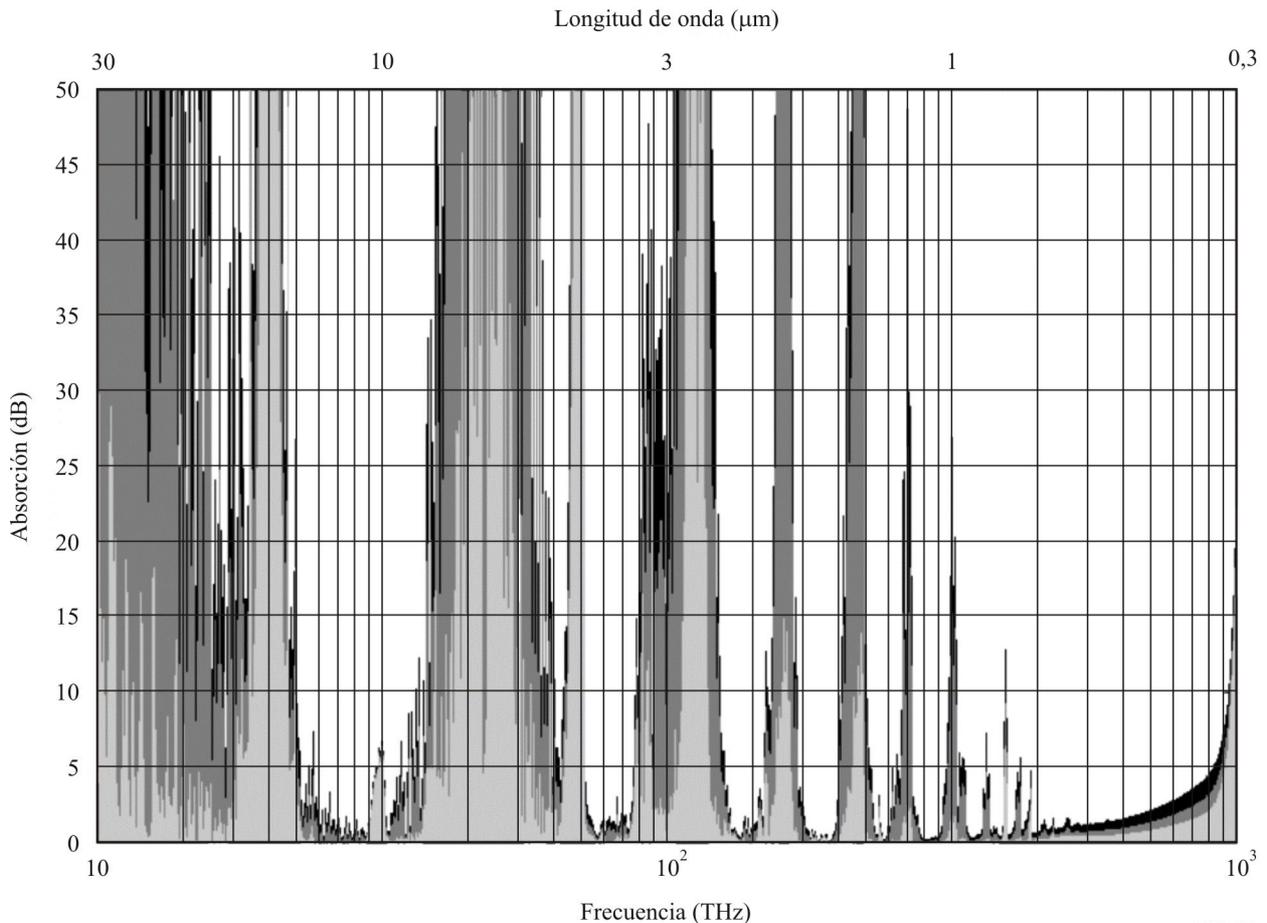
- Rayleigh,
- Mie,
- independiente de la longitud de onda.

3.1 Dispersión de Rayleigh

Las características de dispersión de Rayleigh se presentan en la atmósfera cuando las partículas situadas en el trayecto de propagación tienen un diámetro más pequeño que la longitud de onda de la onda electromagnética. A frecuencias por encima de 20 THz (longitudes de onda menores de $15 \mu\text{m}$), se produce la dispersión de Rayleigh debido a las interacciones entre la onda electromagnética y las moléculas polares de los gases atmosféricos.

FIGURA 2

Absorción por encima de 10 THz (por debajo de 30 μm) de una atmósfera normalizada a lo largo de un trayecto vertical



1621-02

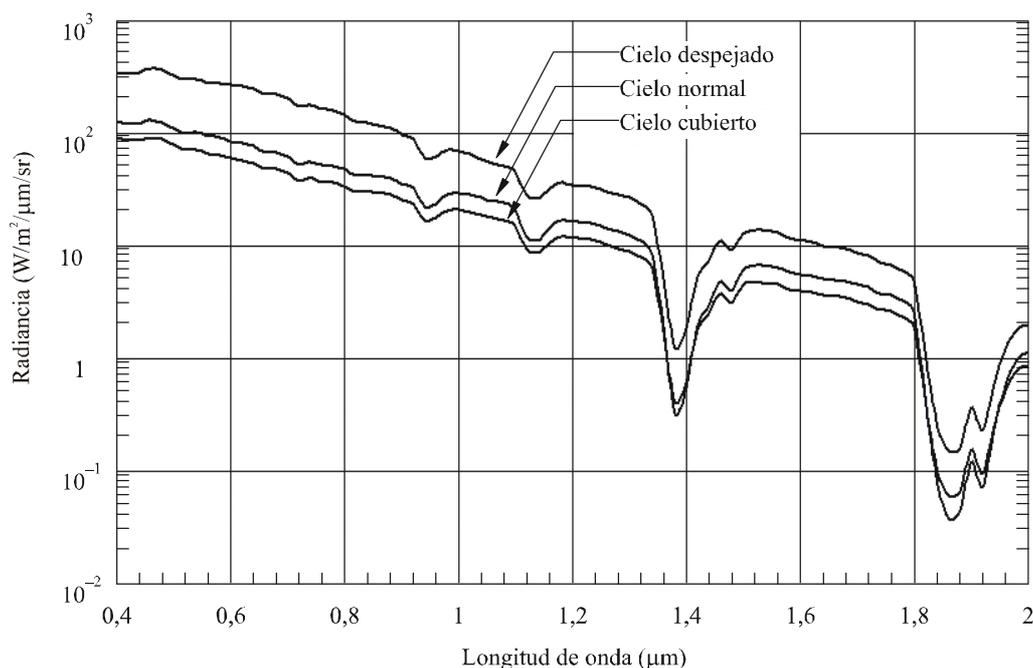
La atenuación aparente de la señal en el receptor debida a la dispersión de Rayleigh es insignificante para frecuencias por debajo de 375 THz (longitudes de onda mayores de 0,8 μm). Ahora bien, la magnitud de la dispersión de Rayleigh tiene una dependencia con la longitud de onda de λ^{-4} . A unos 1 000 THz (0,3 μm) los efectos de dispersión de Rayleigh son comparables a la dispersión de Mie.

El efecto más importante de la dispersión de Rayleigh es la introducción de ruido de fondo en los receptores. El ruido de fondo aparece en ambos sentidos, Tierra-espacio y espacio-Tierra. La principal fuente de ruido en las estaciones terrenas que utilizan vehículos espaciales es la dispersión de Rayleigh de la luz solar durante el día. Los vehículos espaciales que apuntan hacia la Tierra también recibirán ruido procedente de la dispersión de la luz solar reflejada en la superficie de la Tierra, aunque esto no es un efecto Rayleigh.

En la Fig. 3 se muestra la irradiancia, H ($\text{W}/\text{m}^2/\mu\text{m}/\text{sr}$), del cielo en diversas condiciones. Para simplificar, en el Cuadro 1 se muestran valores concretos de H para las frecuencias que más se utilizan en las comunicaciones espaciales por encima de 20 THz. Un valor razonable de H durante el funcionamiento nocturno es $\sim 1 \times 10^{-9} \text{ W}/\text{m}^2/\mu\text{m}/\text{sr}$ para la mayoría de las frecuencias que se utilizan.

FIGURA 3

Radiancia del cielo en diversas condiciones solares



1621-03

CUADRO 1

Radiancia, H ($W/m^2/\mu m/sr$), del cielo y de la Tierra para diversas frecuencias

Frecuencia (THz)	Longitud de onda (μm)	Aspecto del cielo		
		Despejado	Con sol normal	Cubierto
566,0	0,530	303,4	101,6	71,75
352,9	0,850	122,3	42,58	30,3
310,9	0,965	64,62	25,12	18,63
283,0	1,06	54,45	25,32	17,99
200,0	1,50	13,01	6,00	4,44

Sin tener en cuenta los efectos atmosféricos, la potencia del ruido de fondo, P_{back} , a la entrada del receptor es:

$$P_{back} = \frac{\pi \theta_r^2 A_r \Delta \lambda H}{4} \quad W \quad (1)$$

siendo:

- θ_r : campo de visión del receptor (rad)
- A_r : superficie del receptor (m^2)
- $\Delta \lambda$: anchura de banda del receptor (μm)
- H : irradiancia ($W/m^2/\mu m/sr$).

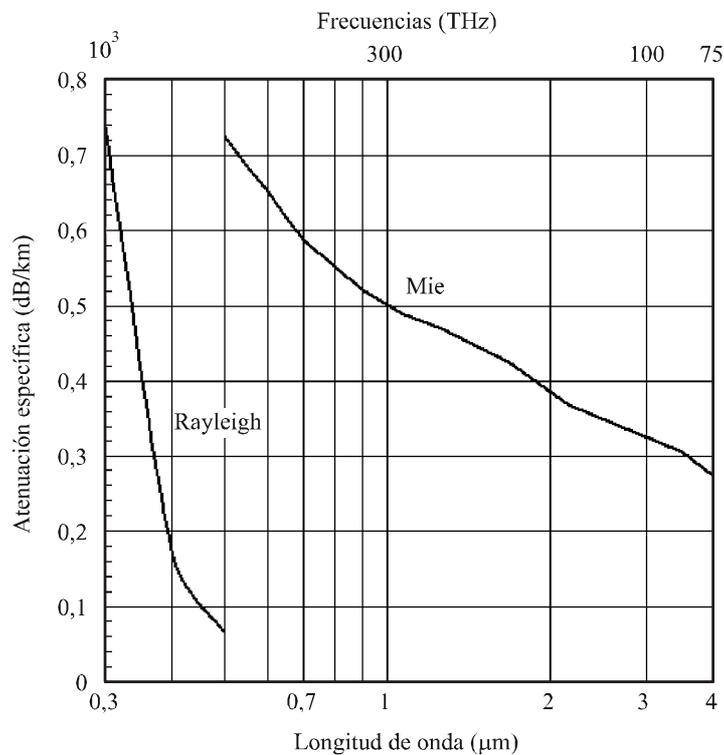
Aparte del ruido de fondo debido a la dispersión de Rayleigh, pueden aparecer asimismo otras fuentes de ruido de fondo. Estas fuentes pueden ser, entre otras, planetas, estrellas brillantes y reflexiones en objetos naturales o artificiales. Se supone que los sistemas que trabajan entre 20 THz y 375 THz no pueden funcionar durante los periodos de lluvia intensa. Por lo tanto, los relámpagos y los rayos no se consideran como una fuente de ruido en los trayectos Tierra-espacio. La magnitud y duración de los efectos de ruido puede variar en muchos órdenes de magnitud en función de la orientación y el movimiento del trayecto de propagación y de las fuentes de ruido de fondo.

3.2 Dispersión de Mie

Las características de dispersión de Mie se presentan en la atmósfera cuando las partículas situadas en el trayecto de propagación tienen aproximadamente el mismo diámetro que la longitud de la onda electromagnética. La dispersión de Mie tiene una dependencia compleja con el tamaño, forma y número de las partículas presentes en el trayecto de propagación. La distribución de los tamaños y formas de las partículas presentes en el trayecto de propagación es función de los perfiles del contenido de vapor de agua y de la velocidad del viento a lo largo del trayecto. Los componentes predominantes de la dispersión de Mie a frecuencias entre 20 THz y unos 375 THz ($15 \mu\text{m}$ y $0,8 \mu\text{m}$) son los aerosoles y partículas de agua microscópicas. En esta gama de frecuencias, los efectos de la dispersión de Mie son mucho más importantes que los de la dispersión de Rayleigh. En la Fig. 4 se compara la atenuación específica (dB/km) de las dispersiones de Rayleigh y de Mie para una atmósfera normal a nivel del mar.

FIGURA 4

Atenuación específica para una atmósfera normal a nivel del mar



1621-04

3.3 Dispersión independiente de la longitud de onda

Las características de dispersión independiente de la longitud de onda se presentan en la atmósfera cuando las partículas situadas en el trayecto de propagación tienen un diámetro mucho mayor que la longitud de onda de la onda electromagnética. La dispersión independiente de la longitud de onda se describe con mayor precisión mediante la teoría de difracción.

Las partículas que con mayor frecuencia provocan este tipo de dispersión en los trayectos Tierra-espacio son los hidrosoles y los hidrometeoros. Los efectos de la dispersión independiente de la longitud de onda son importantes. Las nubes, la niebla, la lluvia o la nieve pueden impedir realmente la propagación de la radiación electromagnética de frecuencia superior a 20 THz (inferior a 15 μm).

4 Refracción

La refracción atmosférica se produce cuando la energía electromagnética se propaga a través de medios de densidades distintas. El efecto sobre un sistema que funciona entre 20 THz y 375 THz en el trayecto Tierra-espacio es un desplazamiento angular en la dirección del trayecto de propagación. La refracción es una función de la longitud de onda y del ángulo de elevación, así como del perfil de temperatura y presión en el trayecto de propagación.

4.1 Fórmula del índice de refracción efectivo de la atmósfera

El valor efectivo del índice de refracción de la atmósfera, n_{eff} , para frecuencias por encima de 150 THz (longitudes de onda $< 2 \mu\text{m}$) a temperatura $T = 15^\circ \text{C}$ y presión $P = 1\,013,25 \text{ hPa}$ para una longitud de onda en el vacío, λ_{vac} , es aproximadamente:

$$n_{eff} = 1 + 10^{-8} \left(6\,432,8 + \frac{2\,949\,810}{146 - \lambda_{vac}^{-2}} + \frac{25\,540}{41 - \lambda_{vac}^{-2}} \right) \quad (2)$$

siendo:

λ_{vac} : longitud de onda (μm).

El valor efectivo del índice se puede ajustar para otras temperaturas y presiones mediante la expresión:

$$n_{eff}(T, P) = 1 + (n_{eff} - 1) \frac{1,162P(1 + P(0,7868 - 0,0113T)10^{-6})}{760,4696(1 + 0,0366T)} \quad (3)$$

siendo:

T : temperatura ($^\circ\text{C}$)

P : presión atmosférica (hPa).

El vapor de agua influye muy poco (menos del 1%) en el índice de refracción de la atmósfera en la gama de frecuencias mencionada anteriormente.

La diferencia entre el valor efectivo del índice de refracción de la atmósfera, n_{eff} , y el valor real, n , estriba en que el primero tiene en cuenta el perfil vertical del trayecto. El valor de n_{eff} permite calcular los cambios aparentes en el ángulo de elevación utilizando la ley de Snell, dado en la ecuación (4). La utilización de n_{eff} produce resultados satisfactorios porque en la práctica, los valores de n en el trayecto de propagación fluctúan rápidamente. Los sistemas de adquisición y seguimiento deben ser capaces de ajustarse automáticamente en tiempo real para tener en cuenta estas fluctuaciones. Por consiguiente, los sistemas que funcionan entre 150 THz y 375 THz sólo necesitan un valor aproximado para iniciar la adquisición.

4.2 Cambio aparente en el ángulo de elevación

La refracción hará que el ángulo de elevación aparente en dirección de un vehículo espacial difiera de su valor real. La magnitud de la refracción que se produce en la atmósfera se calcula utilizando la ley de Snell y el valor de n_{eff} calculado en las ecuaciones (2) y (3). El ángulo de elevación observado se calcula mediante:

$$\theta_{obs} = \cos^{-1} \left(\frac{\cos(\theta_t)}{n_{eff}(T,P)} \right) \quad (4)$$

siendo:

θ_{obs} : ángulo de elevación observado

θ_t : ángulo de elevación real

$n_{eff}(T,P)$: valor efectivo del índice de refracción de la atmósfera.

La ecuación (4) se basa en la hipótesis de que la atmósfera de la Tierra tiene un espesor uniforme y una temperatura y una presión constantes con un índice de refracción $n_{eff}(T,P)$.

5 Turbulencia

Las turbulencias se deben a bolsas de aire con índices de refracción distintos que se encuentran en el trayecto de propagación. El tamaño de las bolsas (es decir, las células de turbulencia) puede variar desde unos pocos milímetros a cientos de metros, y en un mismo trayecto puede haber simultáneamente bolsas de muy diferentes tamaños. A frecuencias comprendidas entre 20 THz y 375 THz, el índice de refracción de una célula queda determinado por la temperatura en lugar de por la humedad, como es el caso en las radiofrecuencias tradicionales (es decir toda frecuencia inferior a 3 000 GHz). Los efectos de las turbulencias debidas a los cambios de temperatura son diferentes en el sentido Tierra-espacio y en el sentido espacio-Tierra.

5.1 Medidas de las turbulencias

Hay cuatro medidas de las turbulencias atmosféricas que en conjunto describen las características de propagación en trayectos oblicuos. Estos parámetros son:

- C_n^2 : medida, dependiente de la altura, de la intensidad de la turbulencia producida en la atmósfera ($m^{-2/3}$);
- r_0 : la longitud de coherencia de la atmósfera describe el diámetro efectivo de una apertura que recibe energía que se ha propagado a través de una turbulencia atmosférica (m);
- θ_0 : el ángulo isoplanático de la atmósfera es la diferencia para la cual la varianza del frente de onda entre las dos direcciones es de 1 rad^2 ;
- τ_0 : la constante crítica de tiempo de la atmósfera describe la tasa temporal de las variaciones en las turbulencias a lo largo del trayecto de propagación (s).

5.1.1 Parámetro de la estructura de la turbulencia, C_n^2

El método que se describe a continuación se basa en el modelo Huffnagel-Valley 5/7. Este modelo puede utilizarse para calcular el parámetro de la estructura de la turbulencia, C_n^2 en un trayecto oblicuo. Es preciso conocer los siguientes parámetros:

v_g : velocidad del viento en la superficie de la Tierra (m/s);

C_0 : valor nominal de C_n^2 a nivel del suelo (normalmente $\sim 1,7 \times 10^{-14} \text{ m}^{-2/3}$).

Paso 1: Cálculo del valor eficaz de la velocidad del viento en el trayecto vertical, v_{rms} , utilizando una figura del modelo de viento de Bufton simplificada para el caso de órbita geoestacionaria (OSG):

$$v_{rms} = \sqrt{v_g^2 + 30,69 v_g + 348,91} \quad \text{m/s} \quad (5)$$

Cuando no se conozca la velocidad del viento en la superficie de la Tierra se utilizará como aproximación un valor de $v_g = 2,8$ m/s, obteniéndose $v_{rms} = 21$ m/s.

Paso 2: Cálculo del parámetro de estructura de la turbulencia, C_n^2 a una altura h :

$$C_n^2(h) = 8,148 \times 10^{-56} v_{rms}^2 h^{10} \exp^{-h/1000} + 2,7 \times 10^{-16} \exp^{-h/1500} + C_0 \exp^{-h/100} \quad \text{m}^{-2/3} \quad (6)$$

siendo:

h : altura sobre el nivel del suelo (m).

Este modelo de C_n^2 puede aplicarse para planificar sistemas generales en cualquier punto sobre la Tierra. Ahora bien, C_n^2 varía significativamente de un sitio a otro. Antes de desarrollar el sistema es imprescindible conocer las características locales de C_n^2 . Cerca de la superficie de la tierra, C_n^2 también varía considerablemente con la altura. Por consiguiente, para asegurar una estimación precisa del perfil de la turbulencia atmosférica, el espesor de la capa o el incremento de integración debe aumentar exponencialmente desde 0,001 km para la capa inferior (nivel del suelo) hasta 1 km a una altura de 20 km, de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$h_i = \exp \left\{ \frac{i - 1}{20} \right\} \quad \text{m} \quad (7)$$

para $i = 1$ a 139, observándose que $h_{139} \cong 1\,000$ m y $\sum_{i=1}^{139} h_i \cong 20$ km.

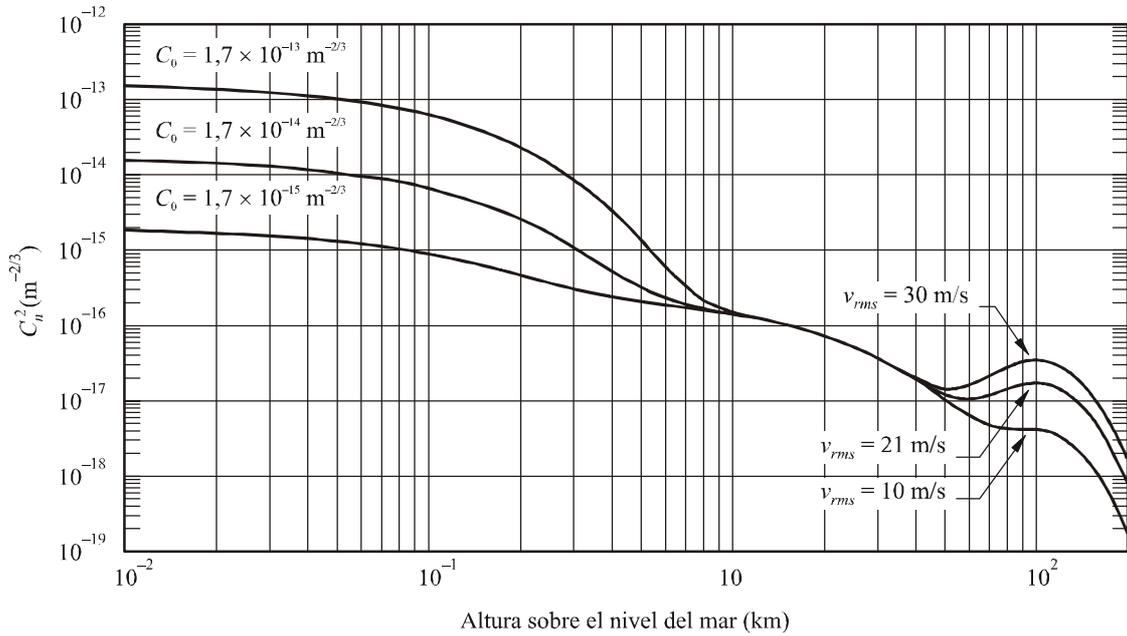
La Fig. 5 muestra que C_n^2 tiene su valor máximo en la superficie y disminuye rápidamente con la altura. A una altura aproximada de 10 km sobre la superficie, C_n^2 aumenta ligeramente y luego cae de manera abrupta. La dependencia mayor de C_n^2 con respecto a C_0 se da a bajas alturas. Los efectos del viento sobre C_n^2 son mayores a alturas superiores a aproximadamente 1 km. C_n^2 puede despreciarse a alturas superiores a 20 km sobre la superficie de la Tierra.

5.1.2 Longitud de coherencia atmosférica

La longitud de coherencia de la atmósfera, r_0 , describe el diámetro efectivo, debido a las turbulencias, de una apertura única fija con difracción limitada, según ilustra la Fig. 6. Las aperturas fijas con un diámetro igual o inferior a r_0 captarán energía de una parte coherente del frente de onda. Las aperturas fijas mayores que r_0 recibirán en su superficie un frente de onda degradado.

FIGURA 5

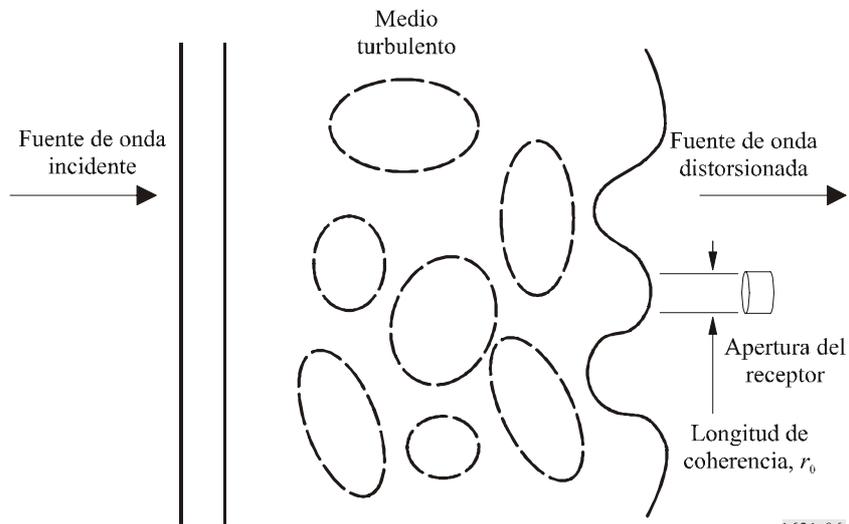
C_n^2 en función de la altura para diversos valores de la velocidad del viento y de la turbulencia en la superficie



1621-05

FIGURA 6

Longitud de coherencia



1621-06

Tradicionalmente la longitud de coherencia se calcula mediante la expresión:

$$r_0 = \left(0,423k^2 \sec \zeta \int_{h_0}^Z C_n^2(h) dh \right)^{-3/5} \quad \text{m} \quad (8a)$$

siendo:

- k : número de onda ($= 2\pi/\lambda$)
- ζ : ángulo cenital
- λ : longitud de onda (m)
- h_0 : altura sobre el nivel del suelo (m).

O lo que es lo mismo:

$$r_0 = \frac{1,1654 \times 10^{-8} \lambda^{1,2} \text{sen}^{0,6} \theta}{\left(\int_{h_0}^Z C_n^2(h) dh \right)^{0,6}} \quad \text{m} \quad (8b)$$

siendo:

- λ : longitud de onda (μm)
- θ : ángulo de elevación
- h_0 : altura de la estación terrena sobre el nivel del suelo (m)
- h : altura sobre el nivel del suelo (m)
- Z : altura real de las turbulencias (normalmente 20 km).

Si no se dispone de mediciones locales de C_n^2 en el trayecto de propagación, puede utilizarse el modelo de Huffnagel-Valley 5/7 de la ecuación (6) y el método de integración mediante capas que aumentan exponencialmente descrito en el § 5.1.1. Otra posibilidad es emplear la siguiente fórmula numérica que proporciona una buena aproximación.

Paso 1: Cálculo de la integral del término dependiente del viento, C_{wind} :

$$C_{wind} = (8,148 \times 10^{-17} v_{rms}^2) \left(0,0026 \left(1 - \exp^{(0,001 h_0^{1,055} - 5)} \right) + 3,587369 \right) \quad \text{m}^{1/3} \quad (9)$$

siendo:

- v_{rms} : velocidad del viento (m/s) según la ecuación (5)
- h_0 : altura de la estación terrena sobre el nivel del suelo (m).

Paso 2: Cálculo del término integrado que depende de la altura, C_{height} :

$$C_{height} = -6,5594 \times 10^{-19} + 4,05 \times 10^{-13} \exp^{-h_0/1500} \quad \text{m}^{1/3} \quad (10)$$

Paso 3: Cálculo del término de la integral que depende de las turbulencias en la superficie, C_{turb} :

$$C_{turb} = -C_0 (1,383899 \times 10^{-85} - 100 \exp^{-h_0/100}) \quad \text{m}^{1/3} \quad (11)$$

siendo:

- C_0 : valor nominal de C_n^2 a nivel del suelo (normalmente $\sim 1,7 \times 10^{-14} \text{ m}^{-2/3}$).

Paso 4: La integral del perfil de turbulencias $\int_{h_0}^Z C_n^2(h) dh$ se puede aproximar por:

$$\int_{h_0}^Z C_n^2(h) dh \approx C_{wind} + C_{height} + C_{turb} \quad m^{1/3} \quad (12)$$

Paso 5: Cálculo de la longitud de coherencia, r_0 :

$$r_0 = \frac{1,1654 \times 10^{-8} \lambda^{1,2} \text{sen}^{0,6} \theta}{(C_{wind} + C_{height} + C_{turb})^{0,6}} \quad m \quad (13)$$

La fórmula anterior es una aproximación para el caso de una altura de la estación terrena comprendida entre 0 km y 5 km sobre el nivel del mar y un ángulo de elevación superior a 45° . En esta fórmula se ha supuesto que $C_n^2(h)$ es despreciable a alturas mayores que 20 km sobre la superficie de la Tierra.

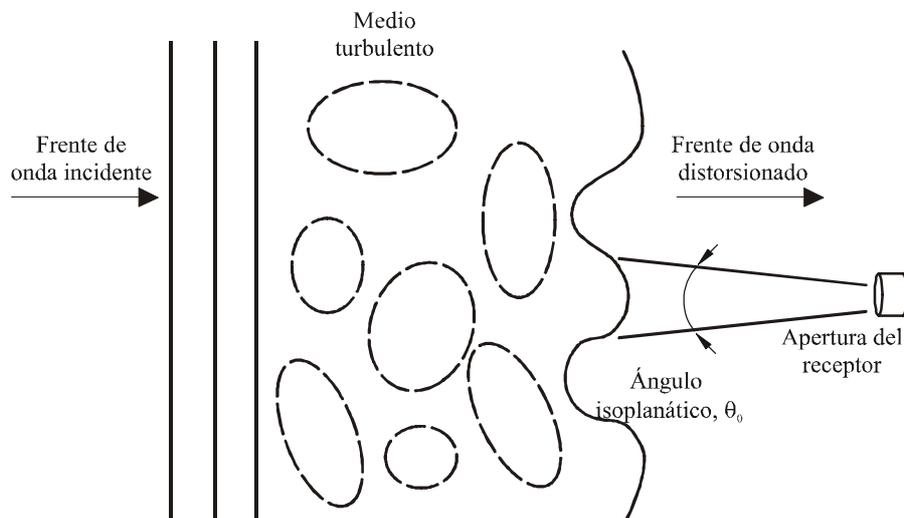
A frecuencias por debajo de 30 THz (longitudes de onda mayores que $10 \mu\text{m}$), es posible un funcionamiento parecido al de difracción limitada para sistemas de una sola apertura y diámetro menor que 1 m. La longitud de coherencia atmosférica disminuye al aumentar la frecuencia. En la mayor parte de los lugares de la Tierra y a frecuencias por encima de 300 THz (longitudes de onda menores que $1 \mu\text{m}$) r_0 es del orden de 5 cm, aunque en condiciones excelentes puede llegar hasta 30 cm.

5.1.3 Ángulo isoplanático

El ángulo isoplanático, θ_0 , que muestra la Fig. 7, es el margen angular en el cual una parte del frente de onda mantiene un grado especificado de correlación (normalmente 1 rad) tras atravesar una turbulencia. Los ángulos isoplanáticos suelen ser del orden de 10^{-6} a 10^{-4} rad. Los valores más grandes de θ_0 corresponden a ángulos de elevación altos, frecuencias bajas (longitudes de onda grandes) y valores pequeños de C_n^2 . θ_0 aumenta casi linealmente con la frecuencia (disminuye con las longitudes de onda) y disminuye rápidamente con ángulos de elevación menores de unos 75° .

FIGURA 7

Ángulo isoplanático



Por lo general el ángulo isoplanático se calcula mediante la expresión:

$$\theta_0 = \left(2,914k^2 \sec^{8/3}\zeta \int_{h_0}^Z C_n^2(h)(h-h_0)^{5/3} dh \right)^{-3/5} \quad \text{rad} \quad (14a)$$

siendo:

- k : número de onda ($= 2\pi/\lambda$)
- ζ : ángulo cenital
- λ : longitud de onda (m)
- h_0 : altura sobre el nivel del suelo (m).

O lo que es lo mismo:

$$\theta_0 = \frac{3,663 \times 10^{-9} \lambda^{1,2} \text{sen}^{1,6} \theta}{\left(\int_{h_0}^Z C_n^2(h)(h-h_0)^{5/3} dh \right)^{0,6}} \quad \text{rad} \quad (14b)$$

siendo:

- λ : longitud de onda (μm)
- θ : ángulo de elevación
- h_0 : altura de la estación terrena sobre el nivel del suelo (m)
- h : altura sobre el nivel del suelo (m)
- Z : altura real de las turbulencias (normalmente 20 km).

Si no se dispone de mediciones locales de C_n^2 , en el trayecto de propagación, puede utilizarse el método de integración mediante capas que aumentan exponencialmente descrito en el § 5.1.1, o bien la siguiente fórmula numérica que proporciona una buena aproximación.

Paso 1: Cálculo de la integral del término dependiente del viento, C'_{wind} :

$$C'_{wind} = 8,148 \times 10^{-10} v_{rms}^2 \left(\left(0,002 \left(1 - \exp^{(0,0018h_0^{1,014} - 9)} \right) \right) + 2,0043 \right) \quad \text{m}^2 \quad (15)$$

siendo:

- v_{rms} : velocidad del viento (m/s) según la ecuación (5)
- h_0 : altura de la estación terrena sobre el nivel del suelo (m).

Paso 2: Cálculo del término integrado que depende de la altura, C'_{height} :

$$C'_{height} = -7,0236 \times 10^{-23} h_0^4 + 1,5015 \times 10^{-18} h_0^3 - 8,9834 \times 10^{-15} h_0^2 + 2,3855 \times 10^{-12} h_0 + 9,6181 \times 10^{-8} \quad \text{m}^2 \quad (16)$$

Paso 3: Cálculo del término de la integral que depende de las turbulencias en la superficie, C'_{urb} :

$$C'_{urb} = 3,3 \times 10^5 C_0 \exp^{-0,000222h_0^{1,45}} \quad \text{m}^2 \quad (17)$$

siendo:

- C_0 : valor nominal de C_n^2 a nivel del suelo (normalmente $\sim 1,7 \times 10^{-14} \text{ m}^{-2/3}$).

Paso 4: Cálculo del ángulo isoplanático, θ_0 :

$$\theta_0 = \frac{3,663 \times 10^{-9} \lambda^{1,2} (\text{sen } \theta)^{1,6}}{(C'_{wind} + C'_{height} + C'_{turb})^{0,6}} \quad \text{rad} \quad (18)$$

La ecuación anterior es una aproximación para el caso de una estación terrena situada entre 0 km y 5 km sobre el nivel del mar y un ángulo de elevación superior a 45°. Obsérvese que $C_n^2(h)$ es despreciable a alturas mayores que 20 km sobre la superficie de la Tierra.

5.1.4 Característica temporal de la turbulencia

La característica temporal de la turbulencia se define mediante una constante crítica de tiempo, τ_0 , que corresponde al tiempo de respuesta necesario para reducir los efectos de la turbulencia. El valor de τ_0 está relacionado con un parámetro comúnmente utilizado, f_G . La relación entre los parámetros es $\tau_0 = 1/f_G$. El método que se describe a continuación puede utilizarse para calcular τ_0 sobre trayectos oblicuos con ángulos de elevación mayores que 45°. Es preciso conocer los siguientes parámetros:

v_g : velocidad del viento en la estación terrena (m/s)

λ : longitud de onda (μm)

θ : ángulo de elevación.

Paso 1: Cálculo del perfil de velocidad del viento horizontal en función de la altura, $v(h)$. Si no se dispone de mediciones locales de $v(h)$, se puede aproximar por:

$$v(h) = v_g + 30 \exp\left(-\left(\frac{h - 9\,400}{4\,800}\right)^2\right) \quad \text{m/s} \quad (19)$$

siendo:

h : altura sobre el nivel del suelo (m).

Si no se dispone de mediciones locales de v_g , se puede suponer un valor característico de 2,8 m/s.

Paso 2: Cálculo de la turbulencia integrada ponderada por el viento:

$$v_{5/3} = \int_{h_0}^Z C_n^2(h) (v(h))^{5/3} dh \quad \text{m}^2/\text{s}^{5/3} \quad (20)$$

siendo:

$C_n^2(h)$: perfil de la turbulencia ($\text{m}^{-2/3}$)

h_0 : altura de la estación terrena sobre el nivel del suelo (m)

h : altura sobre el nivel del suelo (m)

Z : altura real de las turbulencias (normalmente 20 km).

Si no se dispone de mediciones de C_n^2 en el trayecto de propagación, puede utilizarse la aproximación general del § 5.1.1.

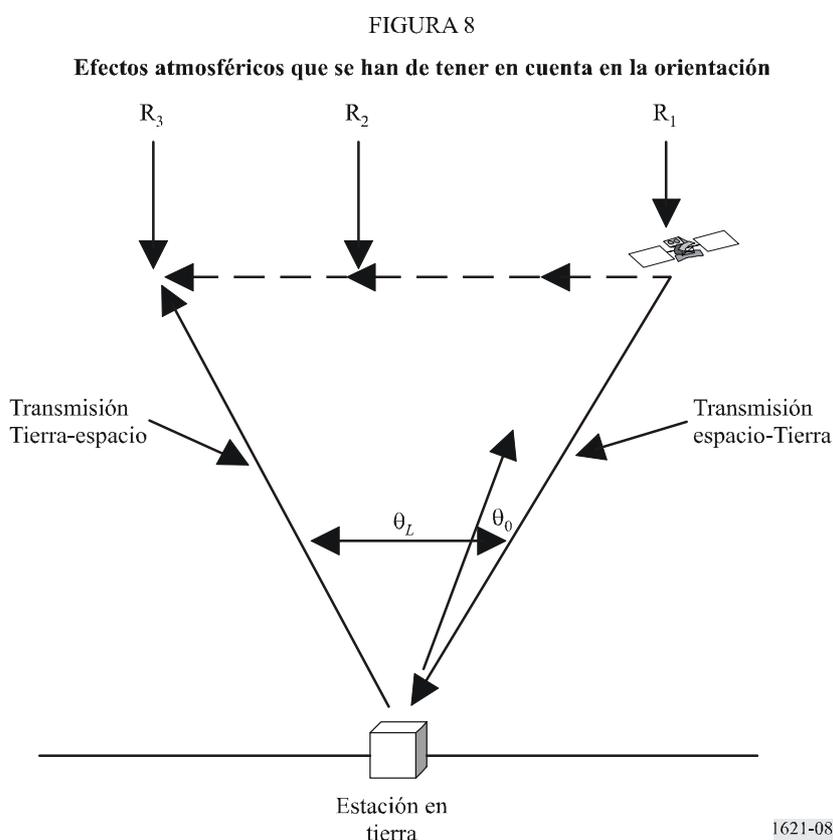
Paso 3: Cálculo de la constante crítica de tiempo de la atmósfera, τ_0 :

$$\tau_0 = \frac{2,729 \times 10^{-8} \lambda^{1,2} \text{sen}^{0,6} \theta}{v_{5/3}^{0,6}} \quad \text{s} \quad (21)$$

5.1.5 Aberraciones de velocidad

El retardo de propagación entre un vehículo espacial y una estación terrena, junto con la posibilidad de utilizar haces estrechos en los sistemas que funcionan entre 20 THz y 375 THz, hace que sean necesarios dos trayectos de propagación diferentes para la transmisión en los sentidos Tierra-espacio y espacio-Tierra entre dos mismas estaciones. Las aberraciones de velocidad invalidan las ventajas de emplear técnicas de compensación atmosférica cuando el ángulo de orientación hacia delante, θ_L , es mayor que el ángulo isoplanático, θ_0 .

La Fig. 8 ilustra esta situación. El punto R_1 desde el que transmite el vehículo espacial y el punto de recepción en la Tierra definen un vector hacia la posición en la que se encontraba el satélite mientras transmitía. Sin embargo, cuando se recibe la señal del satélite, éste se ha desplazado al punto R_2 . Cuando la estación terrena transmite hacia el vehículo espacial debe compensar el movimiento de R_1 a R_2 además del desplazamiento adicional hasta el punto R_3 durante el tiempo de propagación de la señal emitida desde Tierra.



Suponiendo que θ_L es pequeño, la expresión de θ_L se puede simplificar así:

$$\theta_L = \frac{2(v_S - v_E)}{c} \quad \text{rad} \quad (22)$$

siendo:

- v_S : velocidad tangencial del satélite (m/s)
- v_E : velocidad tangencial de la estación terrena (m/s)
- c : velocidad de la luz ($\approx 3 \times 10^8$ m/s).

El ángulo de orientación hacia delante para una estación terrena en el Ecuador y un satélite en órbita OSG en el cénit es de $17,4 \mu\text{rad}$. El ángulo para un vehículo espacial en una órbita no OSG es normalmente del orden de $50 \mu\text{rad}$. Este valor es más grande que el valor típico de θ_0 dentro del cual las distorsiones de fase están fuertemente correlacionadas. Por consiguiente, la corrección para el frente de onda degradado a lo largo del trayecto en el sentido espacio-Tierra no sería aplicable para corregir las turbulencias del trayecto en el sentido Tierra-espacio.
