

ESTUDIO DE LA RADIACION NOCTURNA COMO
FUENTE FRIA. PRIMEROS CALCULOS

Erico Frigerio y Luis Saravia*

INENCO#, Universidad Nacional de Salta
Buenos Aires 177, 4400 Salta.

Resumen

Con el fin de evaluar el recurso conocido como radiación nocturna, se ha adaptado un modelo computacional creado en los EE.UU. (LOWTRAN-5) que incorpora los estudios clásicos del proceso de interacción de la radiación con la atmósfera. Se ha comenzado recientemente a usar este modelo para analizar los datos de atmósfera de Salta, recogidos mediante globos sonda por el Servicio Meteorológico Nacional.

Introducción

La radiación infrarroja no proveniente del sol ("radiación nocturna") que llega a la superficie de la tierra en días claros y no húmedos tiene una intensidad, cuya distribución espectral no se corresponde con la de un cuerpo negro sino que presenta varias ventanas, la principal de las cuales se encuentra cerca de los 10 μm .

Si se define como temperatura de cielo T_c a la de un cuerpo negro con una emisión de potencia por unidad de área igual a la que recibe la Tierra en la misma área, resulta que ésta suele ser inferior a la temperatura de la superficie del suelo, lo que da lugar a que durante la noche una superficie horizontal emita mayor radiación de la que recibe y se enfría.

Este efecto ha sido propuesto desde hace tiempo como método de enfriamiento de viviendas y eventualmente como método de refrigeración.

Las provincias que se encuentran en la zona subandina (Salta entre ellas) presentan condiciones climáticas y orográficas convenientes para el uso de este efecto ya que tienen temperaturas altas en verano, por lo que necesitan del recurso, y los cielos despejados y baja humedad que aseguran la disponibilidad

* Investigador del CONICET
Instituto UNSa.- CONICET

del mismo. Por ello es que se han iniciado estudios más profundos en lo que se refiere a la predicción y medida del recurso.

Con este fin, se debe contar con un modelo de emisión e interacción de la radiación con la atmósfera que incorpore los distintos procesos de difusión y absorción de la radiación infrarroja por parte de los gases, vapores, partículas etc. que componen a aquélla.

Los estudios clásicos del proceso de interacción de la radiación con la atmósfera han permitido la confección de un modelo creado en los Estados Unidos, volcado en un programa numérico conocido como LOWTRAN (Low Resolution Transmittance).

El INENCO dispone de la versión LOWTRAN 5 del modelo, el cual ha sido recientemente adaptado a las computadoras que posee el Instituto y se ha comenzado con el primer análisis del recurso aprovechando los datos de atmósfera de altura que son recogidos por el Servicio Meteorológico Nacional mediante globos-sonda en la localidad de Salta.

Programa LOWTRAN-5

El programa LOWTRAN-5 fue diseñado para calcular transmitancia y radiancia atmosférica para una trayectoria dada con una resolución espectral moderada.

Calcula ambas promediando sobre 20 cm^{-1} en pasos de 5 cm^{-1} desde 350 cm^{-1} a 40000 cm^{-1} (0,25 a 28,5 micrones). Para ello usa un modelo de bandas con un único parámetro para la absorción molecular e incluye los efectos de absorción continua, dispersión molecular y extinción por aerosol. Se incluyen los efectos de refracción y curvatura terrestre para trayectorias atmosféricas inclinadas respecto a la vertical. Emplea varios modelos atmosféricos de aerosol y 2 de niebla, además se los puede reemplazar por modelos creados por el usuario o por valores medidos.

Modelos de atmósfera

Se dan como datos básicos de entrada la altura, la presión, la temperatura, la densidad del vapor de agua y la densidad del ozono para la atmósfera estándar y cinco modelos estacionales. Estos cinco modelos reciben los nombres Tropical (15°N), Verano de Latitud Media (45° N, julio), Invierno de Latitud Media (45° N, Enero), Verano Subártico (60°N, Julio) e invierno Subártico (60°N, Enero). Los datos de los diferentes modelos están incorporados en matrices cuyo perfil en función de altura sigue pasos de 1 km desde 0 a 25 Km, en pasos de 5 Km y luego a 70 Km y 100 Km. En la fig. 1 se dan como ejemplo los perfiles de T y P en función de la altura para todos los modelos.

Se suponen que las proporciones entre los gases CO_2 , N_2O , CH_4 , CO , N_2 y O_2 permanecen fijas a todas las altitudes en los siguientes valores: 330, 0,28, 1,6 0,075, $7,905 \times 10^5$ y $2,095 \times 10^5$ partes por millón respectivamente. Todos estos gases como un todo, serán llamados gases uniformemente mezclados.

Se ha comprobado la existencia de ácido nítrico en la atmósfera, y si bien es de poca importancia en los cálculos de transmitancia, se ha demostrado que es una fuente significativa de emisión estratosférica, particularmente en la región de la ventana atmosférica desde 10 a 12 micrones. Por ello, ha sido incorporado al programa como un absorbente atmosférico separado.

Modelos de aerosol

Los distintos modelos de aerosoles están contemplados en el programa a través de matrices de coeficientes de extinción y absorción incorporados al mismo en forma de subrutina. Para el cálculo de los coeficientes de extinción y absorción, se han tenido en cuenta el efecto de la humedad en el crecimiento de las partículas.

La variación de las propiedades ópticas con la altitud se modelan dividiendo la atmósfera en cuatro regiones, cada una con un diferente tipo de aerosol. Estas regiones son la capa límite o de mezcla (0-2 Km), la tropósfera alta (2-10Km), la estratósfera baja (10-30 Km) y la alta atmósfera (30 a 100 Km).

En la capa límite se han tenido en cuenta tres condiciones llamadas por los nombres de modelos rural, urbano y marítimo, que, como su nombre lo indica, intentan representar esas áreas.

En la tropósfera, en cambio, son las variaciones estacionales las que predomina-

minan. Las mediciones hechas por diversos autores indican un aumento en la concentración de partículas en esta capa durante la primavera y el verano. Por ello el modelo tiene en cuenta esta distinción.

En la estratósfera existe un fondo de aerosol que es muy uniforme en su distribución global. Pero el nivel de aerosol puede ser muy afectado por inyección de polvo provenientes de erupciones volcánicas. Las distribuciones verticales posibles son representadas por cuatro perfiles diferentes (fondo estratosférico, volcánico moderado, altamente volcánico y extremadamente volcánico).

Para la mesófera (por arriba de los 30-40 km), si bien se dispone de pocos datos, el modelo LOWTRAN tiene en cuenta dos situaciones diferentes obtenidas de mediciones de cohetes: atmósfera alta normal y alta atmósfera extrema.

La utilización de los diferentes modelos de aerosol está resumida en Tabla 1. También se da una gráfica de los distintos modelos en la Fig. 2. Sin embargo, se debe hacer hincapié en que estos modelos sólo representan una versión simplificada de condiciones ópticas.

Geometría

En general, la curvatura de la Tierra tiene una influencia más grande sobre el largo de la trayectoria, y en consecuencia sobre la transmitancia, que la refracción atmosférica. Sin embargo, en trayectorias cuyo ángulo cenital está próximo a 90°, los efectos de la refracción causan un incremento significativo en el largo del camino recorrido por un rayo (Fig. 3).

El modelo LOWTRAN supone para sus cálculos a la atmósfera dividida en una serie de capas esféricas concéntricas, en donde se define un índice de refracción medio para cada una. La no esfericidad de la tierra se toma en cuenta de cierta forma usando radios terrestres diferentes para cada latitud, asociados con un dado modelo atmosférico.

Índice de refracción del aire

Se usa la siguiente expresión para el índice de refracción del aire n_a :

$$(n_a - 1) \times 10^6 = (77,46 \times 0,459 / \lambda^2) \frac{P}{T} -$$

$$- \frac{P_{H_2O}}{1013} (43,49 - 0,347 / \lambda^2)$$

donde P_{H_2O} es la presión parcial de vapor de agua, P la presión atmosférica en milibares, T es la temperatura atmosférica en grados Kelvin y λ es la longitud de onda en micrones. Aunque es discutible su uso en el ultravioleta y en el infrarrojo lejano, se usa esta fórmula para todo el rango de longitudes de onda.

Transmitancia atmosférica

La transmitancia total a un dado número de onda promediado en un intervalo de 20 cm^{-1} está dado por el producto de las transmitancias medias debidas a las bandas de absorción molecular, dispersión molecular, extinción de aerosol y absorción molecular continua.

Las bandas de absorción molecular están compuestas por cuatro componentes, esto es, las transmitancias separadas del vapor de agua, ozono, ácido nítrico y los gases uniformemente mezclados.

La transmitancia media debida a la banda de absorción molecular está representada por una función empírica de transmitancia con un único parámetro, de la forma:

$$\bar{\tau} = f (C_v \cdot W^* \cdot DS)$$

donde C_v es el coeficiente de absorción y W^* es una "densidad equivalente de absorbente" para la trayectoria atmosférica DS , definida en función de la presión $P(Z)$, la temperatura $T(Z)$, la concentración de absorbente w y una constante empírica n de la manera siguiente:

$$W^* = W \cdot \left\{ \frac{P(Z)}{P_0} \cdot \left(\frac{T_0}{T(Z)} \right)^{112} \right\}^n$$

donde P_0 y T_0 corresponden a condiciones normales de temperatura y presión (1 atm, 273 °K). Si se sustituye esta última ecuación en la precedente y se hace tender n a cero y la unidad, se obtienen las aproximaciones conocidas de línea débil y de línea fuerte, común a muchos modelos de banda.

La forma de la función f y el valor del parámetro n se determinaron empíricamente usando datos de laboratorio y constantes de línea obtenibles de la literatura. Se encuentra que la forma de la función f es idéntica para el agua y para los gases uniformemente mezclados, aunque difiere el exponente n (Fig. 4).

Los valores medios de n encontrados son

0,9 para el agua, 0,75 para los gases uniformemente mezclados y 0,4 para ozono.

Los coeficientes de absorción para vapor de agua, los gases uniformemente mezclados y el ozono están incluidos como subrutinas de datos en el programa. La Fig. 5 muestra el coeficiente de absorción en función del número de onda del vapor de agua.

Respecto al ácido nítrico, se supone que la transmitancia está en la región de línea débil o región lineal. También aquí los coeficientes de absorción fueron incorporados como una subrutina.

El continuo debido a la absorción inducida por colisiones del nitrógeno en la región de $4 \mu\text{m}$ se incorpora al modelo suponiendo que la transmitancia sigue una ley simple exponencial.

El coeficiente de atenuación (Km^{-1}) debido a la dispersión molecular, $ABS(6)$, se introduce mediante la expresión

$$ABS(6) = v^4 / (9,26799 \cdot 10^{18} - 1,07123 \cdot 10^9 \cdot v^2)$$

donde v es número de onda (cm^{-1}).

La atenuación debida al continuo de vapor de agua, ya que no posee una explicación teórica satisfactoria, se la trata usando la expresión

$$\bar{\tau} = e^{-k(v) \cdot DS}$$

para una temperatura fija y una trayectoria DS . El coeficiente de atenuación $k(v)$ está dado por

$$K(v) = C_s \cdot \left[P_{H_2O} + \frac{C_n}{C_s} (P_T - P_{H_2O}) \right] \cdot W$$

donde P_{H_2O} y P_T se refieren a la presión parcial de vapor de agua y la presión ambiente, w es la cantidad de vapor por unidad de longitud. Las cantidades C_s y C_n se refieren a los coeficientes de ensanchamiento de línea propio y debido al nitrógeno.

Para el continuo en la región de 8 a 11 μm , se usaron las siguientes expresiones para C_s

$$C_s(v, 296) = 4,18 + 5578 \cdot \exp(-7,87 \cdot 10^{-3} \cdot v)$$

y

$$C_s(v, T) = C_s(v, 296) \cdot \exp \left[6,08 \left(\frac{296}{T} - 1 \right) \right]$$

mientras que para el cociente $\frac{C_n}{C_s}$ se tomó el valor 0,002.

Para la región del continuo entre 3,5 y 4,2 μ m, se usa

$$C_s(v, T) = C_s(v, 296) \cdot \exp \left[4,56 \cdot \left(\frac{295}{T} - 1 \right) \right]$$

donde $C_s(v, 296)$ es el mismo que se definió antes. Para el cociente C_n/C_s se toma aquí el valor 0,12.

Finalmente, la transmitancia debida a la extinción por aerosol, está dada por

$$\bar{C}(v) = \exp \left[- \text{EXTV}(v) \cdot \text{HAZE} \cdot \text{DS} \right]$$

donde EXTV es el coeficiente de extinción para el número de onda v del modo apropiado de aerosol y a la altura correspondiente. HAZE es un factor de escala para el aerosol.

Radiancia atmosférica

Se usa una resolución numérica de la forma integral de la ecuación de transferencia radiativa para calcular radiancias ya sea atmosférica o terrestre. Se considera sólo en orden cero la emisión desde aerosoles y la dispersión debida a aerosoles y molecular. Se supone equilibrio termodinámico local en la atmósfera.

La radiancia promediada sobre un intervalo de 20 cm^{-1} alrededor de v , a lo largo de una dirección dada está dada por

$$I(v) = \int_{\bar{C}_a^b} d\bar{C}_a \cdot B(v, T) \bar{C}_s + B(v, T_b) \cdot \bar{C}_t^b$$

donde el término integral representa la contribución atmosférica y el segundo término es la contribución del límite (por ejemplo, la superficie terrestre o la superficie de arriba de una nube).

Las variables en cada término se refieren a

- \bar{C}_a : transmitancia media por absorción
- \bar{C}_s : transmitancia media por dispersión
- \bar{C}_t : $\bar{C}_a \cdot \bar{C}_s$
- \bar{C}_a^b, \bar{C}_t^b : transmitancia total media entre el observador y límite considerado.
- $B(v, T)$: función de cuerpo negro de una capa atmosférica.
- T_b : temperatura del límite

La emisividad de la superficie límite se la supone igual a la unidad. Para el análogo numérico de esta ecuación integral se supone que, debido a que $B(v, t)$ es una función que varía lentamente con la frecuencia, se puede representar el valor medio de la radiancia en términos de los valores medios de las transmitancias y de la función de cuerpo negro:

$$I(v) = \sum_{i,n} (\bar{C}_a(i) - \bar{C}_a(i+1)) \cdot B \left(v, \frac{T(i) + T(i+1)}{2} \right) \cdot \frac{\bar{C}_s(i) + \bar{C}_s(i+1)}{2} + B(v, T_b) \cdot \bar{C}_t^b$$

La posición del observador queda siempre definida por la altura inicial de cálculo, que es un parámetro de entrada.

Primeros Cálculos

En la actualidad, se dispone de una cinta con 112.144 registros de datos de globos-sonda grabados por el Servicio Meteorológico Nacional. Estos datos corresponden a la localidad de Salta. Cada registro contiene el año, día, mes y hora del sondeo, la temperatura del aire, la humedad, temperatura de rocío, altura, dirección y velocidad de viento y presión atmosférica. Se ha hecho un programa que lee estos datos y los ordena en un archivo de datos para que el programa LOWTRAN pueda leerlos. También se ha modificado la subrutina MDEL para que lea directamente de ese archivo de datos. El programa original estaba preparado para que los modelos del usuario fueran entrados por teclado.

Se ha comprobado el buen funcionamiento del programa LOWTRAN y se lo ha utilizado para cálculos de transmitancias y radiancias del mes de junio de 1965. En las figs. 6 y 7 se muestran los resultados obtenidos para el día 1/6/65, en el intervalo 0,83 a 25 micrones ($400 - 12000 \text{ cm}^{-1}$), entre las alturas 1,23 km a 28,4 km, para dos direcciones diferentes. La escala vertical de radiancia es logarítmica. Allí se puede observar las ventanas atmosféricas y se nota la correspondencia con los picos de transmisión dados en la figura de transmitancia.

Para este cálculo se usó el modelo rural de aerosol en la 1er. región (0-2km), el modelo de invierno en la tropósfera (2-9 km) y el modelo fondo estratosférico para la capa siguiente (≥ 9 km).

El programa da también como resultado la radiancia integrada para todo v . Un cálculo posterior, no incorporado al programa LOWTRAN, da que la radiancia total integrada de la atmósfera para todos los ángulos es $I = 4,96 \times 10^{-2} \text{ Watt/cm}^2$ para ese día.

Referencias

- 1- Radiation in the atmosphere. Kondratyev, K. Ya. New York, Academic Press 1969.
- 2- Atmospheric radiance/transmittance:

Computer order LOWTRAN. E.X, Deni
zys et al. US Air Force Geoph.
Hanscom. Massachusetts, 1980.

- 3- The Thermal radiance of clear skies
Berdahl, P, y Fromberg, R. Solar
Energy 29, pp. 299-314, 1982.

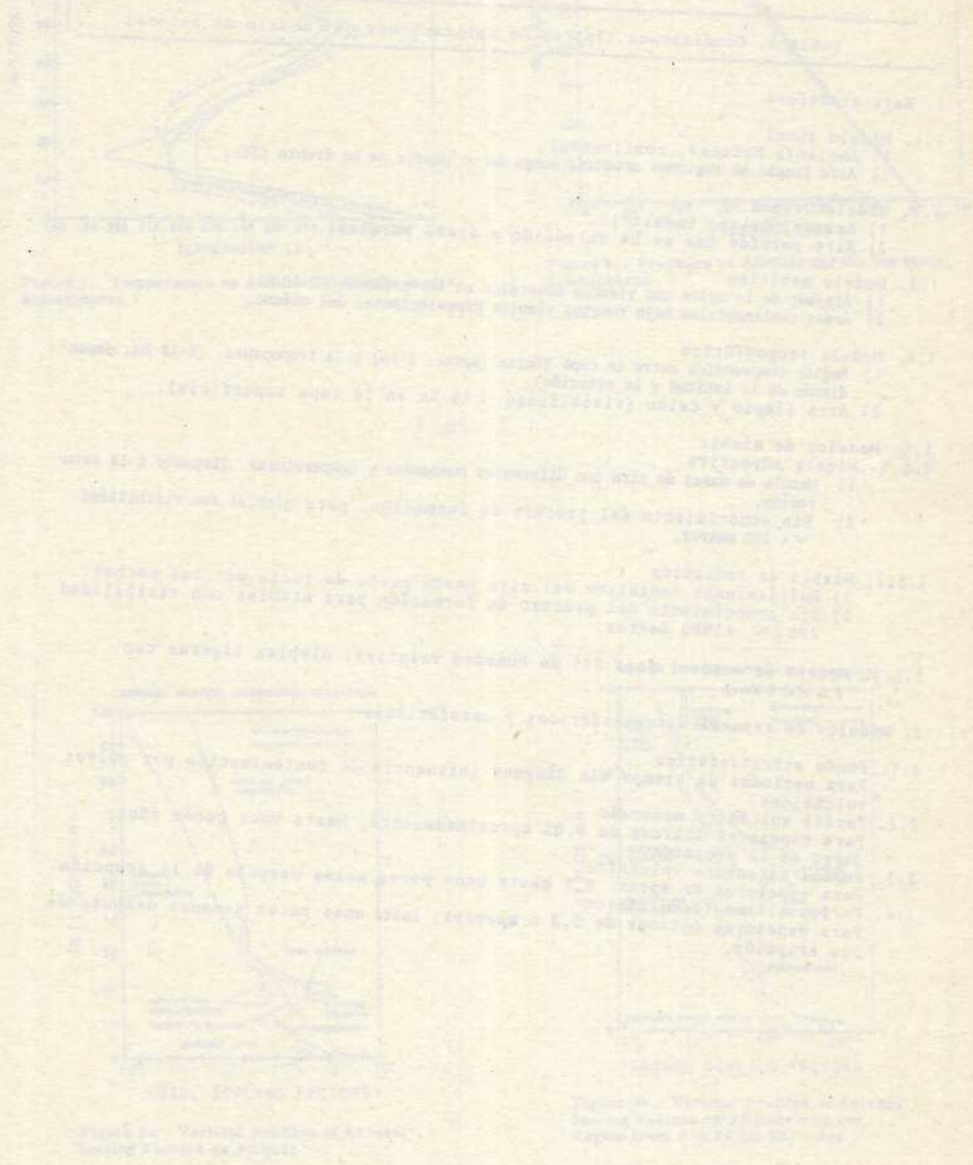


Tabla I. Condiciones típicas de aplicaciones del modelo de aerosol

1. Baja atmósfera
 - 1.1. Modelo rural
 - 1) Ambiente Natural, continental.
 - 2) Aire limpio en regiones urbanas, luego de un pasaje de un frente frío.
 - 1.2. Modelo Urbano
 - 1) Aerosol urbano industrial.
 - 2) Aire poluido que se ha extendido a áreas rurales
 - 1.3. Modelo marítimo
 - 1) Alejado de la costa con vientos moderados en los primeros 10-20 m.
 - 2) Areas continentales bajo fuertes vientos prevalectentes del océano.
 - 1.4. Modelo troposférico
 - 1) Región comprendida entre la capa límite (aprox. 2 km) y la tropopausa (8-18 km, dependiendo de la latitud y la estación).
 - 2) Aire limpio y calmo (visibilidad > 40 Km en la capa superficial.
 - 1.5. Modelos de niebla
 - 1.5.1. Niebla advectiva
 - 1) Mezcla de masas de aire con diferentes humedades y temperaturas, llegando a la saturación.
 - 2) Sin conocimiento del proceso de formación, para nieblas con visibilidad $\sqrt{v} < 200$ metros.
 - 1.5.2. Niebla de radiación
 - 1) Enfriamiento radiativo del aire hasta punto de rocío por las noches.
 - 2) Sin conocimiento del proceso de formación para nieblas con visibilidad $200 < \sqrt{v} < 1000$ metros.
 - 1.5.3. Modelo de aerosol para 99% de humedad relativa: nieblas ligeras con $1.4 \sqrt{v} < 2 \text{ Km}$.
 2. Modelos de aerosol estratosféricos y mesoféricos.
 - 2.1. Fondo estratosférico

Para períodos de tiempo sin ninguna influencia de contaminación por polvos volcánicos.
 - 2.2. Perfil volcánico moderado

Para espesores ópticos de 0,03 aproximadamente, hasta unos pocos años luego de la erupción.
 - 2.3. Perfil altamente volcánico

Para espesores de aprox. 0,1 hasta unos pocos meses después de la erupción.
 - 2.4. Perfil altamente volcánico

Para espesores ópticos de 0,3 o mayores, hasta unas pocas semanas después de la erupción.

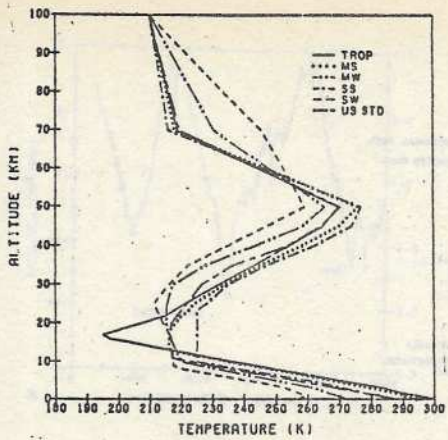


Figure 1. Temperature vs Altitude for the Six Model Atmospheres

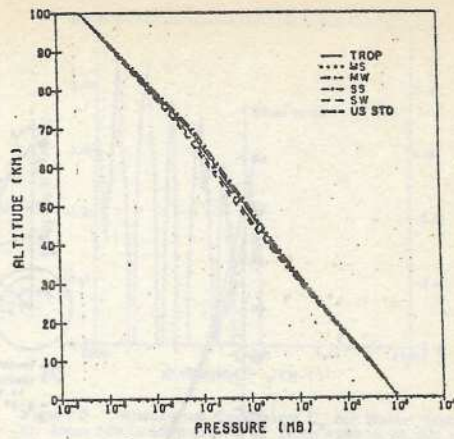


Figure 2. Pressure vs Altitude for the Six Model Atmospheres

Figs. 1

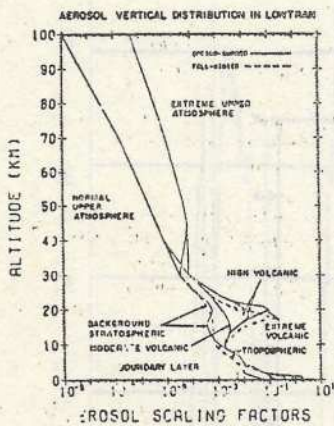


Figure 2a. Vertical Profiles of Aerosol Scaling Factors vs Altitude

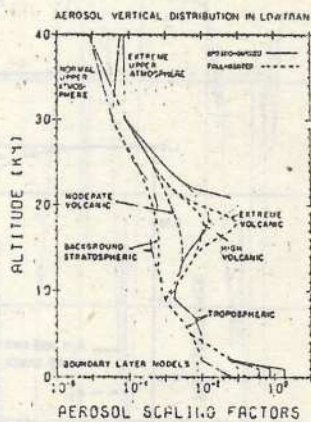


Figure 2b. Vertical Profiles of Aerosol Scaling Factors vs Altitude with the Region from 0 to 40 km Expanded

Figs. 2

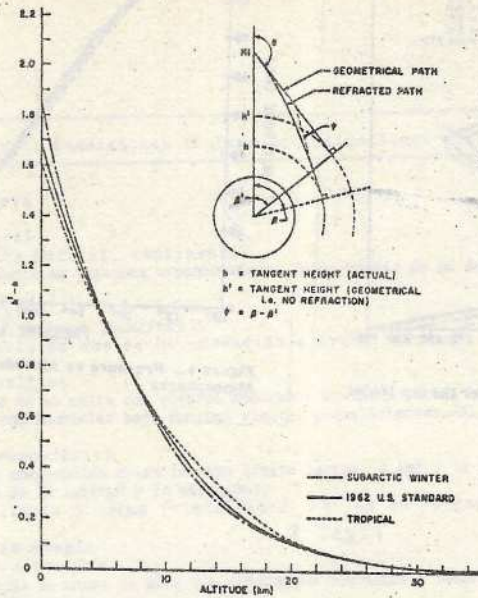


Figure 3 The Difference Between Unrefracted and Refracted Tangent Height Positions as a Function of Altitude for Three Model Atmospheres Based on the 33-Layer Model

Fig. 3

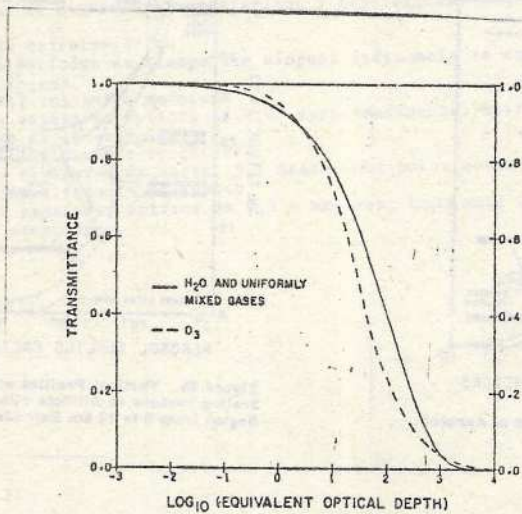


Figure 4. LOWTRAN Empirical Transmittance Functions vs Log_{10} of the Effective Optical Depth ($C_{\nu} \mu = \text{DS}$)

Fig. 4

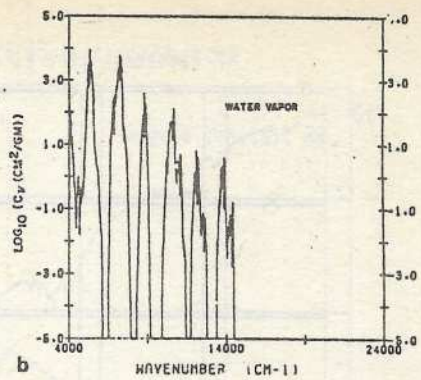
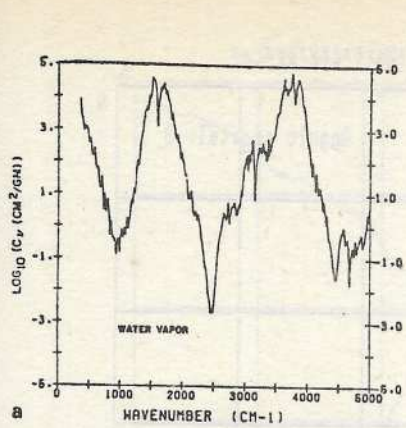


Figure 5 Absorption Coefficient C_v for Water Vapor: a. from 350 to 5000 cm^{-1} , b. from 4000 to 24,000 cm^{-1}

Figs. 5

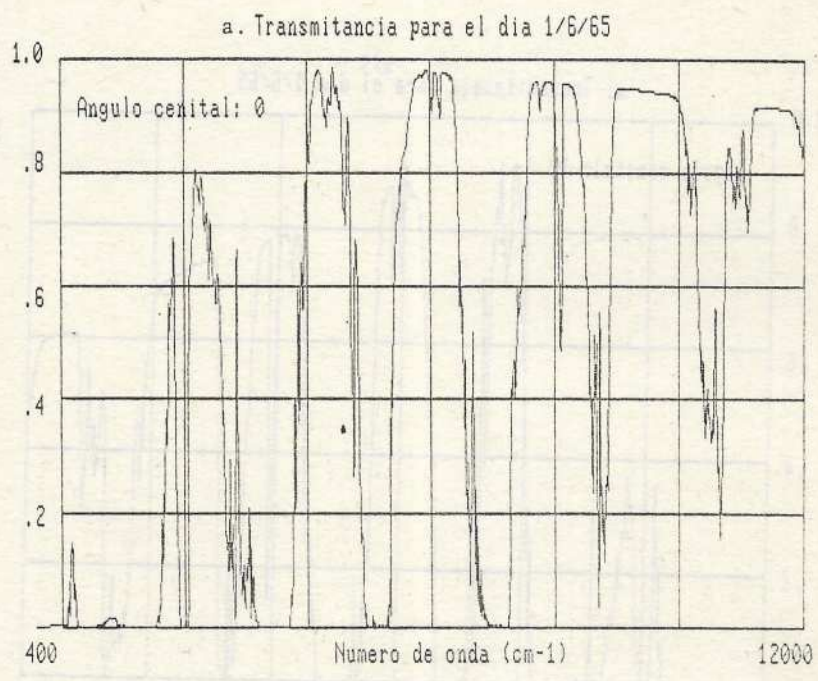


Fig. 6a.

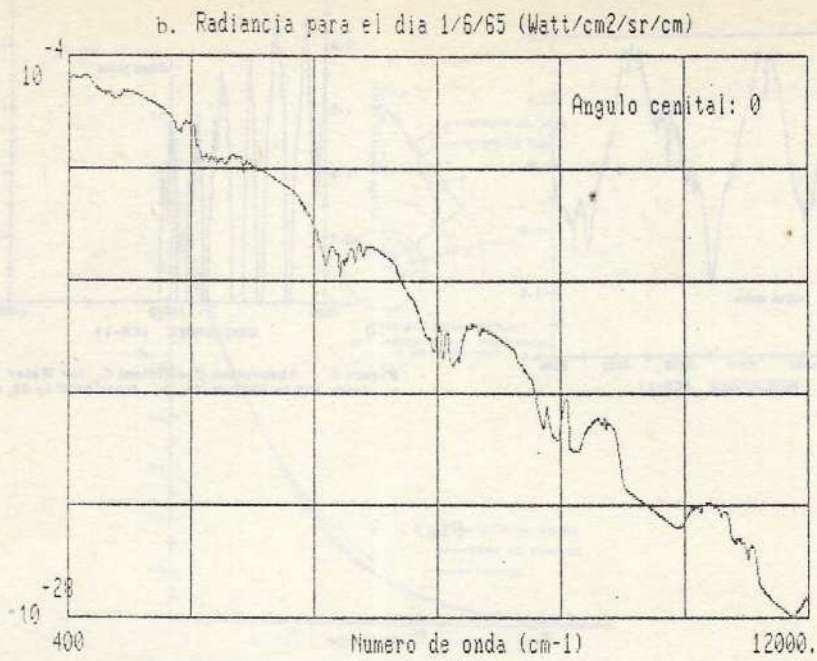


Fig. 6 b.

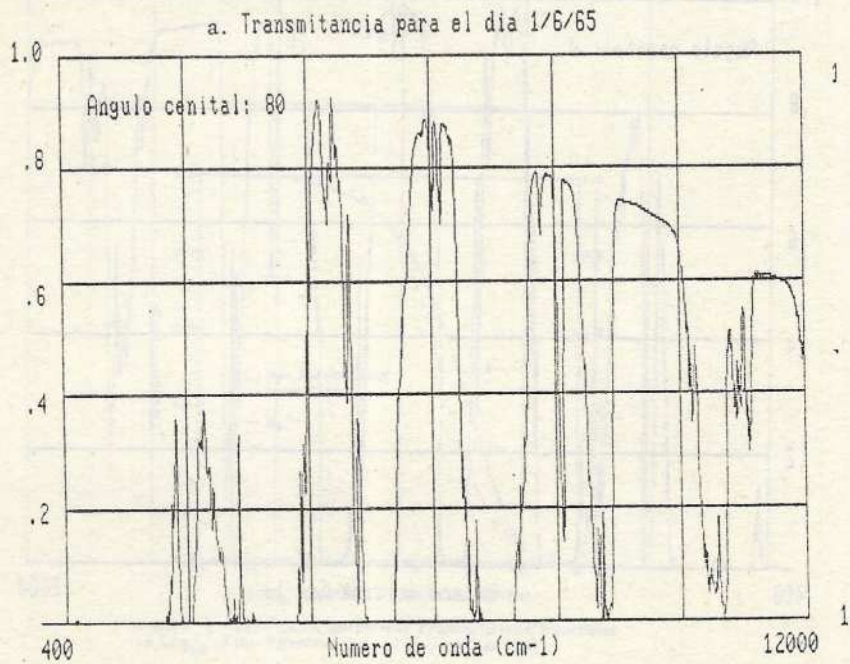


Fig. 7 a.

b. Radiancia para el dia 1/6/65 (watt/cm²/sr/cm)

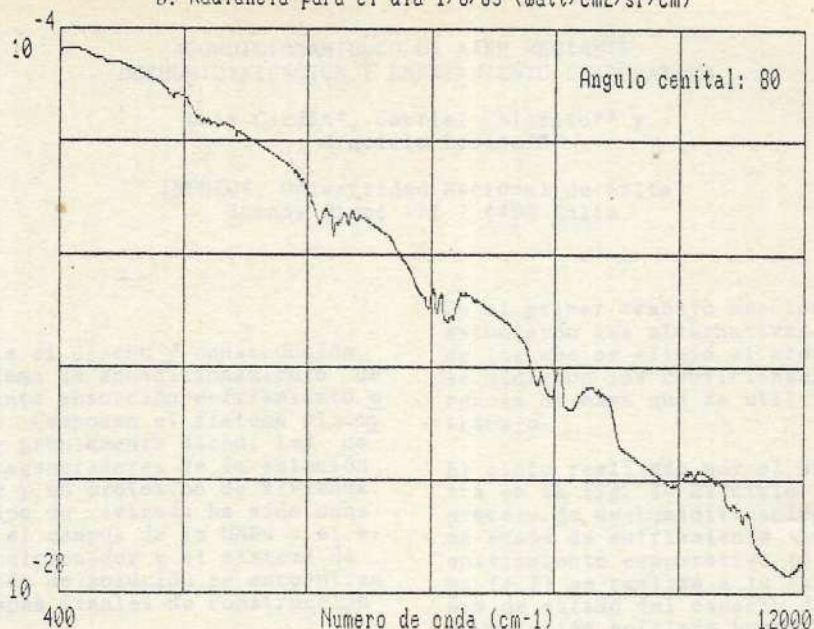


Fig. 7 b.