



Universidad Nacional Autónoma de México

FACULTAD DE INGENIERIA

42
2 Eje.

**ANALISIS CRITICO DE PROCEDIMIENTOS
PARA ESTIMAR LA RADIACION SOLAR**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:
**INGENIERO MECANICO
ELECTRICISTA**

Presenta:

Vicente Estrada-Cajigal Ramírez

Dir. Dr. José Luis Fernández Zayas



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

1.	INTRODUCCION	1
2.	TERMINOLOGIA Y DEFINICIONES	4
3.	CLASIFICACION DE MODELOS DE RADIACION SOLAR	7
4.	CALCULO DE FACTORES QUE AFECTAN LA INTENSIDAD DE LA RADIACION	17
4.1	<i>Cálculos de la posición del sol en cielo</i>	19
4.2	<i>Masa relativa de aire</i>	26
4.3	<i>Trayectoria óptica y su longitud</i>	34
4.4	<i>Distribución espectral de la radiación solar extraterrestre</i>	36
4.5	<i>La constante solar y variación de la radiación solar extraterrestre</i>	41
5.	EFECTOS DE LA ATMOSFERA TERRESTRE SOBRE LA RADIACION SOLAR	55
5.1	<i>Absorción, dispersión y reflexión</i>	55
5.2	<i>Cálculo de las características de transparencia de la atmósfera</i>	58
5.2.1	<i>Dispersión de Rayleigh</i>	58
5.2.2	<i>Absorción por el ozono</i>	63
5.2.3	<i>Absorción por el vapor de agua y otros gases</i>	70
5.2.4	<i>Extinción por aerosoles</i>	101
6.	EFECTOS DE LAS NUBES SOBRE LA RADIACION SOLAR	108
6.1	<i>Técnicas para la evaluación de la duración de la insolación</i>	117
6.1.1	<i>Medición directa de las horas de insolación</i>	117
6.1.2	<i>Evaluación aproximada de las horas de insolación</i>	125
7.	EFECTOS DE LA SUPERFICIE TERRESTRE	129

8.	MODELOS PARA ESTIMAR LA RADIACION SOLAR	135
8.1	<i>Métodos no estratigráficos</i>	137
8.1.1	<i>Espectrales</i>	137
8.1.2	<i>No - espectrales con funciones separadas de transmisión</i>	145
8.1.3	<i>No - espectrales con una sola función de transmisión</i>	153
8.2	<i>Métodos empíricos</i>	160
8.2.1	<i>Evaluación indirecta de los componentes directo y difuso</i>	175
8.2.2	<i>Cálculo de la radiación solar instantánea diaria</i>	183
9.	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	188

1. INTRODUCCION

A diferencia de cualquier fuente de energía, la energía solar se caracteriza por su variabilidad. Independientemente de la demanda, los sistemas que funcionan con base en energía solar están sujetos a las fluctuaciones de la radiación solar debido a las variaciones astronómicas así como a las diversas condiciones meteorológicas. De ahí que para una adecuada planeación de proyectos para la utilización de la energía solar, sea deseable el contar con datos confiables de la insolación que se recibe en la superficie terrestre, tanto de su magnitud como de su variación espacial y temporal.

Desde luego que los "mejores" datos a utilizar son los medidos experimentalmente en el sitio propuesto para la localización del sistema, pero desgraciadamente no siempre es posible obtener dicha información, en gran parte debido a que las estaciones pirheliométricas son pocas, algunas de ellas localizadas en una misma región. Particularmente en la Re

pública Mexicana, podría decirse que prácticamente no existe una red solarimétrica. Se ha venido realizando trabajo consistente en este sentido por el Instituto de Geofísica de la UNAM, desde hace algunos años, aunque únicamente en tres localidades. En 1979 el Instituto de Ingeniería de la UNAM instaló una red solarimétrica de cinco estaciones. Desafortunadamente no ha sido posible establecer una operación continua de los instrumentos quedando actualmente en funcionamiento sólo dos de ellas. En algunas otras localidades del país se encuentran instalados instrumentos para el registro de la radiación solar que son manejados por diversas instituciones para fines específicos, lo que trae como consecuencia que la información recopilada no sea reportada ni se haga mención de la calidad de los datos, así como del tipo de instrumentos y pocas veces se hable del mantenimiento y calibración a que son sometidos. Es decir, no existe un control o bien una institución que regule la operación de estas estaciones; y aún así las observaciones por sí mismas están sujetas a error. La exactitud de las observaciones no es como se desearía debido a problemas en el funcionamiento de los instrumentos como se ha discutido, entre otros, en diversos trabajos realizados en el Instituto de Ingeniería de la UNAM. Por estas razones es deseable entonces contar con procedimientos de cálculo los cuales puedan ser usados para proveer de estimaciones a lugares donde las mediciones no se hacen y para lugares donde hay interrupciones en los registros de mediciones.

Ante el gran desarrollo que han tenido los modelos matemáticos para la cuantificación de la radiación solar, se abre entonces la posibilidad de que los valores calculados de la magnitud de la radiación solar, pueden llegar a ser más precisos que los valores medidos por instrumentos.

calibrados, mantenidos u operados inapropiadamente. Una adecuada estimación siempre será mejor que un mal registro. Lo anterior no debe confundirse con un rechazo de la conveniencia de la medición solarimétrica; no debe olvidarse que toda estimación requiere verificación experimental antes de aceptarse como válida.

Un gran número de modelos han sido desarrollados en los últimos años por otros tantos investigadores siguiendo diferentes procedimientos, lo que conduce a una confusión y a cuestionar la validez de su aplicación por parte del usuario. Y es precisamente el objetivo de este trabajo hacer una presentación, discusión y evaluación de algunos procedimientos de cómo estimar la radiación solar a partir de la información recopilada por la gran red de estaciones meteorológicas que existe en el país.

Si bien es cierto que la crisis energética de los últimos años ha motivado que las fuentes no convencionales de energía se desarrollen, como es el caso de la energía solar, no deben olvidarse las muchas otras áreas que presentan interés en el conocimiento de la radiación solar como son la climatología, biología, hidrología, meteorología, agricultura, por mencionar sólo algunas; es decir, el tema no es exclusivo para la utilización de la energía solar como energético primario a fin de solventar la mencionada crisis energética.

2. TERMINOLOGIA Y DEFINICIONES

La nomenclatura asociada con la radiación solar se ha desarrollado a partir de varias disciplinas y debe manejarse con cuidado. Es frecuente encontrarse en la literatura que diferentes autores le dan un significado distinto a algunos términos.

Algunas definiciones formales de las cantidades más importantes que se manejan en el campo de la radiación se presentan a continuación.

Radiación Es la energía electromagnética emitida, transferida o recibida

Radiación solar Término genérico para la energía del sol

Insolación Ha sido usado como un término general para describir la cantidad de energía recibida en una localidad por unidad de área en un periodo de tiempo.

Término aplicado específicamente a la radiación de energía solar

Irradiancia Energía solar incidente en una superficie por unidad de área por unidad de tiempo

Irradiación Energía solar incidente en una superficie por unidad de área, encontrada al integrar la irradiancia en un periodo de tiempo.

Cualquiera de los términos anteriores, excepto insolación, pueden ser aplicados a cualquier rango de radiación monocromática, esto es, a la radiación restringida a un intervalo específico e infinitesimal de longitud λ , número de onda ν o frecuencia f . Dichas cantidades son cantidades espectrales y se denotan simbólicamente por un subíndice apropiado. La relación entre las diferentes escalas es por medio de la velocidad de la luz, c :

$$\nu = f/c = 1/\lambda \quad f = c/\lambda$$

Otros términos más específicos que se manejan particularmente para flujos de radiación dentro de la atmósfera son:

Radiación de onda corta (Radiación solar). Es la radiación de longitudes de onda entre 0.2 y 4 μm

Radiación de onda larga (radiación terrestre). Es la radiación de longitudes de onda entre 4 y 100 μm

Radiación solar directa

Radiación solar que se recibe del ángulo sólido del disco solar, y que no ha sido dispersa por la atmósfera

Radiación solar difusa

Radiación solar cuya dirección original ha sido también cambiada por la dispersión en la atmósfera

*Radiación solar total o global**

La suma de la radiación directa y difusa.

El término "global" es más común internacionalmente que "total" o "Hemisférica".

3 . CLASIFICACION DE MODELOS DE RADIACION SOLAR

En general se puede decir que existen 5 niveles en las técnicas para estimar la radiación solar que se recibe en la superficie terrestre y que se pueden reunir en 2 grandes grupos: computacionales o teóricos y empíricos. El procedimiento común a todas las aproximaciones es considerar como conocida la radiación solar en la superficie exterior de la atmósfera para después determinar los efectos que la atmósfera produce sobre ella, como son la dispersión molecular y no molecular, absorción por las partículas sólidas y líquidas, y la absorción y reflexión por los diferentes tipos de nubes.

El nivel más elevado está representado por aquellos modelos que usan transmitancias e irradiancias espectrales requiriendo de integraciones numéricas.

La ecuación de transferencia radiativa, siguiendo a Kondratyev {1} y a Davies y Hay {2} se puede escribir como

$$\frac{dG_{\lambda}}{d\tau} \cos \theta_z = - G_{\lambda} + \frac{\omega_0 \lambda}{4\pi} \int_{\mu} G_{\lambda}(\tau_{\lambda}, Y') P(\tau_{\lambda}, Y', Y) d\mu \quad (3.1)$$

donde G_{λ} es la intensidad de radiación espectral ($\text{Wm}^{-2} \mu\text{m}$) a la longitud de onda λ ; θ_z es el ángulo zenital; τ_{λ} es la profundidad óptica atmosférica; $P(\tau_{\lambda}, Y', Y)$ es una distribución de dispersión o función de fase la cual toma en cuenta la dispersión de un rayo incidente en la dirección Y proveniente de la dirección Y' ; ω_0 es el albedo de dispersión simple; y μ es el ángulo sólido. Si α_{λ} y σ_{λ} son los coeficientes másicos de absorción y de dispersión, la profundidad óptica o espesor óptico y el albedo de dispersión simple están dados por

$$\tau_{\lambda} = \int_0^z (\alpha_{\lambda} + \sigma_{\lambda}) dz \quad (3.2)$$

$$\omega_0 = \frac{\sigma_{\lambda}}{\alpha_{\lambda} + \sigma_{\lambda}} \quad (3.3)$$

donde z es altitud. Para obtener el flujo total en la superficie, la ec. 3.1 tiene que resolverse y entonces integrarse primeramente sobre los ángulos azimutal y zenital para obtener el flujo espectral y posteriormente sobre el rango de longitudes de onda del espectro solar.

Para atmósferas reales donde los aerosoles y las nubes son atenuadores importantes, siendo el fenómeno de dispersión fuertemente anisotrópico, se hace necesario aproximar numéricamente la función de fase. Es decir, la mayor dificultad radica en incorporar adecuadamente el fenómeno de dispersión múltiple.

Gran cantidad de soluciones numéricas de la ecuación de transferencia radiativa han sido desarrolladas para el caso de una atmósfera homogénea horizontalmente y estratificada verticalmente, conteniendo distribuciones conocidas de gases atmosféricos y de partículas esféricas homogéneas compuestas de material con un índice de refracción conocido, {3} a {10}; sin embargo, son suposiciones que no siempre se cumplen en la realidad. De los muchos modelos matemáticos de este tipo usados para cuantificar la energía solar disponible, probablemente los desarrollados por Braslau y Dave {8}, así como por Mc Clatchey, Fenn, Selby, Volz y Garing, {7} sean los más "exactos". En ellos se asume una atmósfera sin nubes, paralela - plana y seminfinita con un flujo solar unidireccional incidente en la parte superior. Una discusión detallada de estos métodos está descrita por Lenoble en la ref {9}.

En el modelo llamado Soltran 5 {10} la atmósfera es dividida en 33 capas entre el nivel del mar y 100 km de altitud. Del nivel del mar (0.0 km) a 25 km de altitud en intervalos de un kilómetro, de 25 a 50 km en intervalos de 5 km, y a 70 km y 100 km. En cada una de estas capas se debe definir la temperatura, presión, densidad molecular, densidad del vapor de agua, densidad del ozono, y coeficiente de ab -

sorción y atenuación por aerosoles. En el modelo de Braslau y Dave {8} la concentración de aerosoles, ozono y vapor de agua es especificada para 160 capas también de espesor variable desde la superficie hasta una altitud de 45 Km.

Como se puede apreciar, a pesar de que muchos métodos "exactos" están disponibles para resolver la ecuación de transferencia monocromática, para fines prácticos tienen la gran desventaja de ser relativamente incómodos de usar porque consideran en detalle las características espectrales del proceso de atenuación en la atmósfera. La principal dificultad es que requieren de las distribuciones verticales de diversos parámetros atmosféricos, las cuales raramente pueden ser obtenidas para condiciones atmosféricas reales; a lo más podrían aportarse valores aproximados. Bajo este contexto, la importancia de una solución precisa y compleja de la ecuación de transferencia radiativa reside en que los resultados son útiles para validar ecuaciones parametrizadas más sencillas. Una inconveniencia más es el tiempo de cálculo en computadora que se requiere. Iacis y Hansen {11} ya han hecho notar que cualquier ganancia en la precisión numérica lograda por dichas soluciones es nulificada por la incertidumbre en las propiedades ópticas de la atmósfera. Estas dificultades hacen casi imposible de modelar la radiación solar en un punto y en un instante. El hecho de que son métodos muy complejos que los hace prohibitivos para uso general en modelos de predicción o circulación atmosférica, ha traído como consecuencia el desarrollo de varias aproximaciones, frecuentemente parametrizaciones, que de alguna manera simulan confiablemente los efectos de la dispersión múltiple.

Para simular únicamente el componente directo de la radiación solar, la función de fase puede ser despreciada llegándose a la ley de Beer por integración directa de la ecuación 3.1

$$G_{bn\lambda} = G_{on\lambda} \exp(-\tau_{\lambda}/\cos \theta_z) \quad (3.4)$$

Donde $\frac{1}{\cos \theta_z} = \sec \theta_z$ es el valor aproximado de la masa relativa de aire m_L ; $G_{on\lambda}$ es la intensidad espectral de la radiación solar extraterrestre; τ_{λ} la profundidad óptica en la que están incluidos los principales absorbedores y dispersores responsables de la atenuación de la siguiente manera

$$\tau_{\lambda} = \tau_{O_3\lambda} + \tau_{H_2O\lambda} + \tau_{R\lambda} + \tau_{A\lambda} + \tau_{GMA} \quad (3.5)$$

donde τ_{GMA} , $\tau_{O_3\lambda}$, $\tau_{H_2O\lambda}$, $\tau_{R\lambda}$, $\tau_{A\lambda}$ son los componentes de las profundidades ópticas debido a la absorción por los gases uniformemente mezclados, ozono y vapor de agua, así como por moléculas de aire seco (dispersión Rayleigh) y absorción y dispersión por aerosoles (dispersión Mie). Esta expresión no es aplicable para una banda de longitudes de onda ya que los coeficientes de extinción varían con la longitud de onda y entonces todos los procesos de extinción anteriores son de hecho dependientes de la longitud de onda, [12].

La principal diferencia en estos modelos se debe al tratamiento que se le da a la función de transmitancia atmosférica, así como el procedimiento de cálculo de la irradiancia difusa, para la que se recurre

inevitablemente al empirismo. Aunque más simples que los anteriores, ya que se considera a la atmósfera como una sola capa para evaluar la transmitancia atmosférica, también son buenos consumidores de tiempo de cómputo. Con ésto no se quiere decir que no sean útiles, ya que cálculos monocromáticos detallados se requieren en proyectos - fotovoltáicos, cálculos de reflectancia solar en superficies reflejantes, así como en la evaluación de las propiedades de superficies selectivas, siendo útiles también para probar la degradación de los materiales y para establecer el punto de corte en la transparencia de los materiales. En biología es útil para estudiar la respuesta de los organismos a las diferentes bandas espectrales de la radiación, o bien en el estudio de la banda espectral útil para la realización, por ejemplo, de la fotosíntesis. En vista de que para condiciones de cielo sin nubes la variación más grande en la calidad espectral de la radiación solar es causada por los cambios en la concentración de aerosoles o polvo {13}, se ve clara entonces la necesidad de cuantificar los cambios en el espectro solar a causa de la contaminación atmosférica y de esta manera estudiar las probables consecuencias en el medio ambiente.

El rendimiento de los colectores solares de todo tipo depende fuertemente de la intensidad de la radiación solar directa. No obstante, para muchos colectores solares, particularmente aquellos que calientan un fluido de trabajo, el rendimiento es relativamente independiente de las características espectrales de la radiación incidente. En consecuencia, para propósitos de diseño, es deseable contar con modelos

matemáticos simples que consideren todo el espectro solar. Los modelos de este tipo que han sido desarrollados, son modelos parametrizados en los que se establece que la transmisión del flujo solar a través de la atmósfera se puede expresar con relaciones separadas de transmisión, (2), (14)-(42). La aproximación que han seguido la mayoría de los autores es en la que primeramente se define y se modela la radiación solar bajo condiciones de cielo despejado o cielo claro, para después corregirla por el efecto de la nubosidad, es decir, se supone que las otras propiedades de la atmósfera no son cambiadas significativamente por la inserción del efecto de las nubes. La intensidad de la radiación solar en la ausencia de nubes depende de la altura solar, la distancia tierra-sol y estructuralmente de la composición de la atmósfera. La radiación solar total recibida en la superficie de la tierra está alterada en relación directa a que el flujo extraterrestre ha sido atenuado por la absorción y dispersión atmosférica, y es esta atenuación la que ha sido tratada en forma diferente por varios autores, (2), (14)-(42). Las diferencias surgen principalmente de las suposiciones introducidas al orden y manera en la cual los procesos ocurren, y del tratamiento que se le da a la radiación difusa. De estos métodos la ecuación (1) es formulada a que sea válida para valores integrados espectralmente de radiación de tal forma que

$$G_{\text{inc}} = G_{\text{ext}} \exp(-\tau) \cdot \rho_p \cdot I = G_{\text{os}} \cdot I \quad (1.6)$$

donde τ es la profundidad óptica media, $G_{\tau\lambda}$ y G_{on} son los valores correspondientes a $G_{\tau\lambda}$ y $G_{on\lambda}$ integrados espectralmente. La función exponencial define una transmitancia total la cual tiene varios componentes para considerar la absorción por gases T_{GM} , vapor de agua T_{H_2O} , ozono T_{O_3} , dispersión por moléculas T_{RS} y extinción por aerosoles T_A .

Entre las expresiones que han sido utilizadas para definir la función de transmitancia atmosférica se encuentran las siguientes:

$$G_{bc} = G_o T_{RS} T_{O_3} T_{GM} T_{H_2O} T_A \quad (3.7)$$

$$G_{bc} = G_o \{T_{RS} T_{O_3} T_{GM} - A_{H_2O}\} T_A \quad (3.8)$$

$$G_c = G_o \{T_{RS} T_{O_3} - A_{H_2O} - A_{GM}\} T_A \quad (3.9)$$

$$G_c = G_o \{T_M - A_{H_2O}\} T_A \quad (3.10)$$

Aunque de hecho no se ha establecido una base teórica para seleccionar alguna de las ecuaciones anteriores, Paltridge (12) asegura que no es válido expresar la función de transmitancia total como un proceso multiplicativo de cada una de las funciones de transmisión apropiado a cada uno de los otros procesos como es el caso de la ecuación 3.7, ya que el vapor de agua absorbe a longitudes de onda mayores que el ozono. Por el contrario, la absorción por el vapor de agua tiene que ser restada como en el caso de las ecuaciones 3.8 a 3.10.

La forma general como se pueden representar estos modelos es:

$$G = G_c \sum_{i=1}^n \psi_i f(\rho) \quad (3.11)$$

donde G_c es la irradiancia bajo condiciones de cielo sin nubes, ψ_i es una función de transmitancia de la i ésima capa de nubes y $f(\rho)$ es una función que toma en cuenta las reflexiones múltiples entre la atmósfera y el suelo.

La gran ventaja de estos modelos parametrizados es que utilizan los datos de las estaciones meteorológicas, así como el que se pueden conocer directamente los componentes directo y difuso de la radiación solar global. El procedimiento que se sigue generalmente es calcular primeramente los componentes directo y difuso de la radiación solar a diferentes horas del día y después estos valores son sumados para la longitud total del día para obtener los valores diarios, o bien se calculan, siguiendo el mismo procedimiento, el componente directo y el global para obtener el componente difuso de la diferencia de ambos. En este nivel se debe hacer mención de las técnicas más avanzadas que han sido desarrolladas a partir de las observaciones realizadas por satélites meteorológicos. Técnicas que se encuentran aún en proceso de evolución para ser mejoradas, pero que son las que ofrecen la mejor perspectiva en el futuro para la evaluación de la intensidad de la radiación solar. Una idea general de la situación actual se puede encontrar en la evaluación de tres de estos modelos llevada a cabo recientemente por Raphael y Hay {42}.

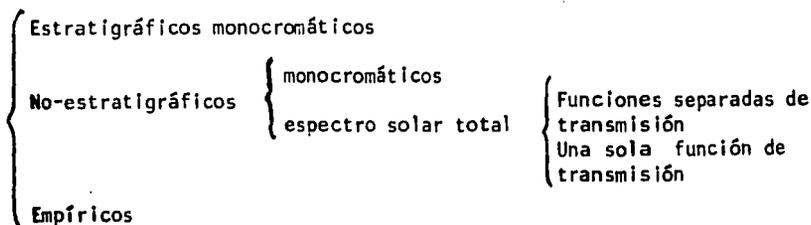
El cuarto nivel, más simple que los anteriores, simula la insolación a través de una sola ecuación con la masa de aire como una variable y constantes válidas para cualquier mes sin considerar ningún cambio de la atmósfera, es decir, éstos modelos son aún más simples que las apro

ximaciones parametrizadas. De cualquier forma, como sucede frecuentemente en las formulaciones científicas, se puede ganar simplicidad a expensas de la exactitud. Un modelo de este tipo ampliamente utilizado es el conocido como algoritmo ASHRAE descrito en [155]. Son también modelos de este nivel los desarrollados por Schmetz y Raschke [43], Hottel [44], Paltridge y Proctor [45].

A los modelos de los 4 niveles anteriores se les conoce comúnmente como métodos computacionales.

El quinto nivel es el de los métodos empíricos basados en estadísticas, y que para su aplicación requieren de mediciones de diversos parámetros meteorológicos como son la humedad relativa, temperatura, altitud, nubosidad, así como las horas de insolación considerado como estimador potencial de la radiación solar por la gran cantidad de observatorios en el mundo que llevan este registro desde hace varios años. Los modelos que más difusión han tenido son aquellos que consideran únicamente las horas de insolación o bien la cantidad de nubes, y esto se debe particularmente a su sencillez ya que son simples expresiones de regresión del proceso de transferencia radiativa real. Dichas fórmulas a lo más son solamente aproximaciones, pero de cualquier forma son relevantes.

Métodos para cuantificar la radiación solar



4. CALCULO DE FACTORES QUE AFECTAN LA INTENSIDAD DE LA RADIACION

El potencial total de la radiación solar que llega a la superficie terrestre, así como su distribución espectral y espacial, depende entre otras de las propiedades del sol, de parámetros astronómicos, así como del estado y características locales de la atmósfera terrestre. De hecho para garantizar un grado de integridad y detalle se deben considerar los varios factores que han sido clasificados de la siguiente manera, (46):

Astronómicos

- 1) espectro solar
- 2) magnitud de la constante solar
- 3) variación de la distancia entre la tierra y el sol

- 4) declinación solar
- 5) variación con el ángulo horario

Geográficos

- 6) latitud
- 7) longitud
- 8) altura sobre el nivel del mar
- 9) geografía de la localidad (costas, montañas, ciudades, desiertos, etc)

Geométricos

- 10) altura solar
- 11) azimuth del sol
- 12) inclinación del plano receptor
- 13) rumbo del plano receptor

Físicos

- 14) contenido de agua en la atmósfera
- 15) turbidez de la atmósfera
- 16) contenido de gases permanentes
- 17) efectos de la nubosidad del cielo
- 18) efecto del albedo del suelo

Se puede considerar que los factores astronómicos, así como las propiedades del sol, son de alguna manera lo suficientemente bien conocidas, mientras que la estructura de la atmósfera de la tierra es compleja siendo su comportamiento más difícil de predecir y de tomar en cuenta, y los métodos usados para modelar la transferencia de la radiación a través de ella pueden ser igualmente complicados.

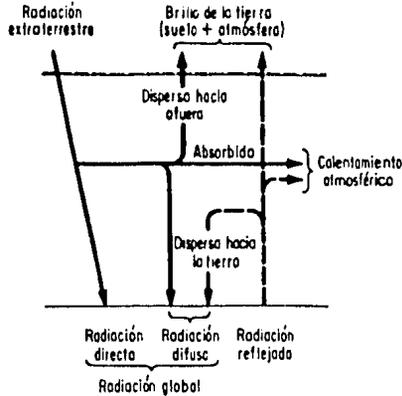


Fig 4.1 Ilustración esquemática del balance atmosférico de radiación de onda corta {18}.

4.1 Cálculos de la posición del sol en el cielo

El conocimiento de la trayectoria del sol en su movimiento aparente en el cielo es necesario con el fin de realizar cálculos de la ganancia - del calor solar, para determinar la orientación adecuada de dispositivos solares, la localización de dispositivos para sombrear, etc.

Se puede decir que el movimiento aparente del sol con el que estamos más familiarizados, es aquel en el que se mueve diariamente describiendo un arco através del cielo alcanzando su punto más alto al mediodía. Además, a medida que el invierno se convierte en primavera y posteriormente en verano, en el hemisferio norte los puntos del alba y el ocaso se mueven gradualmente sobre el horizonte hacia el norte. En el hemisferio sur sucede lo contrario. Véase fig 4.2.

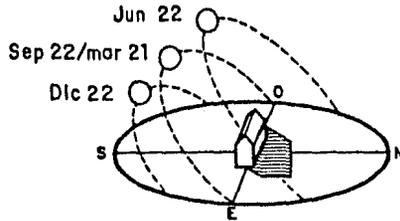


Fig 4.2 Trayectoria aparente del sol en el cielo para diferentes épocas del año.

Para la mayoría de las aplicaciones en energía solar se necesitan predicciones razonablemente exactas de dónde se encontrará el sol en el cielo a cualquier hora del día y del año. Las relaciones geométricas entre un plano con cualquier orientación relativa a la tierra (ya sea que esté fijo o en movimiento relativo a la tierra) y el sol, se pueden describir en función de varios ángulos.

Para ello, es conveniente considerar que el sol se mueve alrededor de la tierra en una trayectoria que forma un ángulo de aproximadamente 23.5° con respecto al plano del ecuador de la tierra. Esta trayectoria imaginaria del sol es llamada la eclíptica, y el ángulo entre el plano de la eclíptica y el plano ecuatorial es la declinación. La inclinación del eje de la tierra al plano de la eclíptica afecta al ángulo zenital solar al mediodía, el cual varía con la temporada y con la posición geográfica en la tierra. Ambos efectos son responsables de la variación temporal y

geográfica del clima.

Con el fin de determinar la posición de un punto en la tierra se definen paralelos de latitud (ϕ) y meridianos de longitud (L) en la superficie de la tierra. La latitud terrestre se mide en grados al norte o al sur desde el ecuador; el equivalente celeste es medido en grados al norte o al sur desde el ecuador celeste y se le llama la declinación del cuerpo (δ). Se puede definir también como la posición del sol al mediodía solar con respecto al plano del ecuador y varía de $+23.45^\circ$ en Junio 21 a 0° en los equinoxios (Marzo 21 y Septiembre 24) y a -23.45° en Diciembre 22. El cambio máximo en la declinación en 24 horas (el cual ocurre en los equinoxios) es menor a 0.5° ; de ahí que un solo valor de δ para cada día pueda ser usado. Por convención las latitudes al norte del ecuador son positivas y negativas al sur, la misma convención es utilizada para la declinación. La longitud terrestre se mide en grados positivos al oeste o al este del meridiano de Greenwich.

La altura solar (α) es la altura angular del horizonte celeste del observador y de ahí que sea un ángulo entre 0° y 90° . El ángulo de incidencia (θ) es el ángulo entre la dirección de los rayos solares sobre una superficie y la normal a dicha superficie.

El ángulo azimutal (γ) es el ángulo medido horizontalmente entre la proyección de la normal de la superficie y el meridiano local; tiene valores entre $-180^\circ \leq \gamma \leq 180^\circ$ siendo negativo al este y positivo al oeste. El ángulo horario (ω) es el desplazamiento angular del sol hacia el este u oeste del meridiano local debido a la rotación de la tierra sobre su eje a razón de 15° por hora y cambia 360° por día. La hora del día se especifica por este ángulo, el cual se refiere a la hora local aparente. El ángulo zenital (θ_z), de inclinación (β), y el ángulo azimutal (γ) se muestran en la fig 4.3.

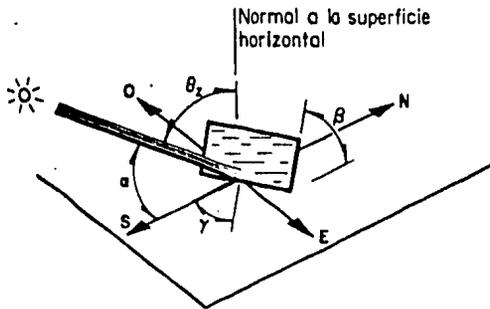


Fig 4.3 Ángulo zenital, de inclinación y azimutal para una superficie inclinada.

A continuación se presentan las diversas formulaciones para calcular los ángulos descritos anteriormente.

La ecuación que relaciona el ángulo de incidencia de la radiación solar directa, θ , y los otros ángulos es {47}

$$\begin{aligned} \cos \theta &= \sin \delta \sin \phi \cos \beta - \sin \delta \cos \phi \sin \beta \cos \gamma \\ &+ \cos \delta \cos \phi \cos \beta \cos \omega \\ &+ \cos \delta \sin \phi \sin \beta \cos \gamma \cos \omega \\ &+ \cos \delta \sin \beta \sin \gamma \sin \omega \end{aligned} \quad (4.1)$$

Un caso particular es el ángulo zenital, θ_z , que es el que forman la dirección de la radiación directa y la vertical del lugar

$$\theta_z = \cos^{-1} (\sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos \omega) \quad (4.2)$$

Asimismo para superficies verticales, $\beta = 90^\circ$ y entonces la ecuación queda como

$$\begin{aligned} \cos \theta &= -\sin \delta \cos \phi \cos \gamma + \cos \delta \sin \phi \cos \gamma \cos \omega \\ &+ \cos \delta \sin \gamma \sin \omega \end{aligned} \quad (4.3)$$

A fin de encontrar el ángulo horario al alba o al ocaso (ω_s) la ecuación se resuelve cuando $\theta_z = 90^\circ$

$$\omega_s = \cos^{-1} (-\tan \phi \tan \delta) \quad (4.4)$$

de donde es posible obtener la longitud del día o las horas teóricas de insolación, N

$$N = 2/15 \cos^{-1} (-\tan\phi \tan\delta) \quad (4.5)$$

ya que $\omega = 15^\circ/\text{hora}$.

Debido a que los instrumentos Campbell-Stokes inician su registro cuando el sol está a 5° sobre el horizonte, Hay [48] propone una expresión más apropiada para determinar el valor máximo del número de horas de insolación

$$N' = (1/7.5) \cos^{-1} \{(\cos 85^\circ - \sin\phi \sin\delta)/(\cos\phi \cos\delta)\} \quad (4.6)$$

Para determinar la declinación se han desarrollado varias expresiones con diferentes grados de exactitud. Spencer [49] obtiene la siguiente expresión como serie de Fourier en radianes

$$\begin{aligned} \delta = & 0.006918 - 0.399912 \cos \delta_0 + 0.070257 \sin \delta_0 - 0.006758 \cos 2\delta_0 \\ & + 0.000907 \sin 2\delta_0 - 0.002697 \cos 3\delta_0 + 0.001480 \sin 3\delta_0 \end{aligned} \quad (4.7)$$

donde el ángulo δ_0 en radianes se define en términos del número del día del año n_d

$$\delta_0 = 2\pi n_d / 365 \quad (4.8)$$

Expresión que estima δ con un error máximo de 0.0006 radianes ($< 3'$).

Por su parte Hulstrom e Imamura [50] recomiendan que se utilice la siguiente relación

$$\delta = \sin^{-1}(\sin 23.45 \sin \delta') \quad (4.9)$$

donde

$$\delta'_o = \delta'_o + 0.007133 \text{ sen } \delta'_o + 0.03268 \text{ cos } \delta'_o - 0.000318 \text{ sen } 2\delta'_o + 0.000145 \text{ cos } 2\delta'_o \quad (4.10)$$

y

$$\delta'_o = \frac{2\pi (n_d + 284)}{365.24} \quad (4.11)$$

Para una exactitud de 0.1° Cousins {51} presenta la siguiente expresión

$$\delta = 0.38647 - 0.792624 \text{ cos } \delta''_o + 0.0377853 \text{ cos } 2\delta''_o + 0.030124 \text{ cos } 3\delta''_o + 23.259526 \text{ sen } \delta''_o + 0.131544 \text{ sen } 2\delta''_o - 0.167013 \text{ sen } 3\delta''_o \quad (4.12)$$

donde

$$\delta''_o = 360 (n_d - 80)/365 \quad (4.13)$$

Para fines de ingeniería, resulta práctico y conveniente utilizar la expresión desarrollada por Cooper {52} que al aproximar una órbita terrestre circular obtiene

$$\delta = 23.45 \text{ sen } \{360/365 (284 + n_d)\} \quad (4.14)$$

En la siguiente tabla 4.1 se muestran los resultados obtenidos en grados, al aplicar cada una de las expresiones para todos los meses del año calculada en el día más representativo del mes como recomienda Klein {53}.

Tabla 4.1 Resultados obtenidos al aplicar las diversas expresiones para determinar la declinación.

Mes	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
Día	17	16	16	15	15	11	17	16	15	15	14	10
n_d	17	47	75	105	135	162	198	228	258	288	318	344
ec 4.7	-20.71	-12.26	-1.65	9.84	18.91	23.11	21.18	13.67	2.96	-8.59	-18.30	-22.93
ec 4.9	-20.83	-12.76	-2.43	9.11	18.53	23.04	21.13	13.32	2.31	-9.23	-18.62	-22.99
ec 4.12	-20.73	-12.74	-2.32	9.34	18.83	23.37	21.51	13.79	2.93	-8.50	-17.96	-22.54
ec 4.14	-20.92	-12.95	-2.42	9.41	18.79	23.09	21.18	13.45	2.22	-9.60	-18.91	-23.05

4.2 Masa Relativa de Aire

La transparencia atmosférica depende de la longitud de la trayectoria de los rayos solares a través de la atmósfera así como de la capacidad de extinción de los constituyentes atmosféricos. La longitud de la trayectoria es mínima cuando el sol se encuentra en el zenit y se va incrementando a medida que el ángulo zenital crece. La masa relativa de aire, o masa relativa óptica, es un coeficiente que toma en cuenta este incremento. La definición formal de la masa relativa de aire está dada por Robinson, [54], Kondratyev [1], y Paltridge [12] como:

$$m_r = \frac{\int_0^{\infty} \rho \, ds}{\int_0^{\infty} \rho \, dz} \quad ; \quad m_r \geq 1 \quad (4.15)$$

donde dz es un incremento en la dirección vertical, ds es un incremento a lo largo de una trayectoria inclinada, ρ es la densidad del aire, o de cualquier componente de la atmósfera que se esté considerando.

Se debe hacer hincapié en que el concepto de masa atmosférica no tiene nada en común con la idea general de masa. Masa atmosférica como está dada en este caso, es una cantidad adimensional que indica por cuantas veces el espesor óptico en la dirección inclinada es mayor que el espesor óptico en la dirección vertical. Es al mismo tiempo la relación de la trayectoria del rayo luminoso en la dirección inclinada y la trayectoria en la dirección vertical. Es una cantidad que resulta conveniente utilizar para no tener que realizar cálculos para cada caso en particular.

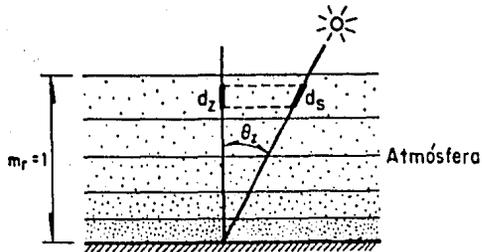


Fig 4.4 Ilustración de una atmósfera ideal plana y paralela, de donde se deduce la ec 4.16.

De la fig 4.4 por geometría se puede deducir que

$$m_r = \sec \theta_z = 1/\cos \theta_z \quad (4.16)$$

expresión que arroja valores suficientemente exactos para ángulos zenitales menores a 60° y despreciando los efectos de refracción. Para $\theta_z = 60^\circ$ el error es de 0.25% incrementándose a un 10% para $\theta_z = 85^\circ$; como puede ser apreciado en la tabla 4.2 al compararse con los datos obtenidos por Bemporad {55} basándose en sondeos realizados con aeróstato.

Para ángulos de $60^\circ \leq \theta_z \leq 80^\circ$, el efecto de la curvatura terrestre se convierte en un fenómeno importante. Véase fig 4.5. Para una atmósfera esférica y homogénea por consideraciones geométricas se tiene:

Tabla 4.2 Valores de masa de aire óptica

Angulo zenital	0°	40°	60°	70°	80°	85°	86°	87°	88°	89°	90°
Bemporad {55}	1.000	1.154	1.995	2.904	5.600	10.390	12.440	15.360	19.790	26.960	39.700
Ec 4.16	1.000	1.305	2.000	2.924	5.760	11.474	14.336	19.707	28.653	57.299	
Ec 4.18	1.000	1.305	1.996	2.910	5.647	10.660	12.858	16.037	20.855	28.383	39.941
Ec 4.19	1.000	1.304	1.993	2.900	5.580	10.320	12.340	15.219	19.540	26.310	36.510
Ec 4.22	1.000	1.305	1.998	2.915	5.685	10.907	13.271	16.776	22.177	29.872	35.000

$$m_r = (BA)/(CA)$$

$$= \left\{ \left(\frac{R}{H} \right)^2 \cos^2 \theta_z + 2 \left(\frac{R}{H} + 1 \right) \right\}^{1/2} - \left(\frac{P}{H} \right) \cos \theta_z \quad (4.17)$$

donde R es el radio medio terrestre = 6370 km y H es la profundidad del aire ≈ 8.43 km o altura de la atmósfera homogénea dada por $H = \frac{P_s}{\rho_s g}$, ρ_s y g en la superficie.

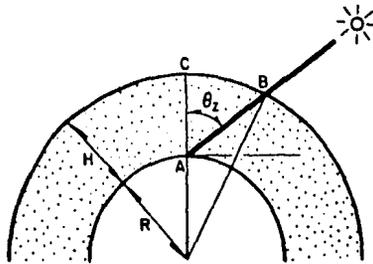


Fig 4.5. Representación esquemática del rayo solar que pasa por la atmósfera.

Substituyendo valores se obtiene

$$m_r = \{ (797.14679 \cos \theta_z)^2 + 1594.2936 + 1 \}^{1/2} - 797.14679 \cos \theta_z \quad (4.18)$$

Los efectos de refracción limitan la exactitud de esta ecuación un 2% para $\theta_z = 85^\circ$.

Para ángulos $\theta_z > 80^\circ$, los efectos de refracción se vuelven importantes y se deben tomar en cuenta. Se pueden encontrar valores correctos de m_r tabulados {1}, o bien se pueden calcular mediante expresiones aproximadas como la desarrollada por Kasten, {56}

$$m_r = \{ \cos \theta_z + 0.15(93.885 - \theta_z)^{-1.253} \}^{-1} \quad (4.19)$$

Con el fin de considerar la refracción la cual aparece debido a la variación de la densidad con la altura se tendrá que realizar el cálculo completo de la masa relativa, la cual esta dada por

$$m_r = \frac{1}{\rho_s H} \int_0^\infty \left\{ 1 - \left(\frac{R}{R+H} \right)^2 \left(\frac{n_{rs}}{n_r} \right)^2 \sin^2 \theta_z \right\}^{-1/2} \rho dz \quad (4.20)$$

donde n_r es la parte real del índice de refracción a la altura z ; n_{rs} índice de refracción al nivel del suelo.

Entonces, obviamente la masa de aire es una función de la distribución con la altura de la densidad atmosférica y del índice de refracción que es ligeramente variable. Además vendría siendo una función de la longitud de onda, a través de la dependencia de n_r con la longitud de onda.

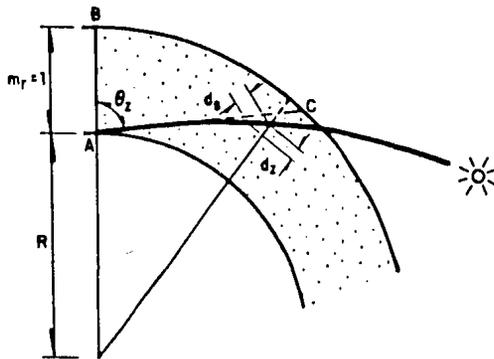


Fig 4.6 Ilustración esquemática del fenómeno de refracción de los rayos solares en la atmósfera.

Las fórmulas anteriores son aplicables para toda la atmósfera. Cuando la referencia es para capas restringidas de la atmósfera no se deben utilizar. Para ello, de nuevo con un poco de geometría se tiene [54]

$$m_p = \{1 + (z/R)\} / \{\cos^2 \theta_z + 2(z/R)\}^{1/2} \quad (4.21)$$

fórmula que ha sido utilizada en modelos operacionales con la simplificación de que z es tomada como un valor fijo apropiado al nivel medio del constituyente atmosférico. El nivel medio del ozono es aproximadamente 22 km, caso en el que la aplicación directa de la ecuación (4.21) arroja un valor 1% más alto a $\theta_z = 60^\circ$ y 20% más alto a $\theta_z = 85^\circ$.

Teóricamente dicha ecuación debería ser modificada para cualquier proceso, el cual involucre solamente una capa particular de la atmósfera. Por ejemplo, la interacción de la radiación solar con el vapor de agua ocurre principalmente en la atmósfera inferior y la masa relativa apropiada se aproxima a la ecuación (4.16). La diferencia, excepto para el caso del ozono es raramente significativa porque las energías involucradas en

ángulos zenitales grandes son muy pequeñas.

Rodgers [57] usa una forma de la ecuación (4.21) apropiada a una altura de 8 km para el ozono.

$$n_{03} = 35 / (1224 \cos^2 \theta_z + 1)^{1/2} \quad (4.22)$$

Alternativamente para obtener la longitud de la trayectoria óptica total, Watt, [39] define diferentes "modificadores de la longitud de la trayectoria", que son equivalentes a la masa relativa de aire para cada constituyente atmosférico de acuerdo a las altitudes en la atmósfera entre las cuales el constituyente se encuentra concentrado. Un parámetro F_{zi} (modificador de la longitud de la trayectoria) es calculado mediante la ecuación (4.17)

$$F_{zi} = \{ [(R/z_i) \cos \theta_z]^2 + 2R/z_i + 1 \}^{1/2} - (R/z_i) \cos \theta_z \quad (4.23)$$

donde R es el radio medio terrestre y z_i son las altitudes atmosféricas entre las cuales el constituyente está localizado. Si un constituyente está concentrado entre dos altitudes, z_1 y z_2 , un F_{z_1} y F_{z_2} son calculados correspondiendo a z_1 y z_2 , respectivamente. Los valores son entonces utilizados en la siguiente expresión para obtener M_i el modificador total de la longitud de la trayectoria

$$M_i = \frac{z_2 F_{z_2} - z_1 F_{z_1}}{z_2 - z_1} \quad (4.24)$$

Los valores de ρ_i usados para los varios constituyentes son:

ozono: $z_1 = 20 \text{ Km}$, $z_2 = 40 \text{ Km}$

aire seco: $z_1 = 0 \text{ Km}$, $z_2 = 30 \text{ Km}$

polvo superior: $z_1 = 15 \text{ Km}$, $z_2 = 25 \text{ Km}$

polvo inferior y

vapor de agua: $z_1 = 0 \text{ Km}$, $z_2 = 3 \text{ Km}$

Cuando el valor de z es igual a cero, el Γ_z correspondiente se hace igual a 1.0, y $M_i = \Gamma_{z_2}$.

Una complicación posterior se debe al hecho de que para una estación de gran altitud, estaciones de montaña, la masa atmosférica sobre el observador se ve reducida. Aún al nivel del mar la presión, y en consecuencia la masa de aire, puede variar hasta un 10% del valor promedio, lo cual se debe tomar en cuenta cuando se realizan trabajos precisos, {58}.

La masa verdadera absoluta se puede estimar por

$$m = m_r P/P_0 \quad (4.25)$$

donde P es la presión de la estación y P_0 la presión normal al nivel del mar igual a 1013.25 mb (10332 kg/cm²).

Esta relación es válida para una atmósfera molecular en la cual el constituyente atmosférico está uniformemente distribuido. De cualquier forma, si el material dispersor o absorbente está localizado en un rango restringido de alturas, la masa de aire se debe corregir correspondientemente.

Cuando no se tienen registros de presión, es posible determinarla aproximadamente a partir de la altura s.n.m. de la localidad con la siguiente relación (59)

$$P = 1013.25 \left(1 - \frac{0.0065 z}{288}\right)^{5.2568} \quad (4.26)$$

por lo que la masa absoluta como una función de la altura sería

$$m = m_r \left(1 - \frac{0.0065 z}{288}\right)^{5.2568} \quad (4.27)$$

4.3 Trayectoria óptica y su longitud

Cuando se estudian los fenómenos de absorción y dispersión que se presentan en la atmósfera, a fin de conocer la transmisión de la radiación a través de ella, es necesario conocer la masa total de la substancia absorbida o dispersora atravesada por el flujo solar.

Así, la masa óptica absoluta de material absorbente en una columna de sección unitaria y extendiéndose una distancia ℓ se puede representar por:

$$M = \int_0^{\ell} \rho \, d\ell \quad (4.28)$$

Si bien es cierto que la densidad no es constante, ante la dificultad que significaría el conocer la función de variación de la densidad, es común suponer que los materiales absorbentes o dispersores se encuentran estratificados uniformemente en planos horizontales, dependiendo entonces la densidad ρ únicamente de la coordenada vertical z , pudiéndose escribir la longitud de la trayectoria óptica como

$$X = \int_{z_0}^{z_1} \rho \, dz \, m_r \quad (4.29)$$

donde m_r es la masa relativa de aire; z_0 y z_1 son las coordenadas verticales de los planos límite horizontales;

$$U = \int_{z_0}^{z_1} \rho \, dz \quad (4.30)$$

es la trayectoria óptica de la capa entre las alturas z_0 y z_1 , y es igual a la cantidad, en gramos, de material en una columna vertical de sección unitaria extendiéndose de z_0 a z_1 . La densidad de la ecuación (4.28) es aquella apropiada para el proceso particular de absorción o dispersión. Por ejemplo, para la absorción debida al vapor de agua, el coeficiente másico de absorción se define en términos de la masa unitaria del vapor de agua, es decir, ρ es igual a la densidad del vapor de agua ρ_{H_2O} , la cual está dada por $q\rho_a$, donde q es la humedad específica y ρ_a la densidad del aire. Sustituyendo esta expresión en la ecuación (4.30) se obtiene

$$U_{H_2O} = \int_{z_0}^{z_1} q \rho_a \, dz \quad \text{ó} \quad dU_{H_2O} = q \rho_a \, dz \quad (4.31)$$

que como se verá más adelante se convierte en

$$U_{H_2O} = 1/g \int_{p_0}^{p_1} q \, dp \quad (4.32)$$

En la actualidad es una práctica común hacer una corrección aproximada por presión y temperatura, de la cual se tiene poca justificación teórica para ser usada en todo el espectro solar de las bandas de vapor de agua, pero es probablemente mejor a no aplicar ninguna corrección, [12]. De acuerdo a ésto el espesor óptico efectivo para el agua queda [12],

$$U'_{\text{H}_2\text{O}} = \frac{1}{g} \int_{p_0}^{p_1} q \left(\frac{p}{p_0} \right)^n \left(\frac{T_0}{T} \right)^{1/2} dp \quad (4.33)$$

donde T_0 y p_0 son la temperatura absoluta y presión estándar en milibar respectivamente, y n es un número entre 0.5 y 1.0; algunos autores (por ejemplo Won {40} y Bird {31}) adoptan exitosamente $n = 0.75$.

Finalmente, la longitud de la trayectoria óptica efectiva para el vapor de agua se puede representar entonces por *

$$X'_{\text{H}_2\text{O}} = m_r U'_{\text{H}_2\text{O}} = \frac{m_r}{g} \int_{p_0}^{p_1} q \left(\frac{p}{p_0} \right)^{3/4} \left(\frac{T_0}{T} \right)^{1/2} dp \quad (4.34)$$

4.4 Distribución Espectral de la Radiación Solar Extraterrestre

Aunque el espectro electromagnético emitido por el sol se extiende desde unas cuantas fracciones de micras hasta cientos de metros, posiblemente sea de interés general para la mayoría de las aplicaciones en ingeniería la porción que va de $0.29 \mu\text{m}$ a $4.0 \mu\text{m}$ {50}. En este rango se tiene que 8.73% de la energía se encuentra en el espectro ultravioleta que se ubica por abajo de $0.39 \mu\text{m}$; 38.15% está en la región visible entre 0.39 y $0.76 \mu\text{m}$, con una intensidad máxima a $0.4737 \mu\text{m}$. El 53.1% restante está en la región del infrarrojo entre 0.76 y $1000 \mu\text{m}$. Menos del 1% de la energía solar se encuentra en longitudes de onda arriba de $3.3 \mu\text{m}$.

Debido a que $U'_{\text{H}_2\text{O}}$ es una cantidad corregida por presión, m_r no debe ser multiplicada por $p/1013.25$.

Tabla 4.3 Regiones en las que se divide el espectro electromagnético solar.

menor a 10 Å	rayos x y rayos γ
10 Å - 2 000 Å	lejano ultravioleta
2 000 Å - 3 150 Å	mediano ultravioleta
3 150 Å - 3 800 Å	cercano ultravioleta
3 800 Å - 7 200 Å	visible
7 200 Å - 1.5 μm	cercano infrarrojo
1.5 μm - 5.6 μm	mediano infrarrojo
5.6 μm - 1 000 μm	lejano infrarrojo
mayor a 1 000 μm	microondas y ondas de radio

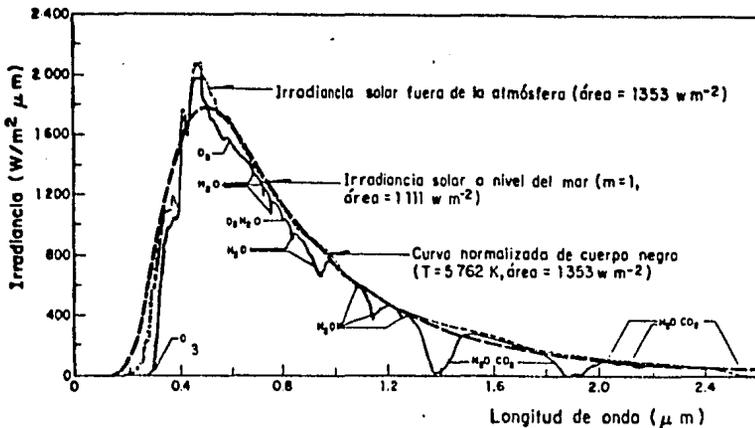


Fig 4.7 Irradiancia espectral solar fuera de la atmósfera terrestre, con masa de aire igual a cero, y a nivel del mar, con masa de aire igual a uno, comparadas con la irradiancia de un cuerpo negro a 5 762 K.

En la tabla 4.4 se dan los valores de la energía promediada $G_{cs\lambda}$ sobre pequeños anchos de banda y centrados a la longitud de onda λ determinados por Fröhlich y Brusa (61) y utilizando principalmente los datos de Neckel y Labs (62). Dichos valores se muestran gráficamente en la fig 4.9 comparados con los determinados por Thekaekara (63). Asimismo en la fig 4.8 se muestran gráficamente las distribuciones espectrales determinadas por Nicolet (64) y Johnson (65).

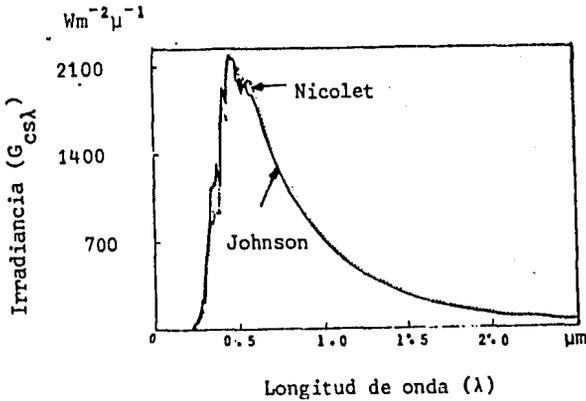


Fig 4.8 Comparación de la distribución espectral de la radiación solar extraterrestre de acuerdo a Nicolet (64) y Johnson (65).

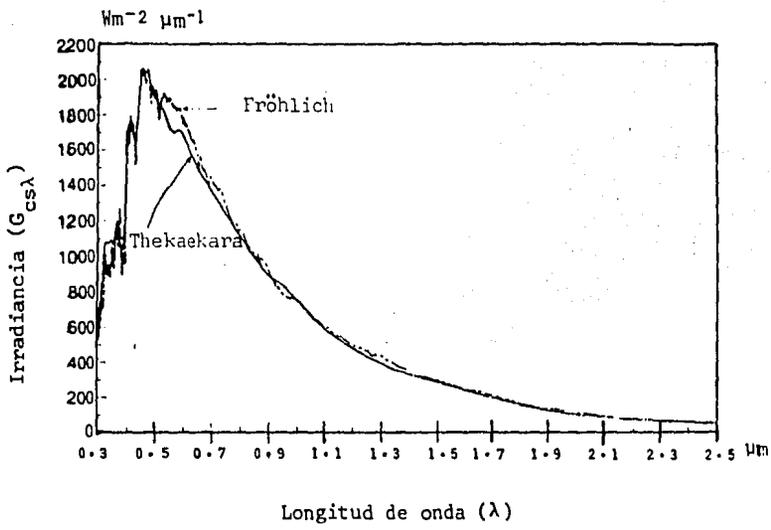


Fig 4.9 Comparación de la distribución espectral de la radiación solar extraterrestre de acuerdo a Fröhlich {61} y Thekaekara {63} .

Tabla 4.4 Distribución espectral de la radiación solar incidente en la superficie exterior de la atmósfera a la distancia media entre la tierra y sol. $\text{Wm}^{-2}\mu^{-1}$.

λ	$G_{cs\lambda}$	λ	$G_{cs\lambda}$	λ	$G_{cs\lambda}$
0,300	535,9	0,800	1148,0	1,960	123,0
0,305	558,3	0,816	1091,0	1,985	123,8
0,310	622,0	0,824	1062,0	2,005	113,0
0,315	692,7	0,832	1038,0	2,035	108,5
0,320	715,1	0,840	1022,0	2,065	97,5
0,325	832,9	0,860	998,7	2,100	92,4
0,330	961,9	0,880	947,2	2,148	82,4
0,335	931,9	0,905	893,2	2,198	74,6
0,340	900,6	0,915	868,2	2,270	68,3
0,345	911,3	0,925	829,7	2,360	63,8
0,350	975,5	0,930	830,3	2,450	49,5
0,360	975,9	0,937	814,0	2,500	48,5
0,370	1119,9	0,948	786,9	2,600	38,6
0,380	1103,8	0,965	768,3	2,700	36,6
0,390	1033,8	0,980	767,0	2,800	32,0
0,400	1479,1	0,994	757,6	2,900	28,1
0,410	1701,3	1,040	688,1	3,000	24,8
0,420	1740,4	1,070	640,7	3,100	22,1
0,430	1507,2	1,100	606,2	3,200	19,6
0,440	1837,0	1,120	585,9	3,300	17,5
0,450	2005,0	1,130	570,2	3,400	15,7
0,460	2043,0	1,137	564,1	3,500	14,1
0,470	1987,0	1,161	544,2	3,600	12,7
0,480	2027,0	1,170	533,4	3,700	11,5
0,490	1896,0	1,200	501,6	3,800	10,4
0,500	1909,0	1,240	477,5	3,900	9,5
0,510	1927,0	1,270	442,7	4,000	8,6
0,520	1831,0	1,290	440,0		
0,530	1891,0	1,320	416,8		
0,540	1898,0	1,350	391,4		
0,550	1892,0	1,395	358,9		
0,560	1840,0	1,442	327,5		
0,570	1817,5	1,462	317,5		
0,593	1768,0	1,477	307,3		
0,610	1728,0	1,497	300,4		
0,630	1658,0	1,520	292,8		
0,656	1524,0	1,539	275,5		
0,667	1531,0	1,558	272,1		
0,690	1420,0	1,578	259,3		
0,710	1399,0	1,592	246,9		
0,718	1374,0	1,610	244,0		
0,724	1373,0	1,630	243,5		
0,740	1298,0	1,646	234,8		
0,752	1269,0	1,678	220,5		
0,758	1245,0	1,740	190,8		
0,762	1223,0	1,800	171,1		
0,768	1205,0	1,860	144,5		
0,780	1183,0	1,920	135,7		

Tabla 4.4 Distribución espectral de la radiación solar incidente en la superficie exterior de la atmósfera a la distancia media entre la tierra y sol. $\text{Wm}^{-2}\mu^{-1}$.

λ	$G_{cs\lambda}$	λ	$G_{cs\lambda}$	λ	$G_{cs\lambda}$
0.300	535.9	0.800	1148.0	1.960	123.0
0.305	558.3	0.816	1091.0	1.985	123.8
0.310	622.0	0.824	1062.0	2.005	113.0
0.315	692.7	0.832	1038.0	2.035	108.5
0.320	715.1	0.840	1022.0	2.065	97.5
0.325	832.9	0.860	998.7	2.100	92.4
0.330	961.9	0.880	947.2	2.148	82.4
0.335	931.9	0.905	893.2	2.198	74.6
0.340	900.6	0.915	868.2	2.270	68.3
0.345	911.3	0.925	829.7	2.360	63.8
0.350	975.5	0.930	830.3	2.450	49.5
0.360	975.9	0.937	814.0	2.500	48.5
0.370	1119.9	0.948	786.9	2.600	38.6
0.380	1103.8	0.965	768.3	2.700	36.6
0.390	1033.8	0.980	767.0	2.800	32.0
0.400	1479.1	0.994	757.6	2.900	28.1
0.410	1701.3	1.040	648.1	3.000	24.8
0.420	1740.4	1.070	640.7	3.100	22.1
0.430	1587.2	1.100	606.2	3.200	19.6
0.440	1837.0	1.120	585.9	3.300	17.5
0.450	2005.0	1.130	570.2	3.400	15.7
0.460	2043.0	1.137	564.1	3.500	14.1
0.470	1987.0	1.161	544.2	3.600	12.7
0.480	2027.0	1.170	533.4	3.700	11.5
0.490	1896.0	1.200	501.6	3.800	10.4
0.500	1909.0	1.240	477.5	3.900	9.5
0.510	1927.0	1.270	442.7	4.000	8.6
0.520	1831.0	1.290	440.0		
0.530	1891.0	1.320	416.8		
0.540	1898.0	1.350	391.4		
0.550	1892.0	1.395	358.9		
0.560	1840.0	1.442	327.5		
0.570	1817.5	1.462	317.5		
0.593	1768.0	1.477	307.3		
0.610	1728.0	1.497	300.4		
0.630	1658.0	1.520	292.8		
0.656	1524.0	1.539	275.5		
0.667	1531.0	1.558	272.1		
0.690	1420.0	1.578	259.3		
0.710	1399.0	1.592	246.9		
0.718	1374.0	1.610	244.0		
0.724	1373.0	1.630	243.5		
0.740	1298.0	1.646	234.8		
0.752	1269.0	1.678	220.5		
0.758	1245.0	1.740	190.8		
0.762	1223.0	1.800	171.1		
0.768	1205.0	1.860	144.5		
0.780	1183.0	1.920	135.7		

4.5 La Constante Solar y Variación de la Radiación Solar Extraterrestre.

A la cantidad de radiación solar total (incluida en todas las longitudes de onda y para todo el disco solar) recibida en una superficie fuera de la atmósfera terrestre y perpendicular a la dirección de propagación de la radiación por unidad de tiempo y a la distancia media entre la tierra y el sol, se le conoce como la *constante solar*, G_{CS} . Puesto que la curva espectral de Langley da la energía recibida para cada longitud de onda, la constante solar proporciona una medida de la energía total obtenida mediante la adición de todas las longitudes de onda en el espectro. El área bajo la curva espectral de energía representa, por lo tanto, el valor de la constante solar, figs 4.3 y 4.9.

Si bien es cierto que el término *constante solar** es equivocado porque realmente esta cantidad no es una constante, ya que aparentemente varía unos décimos de 1% para periodos de varios años y varía ligeramente con la actividad de las manchas solares; para fines prácticos esta variación es realmente despreciable y se puede considerar que la energía emitida por el sol es fija. Las figuras 4.10-4.12 se refieren a mediciones recientes de la variación temporal de la magnitud de la radiación solar extraterrestre. De hecho, el valor exacto de la llamada *constante solar* aún no ha sido determinado precisamente, motivo por el cual desde hace varios años diversos trabajos se han realizado a fin de establecer dicho valor. Si bien en el presente trabajo no se pretende resolver la incertidumbre que encierra este valor, se pre

* El concepto de "constante solar" fue introducido por A. Pouillet en 1837.

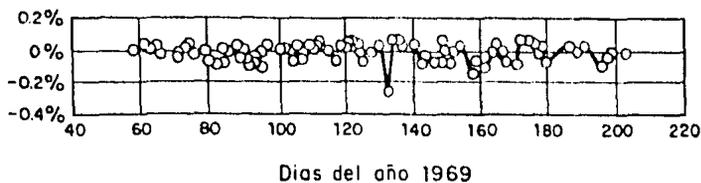


Fig 4.10 Variación temporal de la constante solar a partir de las mediciones del Mariner VI durante 1969, Fröhlich (66),(67)

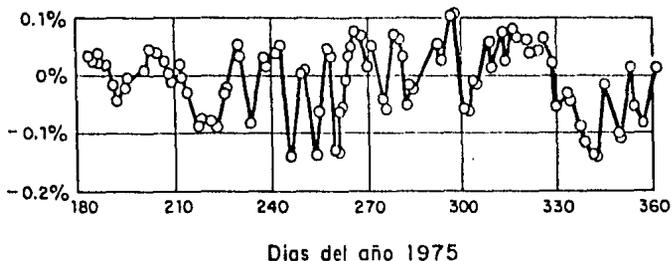


Fig 4.11 Variación temporal de la constante solar a partir de las mediciones del Nimbus 6 durante 1975, Fröhlich (66),(67)

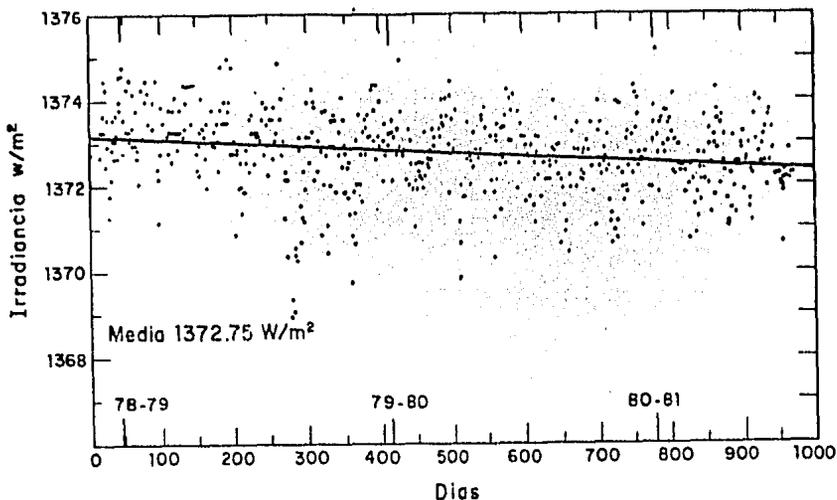


Fig 4.12 Mediciones de la irradiancia solar extraterrestre del Nimbus 7, realizadas para 578 días entre los años 1978-1981. Hickey J.R. et al (68).

sentan adelante algunos de los trabajos sobresalientes al respecto.

Dicho valor es importante porque tal y como lo entienden las ciencias atmosféricas, la constante solar es el aprovisionamiento de energía más importante de la tierra. El conocimiento de la constante solar es de fundamental importancia para la determinación de los fenómenos de atenuación de la radiación solar en la atmósfera. Dado un valor de la constante solar, es posible encontrar valores de la radiación al nivel de la superficie terrestre. Es decir, la constante solar es la cantidad básica que determina todos los cambios subsecuentes de la radiación en la atmósfera y su cálculo. Es costumbre expresarla ahora en unidades de Watts por metro cuadrado. Antes de la introducción del sistema internacional de unidades se solía expresar en calorías por centímetro cuadrado por minuto. ($1 \text{ Langley} = 1 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$)

Los primeros estudios fueron realizados por Samuel Pierpont Langley {69}, en 1883 sobre el monte Whitney donde obtiene un valor estimado de la constante solar de 1395 W/m^2 , trabajo que fue seguido por Charles - Greenley Abbot {70} quien obtiene que el valor de la constante solar es de 1322 W/m^2 . Este valor que resulta pequeño puede estar equivocado por subestimaciones de Abbot de los efectos de atenuación en la atmósfera.

Este tipo de estimaciones del valor de la constante solar, tenían que realizarse a partir de mediciones monocromáticas de la radiación solar llevadas a cabo en la superficie terrestre, por lo general en cumbres de montañas, procedimiento que se ve limitado en exactitud, ya que es necesario determinar la atenuación que sufre la radiación solar en la at-

medir con el fin de extrapolar las mediciones a fuera de la atmósfera.

Una revisión substancial y bien fundamentada de los valores disponibles de la constante solar hasta entonces fue llevada a cabo por Nicolet {64} y por Johnson et al {65}. El valor final de Nicolet es de $1.98 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ (1381 W/m^2) y el de Johnson de $2.00 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ (1395 W/m^2). Para la celebración del Año Geofísico Internacional (IGY) y a fin de eliminar incertidumbres para asegurar resultados comparables, la Comisión Internacional de Radiación acordó adoptar como valor recomendado para la constante solar y de acuerdo a la Escala Pirheliométrica Internacional (1956) (IPS) el determinado Por Nicolet {64} de 1381 W/m^2 .

En la actualidad ante la disponibilidad de globos meteorológicos, vehículos aéreos de gran altitud, así como los vehículos espaciales, ha sido posible realizar mediciones arriba de la Tropopausa y que son potencialmente exactos ya que las correcciones debido a la atenuación atmosférica son despreciables o no son necesarias.

A partir de un estudio de los datos disponibles de mediciones de la constante solar llevadas a cabo en diferentes programas con diferentes instrumentos, la Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio (NASA) así como la Asociación Americana para la prueba de Materiales (ASTM) llegan a un valor de la constante solar de 1353 W/m^2 , estimando se un error de $\pm 1.5\%$. Este valor ha sido ampliamente aceptado y es utilizado hasta la fecha como valor estándar en gran cantidad de tra -

bajos {63}.

Fröhlich {66,67} realiza una revisión crítica de 12 mediciones de la constante solar, seis llevadas a cabo con aeronaves de gran altitud, tres con aeróstatos, y tres de satélites y estaciones orbitales realizadas fuera de la atmósfera, las cuales aparecen en la siguiente tabla y en la figura 4.13.

Tabla 4.5 Resumen de mediciones de la constante solar. Fröhlich {66},{67}

No.	Autor	Plataforma	Fecha	Valor G_{cs} (W m ⁻²)
1	Drummond et al	Aeronave B-57B	1966-67	1387 \pm 17
2	Drummond et al	Aeronave CV990	1967-68	1387 \pm 19
3	Kruger	Aeronave CV990	1967	1372 \pm 24
4	Duncan et al	Aeronave CV990	1967	1377 \pm 40
5	Mc Nutt et al	Aeronave CV990	1967	1375 \pm 30
6	Kendall	Aeronave CV990	1968	1373 \pm 14
7	Kondratyev et al	Aeróstato	1962-67	1376 \pm 18
8	Murcra	Aeróstato	1967-68	1373 \pm 12
9	Willson	Aeróstato	1969	1369 \pm 11
10	Drummond	Aeronave X-15	1967	1385 \pm 14
11	Plamondon	Mariner VI + VII	1969	1362 \pm 18
12	Hickey	Nimbus 6	1975	1388 \pm 14
13	Hickey	Nimbus 6	1975	1382 \pm 14

Reduciendo esta información a una sola escala de referencia (SCRS)

Fröhlich {66,67} estima que el valor de G_{cs} está en el intervalo de 1368 a 1377 Wm⁻² pudiendo ser el valor más probable 1373 Wm⁻². Recientemente de un estudio llevado a cabo con las mediciones realizadas con un pirheliómetro de cavidad montado en el vehículo espacial

Nimbus y para un periodo de 2.5 años, Hickey y colaboradores (68) encuentran un valor promedio de 1372.7 Wm^{-2} .

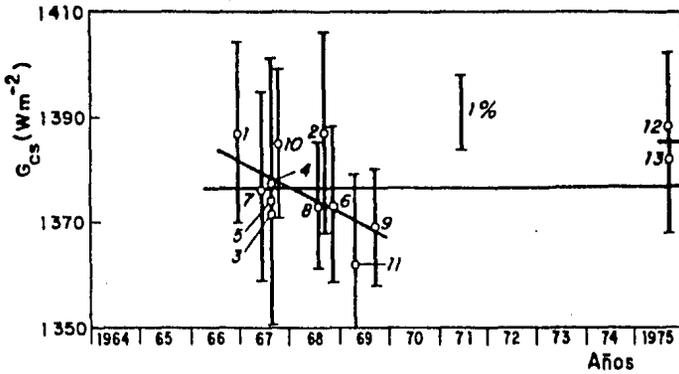


Fig 4.13 Mediciones de la constante solar (G_{CS}) reportadas en la tabla 4.6 en función de la fecha de la medición. Cada valor fue reducido a la escala de referencia constante solar (SCRS). Los números identifican las mediciones individuales de la tabla. Fröhlich (66), (67).

La Organización Meteorológica Mundial (WMO) al encontrar que las características de algunos instrumentos en mediciones en el espacio (vacío) y en la tierra son diferentes, además de que en mediciones recientes - se han empleado instrumentos absolutos del tipo de cavidad, decide adoptar una nueva escala, llamada Referencia Radiométrica Mundial (WRR) - como base común para todas las mediciones meteorológicas. Usando esta nueva referencia Fröhlich y Brusa {61} examinaron ocho mediciones de - la constante solar (tabla 4.6) que fueron registradas desde 1969 hasta 1980 y recomiendan el valor

$$G_{cs} = 1367 \text{ Wm}^{-2}$$

y que será usado en este trabajo.

Los resultados anteriores muestran que por el momento no se puede hablar de un valor absolutamente confiable para la constante solar, las mediciones de esta y el estudio de su variabilidad continuará por muchos años, sin embargo no se esperan cambios significativos en su valor.

Tabla 4.6 Resumen de las mediciones del valor de la constante solar {61}.

Plataforma	Fecha	Valor G_{cs} - WRR (Wm^{-2})
Aeróstato	Agosto 1969	1369
Cohete	Junio 1976	1369
Cohete	Noviembre 1978	1365
Aeróstato	Junio 1979	1366
Cohete	Mayo 1980	1365
Aeróstato	Junio 1980	1367
Satélite	Feb-Jul 1980	1367

Una vez considerado el problema de la constante solar, se trata ahora el valor de la irradiancia solar fuera de la atmósfera, G_{on} , que debe ser diferente del valor de la constante solar, G_{cs} , a cada instante como consecuencia de la considerable variación de la distancia entre la tierra y el sol durante el año. la relación entre estos dos valores puede ser determinada como { 1 }

$$4\pi R^2 G_{on} = 4\pi \bar{R}^2 G_{cs} \quad (4.35)$$

donde R es la distancia entre la tierra y el sol en un instante dado de tiempo, y \bar{R} es la distancia media entre la tierra y el sol.

Basándose en la fórmula anterior se tiene:

$$G_{on} = (\bar{R}/R)^2 G_{cs} \quad (4.36)$$

expresión que determina el valor del flujo de radiación solar fuera de la atmósfera en una superficie perpendicular a los rayos del sol. Es sensiblemente obvio que una superficie horizontal de área unitaria recibe menos radiación que una superficie perpendicular a los rayos solares. La siguiente es la relación que guardan los flujos de radiación en una superficie horizontal y en una perpendicular,

$$G_o = G_{on} \cos \theta_z = G_{on} \sin \alpha \quad (4.37)$$

donde $\alpha = 90^\circ - \theta_z$ es la altura solar y θ_z el ángulo zenital.

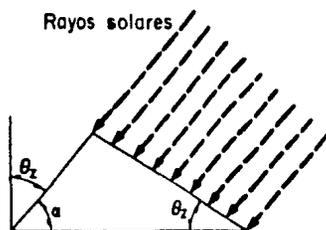


Fig 4.14 Ilustración de la relación entre la dirección de los rayos solares y la superficie horizontal.

Es necesario expresar el ángulo zenital en términos de coordenadas geográficas y astronómicas, usando la fórmula de trigonometría esférica (4.2), se tiene

$$G_o = (\bar{R}/R)^2 G_{cs} (\sin\phi \sin\delta + \cos\phi \cos\delta \cos\omega) \quad (4.38)$$

fórmula que define la irradiancia solar extraterrestre como una función de la latitud (ϕ), declinación solar (δ) e instante del día (ω).

Debido a que la declinación varía insignificadamente durante el día, los valores

$$(\bar{R}/R)^2 G_{cs} \sin\phi \sin\delta \quad \text{y} \quad (\bar{R}/R)^2 G_{cs} \cos\phi \cos\delta$$

se pueden considerar constantes. Entonces la ecuación (4.38) se puede escribir como

$$G_o = A + B \cos \omega \quad (4.39)$$

Si el instante t se cuenta a partir del mediodía y la velocidad angular de la rotación de la tierra es Ω , entonces el ángulo horario es $\omega = \Omega t$. Quedando la ecuación (4.39) como

$$G_o = A + B \cos \Omega t \quad (4.40)$$

Desde luego que el ángulo horario ω o el instante t pueden tomar tales valores solamente cuando $G_o > 0$; esto es, valores dentro de los límites de los ángulos horarios del alba y del ocaso. Estos valores del ángulo horario, y consecuentemente los instantes de tiempo, pueden calcularse de la ecuación

$$A + B \cos \omega = 0 \quad (4.41)$$

de la cual

$$\cos \omega_s = -A/B = -\tan \phi \tan \delta \quad (4.42)$$

La irradiación solar extraterrestre total diaria en una superficie horizontal se puede calcular con la siguiente fórmula

$$H_o = (\bar{R}/R)^2 G_{cs} \int_{-\omega_s}^{\omega_s} (\sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos \omega) d\omega \quad (4.43)$$

Resolviendo la integral se tiene (47)

$$H_o = \frac{24 \times 3600}{\pi} G_{CS} (\bar{R}/R)^2 (\cos\phi \cos\delta \operatorname{sen}\omega_s + \frac{2\pi\omega_s}{360} \operatorname{sen}\phi \operatorname{sen}\delta) \quad (4.44)$$

En ocasiones es útil conocer la irradiación solar extraterrestre total horaria la cual estaría dada por

$$I_o = \frac{12 \times 3600}{\pi} G_{CS} (\bar{R}/R)^2 \{ \cos\phi \cos\delta (\operatorname{sen}\omega_2 - \operatorname{sen}\omega_1) + \frac{2\pi(\omega_2 - \omega_1)}{360} \operatorname{sen}\phi \operatorname{sen}\delta \} \quad (4.45)$$

donde ω_1 y ω_2 son los ángulos horarios al inicio y al final de la hora en consideración.

McCullough [71] describe un procedimiento para calcular la irradiancia solar extraterrestre total diaria como una serie armónica en el día del año para un valor de la constante solar de $1.95 \text{ ly min}^{-1} (1360 \text{ Wm}^{-2})$. Además hace una buena discusión del procedimiento para calcular la irradiancia extraterrestre en las latitudes de los círculos polares. Este procedimiento aunque no requiere del cálculo previo del ángulo horario y de la declinación, presenta el inconveniente de que se deben utilizar los valores de algunas constantes tabulados en una tabla. De cualquier forma, las diferencias de los resultados obtenidos con la ecuación (4.44) y el procedimiento de McCullough son despreciables como se puede apreciar en la tabla 4.7 en la que se muestran valores de irradiación extraterrestre calculados por ambos métodos para ciertas latitudes y días del año.

Tabla 4.7 Valores de irradiación solar extraterrestre calculados con la ecuación (4.44) y con el método de McCullough (71) para una $G_{CS} = 1367 \text{ Wm}^{-2}$. El resultado obtenido con la expresión de McCullough fue corregido por un factor de 1.0051 para tener congruencia con el valor de G_{CS} .

Lat \ n_d	17	75	135	198	258	318
10°	31.98 32.09	36.89 37.01	37.54 37.52	37.09 37.16	37.06 37.29	32.48 32.60
15°	29.55 29.66	35.96 36.11	38.55 38.53	38.30 38.39	36. 36.87	30.22 30.40
20°	26.93 27.04	34.77 34.95	39.30 39.27	39.28 39.37	35.76 36.16	27.75 28.00
25°	24.16 24.26	33.29 33.51	39.79 39.75	39.99 40.09	34.71 35.19	25.12 25.42
30°	21.27 21.36	31.58 31.83	40.00 40.32	40.46 40.56	33.36 33.94	22.33 22.70

Como se puede ver, la irradiación solar recibida en la superficie exterior de la atmósfera, conocido también como el valor de Angot (72), es función únicamente de la latitud y de la época del año.

Los valores de $(\bar{R}/R)^2$ se pueden obtener de tablas (e.g. List (73)), pero resulta ventajoso el contar con expresiones algebraicas en vez de datos tabulados, ya que esto hace que los modelos se manejen considerablemente más fácil y con mayor flexibilidad. Así, Spencer (49) proporciona la siguiente ecuación:

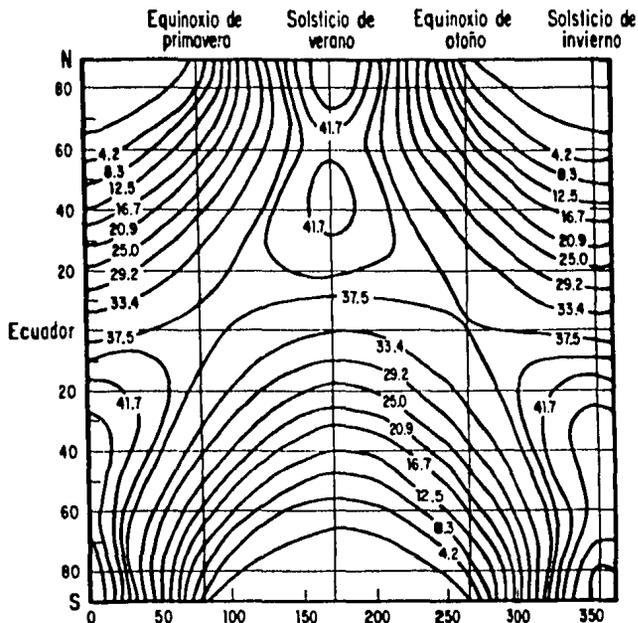


Fig 4.15 Variación de la irradiancia solar extraterrestre en función de la latitud. Las unidades son MJ m^{-2} para una $G_{cs} = 1373 \text{ Wm}^{-2}$. Modificada de Kubota [74].

$$\begin{aligned}
 (\bar{R}/R) &= 1.00110 + 0.034221 \cos(360/365 n_d) + 0.001280 \sin(360/365 n_d) + \\
 &+ 0.000719 \cos\{2(360/365 n_d)\} + 0.000077 \sin\{2(360/365 n_d)\} \quad (4.46)
 \end{aligned}$$

Por su parte Watt {39} proporciona tres expresiones para diferentes épocas del año

$$\begin{aligned}
 (\bar{R}/R)^2 &= (1.0 - 0.0343 \sin(1.0(n_d - 93))) \quad \text{para } 1 \leq n_d \leq 93 \\
 (\bar{R}/R)^2 &= (1.0 - 0.3270 \sin(0.978(n_d - 277))) \quad \text{para } 94 \leq n_d \leq 277 \\
 (\bar{R}/R)^2 &= (1.0 - 0.343 \sin(0.989(n_d - 277))) \quad \text{para } 278 \leq n_d \leq 365
 \end{aligned} \quad (4.47)$$

Otra ecuación más sencilla es {47}

$$(\bar{R}/R)^2 = (1.0 + 0.033 \cos(360/365 n_d)) \quad (4.48)$$

Todas estas ecuaciones están en función del número de día del año, n_d .

5. EFECTOS DE LA ATMOSFERA TERRESTRE SOBRE LA RADIACION SOLAR

5.1 Absorción, dispersión y reflexión

En la atmósfera la cantidad de energía atenuada se debe a una combinación compleja de absorción, dispersión y reflexión. La radiación solar es absorbida por gases (NO_2 , NO , N_2 , N , O , O_2 , O_3 , CO , CO_2 , CH_4), por el agua (vapor de agua), por los aerosoles (polvo, ceniza, arena, niebla y otras partículas sólidas y líquidas comúnmente suspendidas en la atmósfera). La variación de la absorción en una atmósfera sin nubes y sin polvo depende principalmente de la distribución del vapor de agua en la tropósfera y el ozono en la estratósfera. El vapor de agua absorbe principalmente en la región del cercano infrarrojo $0.7 < \lambda < 4 \mu\text{m}$. A longitudes de onda más cortas el absorbedor gaseoso principal es el ozono, el cual es efectivo en el ultravioleta y en el visual, [11]. El O_2 y el CO_2 juntos son responsables de aproximadamente 1% de la absorción en la atmósfera. Son absorbedores menores comparados con el O_3 y H_2O , aunque su contribución es importante para algunas aplicaciones.

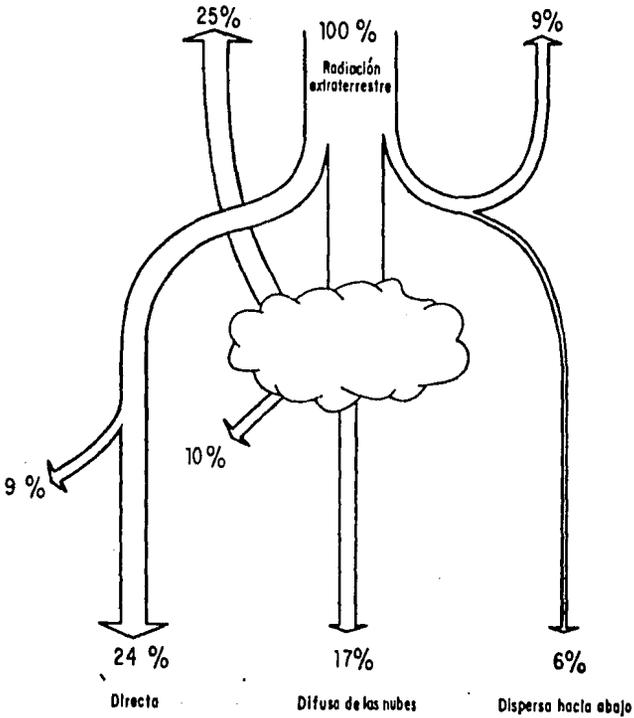


Fig 5.1 Porcentajes de absorción, reflexión y dispersión de la radiación solar en la atmósfera terrestre, según Houghton (16).

Parte de la radiación solar que no es absorbida se dispersa. Esta porción de radiación que llega a la superficie de la tierra es conocida como radiación difusa. La dispersión provoca que el rayo solar directo sea desviado de su dirección original en todas direcciones por moléculas de aire, vapor de agua y aerosoles.

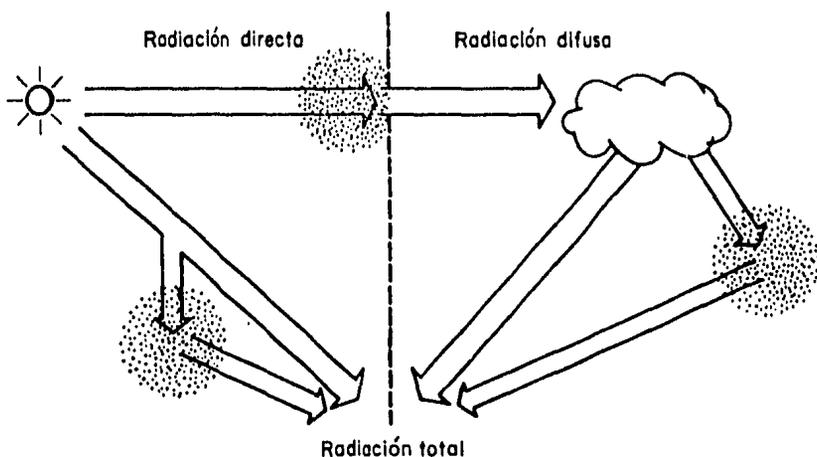


Fig 5.2 Componentes de la radiación solar

La cantidad de dispersión producida, la dirección y la polarización, son función del tamaño de las partículas y de las longitudes de onda.

Otra parte de la radiación solar que llega a la atmósfera terrestre es reflejada por moléculas de aire, polvos, nubes y por la superficie de la tierra, hacia el espacio.

Un factor de la atmósfera que tiene una influencia muy importante en la atenuación de la radiación es la nubosidad. Las nubes absorben, dispersan y reflejan en mayor o menor grado dependiendo de su altitud, composición y tamaño.

Análisis detallado de los varios aspectos de las transmitancias ha sido realizado por varios autores (ver por ejemplo Kondratyev {1}, Robinson {54}), consecuentemente, sólo un breve bosquejo se da a continuación.

5.2 Cálculo de las características de transparencia de la atmósfera

5.2.1 Dispersión de Rayleigh

El modelo de atmósfera más simple es el de una atmósfera ideal compuesta por un medio no absorbente en el cual las partículas dispersoras son todas de un tamaño mucho menor que la longitud de onda (λ), criterio que es aplicable principalmente a las moléculas de los gases atmosféricos. La teoría de Rayleigh puede ser usada cuando el radio de las partículas es menor o igual a 0.1λ , siendo entonces el coeficiente de dispersión inversamente proporcional a la cuarta potencia de la longitud de onda; cuando el radio es mayor o igual a 25λ se utiliza la óptica geométrica; sin embargo, para el rango intermedio de $0.1\lambda < r < 25\lambda$ es necesario utilizar una teoría más elaborada la cual es conocida como dispersión Mie, ya que las investigaciones más importantes fueron realizadas por Mie G. {75}.

Cuando las partículas dispersoras son esféricas y su radio r es pequeño comparado con λ ($r \leq 0.1\lambda$), y suponiendo además que la dispersión producida por cada una de ellas es independiente de la dispersión causada por las otras, el coeficiente de dispersión volumétrico para toda la atmósfera está dado por Paltridge y Platt {12} como:

$$\beta_{R\lambda} = \frac{32 \pi^3 (n_{r\lambda} - 1)^2}{3N_s \lambda^4} \quad (5.1)$$

donde $n_{r\lambda}$ es el índice de refracción del medio y N_s es el número de partículas por unidad de volumen.

Con los valores para el aire en la ecuación 5.1 dados en la ref {73} se tiene entonces que la transmitancia espectral por la dispersión Rayleigh es {12}, {54} y {76}.

$$T_{R\lambda} = \exp(-0.008735m\lambda^{-4.08}) \quad (5.2)$$

Frölich y Shaw {77} han propuesto una nueva expresión

$$T_{R\lambda} = \exp\{-0.00839\lambda^{-(3.916+0.074\lambda+0.050/\lambda)}\} \quad (5.3)$$

Por otro lado, varias parametrizaciones se han desarrollado para obtener la transmitancia integrada espectralmente. Utilizando datos de la Smithsonian Institution, Houghton {16} presenta una curva para obtener dicha transmitancia en forma gráfica teniendo como parámetro de entrada la masa relativa de aire. Davies et al {22} obtienen la siguiente expresión a partir de la curva de Houghton

$$T_{RS} = 0.972 - 0.08262m + 0.00933m^2 - 0.00095m^3 + 0.0000437m^4 \quad (5.4)$$

Davies y Hay {2} proporcionan en forma tabulada valores integrados espectralmente de T_{RS} que fueron obtenidos siguiendo el procedimiento de Elterman {78} y usando el espectro extraterrestre de Thekaekara y Drummond {79}, Hoyt {25} sigue el mismo procedimiento de Elterman pero utiliza el espectro extraterrestre de Labs y Neckel {88} y define una función $f(m)$ que la presenta en forma tabulada. Por conveniencia Choudhury {35} ajusta la siguiente expresión a estos datos obteniendo se finalmente

$$T_{RS} = f(m)^m = 1 - \frac{0.606m}{6.43 + m} \quad (5.5)$$

Otra expresión es la que presentan Bird y Hulstrom {32} obtenida por medio de un ajuste de regresión lineal a partir de cálculos con un procedimiento exacto

$$T_{RS} = \exp \{-0.0903 m^{0.84} (1+m - m^{1.01})\} \quad (5.6)$$

por su parte Mächler {80} obtiene dentro de un 0.2% los datos de Hoyt con

$$T_{RS} = 0.615958 + 0.375566 \exp(-0.221185 m) \quad \text{para } 0 < m < 8 \quad (5.7)$$

En la tabla 5.1 se muestran los resultados obtenidos con las expresiones anteriores.

Tabla 5.1 Transmisividad por la dispersión Rayleigh en función de la masa relativa de aire, según varios au
tores.

m_r	Davis-Hay	Choudhury	Bird	Houghton	Mächler
0.5	0.9385	0.9563	0.9506	0.9329	0.9522
1.0	0.8973	0.9184	0.9137	0.8979	0.9160
1.2	0.8830	0.9047	0.9003	0.8847	0.9039
1.4	0.8696	0.8916	0.8876	0.8722	0.8915
1.6	0.8572	0.8793	0.8755	0.8601	0.8796
1.8	0.8455	0.8675	0.8638	0.8484	0.8682
2.0	0.8344	0.8562	0.8527	0.8372	0.8573
2.5	0.8094	0.8303	0.8266	0.8106	0.8320
3.0	0.7872	0.8072	0.8028	0.7860	0.8094
3.5	0.7673	0.7864	0.7810	0.7629	0.7891
4.0	0.7493	0.7676	0.7609	0.7412	0.7710
4.5	0.7328	0.7505	0.7426	0.7205	0.7548
5.0	0.7177	0.7349	0.7257	0.7007	0.7402
5.5	0.7037	0.7206	0.7101	0.6818	0.7272
6.0	0.6907	0.7075	0.6958	0.6636	0.7156
10.0	0.6108	0.6312	0.6143	0.5658	-----
30.0	0.4364	0.5010	1.0614	16.6374	-----

Como se puede apreciar en la tabla 5.1 y en la figura 5.3 los resultados son muy similares y no se tienen suficientes elementos como para desechar, o bien elegir alguna de las expresiones como la "mejor"; pero si se hace notar que la expresión de Davies et al [22] da resultados anómalos para masas relativas aproximadamente mayores a 14, se recomienda entonces utilizar las ecuaciones 5.5, 5.6 y 5.7.

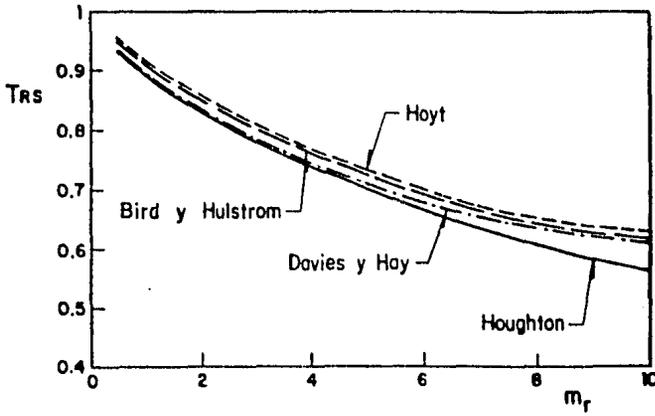


Fig 5.3 Estimaciones de la transmitancia debido a la dispersión Rayleigh según varios - autores.

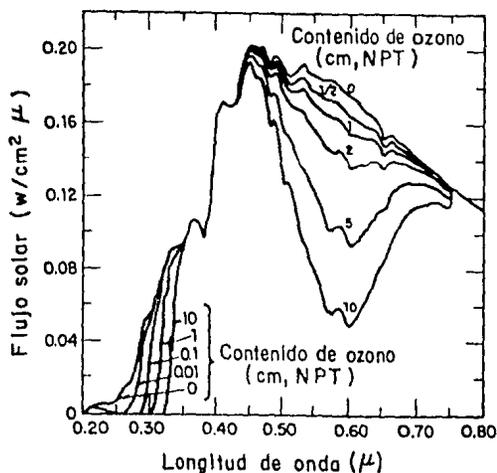


Fig 5.4 Distribución espectral del flujo solar fuera de la atmósfera terrestre, así como distribuciones calculadas para la transmisión a través de varias cantidades de ozono sin dispersión, {11}.

5.2.2. Absorción por el ozono

El ozono, el cual existe en la parte alta de la atmósfera (estratósfera), se forma como resultado de la acción fotoquímica de la radiación solar sobre el oxígeno. En el espectro solar las bandas de absorción del ozono más importantes están en el Ultravioleta (UV) (banda Hartley - Huggins) desde 0.18 μm a 0.34 μm y en una banda del visible (Chappuis) muy débil desde 0.44 a 0.74 μm . Como el ozono absorbe toda la energía abajo de 0.3 μm la radiación con longitudes de onda en este rango no llega a la superficie terrestre.

A partir de la transmitancia de una trayectoria a través de la atmósfera definida por, {60}

$$T_{03\lambda} = \exp(-a_{03\lambda} U_{03} m_{03}) \quad (5.8)$$

Vigroux {81} obtiene los coeficientes de absorción $a_{03\lambda}$ que se enlistan en la tabla 5.2. Leighton {82} ha señalado que el coeficiente de absorción, $a_{03\lambda}$ en mm^{-1} , para la banda UV puede describirse aproximadamente por la siguiente relación

$$\log(a_{03\lambda}) = 16.58 - 0.00564 \lambda \quad (5.9)$$

En los trabajos en los que se calcula la atenuación de la radiación solar para todo el espectro, el efecto del ozono ha sido frecuentemente ignorado {16},{17},{19},{20},{22},{23},{83}{84}, o bien se fija igual a aproximadamente un porcentaje de la constante solar (Unsworth y Monteith {85} 3%; Notaridou y Lalas {86} 2.1%); otras veces se ha considerado como una fracción proporcional a la transmitancia por dispersión de Rayleigh {18}. King y Buckius {87} han estimado que para el caso extremo de $U_{03} = 0.45 \text{ cm}$ y $m = 5$ la absorción por el ozono es de solamente el 4% de la constante solar; cuando este valor tiene que ser multiplicado por las transmitancias debido a la dispersión Rayleigh y por los aerosoles, el error es reducido a aproximadamente 1.7% de la constante solar. Paulin {84} hace notar que el efecto del ozono es menor que la precisión misma de los instrumentos de medición ($\pm 5\%$), de ahí que al no considerarlo no se incurre en un gran error.

Lacis y Hansen calcularon el porciento del flujo solar absorbido por el ozono en cada región (UV y visible) usando el espectro extraterrestre de Labs y Neckel {88} y los coeficientes de absorción para el ozono - de Howard et al {89}, {90}, siendo las fuentes originales de estos Inn y Tanaka {91} y Vigroux {81}

$$A_{03}^{\text{VIS}} = \frac{0.02118 X_{03}'}{1 + 0.042 X_{03}' + 0.000323 X_{03}'^2} \quad (5.10)$$

$$A_{03}^{\text{UV}} = \frac{1.082 X_{03}'}{(1+138.6 X_{03}')^{0.6033}} + \frac{0.0658 X_{03}'}{1+(103.6 X_{03}')^2} \quad (5.11)$$

$$\text{La absorción total es } A_{03} = A_{03}^{\text{VIS}} + A_{03}^{\text{UV}}$$

donde $X_{03} = mU_{03}$ es la longitud de la trayectoria óptica para el contenido de ozono en la atmósfera. La masa de aire se determina con la ec 4.2 de Rodgers {57}.

El comportamiento diferente de las curvas reflejan el hecho de que la absorción en las bandas Chappius (visible) es "débil" y se incrementa casi proporcionalmente a la cantidad de ozono. La absorción en el ultravioleta es "fuerte" y se satura rápidamente. Véase fig 5.5.

Hoyt {25} usó los datos para el ozono de Manabe y Strickler {92} para deducir una fórmula empírica, quienes a su vez basan sus resultados - experimentales también en los datos medidos de Vigroux {81} e Inn y Tanaka {91}.

$$A_{03} = 0.045 (X_{03}' + 0.000834)^{0.38} - 0.0031 \quad (5.12)$$

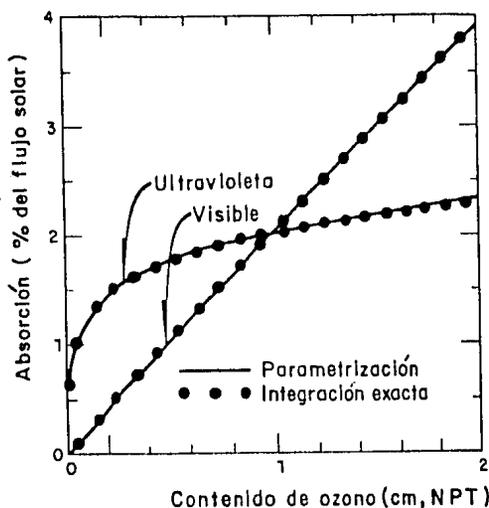


Fig 5.5 Fracción del flujo solar total absorbida como función del contenido de ozono, para la distribución espectral de radiación solar incidente de Labs y Neckel (1968) y coeficientes de absorción de ozono de Howard y colaboradores (1961) a -44°C . Las curvas interrumpidas son resultado de la integración a lo largo de las longitudes de onda empleadas por Howard para especificar sus coeficientes de absorción (11).

Por su parte Bird [32] presenta una expresión similar a la de Lacis y Hansen [11]

$$A_{03} = \frac{0.1611 X'_{03}}{(1.0+139.48X_{03})^{0.3035}} - \frac{0.002715 X'_{03}}{1.0+0.044X_{03}+0.0003X_{03}^2} \quad (5.12)$$

La transmitancia debido a la absorción por el ozono se determina por

$T_{03} = 1 - A_{03}$; en la tabla 5.3 se muestran los resultados obtenidos al aplicar todas las expresiones para $m_p = m_{03} = 1$ y diversos contenidos de ozono.

Tabla 5.2 Coeficientes espectrales de absorción del ozono {60}

λ	$a_{03\lambda}$								
0.290	38.000	0.445	0.003	0.515	0.045	0.585	0.118	0.700	0.023
0.295	20.000	0.450	0.003	0.520	0.048	0.590	0.115	0.710	0.018
0.300	10.000	0.455	0.004	0.525	0.057	0.595	0.120	0.720	0.014
0.305	4.800	0.460	0.006	0.530	0.063	0.600	0.125	0.730	0.011
0.310	2.700	0.465	0.008	0.535	0.070	0.605	0.130	0.740	0.010
0.315	1.350	0.470	0.009	0.540	0.075	0.610	0.120	0.750	0.009
0.320	0.800	0.475	0.012	0.545	0.080	0.620	0.105	0.760	0.007
0.325	0.380	0.490	0.014	0.550	0.085	0.630	0.090	0.770	0.004
0.330	0.160	0.485	0.017	0.555	0.095	0.640	0.079	0.780	0.0
0.335	0.075	0.490	0.021	0.560	0.103	0.650	0.067	0.790	0.0
0.340	0.040	0.495	0.025	0.565	0.110	0.660	0.057	0.800	0.0
0.345	0.019	0.500	0.030	0.570	0.120	0.670	0.048	0.810	0.0
0.350	0.007	0.505	0.035	0.575	0.122	0.680	0.036	0.820	0.0
0.355	0.0	0.510	0.040	0.580	0.120	0.690	0.028	0.830	0.0

Tabla 5.3 Valores de transmitancia debido a la absorción por el ozono.

T_{O_3}

X_{O_3} (cm)	Hoyt	Lacis	Bird
0.1	0.9843	0.9856	0.9932
0.15	0.9812	0.9833	0.9909
0.20	0.9786	0.9813	0.9889
0.25	0.9765	0.9795	0.9871
0.30	0.9746	0.9779	0.9854
0.35	0.9729	0.9765	0.9837
0.40	0.9713	0.9748	0.9822

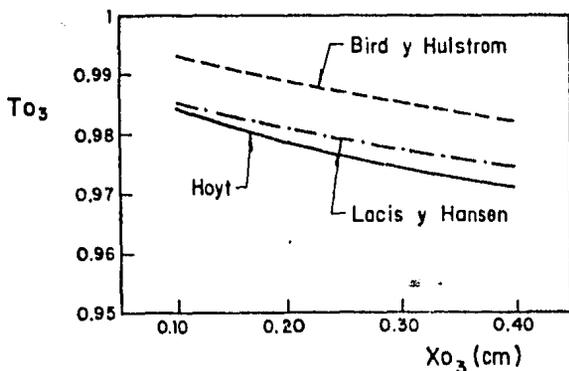


Fig 5.6 Ilustración de las estimaciones de transmitancia debido a la absorción por el ozono según varios autores.

Nuevamente no se tienen suficientes elementos para optar por una de las expresiones, pero como era de esperarse los resultados de las ecuaciones de Lacis y Hansen (11) y de Hoyt (25) son muy similares ya que parten de la misma fuente de información. Lo que sí debe quedar bien claro, es que estas transmitancias fueron determi

nadas a partir de cálculos detallados espectrales, y su error reside en la inexactitud de la especificación de los coeficientes de absorción.

El contenido total de ozono no se encuentra uniformemente distribuido en la atmósfera, y se encuentra principalmente en una capa de 10-15 Km de espesor con su media aproximadamente entre los 23-30 km - arriba de la superficie terrestre (76). También varía con la latitud así como con la temporada, aunque en el ecuador es prácticamente constante todo el año. En vista de que las mediciones de cantidad de ozono son difíciles de obtener, el Instituto de Geofísica de la UNAM es la única estación en México donde se mide este parámetro, y como el ozono tiene poco efecto en la insolación para todo el espectro, se puede utilizar el modelo desarrollado por Van Heuklon (93), para el hemisferio norte a fin de considerar las variaciones tanto temporales como meridionales y latitudinales. Valores típicos son - 0.25 en los trópicos y 0.35 cm a 60°N.

El modelo de Van Heuklon (93) en función del número de día del año, latitud y longitud es

$$U_{03} = 0.235 + \{0.150 + 0.40 \text{ sen}[0.9856(n_d - 30)] + 0.20 \text{ sen}[3(L + 20)]\} \text{ sen}^2(1.28\phi) \text{ cm} \quad (5.14)$$

La longitud (L) es positiva al Este y negativa al Oeste.

5.2.3 Absorción por el vapor de agua y otros gases

Los materiales absorbedores importantes en las bandas de la región infrarroja (IR) son, en orden de importancia, H_2O , CO_2 , O_3 , N_2O , CO , O_2 , CH_4 , y N_2 ; donde los primeros tres son los más importantes en cálculos de absorción atmosférica. De estos gases, el vapor de agua es el absorbedor predominante; siendo el bióxido de carbono (CO_2) el otro único absorbedor significativo, {94}. La absorción debido al ozono (O_3) ya ha sido tratada en la sección anterior.

Hay varias bandas de absorción del vapor de agua en el espectro solar. La banda más intensa reside entre 1.32 μm y 1.54 μm , con su máxima absorción cercana a 1.40 μm . Otras dos bandas de agua se extienden desde 0.85 μm a 0.98 μm y desde 1.10 μm a 1.18 μm .

El oxígeno (O_2) tiene una fuerte, pero un poco angosta línea de absorción a 0.7621 μm y muchas otras más débiles a 0.340, 0.5796, 0.6288, 0.6379, 0.6884, 0.6897, 0.6901, 0.6970, 0.7620, 0.7710 y 1.067 μm .

La primer banda de absorción acentuada del bióxido de carbono (CO_2) es a 1.434 μm y bandas aún más pronunciadas empiezan a 1.540 μm .

La absorción por el metano (CH_4) empieza a 1.670 μm .

La absorción total de las moléculas de O_2 , CO_2 y CH_4 en una región del espectro de $0.30 < \lambda < 1.50 \mu m$ no excede el 1%, de ahí que sea común no considerarla {76}.

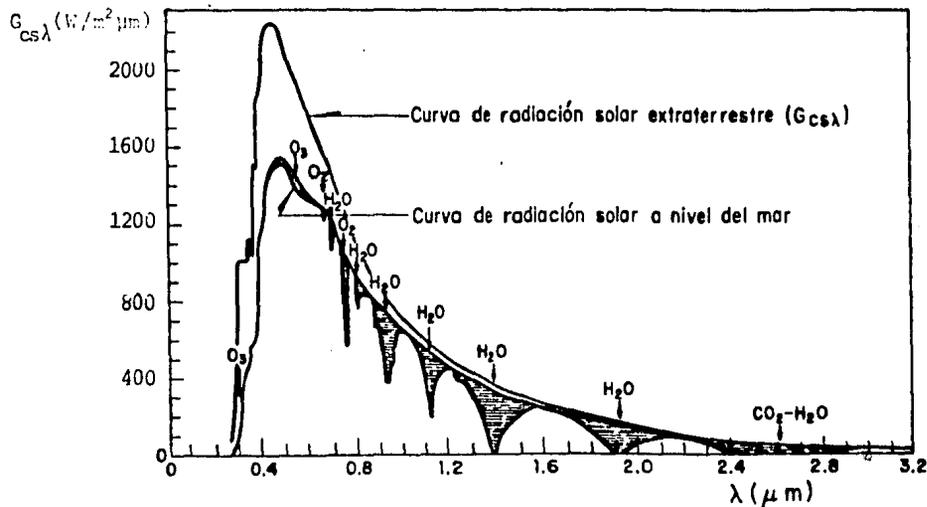


Fig 5.7 Curvas del espectro de la radiación solar al nivel del mar y extrapolada fuera de la atmósfera. Las áreas oscuras re presentan la absorción gaseosa en la atmósfera [11].

En un extensivo estudio de laboratorio, el cual ha llegado a ser una fuente estándar de datos, Howard, Burch y Williams (89) examinaron la absorción espectral de los principales gases atmosféricos (vapor de agua, bióxido de carbono, ozono y oxígeno). Los coeficientes de atenuación para estos gases pueden ser obtenidos a partir de sus resultados y del conocimiento de la composición atmosférica. Gates (95) y Gates y Harrop (96) dan los coeficientes de absorción monocromáticos para la región infrarroja ($\lambda > 0.8 \mu m$). Estos coeficientes son multiplicados por la raíz cuadrada del contenido total de agua precipitable en una columna vertical, para obtener la profundidad óptica de los gases absorbedores en el infrarrojo (94). McClatchey (5,7) ha analizado los cálculos y mediciones disponibles de las propiedades es -

pectrales de absorción de los gases atmosféricos, y presenta sus resultados en forma de coeficientes de absorción para pequeños intervalos espectrales, correlacionados por una función generalizada de transmitancia (60) de la forma

$$T_{i\lambda} = \exp \left[- \frac{0.3 a_i \lambda X_i}{(1 + 25.25 a_i \lambda X_i)^{0.445}} \right] \quad (5.15)$$

la cual es válida para todo el grupo de intervalos, escogiendo los coeficientes efectivos de absorción para cada intervalo de longitud de onda λ . La longitud de la trayectoria X_i esta dada en gr cm^{-2} para el vapor de agua ($i = \text{H}_2\text{O}$) y en km para los gases uniformemente mezclados ($i = \text{GM}$).

Los coeficientes efectivos de absorción en las unidades correspondientes se dan en las tablas 5.4 y 5.5 tomadas de la ref {60}

Tabla 5.4 Coeficiente efectivo de absorción por el vapor de agua, $\text{cm}^2 \text{gr}^{-1}$ {60}.

λ	$a_{\text{H}_2\text{O}\lambda}$								
0.69	0.160E-01	0.84	0.155E+00	0.99	0.125E+00	1.70	0.510E+00	2.90	0.650E+03
0.70	0.240E-01	0.85	0.300E-02	1.00	0.250E-02	1.75	0.400E+01	3.00	0.240E+03
0.71	0.125E-01	0.86	0.100E-04	1.05	0.100E-04	1.80	0.130E+03	3.10	0.230E+03
0.72	0.100E+01	0.87	0.100E-04	1.10	0.320E+01	1.85	0.220E+04	3.20	0.100E+03
0.73	0.8703+00	0.88	0.260E-02	1.15	0.230E+02	1.90	0.140E+04	3.30	0.120E+03
0.74	0.610E-01	0.89	0.630E-01	1.20	0.160E-01	1.95	0.160E+03	3.40	0.195E+02
0.75	0.100E-02	0.90	0.210E+01	1.25	0.180E-03	2.00	0.290E+01	3.50	0.360E+01
0.76	0.100E-04	0.91	0.160E+01	1.30	0.290E+01	2.10	0.220E+00	3.60	0.310E+01
0.77	0.100E-04	0.92	0.125E+01	1.35	0.200E+03	2.20	0.330E+00	3.70	0.250E+01
0.78	0.600E-03	0.93	0.270E+02	1.40	0.110E+04	2.30	0.590E+00	3.80	0.140E+01
0.79	0.175E-01	0.94	0.380E+02	1.45	0.150E+03	2.40	0.203E+02	3.90	0.170E+00
0.80	0.360E-01	0.95	0.410E+02	1.50	0.150E+02	2.50	0.310E+03	4.00	0.450E-02
0.81	0.330E+00	0.96	0.260E+02	1.55	0.170E-02	2.60	0.150E+05		
0.82	0.153E+01	0.97	0.310E+01	1.60	0.100E-04	2.70	0.220E+05		
0.83	0.660E+00	0.98	0.148E+01	1.65	0.100E-01	2.80	0.800E+04		

Tabla 5.5 Coeficiente efectivo de absorción de los gases uniformemente mezclados, Km^{-1} {60}.

λ	$a_{GM\lambda}$								
0.76	0.300E+01	1.50	0.630E-03	1.90	0.710E-02	2.60	0.660E-03	3.40	0.130E+01
0.77	0.210E+00	1.55	0.100E-01	1.95	0.200E+01	2.70	0.100E+03	3.50	0.750E-01
		1.60	0.640E-01	2.00	0.300E+01	2.80	0.150E+03	3.60	0.100E-01
1.25	0.730E-02	1.65	0.145E-02	2.10	0.240E+00	2.90	0.130E+00	3.70	0.195E-02
1.30	0.400E-03	1.70	0.100E-04	2.20	0.380E-03	3.00	0.950E-02	3.80	0.400E-02
1.35	0.110E-03	1.75	0.100E-04	2.30	0.110E-02	3.10	0.100E-02	3.90	0.290E+00
1.40	0.100E-04	1.80	0.100E-04	2.40	0.170E-03	3.20	0.800E+00	4.00	0.250E-01
1.45	0.640E-01	1.85	0.145E-03	2.50	0.140E-03	3.30	0.190E+01		

El efecto integrado espectralmente de la absorción gaseosa en la atenuación de la radiación solar ha sido investigado por varios autores. Sasamori et al {97} y Hoyt {25,98} presentan parametrizaciones para la absorción por el bióxido de carbono y el oxígeno, los cuales son contribuyentes menores de la absorción atmosférica total por lo que son omitidos en algunos modelos {31},{32}

$$A_{CO_2} = 0.00235 (m_r U_{CO_2} + 0.0129)^{0.26} - 0.00075 \quad (5.16)$$

donde U_{CO_2} es el contenido de CO_2 (cm) corregido por presión. $U_{CO_2} = 126$ cm para $m = 1$.

Para la absorción por el oxígeno presentan la siguiente expresión

$$A_{O_2} = 0.0075 (m)^{0.875} \quad (5.17)$$

Expresiones que fueron obtenidas basándose en el trabajo de Burch y colaboradores {99} y en el de Yamamoto {100}, respectivamente.

Mientras que la absorción debido al ozono puede ser parametrizada adecuadamente porque puede ser tratada como una atenuación exponencial pa-

ra cada longitud de onda con una dependencia despreciable con la temperatura y la presión (11); la absorción por el vapor de agua es más difícil de parametrizar porque el espectro de absorción es complicado y depende fuertemente de la temperatura y la presión (101).

Apartir de las mediciones realizadas por Fowle (102,103) varios trabajos se han realizado para establecer la dependencia de la absorción de la radiación solar por el vapor de agua. Inicialmente Kimball (14,104) utilizó esta información para construir la curva de absorción total contra el contenido total de agua precipitable en la atmósfera. Cabe hacer notar que de los mismos datos se obtuvieron gráficas diferentes por Mügge y Möller (105), Kastrow (106); Yamamoto y Onishi (107); Houghton (16);- así como por McDonald (108). Este último hace una amplia discusión de estos trabajos. Sin embargo no logra establecer la razón por la que se presentan las inconsistencias y termina por aceptar que no es posible obtener una exactitud mejor a un 30% debido a que los datos de Fowle no están bien documentados por lo que desarrolla su propia relación.

Howard y colaboradores (88) realizaron una nueva serie de mediciones de laboratorio y sus datos fueron utilizados por Kasten y colaboradores (108) Korb y colaboradores (109), Manabe y Möller (110), Yamamoto (99) y Wang (100), para establecer nuevas relaciones entre la absorción total y el agua precipitable.

Resulta conveniente contar con dichas relaciones en forma analítica, algunas de las cuales se presentan en la tabla 5.6.

Tabla 5.6 Fórmulas para calcular la absorción, debido al vapor de agua.

Mügge y Möller {105}	$A_{\text{H}_2\text{O}} = 0.0887(X'_{\text{H}_2\text{O}})^{0.3028}$	Tomada de Sivkov {58}
Kastrow {106}	$A_{\text{H}_2\text{O}} = 0.0805(X'_{\text{H}_2\text{O}})^{0.294}$	Tomada de Sivkov {58}
Houghton {16}	$A_{\text{H}_2\text{O}} = 0.093 (X'_{\text{H}_2\text{O}})^{0.37}$	Determinada por McDonald {108}
McDonald {108}	$A_{\text{H}_2\text{O}} = 0.077 (X'_{\text{H}_2\text{O}})^{0.30}$	
Kasten et al {109} Korb et al {110}	$2.3026 \log A_{\text{H}_2\text{O}} = -0.74 + 0.347 \log X'_{\text{H}_2\text{O}} - 0.056(\log X'_{\text{H}_2\text{O}})^2 - 0.006(\log X'_{\text{H}_2\text{O}})^3$	
Manabe y Möller {111}	$A_{\text{H}_2\text{O}} = 0.0946(X'_{\text{H}_2\text{O}})^{0.363}$	
Yamamoto {100}	$A_{\text{H}_2\text{O}} = 0.102 (X'_{\text{H}_2\text{O}})^{0.276}$	Determinada por Lettau y Lettau {18}
	$A_{\text{H}_2\text{O}} = 0.110 (X'_{\text{H}_2\text{O}} + 6.31 \times 10^{-4})^{0.3} - 0.0121$	Determinada por Hoyt {98} Sasamori et al {97}

Por su parte Lacis y Hansen {11} obtienen con la información de Yamamoto {100} que además incluye las bandas adicionales de absorción por el CO_2 y O_2

$$A_{\text{H}_2\text{O}} = \frac{2.9 X'_{\text{H}_2\text{O}}}{(1 + 141.5 X'_{\text{H}_2\text{O}})^{0.635} + 5.925 X'_{\text{H}_2\text{O}}} \quad (5.18)$$

Una expresión de forma similar es la que presentan Bird y Hulstron {32}

$$A_{\text{H}_2\text{O}} = \frac{2.4959 X_{\text{H}_2\text{O}}}{(1 + 79.034 X_{\text{H}_2\text{O}})^{0.6826} + 6.385 X_{\text{H}_2\text{O}}} \quad (5.19)$$

Siendo una de las parametrizaciones más recientes la que presenta Wang {101}.

$$\log A_{\text{H}_2\text{O}} = -1.195 + 0.4459 \log X'_{\text{H}_2\text{O}} - 0.0345 (\log X'_{\text{H}_2\text{O}})^2 \quad (5.20)$$

Paltridge {12} considera la relación de Yamamoto como la más autoritativa hasta entonces. Davies y Hay {2} recomiendan que se adopte la ecuación de Lacis y Hansen {11} ya que se ajusta al grupo de datos experimentales más aceptados, lo cual es absolutamente congruente con la observación de Paltridge.

Monteith {17} utiliza el juego completo de curvas elaborado por Houghton {16} y con mediciones realizadas en Inglaterra "soporta fuertemente la consistencia interna de todas ellas". Por otro lado Idso {19} también - utiliza las curvas de Houghton {16} a excepción de la de la absorción total del vapor de agua, utilizando para ello la relación de McDonald {108} para su estudio realizado con datos de Phoenix, Arizona, obteniendo muy buena correspondencia, conclusión que aparentemente contradice la de - Monteith {17} pero se atribuye esto a que utilizaron diferente valor de la constante solar.

Atwater y Brown {21}; Davies et al {22}; Suckling y Hay {23} han utilizado la relación de McDonald {108} con aparente éxito. Recientemente Sherry y Justus han obtenido mejores resultados con la relación de Houghton {16} que con la relación de McDonald {108}; lo cierto es que ninguna de las - dos incluye los datos más recientes de Howard et al {89}. En la comparación realizada por Bird y Hulstrom {31,32}, aparentemente dependiendo - del contenido de agua precipitable se ajusta mejor una cualquiera de las dos

relaciones, la de McDonald (108), o bien la de Lacis y Hansen (11), a un código riguroso.

Como se puede observar existe una gran incertidumbre en la determinación de esta absorptancia, y aparentemente es posible obtener resultados satisfactorios, en modelos de radiación solar cuando son comparados con mediciones, de acuerdo al manejo que se les de a los datos independientemente de la relación de absorptancia que se utilice. Es posible que esto se deba a que aunque en las diversas relaciones existen grandes diferencias ($\approx 30\%$), la trascendencia de estas diferencias en el cálculo de la radiación solar está determinado por la importancia relativa de la absorción por el vapor de agua en la atenuación total del modelo.

De lo anterior se puede concluir que por el momento, es difícil seleccionar una única expresión, por lo que se deberá elegir aquella que se ajuste mejor a los datos experimentales. Además, es muy conveniente seguir la recomendación de que se utilicen parametrizaciones nuevas, ya que probablemente sean superiores a las basadas en estudios de la Smithsonian Institution de hace muchos años (2).

En la figura 5.9 se muestran gráficamente algunas relaciones de la absorción por el vapor de agua para una $m = 1$.

Aún teniendo la relación "exacta", la cual estará dada como una función del contenido de agua precipitable en la atmósfera, se tendrá una fuente de error probablemente más importante y que es precisamente la evaluación del contenido de agua precipitable. Por considerarlo de interés, a continuación se hace una discusión más amplia de este parámetro.

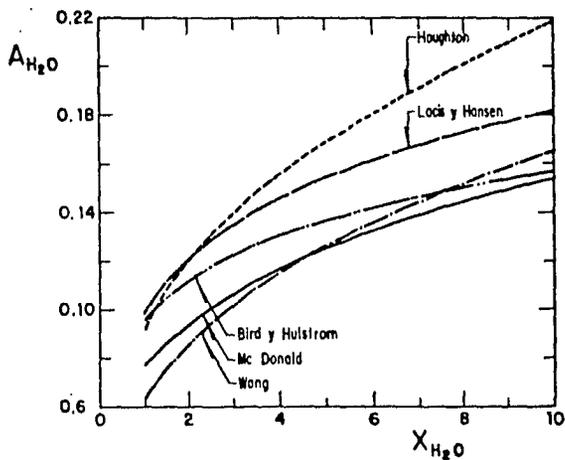


Fig 5.9 Ilustración de las estimaciones de transmitancia debido a la absorción por el vapor de agua según varios autores.

Contenido de agua precipitable en la atmósfera

La importancia del conocimiento del contenido de agua precipitable en la atmósfera sobre cualquier localidad no puede pasarse por alto. Es un parámetro importante en estudios relacionados con la afluencia de la humedad, en la previsión de un valor de lluvia potencial recibida en un área en particular en un tiempo dado y en la estimación de la energía disponible para el desarrollo de una tormenta o huracán. Es decir que su importancia radica en estudios de hidrometeorología; sin embargo, en la actualidad, probablemente el uso más frecuente sea para realizar estudios de atenuación de la radiación solar en la atmósfera.

La cantidad de agua precipitable contenida en la atmósfera es un parámetro meteorológico que, a pesar de su importancia, se ha mantenido en el olvido, siendo entonces un término de uso poco común y pocos son los que están familiarizados con este parámetro. Se puede decir que la cantidad de agua precipitable es una medida de la humedad total contenida en una columna vertical de aire, o bien se dice que es el espesor de agua líquida que se formaría si todo el vapor de agua contenido en la atmósfera fuera condensado en una película líquida en la superficie. Se le conoce también como el equivalente líquido del vapor de agua o equivalente de agua líquida.

La cantidad de agua precipitable varía con la altura, temporada y posición geográfica. La humedad específica se reduce rápidamente con la altura. Aproximadamente 50% del total se encuentra debajo de 850 mb, 75% abajo de 700 mb y más del 90% abajo de 500 mb (112-114). La humedad en una

columna de aire extendiéndose desde la superficie hasta la parte superior de la atmósfera se puede incrementar por evaporación, y disminuirse por precipitación. Existe poca información en la literatura acerca de su magnitud por regiones a excepción de algunos trabajos {115}-{121}. Mapas de isolíneas que muestran la distribución mundial del agua precipitable han sido elaborados por Bannon y Steele {122}, Peixoto {123},- así como por Tuller {124}. Si bien es cierto que los mapas mundiales simplifican la situación, ya que grandes áreas de características locales diversas son generalmente consideradas como una sola, siendo imposible mostrar los efectos de diferencias topográficas pequeñas que se pondrían de manifiesto completamente en un estudio local {119}, no debe ser subestimada su utilidad cuando no se dispone de otra información. Aunque no hayan sido elaborados con la intención para ser utilizados en el cálculo de la absorción que sufre la radiación solar en la atmósfera, si sirven para mostrar un patrón de distribución para fines comparativos. En el caso particular de México, al no contar con las mediciones para cuantificar el agua precipitable, es necesario recurrir a procedimientos alternativos como se ve a continuación.

Una de las razones por las que el término no ha tenido gran difusión se debe a los inconvenientes que se presentan para su evaluación. El contenido de agua precipitable generalmente es calculado a partir de datos de radiosondeo {112} o bien medido directamente en cualquier localidad en una trayectoria libre de nubes entre el punto de observación y el sol, utilizando para ello instrumentos espectroscópicos.

Kondratyev (pp 147-151) { 1 } hace una breve descripción de algunos de estos instrumentos. Un estudio reciente al respecto es el desarrollado por Bird y Hulstrom [125]. Una alternativa más con gran futuro para cuantificar el contenido total de vapor de agua en la atmósfera es - por medio de las observaciones de satélites meteorológicos [126]-[129]

Considerando ahora en más detalle la primer alternativa, se sigue el procedimiento establecido por Solot [112] en el que dice que la masa total de vapor de agua en un elemento pequeño de aire húmedo de sección igual a 1 cm^2 y espesor dz es

$$dM_{\text{H}_2\text{O}} = \rho_{\text{H}_2\text{O}} dz \quad (5.21)$$

de donde

$$M_{\text{H}_2\text{O}} = \int_0^z \rho_{\text{H}_2\text{O}} dz \quad (5.22)$$

además

$$dp = - \rho g dz \quad (5.23)$$

Combinando (5.22) y (5.23)

$$U_{\text{H}_2\text{O}} = - \int_{p_0}^{p_z} (\rho_{\text{H}_2\text{O}} dz) / (\rho g) \quad (5.24)$$

de donde se obtiene finalmente

$$U_{\text{H}_2\text{O}} = 1/g \int_{p_z}^{p_0} q dp \quad (5.25)$$

donde q es la humedad específica que se debe expresar en gramos de agua por kilogramos de aire, y esta dada por

$$q = \frac{P_{H_2O}}{p} = \frac{0.622 P_{H_2O}}{p - 0.378 P_{H_2O}} \times 1000 \quad (5.26)$$

Considerando a $g = 980 \text{ cm/seg}^2$ como constante con un error despreciable se tiene

$$U_{H_2O} = \frac{1}{980} \int_{P_z}^{P_o} q dp \quad (5.27)$$

En el sistema c.g.s. esto se puede expresar como gr/cm^2 y como l c.c. de agua tiene una masa de 1 gramo esto llega a ser cm^3/cm^2 o bien cm. Con la expresión (5.27) se encuentra el espesor lineal de agua líquida que podría precipitarse si toda fuera precipitable.

La evaluación de la cantidad de agua precipitable se simplifica cuando se utilizan nomogramas como el de Showalter {130} y de Peterson {131}, en los que se requiere la temperatura de punto de rocío a diferentes niveles de presión. Harrison {132} además presenta un procedimiento sencillo de integración numérica. Aún así, estos parámetros no son observados comúnmente en las estaciones meteorológicas, por lo que se presenta la necesidad de utilizar relaciones alternativas mediante las cuales se pueda cuantificar la cantidad de agua precipitable en términos de otros parámetros de superficie más comunes; procedimiento que es más rápido, ventajoso y sencillo pero probablemente menos preciso. Los parámetros que han sido correlacionados son, {133}: (a) temperatura de punto de rocío, (b) presión parcial del vapor de agua, (c) temperatura ambien

te y, (d) humedad absoluta. Lowry y Glahn [134] han estudiado la relación con otros parámetros pero sin obtener resultados satisfactorios.

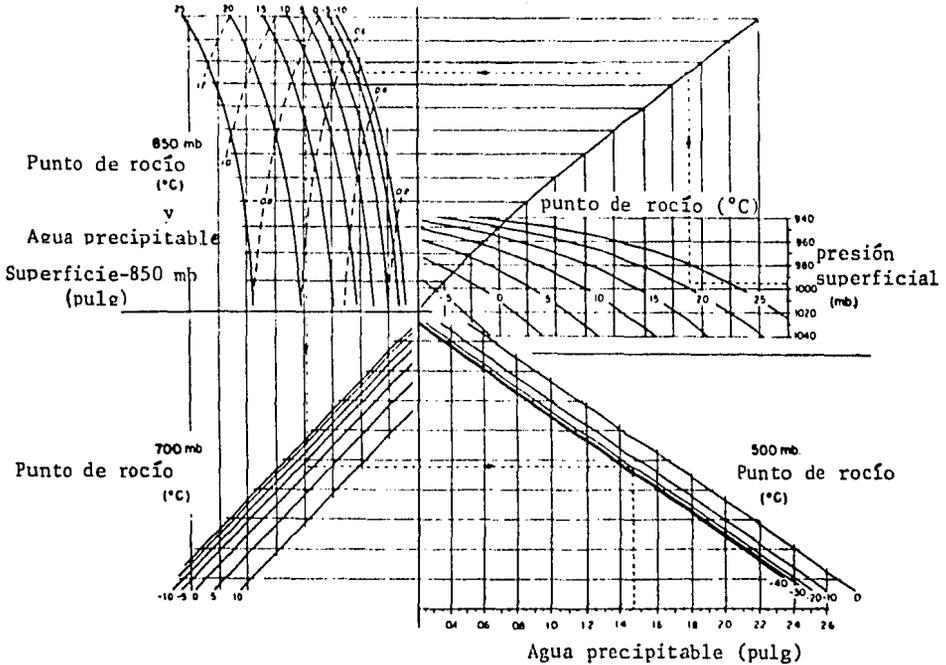


Fig 5.10 Nomograma para calcular el agua precipitable a partir de la temperatura de punto de rocío en la superficie y nivel de presión constante. Elaborado por Peterson [131].

Correlaciones de agua precipitable con datos de superficie

Agua precipitable y presión parcial del vapor de agua. La presión parcial de agua es el primer parámetro superficial de humedad en ser utilizado para encontrar una correlación con el agua precipitable, cuando en 1906 Hann [135] propone la siguiente expresión

$$U_{H_2O} = C P_{H_2O}^d \quad (5.28)$$

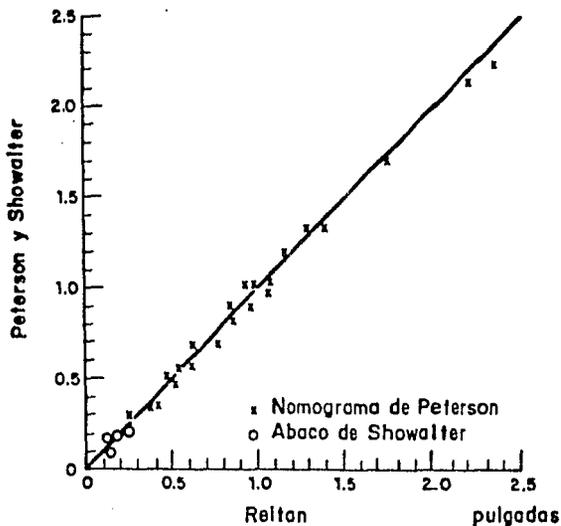


Fig 5.11 Comparación de valores de agua precipitable calculados con el nomograma de Peterson y con el ábaco de Showalter con los publicados por Reitan para el mismo mes {124}.

donde C y d son coeficientes a los que comunmente se les asignan valores de entre 0.2 y 0.23, y 1 respectivamente. P_{H_2O} es la presión parcial del vapor de agua en mb. Harrison (136) ha mostrado que el coeficiente C se desvía hasta en un 30% del valor de 0.23 para diferentes épocas y estaciones en U.S.A. Considera que estas variaciones se ven reducidas a la mitad si se utiliza 0.21 para el verano y 0.25 para el invierno. En un intento por establecer un procedimiento para considerar este tipo de variaciones, Zeevaert (131), utilizando datos de Schüpp tabulados en Robinson (50), presenta en forma gráfica los factores de corrección por altitud, así como por latitud, mostrados en la fig 5.12 y que son diferentes para la época húmeda y la seca. Dichos factores son válidos siempre y cuando se utilice la expresión,

$$U_{H_2O} = 0.25 P_{H_2O} \quad (5.29)$$

donde P_{H_2O} está dado en mb.

Por otro lado (138) se recomienda que se aplique un factor de corrección de acuerdo al valor de la presión y siendo $C = 0.17$, a saber:

P_{H_2O}	3mb	3 a 7 mb	8 a 15 mb	15 a 25 mb	más de 25 mb
factor de corrección	+5%	+3%	0	-3%	-5%

Lo cierto es que desafortunadamente los valores de C y d resultan ser diferentes para diferentes localidades y además no se puede asegurar que la relación sea lineal (58).

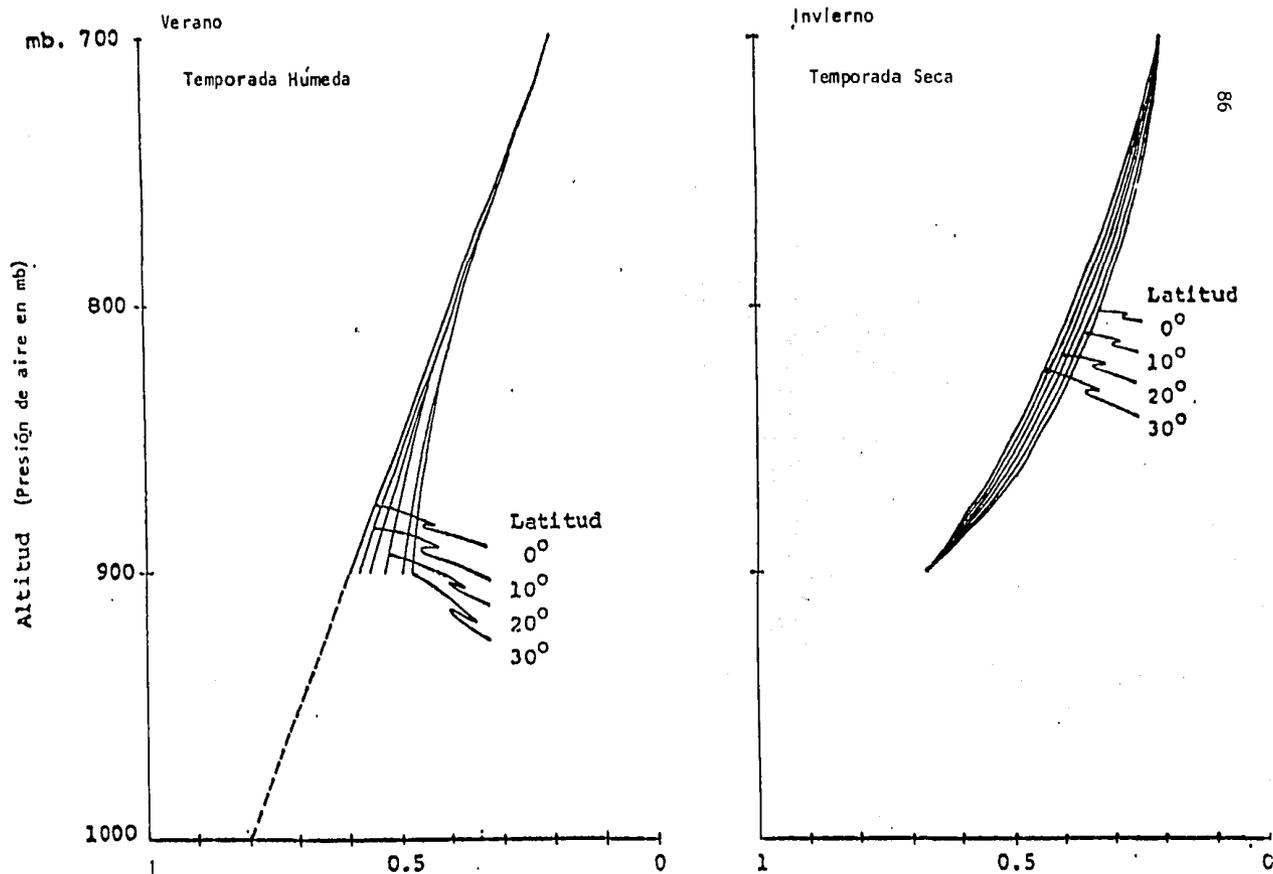


Fig 5.12 Factores de corrección para el contenido de agua precipitable en la atmósfera en función de la altitud, latitud y temporada. Elaborada por Zeevaert (131) con datos de la ref (50)

Debido a que la mayor cantidad de agua precipitable se encuentra en las capas inferiores de la atmósfera, una constante daría valores significativos para una estación al nivel del mar, pero puede sobreestimar grandemente el agua precipitable a grandes altitudes. Fowle {139} en un intento por considerar esto, corrige la expresión de Hann de la siguiente forma:

$$U_{H_2O} = 0.23 P_{H_2O} 10^{(-Z/22000)} \quad (5.30)$$

Tuller {124} encuentra que esta es una buena expresión de correlación con datos de superficie para estimar el agua precipitable y la aplica como un indicador auxiliar en el trazo de isolíneas en mapas mundiales. Véanse figs 5.13 y 5.14.

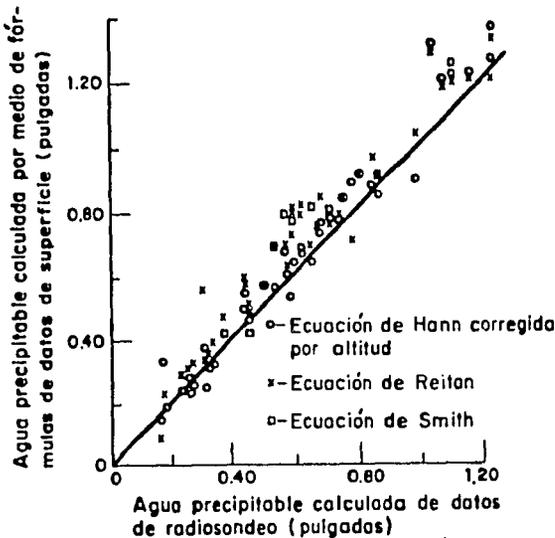


Fig 5.13 Comparación de valores calculados por medio de ecuaciones que emplean datos de superficie con los calculados con el nomograma de Peterson y con el ábaco de Showalter usando datos de radiosondeo de 13 estaciones distribuidas por todo el mundo {124}.

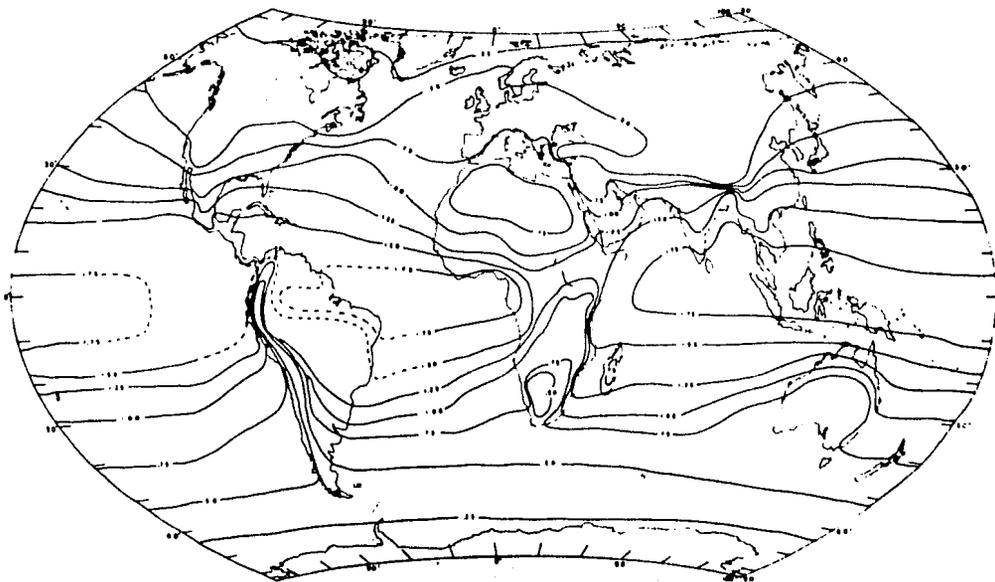


Fig 5.14 Distribución del contenido de agua precipitable en la atmósfera - media anual {124}, en pulgadas.

A diferencia de las anteriores, Monteith {140} correlacionó la longitud de la trayectoria óptica para el vapor de agua, con la presión parcial del vapor de agua en la superficie para 30 masas relativas de aire características de las islas británicas. Para un factor de corrección de raíz cuadrada en la presión, la relación obtenida fue:

$$\log X'_{\text{H}_2\text{O}} = 0.295 P_{\text{H}_2\text{O}}^{0.5} - 0.803 \quad (5.31)$$

Similarmente, Idso {19} para 190 datos de Phoenix, Arizona obtiene:

$$\log U'_{\text{H}_2\text{O}} = 0.247 P_{\text{H}_2\text{O}}^{0.5} - 0.579 \quad (5.32)$$

Agua precipitable y temperatura de punto de rocío. Un gran número de resultados han sido obtenidos utilizando la temperatura de punto de rocío como parámetro superficial para evaluar la cantidad de agua precipitable. Aparentemente este parámetro ha sido de la preferencia de los estudiosos del tema. Las expresiones de correlación son todas de la forma

$$\ln U_{\text{H}_2\text{O}} = a + bt_d \quad (5.33)$$

En la siguiente tabla se presentan los resultados de varios autores.

Tabla 5.7

a	b	
-0.981	0.0341	Reitan {141} (°F)
-0.6225	0.0279	McGee {142} (°F)
-0.941	0.0320	Lowry y Glahn {134} (°F)
2.2572	0.05454	Won {40} (°C)
0.0840	0.0251	Sinha y Sinha {143} (°F)
-0.127	0.0281	" "

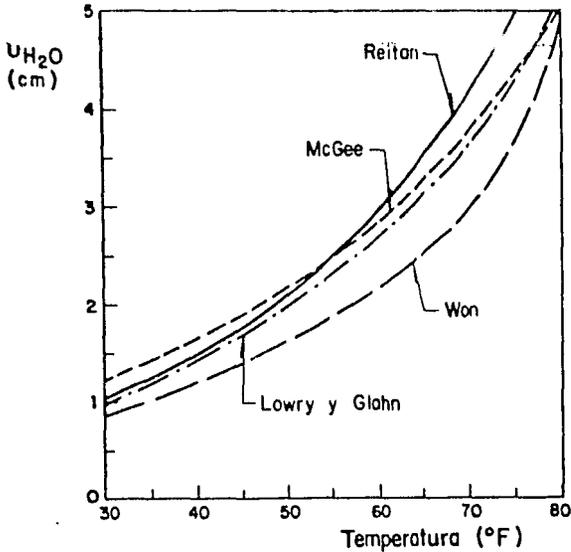


Fig 5.15 Relaciones para la temperatura de punto de rocío y agua precipitable.

En un intento por generalizar la expresión de Reitan [141] para hacerla más apropiada a todas las latitudes y temporadas, Smith [144] incluye una variable (ϵ) a fin de expresar las variaciones geográficas y temporales en el perfil de humedad. Esta variable la da en una tabla para cada estación del año y a cada 10° de latitud del hemisferio norte, y que se reproduce aquí en la tabla 5.8. El argumento de Smith es soportado teóricamente por Berekofsky [145], [146]. La expresión de Smith [144] modificada para la temperatura de punto de rocío, t_d , dada en $^\circ\text{C}$, es:

$$\ln U_{\text{H}_2\text{O}} = \{0.1133 - \ln(\epsilon+1)\} + (1.2576 + 0.07074 t_d) \quad (5.34)$$

Tabla 5.8 Coeficiente de corrección (c) por temporada y latitud para la ecuación de correlación entre la temperatura de punto de rocío y agua precipitable obtenida por Smith {144}.

Latitud	Invierno	primavera	verano	otoño	promedio anual
0 - 10	3.37	2.85	2.80	2.64	2.91
10 - 20	2.99	3.02	2.70	2.93	2.91
20 - 30	3.60	3.00	2.98	2.93	3.12
30 - 40	3.04	3.11	2.92	2.94	3.00
40 - 50	2.70	2.95	2.77	2.71	2.78
50 - 60	2.52	3.07	2.67	2.93	2.79
60 - 70	1.76	2.69	2.61	2.61	2.41
70 - 80	1.60	1.67	2.24	2.63	2.03
80 - 90	1.11	1.44	1.94	2.02	1.62
promedio hemisferio norte	2.52	2.64	2.62	2.70	2.61

Smith {144} además indica que son de esperarse menores coeficientes de correlación para intervalos decrecientes de tiempo, ya que una única relación entre el contenido de agua precipitable y temperatura de punto de rocío en la superficie dependen de la variabilidad del perfil de humedad. A pesar de ello, Bolsenga {147} ha logrado obtener un coeficiente de correlación $r = 0.80$, utilizando datos horarios.

Se han presentado muchas conclusiones en la literatura con respecto a la validez y exactitud para evaluar el agua precipitable a partir de parámetros de superficie, muchas veces contradictorias.

Mientras que hay quienes aseguran que existe una relación entre el agua precipitable y datos de humedad de superficie, en otros estudios {148}, {149} se ha demostrado que aun con una elección cuidadosa de la distribución vertical de humedad, son de esperarse errores grandes al tratar de estimar el agua precipitable a partir de la temperatura de punto de rocío en la superficie; es decir aunque existe una relación directa, esta es ampliamente variable y se concluye que no hay substituto satisfactorio a las mediciones directas.

Aparentemente este tipo de correlaciones son razonablemente buenas para promedios grandes de tiempo, por lo menos un mes, pero su validez para datos más particulares se hace cuestionable. Cole {133} ya ha hecho una discusión más amplia de estas y algunas otras correlaciones. A fin de seleccionar una de estas expresiones para ser aplicada en México en cálculos de atenuación de la radiación solar en la atmósfera se localizaron datos de agua precipitable para algunas estaciones. Se puede decir que en México prácticamente no existen datos publicados de radiosondeo, debido principalmente a la irregularidad de las mediciones; sin embargo, el Servicio Meteorológico Nacional proporcionó gentilmente los datos de radiosondeo de 7 estaciones para algunos meses del año de 1979 {150}, a partir de los cuales se calcularon los valores de agua precipitable que aparecen en la tabla 5.9. Adicionalmente, en la misma tabla aparecen los valores tomados de los mapas mensuales elaborados por Tuller {124} y del mapa anual de Peixoto {123}. Además se logró localizar un trabajo {116} en el que aparecen datos de agua precipitable de 4 estaciones en México calculados con datos -

Tabla 5.9 Contenido de agua precipitable (U_{H_2O}) promedio mensual (cm)

Localidad	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	ANUAL	
Guaymas	1.16	1.15	-	-	1.72	2.31	3.98	4.11	-	1.93	-	-	-	M
	1.90	2.20	2.30	2.20	1.90	2.90	3.20	3.00	2.90		2.20	1.90	2.50	T
Chihuahua	-	0.82	-	-	1.22	2.79	2.17	2.37	1.14	-	-	-	-	M
	1.50	1.30	1.40	2.00	2.20	3.20	3.20	2.90	3.00	2.20	1.90	1.60	2.16	T
Veracruz	2.75	2.98	-	-	3.76	4.99	4.44	4.52	-	3.09	-	-	-	M
	3.20	3.20	3.20	3.50	3.80	4.40	4.40	4.40	4.40	3.90	3.30	3.20	3.81	T
Mazatlán	-	2.06	-	-	2.11	3.78	5.28	5.09	-	3.18	-	-	-	M
	2.25	2.07	2.05	2.02	2.92	4.86	5.38	5.49	5.22	4.48	3.18	2.63	3.54	R
Tacubaya, D.F.	1.01	1.27	-	-	-	-	1.99	-	-	-	-	-	-	M
	1.06	1.16	1.29	1.42	1.79	2.06	2.26	2.29	2.30	1.92	1.49	1.25	1.69	R
Monterrey	-	1.40	-	-	2.08	1.54	3.25	3.53	-	2.16	-	-	-	M
	2.20	2.54	2.44	3.23	4.03	3.83	3.88	4.20	4.11	3.79	2.32	2.70	3.27	R
Mérida	-	2.52	-	-	3.58	4.16	4.92	4.59	3.83	-	-	-	-	M
	3.23	3.33	3.46	3.83	4.27	4.80	4.84	4.92	4.53	4.31	3.53	3.40	4.04	R
	3.00	3.20	2.90	3.60	3.80	4.40	4.30	4.40	4.40	3.80	3.30	3.20	3.68	T
													4.20	P

M = S.M.N. {150}, R = Reitan {116}, T = Tuller {124}, P = Peixoto {123}

registrados durante un periodo de 7 años antes de 1960, por desgracia no se cita la fuente de donde fue recopilada dicha información.

Por otro lado, la presión parcial del vapor de agua, definida como la presión parcial que ejerce el vapor de agua contenido en un volumen - de aire húmedo a una temperatura dada, se calcula por

$$P_{H_2O} = H_r P_s \quad (5.35)$$

donde H_r es la humedad relativa y P_s es la presión de saturación, misma que se puede calcular con la fórmula de Keifer {151}

$$P_s = 6.105 \exp \left\{ 25.22 \left(\frac{T-273}{T} \right) - 5.31 \left(\ln \frac{T}{273} \right) \right\} \text{ (mb)} \quad (5.36)$$

donde T es la temperatura ambiente absoluta. La temperatura de punto de rocío, que es la temperatura a la cual el vapor de agua contenido en el aire llega a saturarse a la presión atmosférica total y humedad específica, se puede determinar aproximadamente a partir de la temperatura de bulbo seco (t) y humedad relativa con la fórmula desarrollada por Sargent {152}

$$t_d = H_r (\%) (0.198 + 0.0017t) + 0.84t - 19.2 \quad (5.37)$$

la cual da resultados de temperatura de punto de rocío dentro de 1°C del valor real para rangos de temperatura de bulbo seco y humedad relativa de 0°C a +30°C y 10% a 40%, respectivamente.

Con las fórmulas anteriores y los datos del S.M.N (153), se calcularon la temperatura de punto de rocío y la presión parcial del vapor de agua para las mismas estaciones que aparecen en la tabla 5.9, para con esta información poder aplicar las fórmulas de correlación de agua precipitable con datos de superficie y elaborar las figuras 5.16-5.22, mismas que permiten visualizar fácilmente y en forma inmediata la relación que guardan entre si los datos.

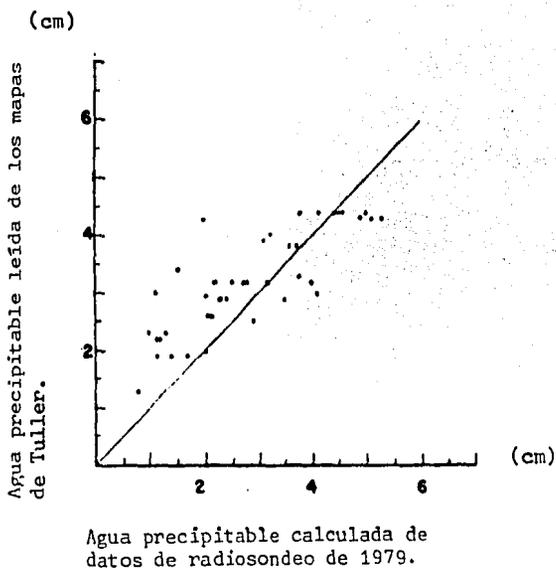
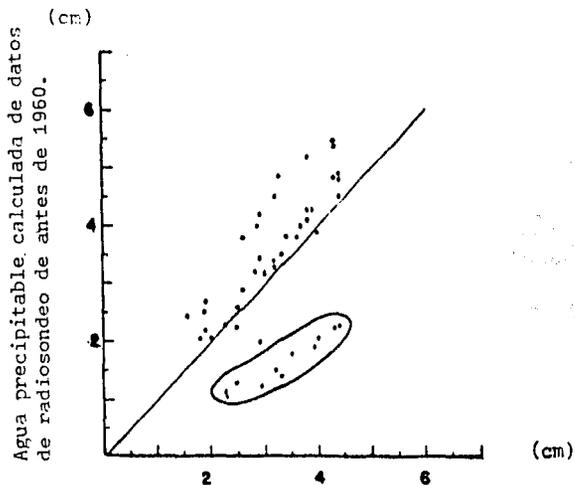
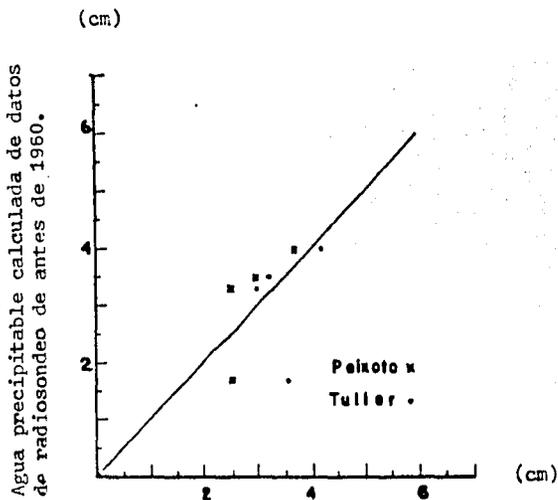


Fig 5.16



Agua precipitable leída de los mapas de Tuller.

Fig 5.17



Agua precipitable, promedio anual, leída de los mapas de Tuller y Peixoto.

Fig 5.18

En las figuras 5.16 a 5.18 se puede apreciar que existe en general una buena correspondencia entre los valores calculados a partir de datos de radiosondeo y los valores leídos de los mapas, a excepción de los correspondientes a Tacubaya, DF (puntos delineados), que puede ser reflejo de que los mapas utilizados no muestran características locales.

Es común considerar que el contenido de agua precipitable en la atmósfera es repetitivo año con año, al menos para promedios mensuales, es decir, existe una variación estacional más o menos definida. Sin embargo, esto no es del todo cierto, como se observa en la figura 5.19 en la cual los datos del promedio de algunos años antes de 1960 son ligeramente mayores a los del año 1979; de cualquier forma la variación es poca.

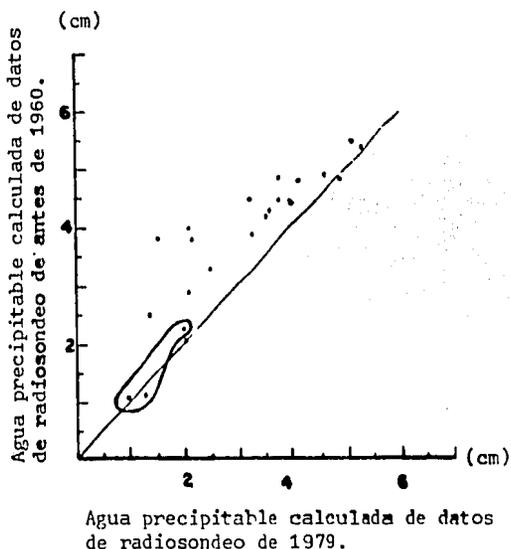
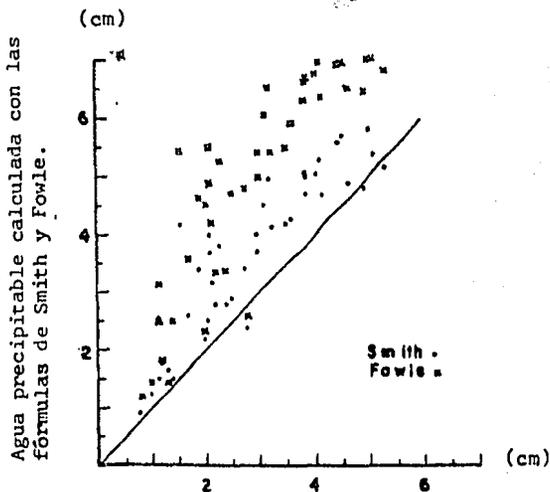


Fig 5.19

Con el fin de seleccionar una fórmula para evaluar el contenido de agua precipitable se elaboraron gráficas similares con los valores calculados a partir de datos de radiosondeo y valores calculados con datos de superficie. En términos generales, las fórmulas que utilizan la temperatura de punto de rocío no presentan un patrón definido en la estimación, aunque aparentemente tienden a sobreestimar para el periodo de octubre a abril ("temporada seca") y a subestimar de abril a septiembre ("temporada húmeda"). La ecuación de Won, que fue obtenida para latitudes mayores que las de México donde el contenido de agua precipitable es menor, consistentemente proporciona valores subestimados. Aquí se muestran únicamente las figuras de los valores obtenidos con las fórmulas de Smith y Fowle con las que se obtuvo una mejor correlación.



Agua precipitable calculada de datos de radiosondeo de 1979.

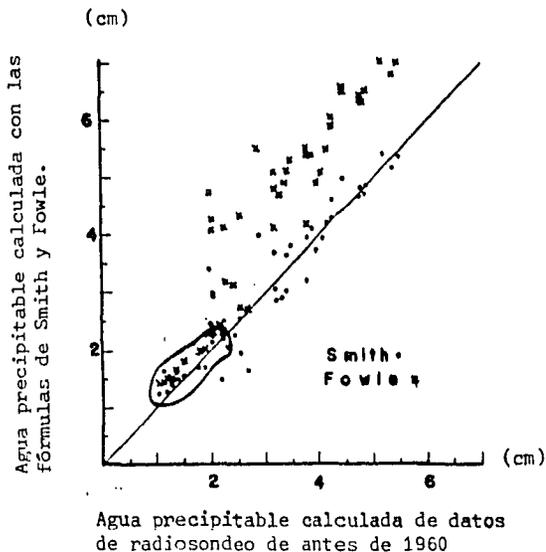


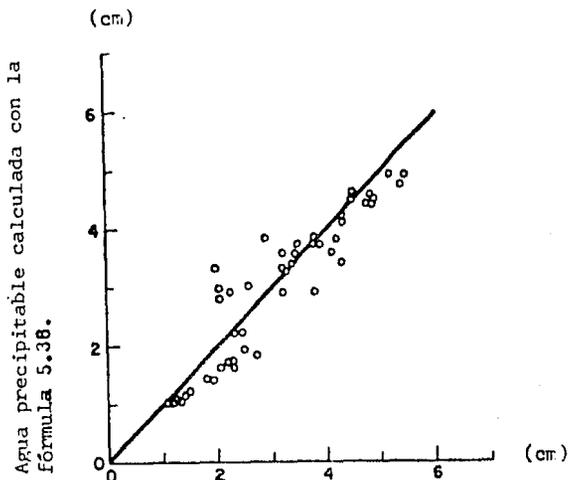
Fig 5.21

Se puede apreciar que los mejores resultados se obtienen con la fórmula de Smith. Se hace notar que los puntos determinados con la fórmula de Fowle guardan una relación constante (sobreestima) con la pendiente esperada, de ahí que con la fórmula

$$U_{H_2O} = 0.16 P_{H_2O} 10^{-(z/22000)} \quad (5.33)$$

se obtienen mejores resultados como se aprecia en la fig 5.22.

La ec 5.38 es la propuesta por Fowle (139), afectada por un factor de 0.7 para obtener, como se ilustra en esta figura, una relación más aceptable.



Agua precipitable calculada de datos
de radiosondeo de antes de 1960.

Fig 5.22

Con respecto a esta nueva correlación puede apreciarse, una vez que se estudian los datos de estaciones a baja altitud, que con el factor propuesto la dispersión disminuye. Por el contrario, la capacidad de la ec 5.38 para reproducir los datos de estaciones de altitud apreciable, como los de la ciudad de México es inferior a la correlación de Fowle. Puede afirmarse que esta discrepancia obedece a que, en estaciones de altitud mayor, la humedad total de la columna de aire es menor. No obstante lo anterior puede usarse la ec 5.38 en todo caso, ya que la pérdida de precisión, revela la misma fig 5.22, es despreciable. En todo caso, la expresión de Smith proporciona buenos resultados para estaciones de baja y de gran altitud, como se ilustra en la fig 5.21, aunque, como se vió, es más compleja e incómoda.

5.2.4 Extinción por aerosoles

En la atmósfera se encuentran comunmente suspendidos una gran cantidad de aerosoles como son el polvo, cenizas, sales, gotas de agua, arena y otras partículas sólidas y líquidas. La transmitancia atmosférica debido a estos aerosoles es un proceso complicado ya que provocan tanto absorción como dispersión (dispersión Mie) sobre la radiación solar, además de que depende del tamaño, perfil, composición y concentración de las partículas. Se sabe bien que todos estos parámetros tienen una gran variación en el tiempo y en el espacio así como del amplio rango de variación tanto en tamaño como en número, lo que hace difícil expresar la atenuación por aerosoles en términos de ecuaciones exactas, ya sean empíricas o teóricas. Sin embargo, una relación originalmente propuesta por Ångström {154}, {155} ha tenido una gran aceptación y ha sido motivo de una serie de consideraciones en varios trabajos.

La transmitancia espectral la expresa de la siguiente forma:

$$T_{A\lambda} = \exp(-\beta\lambda^{-\alpha} m) \quad (5.39)$$

donde β es el coeficiente empírico de turbidez y que viene siendo una medida de la concentración de aerosoles. El exponente α de la longitud de onda varía de acuerdo al tamaño de la distribución de aerosoles. Una gran cantidad de datos ha sido recopilada e indican una variación de β entre 0.02 y 0.5, así como de α desde 0.5 hasta 2.0 {60} {87} aunque es común fijarle un valor de 1.3 ya que es el valor que más frecuentemente ha sido observado {154}. Valores medios típi-

cos del coeficiente de turbidez han sido publicados por Ångström (156) mostrando la variación temporal característica de varios climas. Cuando no existen datos de turbidez cerca de las localidades de interés se puede estimar a partir de la observación meteorológica rutinaria de visibilidad al nivel de superficie mediante la siguiente expresión (73)

$$\beta = (0.55)^{\alpha} (3.91/\text{VIS} - 0.01162) \times \{(1.577 - 1.132)(\text{VIS} - 5)/(23 - 4) + 1.132\} \quad (5.40)$$

o bien a partir de la figura 5. 22.

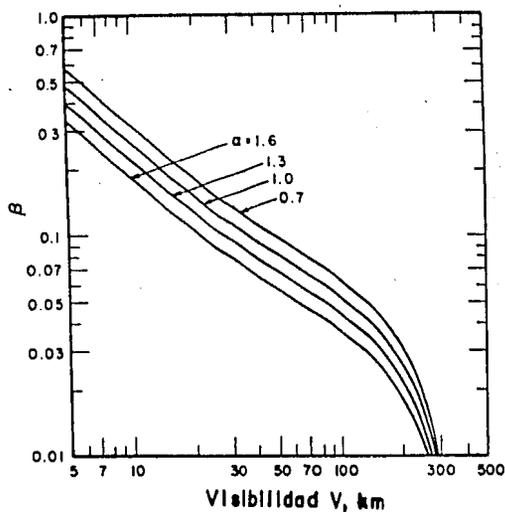


Fig 5.23 Relación entre el coeficiente de turbidez y la visibilidad al nivel del suelo.

Es común asignarle el valor a β de acuerdo a la atmósfera de la localidad, $\beta = 0.5$ en una atmósfera rural; $\beta = 0.10$ urbana y; $\beta = 0.20$ industrial.

Existen otros procedimientos para establecer la turbidez los que pueden ser consultados en las refs {1},{54} y {157}.

A fin de no hacer distinción entre el comportamiento de la atenuación por los aerosoles para las diferentes longitudes de onda y considerar el espectro solar completo, Houghton {16} sugiere una relación muy simple que ha sido utilizada en varios trabajos {17},{19},{20},{22} {23} {27},{28},{37},

$$T_A = K^m \quad (5.41)$$

donde K es una transmitancia de extinción por los aerosoles. Por falta de información supone que la mitad de la transmitancia por los aerosoles se debe a absorción y la otra mitad a dispersión, esto es, se asume que

$$T_{AA} = T_{AS} = K^{m/2} \quad (5.42)$$

entonces
$$T_A = T_{AA} T_{AS} \quad (5.43)$$

Aunque esto no es del todo cierto, una separación racional entre los efectos de absorción y dispersión por los aerosoles aún no ha sido lograda satisfactoriamente. Fuera de zonas muy contaminadas es preferible suponer que el aerosol sólo dispersa, $T_{AA} = 1$ y $T_{AS} = K^m$.

A partir de los datos disponibles a Houghton (16), propone asignar un valor de $K = 0.95$; valor que aparentemente es apropiado para atmósferas extremadamente limpias (2). En realidad el procedimiento deseable es realizar una calibración local contra mediciones variando el valor de K desde 0.85 hasta 1.0, (38).

De cualquier forma una mejor aproximación es obteniendo una ecuación para T_A a través de un análisis de regresión de

$$T_A = \left\{ \sum_{\lambda=0}^{\infty} G_{on\lambda} \exp(-\delta\lambda^{-\alpha} m) \Delta\lambda \right\} / G_{cs\lambda} \quad (5.44)$$

Mächler (80) obtiene la siguiente ecuación que se ajusta a la ecuación anterior

$$T_A = (0.12445\alpha - 0.0162) + (1.003 - 0.125\alpha) \times \exp\{-\beta m(1.089\alpha + 0.5123)\}, \quad \beta < 0.5 \quad (5.45)$$

Muy útil es también la expresión obtenida por Mächler (80) para que T_A este expresada únicamente como función de la visibilidad (la visibilidad está relacionada a α y β a través de la ec 5.40) y de la masa de aire en el intervalo $0.9 < \alpha < 1.5$

$$T_A = \{0.97 - 1.265 (VIS)^{-0.066}\} m^{0.9}, \quad 5 < VIS < 180 \text{ km} \quad (5.46)$$

En la literatura algunos autores usan m_r y otros usan m para la masa óptica de los aerosoles. Es recomendable que la masa de aire corregida por presión m_r sea usada consistentemente en el cálculo de T_A , T_R y T_{GM} . Por otro lado, como el espesor óptico del ozono, U_{O_3} y el agua precipitable U_{H_2O} son cantidades corregidas por presión, no se requiere corrección posterior, a menos que U_{H_2O} sea el valor utilizado, en cuyo caso será necesario hacer la corrección $X_{H_2O}^1 = U_{H_2O} m_r p/p_0$

Hoyt {25} separa la atenuación por los aerosoles en dos partes, una parte que representa la dispersión y la otra la absorción. La transmitancia debido a la dispersión esta dada por

$$T_{AS} = \{g(\beta)\}^{m_r} \quad (5.45)$$

donde $g(\beta)$ es una función de β y esta dada en forma tabulada por Hoyt {25}. La fórmula siguiente {80} puede reemplazar esa tabla con una exactitud mejor a 0.32%

$$g(\beta) = -0.914000 + 1.909267 \exp(-0.667023\beta), \quad 0 < \beta < 0.5 \quad (5.46)$$

Choudhury {35} también da otra expresión

$$g(\beta) = \begin{cases} 1 - 1.375\beta, & \beta < 0.08 \\ 0.9843 - 1.1429\beta, & \beta \geq 0.08 \end{cases} \quad (5.47)$$

La absorptancia de los aerosoles esta dada por

$$A_A = (1 - \omega_0) \{g(\beta)\}^{m_r} \quad (5.48)$$

Un valor de 0.95 es recomendado por Hoyt para ω_0 .

Bird y Hulstrom {32} han obtenido una función de transmisión total por aerosoles, así como una función de transmisión debido a la absorción por aerosoles siguiendo un procedimiento de ajuste con curvas de terminadas a partir de un método exacto. Las ecuaciones son

$$T_A = \exp \left\{ -\tau_A^{0.873} (1 + \tau_A - \tau_A^{0.7088}) m^{0.9108} \right\} \quad (5.43)$$

$$\tau_A = 0.2758 \tau_{A,0.38} + 0.35 \tau_{A,0.5} \quad (5.50)$$

$$T_{AA} = 1 - K_A (1 - m + m^{1.06}) (1 - T_A) \quad (5.51)$$

$$T_{AS} = T_A / T_{AA} \quad (5.52)$$

donde τ_A es la turbidez atmosférica o profundidad óptica del aerosol para todo el espectro solar. $\tau_{A,0.38}$ y $\tau_{A,0.5}$ son valores de turbidez atmosférica medidos en el Servicio Climatológico Nacional (NWS) de los Estados Unidos, a las longitudes de onda de 0.38 μm y 0.5 μm respectivamente. K_A es una constante de absorción del aerosol. Para un aerosol rural Bird y Hulstrom [32] utilizan $K_A = 0.0933$ y para un aerosol urbano $K_A = 0.385$. Si no se tienen suficiente información de los aerosoles recomiendan que $K_A = 0.1$ sea utilizado. Desde un punto de vista teórico, K_A debe ser cercanamente igual a $1 - \omega_0$, donde ω_0 es el albedo de dispersión simple.

Tabla 5.10 Parámetros para varios grados de limpieza atmosférica.

Atmósfera	β	α	visibilidad (km)
limpia	0.00	1.30	340
clara	0.10	1.30	28
turbia	0.20	1.30	11
muy turbia	0.40	1.30	25

Desafortunadamente, como se puede apreciar, la situación que guarda la atenuación por los aerosoles es poco alentadora, pero es motivo a la vez para desarrollar y organizar los mecanismos apropiados para que se promueva un proyecto en el que se realicen observaciones de la turbidez atmosférica en México en varias localidades y por cualquier procedimiento que se considere apropiado. Y esto es importante, ya que como lo han hecho notar Bird y Hulstrom (30)-(32) aparentemente el atenuador más significativo a casi cualquier ángulo zenital es el aerosol para la radiación solar bajo condiciones de cielo claro. Los aerosoles atenuan la irradiancia directa en un 14-18%, aumentan el componente difuso en un 1-7% y atenúan la irradiancia total en un 4 - 9%. Inevitablemente, es también el componente más difícil de medir y por lo tanto el menos definido.

6. EFECTOS DE LAS NUBES SOBRE LA RADIACION SOLAR

El efecto radiativo de las nubes es muy similar al de los aerosoles: absorben y dispersan la radiación solar incidente. Desde el punto de vista físico-químico, las nubes constituyen un aerosol con una fase de agua esparcida (sólida o líquida) y una concentración normal en una atmósfera sin nubes. La transferencia radiativa en un medio nublado es entonces descrita con las mismas leyes generales de dispersión y absorción de energía radiante como en una atmósfera clara. Las diferencias en absorción y dispersión son puramente cuantitativas, asociadas con el tamaño y concentración diferente de las partículas de aerosol en los dos casos (58). Las nubes de diferentes altitudes afectan la insolación de manera distinta; las nubes de agua de poca altitud son más efectivas reduciendo la insolación que las nubes de hielo de gran altitud, por las diferencias en el espesor de la nube así como de las propiedades dispersoras y absorbedoras del -

agua y de las partículas de hielo {35}. A pesar de que estos efectos de las nubes sobre la radiación son en términos cualitativos y generales bien entendidos, existe una gran incertidumbre en predicciones cuantitativas.

Los valores instantáneos de la insolación muestran variaciones muy pronunciadas en periodos cortos (horas o minutos) bajo condiciones de cielo parcialmente nublado debido a la relación dinámica entre el sol y los grupos de nubes; cuando el disco solar está oculto la insolación es generalmente más alta comparada con la de un cielo despejado. La insolación también puede variar bajo un cielo completamente nublado debido a la no uniformidad de los espesores de las capas de nubes {35}. Métodos numéricos exactos para calcular el flujo solar bajo capas ideales de nubes de espesor uniforme {158} y grupos de nubes de perfiles ideales {159} han sido desarrollados; pero la gran variabilidad de la nubosidad individualmente como en grupo, la diversidad de geometrías y propiedades ópticas, la ocurrencia de capas múltiples y la información imprecisa de todos estos, hacen del modelado de la atenuación de la radiación solar por las nubes una labor difícil. Sin embargo, por ser una parte muy importante ha sido necesario, y preferible, recurrir a ciertas simplificaciones considerables en las que los efectos de la nubosidad son tratados aproximadamente {14}-{18}, {21}, {22}, {24}-{28}, {33}- {35}, {38}-{42} para no hacer referencia a sus propiedades ópticas en detalle. Una observación meteorológica común de las características de las nubes usada en el cálculo del régimen de radiación es la nubosidad o cantidad de

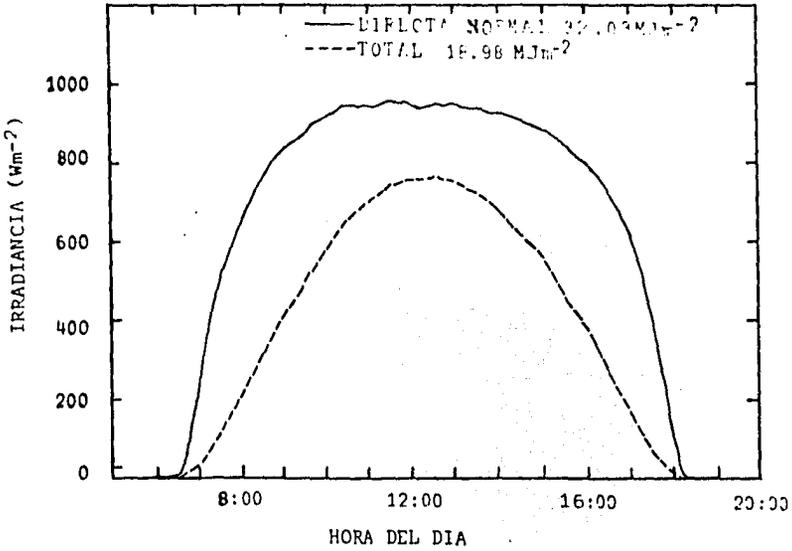


Fig 6.1 Curva típica de registro de radiación solar en un día claro.

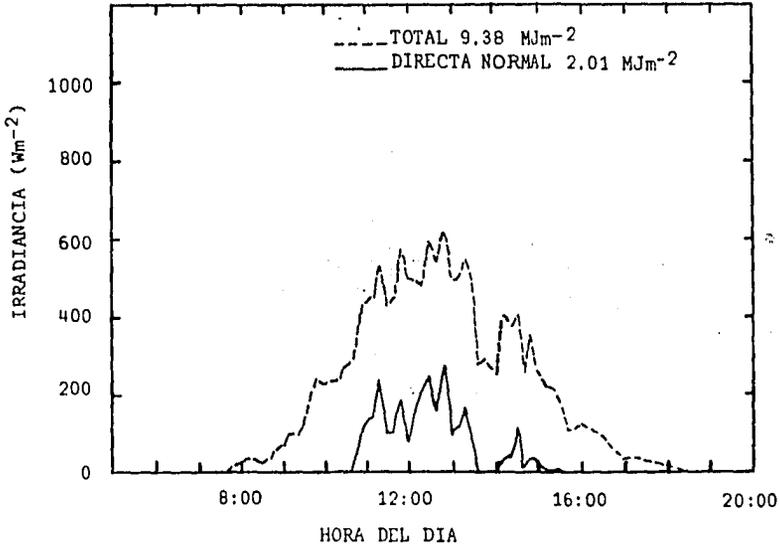


Fig 6.2 Curva típica de registro de radiación solar en un día nublado.

nubes estimada con una escala decimal (0/10 no nubes, 10/10 cubierta continua de nubes), en fracciones apropiadas (octas), o en por ciento. Generalmente se hace a través de simples relaciones estadísticas entre la radiación medida y la cantidad total de nubes. Para periodos grandes de tiempo, simulan el efecto adecuadamente y son usadas ampliamente, pero para periodos más cortos, los resultados no han sido muy estimulantes {2}. Las diferencias en la distribución de las nubes pueden afectar los resultados de mediciones en casos individuales, pero este efecto es despreciable en cálculos de totales diarios y mensuales {58}. Para incrementar la exactitud, sería necesario conocer también la distribución del tamaño de las gotas de las nubes, el contenido de agua, el espesor de la nube y su posición con respecto al sol y la superficie receptora, información que generalmente no es incluida en los datos meteorológicos. El realizar una discusión y análisis amplio de la gran cantidad de simplificaciones que se han desarrollado para incorporar los efectos de la dispersión y absorción por las nubes, se considera sería demasiado amplio para incluirse en este trabajo y es tema para ser tratado en otro estudio. Davies y Hay {2}, y Davies y McKay {33} han realizado una buena comparación - de los métodos que consideran los efectos de las nubes sobre la ra - diación solar. Más aún, mucha de la información requerida por las - simplificaciones raramente está disponible ya que en muy pocos observatorios se llevan a cabo este tipo de observaciones, y de ser así, de cualquier forma se hace cuestionable la precisión de los métodos ya que difícilmente se pueden lograr observaciones impecables, es decir, se requiere de un equipo capacitado de observadores para esta - blecer las características de la nubosidad, lo que representa una -

gran incertidumbre en la apreciación de cada observador. Yacowar {160} ya ha demostrado que se presentan grandes diferencias de apreciación de las nubes y esto cuando se trata únicamente de establecer las condiciones de cielo, el cual es un problema de terminología e interpretación, por lo tanto, no es difícil suponer lo que sucedería si se compararan observaciones más específicas de las características de nubosidad. Convencionalmente las observaciones de la cubierta de nubes es realizada por observadores meteorológicos en la superficie y utilizando procedimientos ya estandarizados. Una nubosidad efectiva es obtenida a partir de fotografías para todo el cielo la cual toma en cuenta también la transmisividad de las nubes, {161}, {162}. La desventaja de este método recae en el hecho de que se requiere un largo tiempo de evaluación para analizar las fotografías de las nubes {43}.

Otra técnica más para cuantificar la nubosidad es la interpretación de fotografías enviadas por satélites meteorológicos. Se ha demostrado que la definición de nubosidad es diferente para cada uno de estos métodos {164}, ya que los registradores (el ojo humano y las fotografías) responden de manera diferente.

A pesar de que las condiciones de nubosidad más utilizadas, por ser las más abundantes, son las reportadas por observadores meteorológicos de superficie, probablemente sean las menos adecuadas en estudios de balance energético. Hoyt {164}, {165} y Yacowar {160} encon-

traron que las observaciones de superficie de la cubierta de nubes sobreestiman la cantidad de nubes, debido a problemas de proyección y errores de perspectiva inherentes a estimaciones visuales hechas desde el suelo. Más apropiadamente en este tipo de estudios serían las estimaciones de nubosidad a partir de datos de satélites {163}-{166}.

Considerando el problema de especificación de las características de la nubosidad como "difícil de resolver", alternativamente existe la posibilidad de utilizar las horas de insolación como factor de nubosidad. Sivkov {58} afirma: "la duración relativa de la insolación es enteramente dependiente de la nubosidad y puede ser usada como una característica de la nubosidad". Resulta conveniente utilizar las horas de insolación por múltiples razones entre las que se encuentran las ventajas mencionadas por Yacowar {166}: su simplicidad, climatología establecida más legible, programabilidad más simple y compatibilidad directa con predicciones por computadora basadas en analogías y registros de horas de insolación. Adicionalmente en otros trabajos {167}-{170} se ha reconocido la importancia de manejar preferentemente las horas de insolación ya que se han logrado establecer relaciones muy simples para determinar la fracción de horas de insolación a partir de datos de nubosidad. En la sección 6.1.2 se describe uno de estos métodos.

De hecho en el modelado de la atenuación de la radiación solar por las nubes, se han obtenido mejores resultados {24} cuando tanto la

cantidad de nubes así como valores de tiempo de insolación expresado en fracciones de hora, son usados para así sobrellevar las insuficiencias de utilizar solamente uno de estos parámetros.

Se detecta un modelo sencillo desarrollado por Barbaro y colaboradores (171) que simplifica la función de transmisión por nubosidad al considerar solamente la fracción de horas de sol brillante, que si bien no considera el efecto de las nubes de manera instantánea si se toma en cuenta para el transcurso de un día.

La radiación directa y difusa se expresan en las siguientes fórmulas:

$$H_b = H_{bc} \frac{n}{N} = \frac{n}{N} \int_{\omega_{sr}}^{\omega_{ss}} G_{bnc} \cos \theta_z \, d\omega \quad (6.1)$$

y

$$H_d = H_{dc} \frac{n}{N} + K_n \left(1 - \frac{n}{N}\right) (H_{bc} + H_{dc}) \quad (6.2)$$

donde H_{dc} y H_{bc} son los componentes directo y difuso de la irradiación solar para condiciones de cielo despejado, n/N es la fracción de horas del sol brillante o insolación relativa, y K_n es un coeficiente empírico de transmisión, que bien podría llamársele índice de nubosidad, obtenido por Berland (172) para diferentes latitudes y que se muestra en la tabla 6.1. Aparentemente K_n es la relación entre la radiación total con cielo completamente nublado y la radiación total con cielo despejado.

Tabla 6.1 Valores de K_n para diferentes latitudes, {171},{172}

L	75	70	65	60	55	50	45	40
K_n	0.55	0.50	0.45	0.40	0.38	0.36	0.34	0.33
L	35	30	25	20	15	10	5	0
K_n	0.32	0.32	0.32	0.33	0.33	0.34	0.34	0.35

Si bien este procedimiento no se justifica para ser utilizado en periodos cortos de tiempo, se ha demostrado que se obtienen resultados muy satisfactorios para periodos mensuales, {173}-{176}.

Se hace notar que los términos H_{bc} y H_{dc} se pueden calcular siguiendo cualquier procedimiento que se elija, y no necesariamente el que describen Barbaro y colaboradores {171}. Se puede ver que la mayor incertidumbre de este procedimiento se presenta en el valor de K_n . Los valores de K_n variarán en diferentes días y en diferentes regiones de acuerdo a la naturaleza de las nubes predominantes y del tipo de terreno. Cuando se tienen disponibles datos del tipo de nubes, el valor de K_n se puede obtener con mayor precisión de las tablas 6.2 y 6.3, pero de cualquier forma sólo es aplicable para promedios climáticos de al menos un mes de duración {15}.

Tabla 6.2 Valores de K_n en Blue Hill para diferentes tipos de nube y masa relativa de aire {177}. Los valores medios son los correspondientes a $m_r = 1.5$, según {18}.

m_r	C_i	C_s	A_c	A_s	S_c	S_t	N_s	Neblina
1.1	0.85	0.84	0.52	0.41	0.35	0.25	0.15	0.17
1.5	0.84	0.84	0.51	0.41	0.35	0.25	0.17	0.17
2.0	0.84	0.78	0.50	0.41	0.34	0.25	0.19	0.17
2.5	0.83	0.74	0.49	0.41	0.33	0.25	0.21	0.18
3.0	0.82	0.71	0.47	0.41	0.32	0.24	0.25	0.18
3.5	0.81	0.68	0.46	0.41	0.31	0.24	-	0.18
4.0	0.80	0.65	0.45	0.41	0.31	-	-	0.18
4.5	-	-	-	-	0.30	-	-	0.19
5.0	-	-	-	-	0.29	-	-	0.19

Tabla 6.3 Valores de K_n en Hamburgo para diferentes tipos de nube {178}

C_u	C_i	C_c	C_s	A_c	A_s	S_c	S_t	N_s
0.25	0.61	0.61	0.61	0.27	0.27	0.25	0.18	0.16

Albrecht (179) ha demostrado que el coeficiente K_n puede ser calculado a partir de la relación

$$K_n = (0.615 + 0.157 \frac{C}{C_b}) \{ 0.50 + 0.14 + \tan \alpha (\frac{\alpha_{m\acute{a}x} - 34.5^\circ}{17.0}) \} \text{ para } \frac{C}{C_b} \leq 4 \quad (6.3)$$

$$K_n = 1.243 \{ 0.50 + 0.14 \tan \alpha (\frac{\alpha_{m\acute{a}x} - 34.5^\circ}{17.0}) \} \text{ para } \frac{C}{C_b} > 4 \quad (6.4)$$

donde α es la altura solar, $\alpha_{m\acute{a}x}$ es la altura solar media maxima en un mes, C es la cantidad total de nubes y C_b es la cantidad de nubes de la capa inferior.

Por considerarlo de gran interes y reconocerse como un parámetro que debe desarrollarse en lo futuro, se discute ahora más ampliamente las horas de insolación y sus métodos de medición.

6.1 Métodos para la medición de la duración de la insolación

6.1.1 Medición directa de las horas de insolación

En este trabajo se describen cuatro tipos de instrumentos diseñados para medir la duración de la insolación. El registrador Campbell-Stokes (el instrumento estandar de la Organización Meteorológica Mundial), registrador termométrico Maring-Marvin, interruptor de insolación Foster y el registrador Thrnblad-Lau. En Coulson (157) se puede encontrar una descripción muy amplia de varios instrumentos que han sido desarrollados desde hace mucho tiempo. Se han diseñado otros instrumentos pero que más bien son de tipo amateur (190)-(181).

La duración real de la insolación se define como la fracción del día en horas que el disco solar es visible o que no está oculto por las nubes. La cantidad medida por un registrador de insolación es la cantidad de tiempo en la cual la radiación solar directa es lo suficientemente intensa para activar el registrador. Se puede decir que esta intensidad corresponde a la cantidad de tiempo en el cual el sol produce una sombra visible.

Registrador de insolación Campbell-Stokes. Fue inventado en Inglaterra por Campbell en 1853 y perfeccionado por Stokes en 1879. Es manufacturado principalmente en Gran Bretaña y es usado en el imperio Británico, en Europa, en Sudamérica y en América Central. Consiste esencialmente en una esfera de vidrio que actúa como lupa, con aproximadamente 10 cm de diámetro montada concéntricamente con una superficie cóncava de tal manera que los rayos directos del sol, son enfocados en una tarjeta químicamente tratada de forma que no se incendie pero sí quede marcada, siendo a la vez impermeable.

Este instrumento, cuando es manejado con cuidado y usado como lo indica la OMM, pueda dar indicaciones muy útiles de la duración y aún de la intensidad de la radiación directa. Sin embargo estos registradores están sujetos a errores pequeños de enfoque y orientación, ya que comúnmente en la práctica el ajuste es imperfecto. Además, la transparencia de la esfera de vidrio varía ligeramente, no solo entre diferentes esferas sino también con el tiempo. Se ha estimado que el valor mínimo que puede registrar este aparato es de 210 Wm^{-2} . Si la humedad relativa es alta o ha llovido, la tarjeta se puede humedecer y se

requiere de una radiación más intensa que la usual para quemarla. Una limitante para el uso de este instrumento, es la necesidad de cambiar diariamente la tarjeta de registro, así como la dificultad para dar una correcta interpretación a los registros.

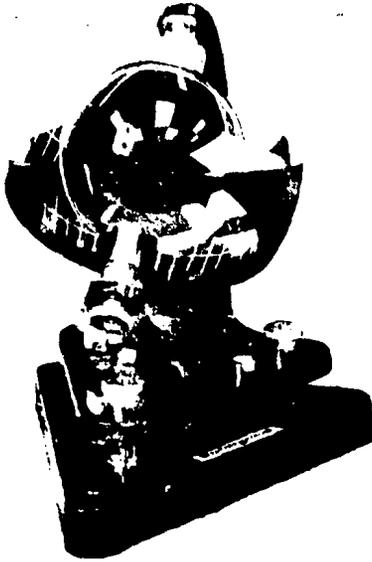


Fig 6.3 Registrador de Insolación Campbell-Stokes.

Registrador de insolación Maring-Marvin. Por casi un siglo el servicio climatológico de los Estados Unidos estuvo obteniendo datos en varias localidades por medio de un instrumento relativamente barato, propiamente descrito registrador de insolación termométrico Maring-Marvin, pero también conocido comunmente como interruptor Marvin de insolación. Este instrumento fue sugerido por D.T. Maring en 1898 y posteriormente fue manufacturado por Marvin.

El elemento sensor de este registrador consiste en una forma modificada del antiguo termómetro diferencial Leslie. Opera bajo el principio de calentamiento diferencial entre un bulbo ennegrecido y un bulbo claro, y un termómetro de aire. Los bulbos son conectados por medio de un tubo de vidrio estrecho, parcialmente conteniendo mercurio y alcohol, y son protegidos de los efectos de la temperatura ambiente encerrándolos en un tubo al vacío. Cuando la radiación alcanza el instrumento, el aire en el bulbo negro se calienta más rápidamente que el aire contenido en el bulbo claro. El aire caliente empuja el mercurio hacia arriba por el tubo conector hasta completar el contacto eléctrico entre dos cables de platino, manteniéndose el contacto hasta que la radiación baja evacuando entonces el mercurio el espacio entre contactos.

Tal como el registrador Campbell-Stokes, este instrumento está sujeto a errores debido a la instalación y ajuste deficiente. En general es menos sensible que el Campbell-Stokes, además de que es afectado tanto por el componente directo como por el difuso; esto provoca que en periodos breves de nubosidad parcial no haya interrupción en el registro.

Aún con luz solar más brillante tomará entre cinco y diez minutos, dependiendo del ajuste y condiciones de luz, para responder a la aparición y desaparición del sol.

Ninguno de estos dos instrumentos es lo suficientemente sensible como para responder a bajas intensidades que existen durante los primeros minutos justo después del amanecer y antes del atardecer.



Fig 6.4 Registrador de la duración de la insolación Marling-Marvin.

Interruptor Foster de insolación. Este instrumento fue desarrollado por el U.S. Weather Bureau y reportado en 1953 {182}. Este instrumento hace uso de dos celdas fotovoltaicas de capa de barrera de selenio para formar el sensor básico. Las fotoceldas están montadas de tal forma que una está sombreada de la radiación solar directa por una banda de sombra, pero ambas celdas reciben la radiación difusa. Las señales de difusa están balanceadas por lo que no se genera ninguna señal si no hay una fuerte intensidad. Cuando hay radiación directa lo suficientemente intensa, la celda no sombreada dispara un relevador y actúa un registrador.

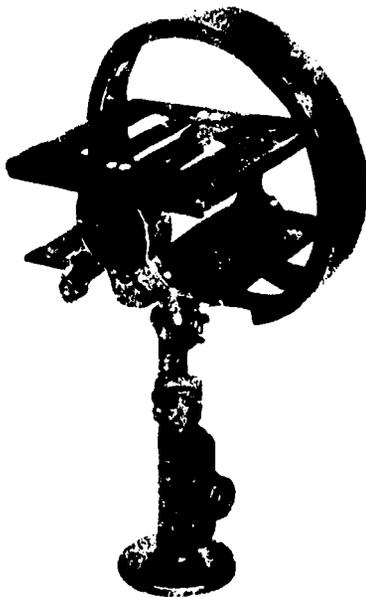
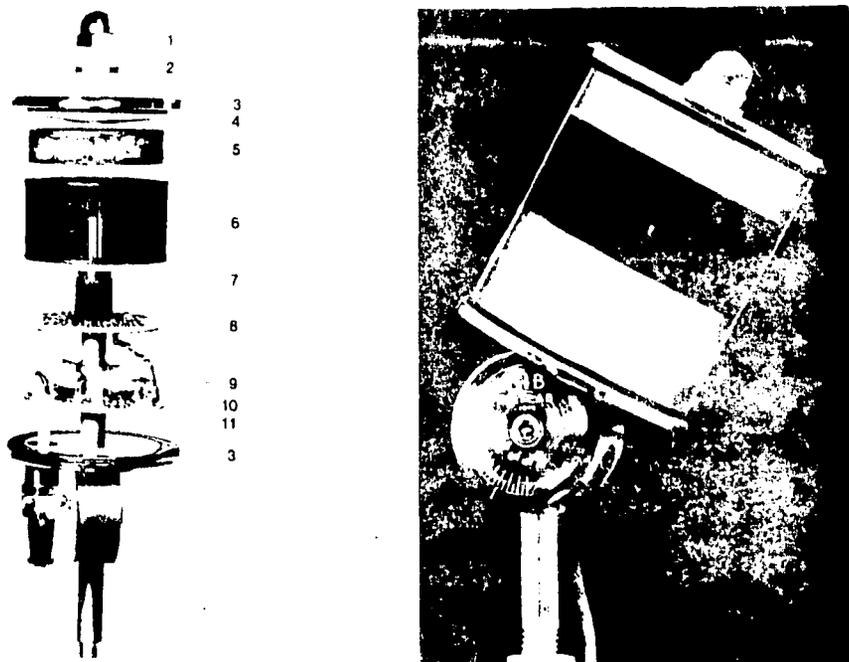


Fig 6.5 Interruptor Foster de insolación.

Este instrumento ha probado ser estable y confiable, y muy poco mantenimiento se requiere. El tiempo de respuesta es muy bueno, y su sensibilidad es suficiente para realizar mediciones desde el alba hasta el ocaso. En el futuro, sería muy recomendable que, en la medida de lo posible, los observatorios del mundo registraran las horas de insolación con aparatos de este tipo, ya que de esta manera se evitarían problemas inherentes a los registradores descritos anteriormente. Probablemente la única limitante de este instrumento sea la necesidad de ajustar la banda de sombra de acuerdo a la temporada del año, como con secuencia de la declinación solar.

Registrador de insolación Thörnblad. Este instrumento fue diseñado por Thörnblad (183). Posteriormente Lau (184) construyó una versión mejorada. La idea fundamental de este instrumento consiste en la detección de la intensidad de la radiación solar directa mediante dispositivos optoelectrónicos, que en este caso son fotodiodos. La corriente que circula a través de ellos es proporcional a la intensidad lumínica a la que se encuentran expuestos. El voltaje que produce esta corriente al pasar por una resistencia, la cual es calibrada para obtener un valor de voltaje correspondiente al umbral convencional a partir del que se considera que "si hay sol", hace disparar un circuito electrónico que entrega una señal digital alta que indica que hay suficiente insolación. Estos 18 fotodiodos se encuentran alojados en respectivas celdas hechas de lámina, unidas lateralmente en forma radial, las cuales limitan la exposición del fotodiodo a la radiación directa del sol y minimizan su exposición a la radiación difusa. Este



(a)

(b)

Fig 6.6 Registrador de Insolación Thornblad. (a) sin ensamblar
(b) ensamblado.

hecho garantiza que al menos uno de los fotodiodos estará frente al sol en cualquier momento del día. La disposición geométrica de los fotodiodos resultó finalmente en una estructura alojada dentro de un cilindro de vidrio que cubre tanto a los elementos sensores como a los circuitos electrónicos que componen el monitor. Para instalar este aparato se requiere alinear el eje de la estructura cilíndrica con el eje de la tierra. La gran ventaja que presenta este instrumento es que una vez instalado no requiere ajustes posteriores.

6.1.2 Evaluación aproximada de la fracción de horas de insolación

Tomando en cuenta la importancia y las ventajas que se tienen cuando se maneja la duración de las horas de insolación como factor de nubosidad al realizar estudios de atenuación de la radiación solar, se presenta ahora el problema de que a pesar de que el registro de este parámetro meteorológico es llevado a cabo en más estaciones que las de medición de la cantidad de radiación solar, existen muchos otros lugares, para los cuales no se tienen datos de duración de la insolación. Afortunadamente, se ha demostrado que esta información puede ser obtenida a partir de otros parámetros meteorológicos más ampliamente disponibles {165}-{170}.

Resultan ser de gran interés para México los métodos propuestos por Barbaro et al {170} y Stanghellini {169} ya que la red de estaciones de medición de horas de insolación consiste de 40 estaciones, mientras que hay cerca de 800 estaciones climatológicas donde las condiciones de cielo son observadas. Es decir, la información de las horas de insolación se incrementaría casi en un 2000%, lo que permitiría obtener un panorama detallado de la distribución espacial y temporal de la insolación sobre México. En vista de que los días en un mes cualquiera son clasificados de acuerdo a la nubosidad reportada en octas o decimos de acuerdo a la tabla 6.4, Barbaro et al {170} proponen la siguiente fórmula

$$\frac{\bar{n}}{\bar{N}} = k (1 - q n_4/m) \left(\frac{xn_1 + yn_2 + zn_3}{m} \right) \quad (6.5)$$

donde k es un factor que considera las condiciones atmosféricas particulares de la localidad; q es un coeficiente empírico dependiente del mes; $n_{1,2,3}$ es el número de días despejados, parcialmente nublados, y completamente cubiertos respectivamente; n_4 es el número de días en el mes con neblina, x,y,z (todos < 1) son factores empíricos climatológicos cosy $m = n_1 + n_2 + n_3$ es el número total de días en el mes.

Tabla 6.4 Clasificación de los días de acuerdo a la nubosidad.

	Nubosidad	
	Octas	décimos
día claro	0 - 2	0 - 3
día parcialmente nublado	3 - 5	4 - 7
día completamente nublado	6 - 8	8 - 10

Con los datos reportados para 31 estaciones en Italia, Barbaro et al {170} encuentran los valores de todas las constantes clasificándolos en 7 grupos helioclimáticos. Por su parte Stanghellini {169} propone una fórmula similar a la anterior aunque más sencilla

$$\frac{\bar{n}}{N} = \frac{x n_1 + y n_2 + z}{m} \quad (6.6)$$

donde el significado de las constantes es igual al de la fórmula anterior.

Con las observaciones de varios años en 6 localidades de Italia encuentra los valores de los coeficientes x, y, z para cada mes del año y para todas las estaciones.

De un análisis de los datos de 40 observatorios de la República Mexicana, se concluyó que los valores de x, y, z no pueden establecerse en forma universal con precisión acotada, además no fue posible encontrar una dependencia de los valores con el tipo de clima, con la época del año, con la localidad, etc, por lo que se sugiere seguir la relación de forma usada por otro investigador {185}, {46}

$$\frac{\bar{n}}{\bar{N}} = \frac{n_1 + 0.5 n_2}{m} \quad (6.7)$$

Expresión en la que se supone que en los días despejados el número de horas reales de insolación es igual al número de horas calculado teóricamente; mientras que en los días parcialmente nublados, sólo se tiene la mitad de las teóricas y en los completamente nublados no se tiene ningún registro de horas de insolación.

La incertidumbre que se tiene al aplicar esta fórmula, es similar a la que se tiene cuando se aplica la fórmula 6.6 con los valores de x, y, z obtenidos por regresión para una localidad en particular para todo el año. Esta fórmula presenta una tendencia a sobreestimar los valores de la fracción de horas de insolación en promedio mensual, de ahí que probablemente sea conveniente aplicar una corrección con el número de días con lluvia en el mes r , o con neblina v , {46}

$$\frac{\bar{n}}{\bar{N}} = \frac{n_1 + 0.5 n_2}{m} (1 - 0.2 \frac{r}{m}) (1 - 0.33 \frac{v}{m}) \quad (6.8)$$

La aproximación anterior puede usarse en ausencia de datos registrados para la duración de la insolación, \bar{n} , pero se sospecha, no puede

producir una precisión mejor a un 15 - 20%. Se cree que difícilmente pueda obtenerse una mejor precisión, por la naturaleza misma de las relaciones, en las que no se toman en cuenta otros factores que afectan tan directamente la duración de la insolación en una localidad en particular, como son las obstrucciones en el horizonte (e.g. montañas).

7. EFECTOS DE LA SUPERFICIE TERRESTRE

Las propiedades de absorción y dispersión de la atmósfera permiten conocer que porción de la radiación solar incidente será disminuida hasta llegar a la superficie terrestre. Bajo ciertas circunstancias, de cualquier forma, estas propiedades pueden provocar un incremento en la radiación recibida. El proceso responsable de este incremento ha sido denotado por varios términos, incluyendo: "Reflexión múltiple" (186), "Dispersión múltiple", (187) y "Dispersión hacia atrás" del cielo, (188).

Mientras que dispersión múltiple se refiere más estrictamente a dispersión múltiple de partículas y reflexión múltiple a las reflexiones, no hay una pérdida de generalidad si se consideran los dos términos sinónimos. Aquí se emplea el término de reflexión múltiple. Este término involucra tanto dispersión de la radiación global y la reflexión de la radiación global en la superficie de la tierra.

La dispersión hacia atrás del cielo representa la porción de la radiación dispersada y reflejada de la tierra que es reflejada de nuevo hacia la superficie de la tierra por la atmósfera. Es entonces un componente importante del proceso de reflexión múltiple.

Por reflexión múltiple se quiere decir para el caso donde la radiación global, incidente en un punto de la superficie terrestre, es reflejada hacia la atmósfera, y entonces reflejada nuevamente por esta hacia la superficie de la tierra debido al albedo del cielo, y este proceso continúa, de ahí que se le llame reflexiones múltiples. Esta situación se muestra esquemáticamente en la fig 7.1

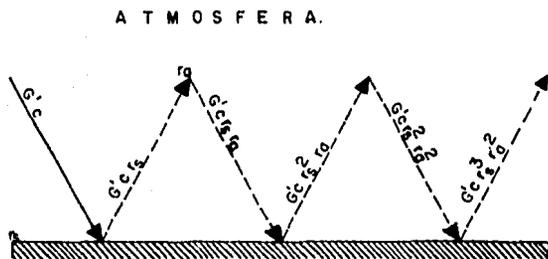


Fig 7.1 Proceso de reflexión múltiple entre la atmósfera y el suelo.

En la ausencia de absorción y asumiendo dispersión total en una dirección hacia la superficie de la tierra, un número infinito de tales reflexiones cíclicas sería posible. En el mundo real dicha conceptualización nunca se realiza. Esto es porque la absorción y dispersión atenúan la radiación reflejada suficientemente de tal forma que después de que cierto número de reflexiones cíclicas han ocurrido, reflexiones posteriores resultan ser una contribución despreciable en la radiación global que se recibe. Sin embargo, bajo ciertas circunstancias, la contribución de la radiación global reflejada a la radiación global recibida puede ser significativa.

Climatológicamente, el interés principal de este flujo recaería en el grado en el que la radiación global es intensificada como resultado de la reflexión múltiple. Así, si es posible calcular la radiación global antes de las reflexiones múltiples, y si la radiación global real es conocida de lecturas pirheliométricas, entonces la razón de la radiación global antes de las reflexiones múltiples se puede establecer. Aparantemente los primeros investigadores en proponer tal relación fueron Angström y Tryselius [189].

Se tiene entonces que en cualquier punto sobre la superficie de la tierra el total de la radiación, G , puede ser expresado como una serie finita

$$G = G'(r_s r_a + r_s^2 r_a^2 + r_s^3 r_a^3 + \dots) \quad (7.1)$$

o

$$G_c = G'_c \frac{r_s r_a}{(1 - r_s r_a)} \quad (7.2)$$

donde r_a es el albedo de la atmósfera y r_s es el albedo del suelo, G_c es la radiación global y G'_c es la radiación antes de las reflexiones múltiples.

Debido a que G' contiene un componente difuso y uno directo, en teoría se deberían tener dos valores separados para el albedo del suelo. En este caso se asume uno solo, r_s . Además asumiendo que este albedo produce una reflexión isotrópica difusa perfecta se tiene {2}

$$G_{dcr} = G_c \frac{r_s r_a}{1 - r_s r_a} \quad (7.3)$$

El albedo de la atmósfera para radiación dirigida hacia arriba se puede aproximar como la suma de un componente Rayleigh, r_R , y un componente de aerosoles {2}

$$r_a = r_R + (0.15) (1 - T_A) \omega. \quad (7.4)$$

donde $r_R = 0.0685$.

El valor de r_a es muy pequeño, y r_s es generalmente 0.2. Consecuentemente el efecto de las reflexiones múltiples es mínima. Sin embargo, en el caso de una cubierta de nieve, $r_s = 0.7$ y el efecto de las reflexiones múltiples adquiere dimensiones importantes.

Las nubes también incrementan significativamente el efecto de las reflexiones múltiples entre el suelo y la atmósfera. La radiación reflejada hacia arriba por el suelo es reflejada fuertemente hacia la tierra

por la superficie inferior de la cubierta de nubes, incrementándose entonces la intensidad de la radiación dispersa. Cuando se considera la presencia de nubes entonces el término usado para calcular G_{dcr} para cielo sin nubes debe ser omitido. Un cambio en el albedo de la superficie del suelo tiene entonces un efecto mayor en la intensidad dispersada en una atmósfera nublada que en una despejada. Lo que significa que las propiedades de la superficie juegan un papel importante en la cantidad de radiación dispersa recibida en la superficie.

Se han desarrollado varios procedimientos para determinar las reflexiones múltiples en presencia de nubes, los que generalmente son correspondientes al procedimiento seleccionado para determinar la atenuación por la nubosidad. Así, Hay (190) propone calcular el albedo del cielo, r_c , en términos del albedo de la atmósfera, r_a , y del albedo de la base de las nubes, r_n , ajustándolos por la proporción del cielo que esta despejado $(1-C)$ y cubierto por nubes, C respectivamente

$$r_c = C r_n + (1-C) r_a \quad (7.5)$$

Hay (48) ha utilizado exitosamente los valores $r_a = 0.25$ y $r_n = 0.60$, que en función de la fracción de horas de insolación se tiene:

$$H = H' \{1 - r_s [0.25n/N' + 0.60(1 - n/N')]\} \quad (7.6)$$

donde H' es la irradiación total antes de las reflexiones múltiples.

Por su parte Aevkiev [191] ha propuesto

$$H = H' / \{1 - r_s [0.2 + 0.5 (1 - n/N)]\} \quad (7.7)$$

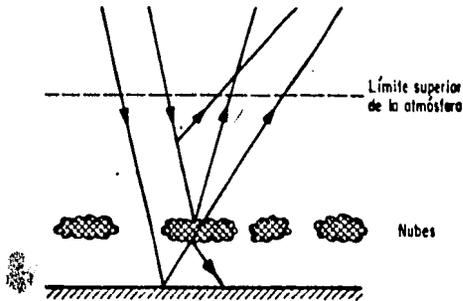


Fig 7.2 Ilustración del comportamiento de los rayos solares en la atmósfera terrestre.

8. MODELOS PARA ESTIMAR LA RADIACION SOLAR

En las siguientes secciones se presenta una descripción de algunas de las técnicas para cuantificar la radiación solar que se recibe en la superficie de la tierra. Si bien no es una comparación de todos los modelos existentes, sí se incluyen los de desarrollo reciente y que han mostrado buena concordancia con mediciones y cálculos teóricos más exactos. Los métodos parametrizados nos permiten calcular la irradiación a partir de relaciones teóricas entre la radiación y los parámetros geográficos, astronómicos y geofísicos más importantes, como son la latitud, la declinación del sol y las características de transparencia de la atmósfera. En la mayoría de los métodos parametrizados se incluyen procedimientos para considerar los efectos de atenuación debido a la nubosidad, pero que aquí no son tratados, es decir, se manejan como métodos para evaluar la radiación solar bajo condiciones de cielo despejado. Como ya se ha mencionado (cap 6), el modelado de la nubosi

dad no es sencillo por la gran cantidad de cambios que se presentan en la formación, concentración, distribución y otras propiedades de las nubes; simplemente la cantidad total de nubes difícilmente se conoce mejor a un 10%. Y es en este punto donde los métodos empíricos se encuentran fuertemente ligados a los métodos computacionales, ya que para modelar la nubosidad inevitablemente se recurre al empirismo. Así, siendo la nubosidad el mayor factor en la atenuación de la radiación solar, puede pensarse que resulta inútil realizar cálculos detallados de atenuación de la radiación en la atmósfera, cuando probablemente con un método empírico sencillo, y con el correspondiente ahorro en tiempo de cálculo, sea obtenida la misma precisión en los resultados. Sin embargo, los métodos parametrizados

han demostrado en varias ocasiones su capacidad para aportar datos similares a los de las mediciones experimentales, al menos bajo condiciones de cielo sin nubes, para periodos cortos de tiempo.

A pesar de que se han desarrollado una gran cantidad de métodos empíricos para estimar la radiación solar, difícilmente podría decirse que todos tienen una validez "universal". Sin embargo, un buen método es el propuesto por Ångström (192) el cual ha sido aplicado con resultados muy satisfactorios en gran cantidad de localidades en el mundo con gran diversidad de climas. Este método permite realizar evaluaciones razonablemente buenas para periodos grandes de tiempo, por lo menos promedios mensuales y no es válido para periodos más pequeños (e.g. diarios).

8.1 Métodos no estratigráficos

8.1.1. Espectrales

Es posible encontrar muchos modelos para cuantificar la radiación solar, pero son pocos los que han sido desarrollados para simular los flujos espectrales de la radiación directa y difusa. Ya se ha planteado la necesidad de contar con modelos cuya formulación esté basada en una atmósfera homogénea simple sin capas, pero que sí sea incluido lo mejor en cuanto al conocimiento de los coeficientes moleculares de absorción se refiere. En gran medida, este tipo de modelos no han tenido gran aceptación ni difusión debido a las dificultades que se presentan en su aplicación a pesar de su gran utilidad para campos como la energía solar fotovoltaica, ecología de plantas, agricultura y fotoquímica del medio ambiente. Algunos modelos que se han desarrollado se ven limitados ya que sólo comprenden una región del espectro solar, {82}, {194}, o bien tienen una aplicación específica {195}. Es común encontrarse también con casos en los que sólo se presentan los resultados en forma de curvas o tablas {13}, {75}, {196}, {197}, únicamente para ciertas condiciones particulares. Hatfield y colaboradores {94} utilizan la formulación de Gates {13} para predecir la irradiancia espectral directa incluyendo además otros efectos como la latitud, altitud, albedo superficial, inclinación y orientación de la superficie. Desafortunadamente se requiere un procedimiento de interpolación ya que los valores de la irradiancia extraterrestre y los coeficientes de absorción usados no están dados para las mismas longitudes de onda, {198}.

Resulta entonces que aparentemente el mejor método de aplicación general actualmente disponible de una manera simple es aquel desarrollado por Leckner (60). Este modelo es modificado por Brine e Iqbal (198) en cuanto al componente difuso se refiere, con el propósito de lograr una mejor descripción y comprensión de los efectos de dispersión, así como los de extinción a causa de los aerosoles. Además incorporan los efectos de las reflexiones múltiples entre la atmósfera y el suelo. Para ello se basaron en un modelo integrado para todo el espectro solar (2).

A continuación se presenta una descripción del modelo desarrollado por Leckner-Brine e Iqbal que comprende la región de $0.29 \mu\text{m}$ a $4 \mu\text{m}$ del espectro solar y que es suficiente para la mayoría de las aplicaciones - en energía solar (60).

Formulación matemática

Con el modelo desarrollado por Leckner (60) el cálculo de la irradiancia espectral directa, difusa y total se realiza en forma simple a través de definir las propiedades atenuantes de la atmósfera con parámetros meteorológicos estándar y utilizando la irradiancia espectral extraterrestre (199)(tabla 4.4)

Irradiancia espectral directa

El modelo para calcular la irradiancia espectral directa es simplemente la expresión de la ley de Beer de atenuación exponencial aplicada a cada longitud de onda individualmente

$$G_{bn\lambda} = G_{cs\lambda} T_{R\lambda} T_{O3\lambda} T_{GM\lambda} T_{H_2O\lambda} T_{A\lambda} \quad (8.1)$$

donde $T_{R\lambda}$, $T_{O3\lambda}$, $T_{GM\lambda}$, $T_{H_2O\lambda}$, $T_{A\lambda}$ son las funciones de transmitancia espectral debido a la dispersión de Rayleigh, absorción por el ozono, absorción por los gases uniformemente mezclados, absorción por el vapor de agua y extinción por los aerosoles. Estas funciones de transmitancia están definidas para trayectorias a través de la atmósfera hasta la superficie terrestre, expresadas en la forma de masas relativas de aire, m_x .

La dispersión de Rayleigh es la dispersión debida a las pequeñas moléculas de aire y tiene una dependencia inversa con la cuarta potencia de la longitud de onda, siendo entonces la función aproximada de transmitancia {199}

$$T_{R\lambda} = \exp \{-m / (\lambda^4 (115.6406 - 1.335/\lambda^2))\} \quad (8.2)$$

aunque también podría utilizarse la ecuación 5.3.

Reescribiendo la ecuación 5.8, la transmitancia debido a la absorción por el ozono es

$$T_{O3\lambda} = \exp(-a_{O3\lambda} U_{O3} m_{O3}) \quad (8.3)$$

La transmitancia debido a la absorción por el vapor de agua

$$T_{H_2O\lambda} = \exp\{-0.2385 a_{H_2O\lambda} [U_{H_2O} + (1.42 - U_{H_2O}) 0.5] m / (1.0 + 20.07 a_{H_2O\lambda} m)^{0.45}\} \quad (8.4)$$

así como la transmitancia debido a la absorción por los gases uniformemente mezclados

$$T_{GM\lambda} = \exp\{-1.41 a_{GM\lambda} m / (1 + 118.3 a_{GM\lambda} m)^{0.45}\} \quad (8.5)$$

son funciones generalizadas ajustadas a las funciones de transmitancia determinadas para cada intervalo de longitud de onda. Los coeficientes de absorción aparecen en las tablas 5.2, 5.3 y 5.4. La transmitancia debido a la extinción por los aerosoles es expresada con la ecuación propuesta por Angström

$$T_{A\lambda} = \exp\{-\beta\lambda^{-\alpha} m\} \quad (8.6)$$

La irradiancia directa espectral sobre una superficie horizontal en cualquier época del año está dada por

$$G_{b\lambda} = G_{on\lambda} \cos \theta_z T_{R\lambda} T_{O3\lambda} T_{GM\lambda} T_{H_2O\lambda} T_{A\lambda} \quad (8.7)$$

Irradiancia espectral difusa

Como la irradiancia difusa resulta de la interacción de la radiación solar con las partículas dispersoras - moléculas de aire y aerosoles de la atmósfera, Brine e Iqbal (1975) consideran a la irradiancia difusa compuesta de tres componentes distintos: (a) dispersada por Rayleigh; (2) dispersada por aerosoles; y (3) por reflexiones múltiples.

A partir de las transmitancias individuales del modelo de irradiancia espectral directa se llega a la irradiancia espectral difusa en una superficie horizontal debido a la dispersión de Rayleigh

$$G_{dR\lambda} = G_{on\lambda} \cos \theta_z T_{O3\lambda} T_{GM\lambda} T_{H_2O\lambda} T_{A\lambda} (1 - T_{R\lambda}) F_R \quad (5.8)$$

donde F_R es la razón de dispersión de Rayleigh dirigida hacia la superficie de la tierra, a la que generalmente se le asigna un valor de 0.5.

Similarmente la irradiancia espectral difusa en una superficie horizontal debido a la dispersión por aerosoles es

$$G_{dA\lambda} = G_{on\lambda} \cos \theta_z T_{R\lambda} T_{O3\lambda} T_{GM\lambda} T_{H_2O\lambda} (1 - T_{A\lambda}) \omega_o F_A \quad (8.9)$$

donde ω_o es el albedo de dispersión simple el cual separa la energía atenuada en dispersada y absorbida. Para aerosoles completamente dispersores $\omega_o = 1$. Se considera que es independiente de la longitud de onda. F_A es la razón efectiva de dispersión (hacia la tierra, no necesariamente en la dirección hacia adelante) que es función del ángulo-

lo zenital, θ_z , como lo muestran valores experimentales reportados en la literatura (54). Sherry y Justus (36) presentan una ecuación para determinar F_A en función del ángulo zenital

$$F_A = 1 - 10^{(-0.736 \cos \theta_z - 0.332)} \quad (9.10)$$

considerándose también independiente de la longitud de onda. Se hace notar que estos valores de F_A dan solo una estimación aproximada de la función efectiva de dispersión hacia adelante. En realidad se debe calcular con la relación

$$F_A = (1 + \langle \cos \theta \rangle) 0.5 \quad (9.11)$$

donde $\langle \cos \theta \rangle$ es el factor asimétrico del aerosol. Shettle y Fenn (200) dan los valores de este factor, así como los del albedo de dispersión simple, en función de la longitud de onda para cuatro modelos de atmósfera.

La irradiancia espectral difusa resultante después de las reflexiones múltiples entre la atmósfera y el suelo está dada por

$$G_{dr\lambda} = (G_{b\lambda} + G_{dR\lambda} + G_{dA\lambda}) r_{s\lambda} r_{a\lambda} / (1 - r_{s\lambda} r_{a\lambda}) \quad (8.12)$$

donde el albedo del suelo, $r_{s\lambda}$, se puede tomar independiente de la longitud de onda. El albedo monocromático atmosférico, $r_{a\lambda}$, está dado por

$$r_{a\lambda} = T_{03\lambda}' T_{H_2O\lambda}' T_{GM}' (1 - T_{R\lambda}') T_{A\lambda}' \Gamma_R + 0.22 (1 - T_{A\lambda}') \omega_o T_{R\lambda}' \Gamma_A \quad (8.13)$$

donde las primas indican que las transmitancias están evaluadas para $m = 1.9$.

La irradiancia espectral difusa total sobre una superficie horizontal es entonces la suma de las tres componentes

$$G_{d\lambda} = G_{dR\lambda} + G_{dA\lambda} + G_{dr\lambda} \quad (8.14)$$

Similamente, la irradiancia total es la suma de la irradiancia directa y la irradiancia difusa total

$$G_{\lambda} = G_{b\lambda} + G_{d\lambda} \quad (8.15)$$

Como se puede apreciar los parámetros de entrada incluyen un espectro extraterrestre, ángulo zenital, coeficiente de turbidez β , albedo del suelo r_s , contenido de vapor de agua y ozono.

Aunque el tratamiento que se le da al componente difuso permite una mejor comprensión del fenómeno físico, se hace cuestionable el complicar el modelo ante la incertidumbre que encierran ciertos parámetros adicionales, como lo es el albedo espectral simple ω_o ; en gran parte debido a un desconocimiento total de su comportamiento y variabilidad en situaciones reales. Como ya se ha dicho, se puede ganar en precisión numérica pero no necesariamente en aplicación práctica. Ante esto, se presenta ahora el modelo de irradiancia espectral difusa más simple, como fue

originalmente propuesto por Leckner {60}

$$G_{d\lambda} = G_{on\lambda} \cos \theta_z T_{O3\lambda} T_{GM\lambda} T_{H_2O\lambda} (1 - T_{R\lambda} T_{A\lambda}) F \quad (8.16)$$

Esta expresa que la irradiancia difusa incidente en una superficie horizontal como la diferencia entre el componente directo de la radiación y un componente directo ficticio sujeto únicamente a la absorción molecular.

F es la función de la razón de dispersión dirigida hacia adelante tanto para la dispersión Rayleigh como para la dispersión por aerosoles a la que generalmente se le asigna un valor de 0.5. Hatfield y colaboradores {94} la expresan en función del ángulo zenital

$$F = 0.5 \cos^{1/3} \theta_z \quad (8.17)$$

la cual da valores para F de 0.5 o menores, lo cual es aproximadamente cierto únicamente para una atmósfera pura sujeta sólo a la dispersión Rayleigh.

Así la irradiancia espectral total en una superficie horizontal, considerando los efectos de reflexión múltiple, sería la suma de tres componentes

$$G_{\lambda} = G_{b\lambda} + G_{d\lambda} + G_{dr\lambda} \quad (8.18)$$

8.1.2 No - Espectrales con funciones separadas de transmisión

Si bien las irradiaciones en promedio mensual son datos útiles en investigaciones climatológicas a gran escala, valores para periodos más cortos, preferentemente diarios, tendrían una aplicación más amplia. Estos pueden ser usados directamente o promediados para periodos más grandes de tiempo de acuerdo a las necesidades del usuario. Las radiaciones posibles pueden ser calculadas para periodos de cualquier longitud: años, meses, periodos de 10 días, periodos de 5 días, grupos de días, días individuales, y aun para periodos de varias horas.

Desde luego que en cuanto más reducida es la escala de tiempo, es de esperarse que los errores de cálculo excedan aquellos para periodos medios mensuales debido a una mayor variabilidad en las propiedades radiativas atmosféricas. Sin embargo, ya se ha demostrado que la única manera de realizar estimaciones aproximadas para periodos cortos de tiempo (e.g, horarios) es utilizando métodos parametrizados, de ahí su gran importancia. Y si los resultados así obtenidos no son del todo satisfactorios, se debe a que para cielos nublados los procedimientos teóricos aún no han sido bien desarrollados, de ahí que actualmente el mayor esfuerzo esté enfocado a establecer nuevos procedimientos para calcular la atenuación de la radiación solar por la nubosidad (e.g, ref (193)). Para cielo sin nubes, desde hace unos 10 años ya se hablaba de obtener estimaciones con una precisión similar a la de los instrumentos de medición directa (+ 5%), (21), lo que ya ha sido verifica-

do en un gran número de trabajos y ya se toma como un hecho, sin olvidar que para ello se requiere que los diversos parámetros de entrada del modelo sean de buena calidad. Esto es haber dado un gran paso, ya que además de verse como una solución parcial al problema, no debe olvidarse que el cálculo de la radiación solar bajo condiciones de cielo despejado nos permite tener un mejor entendimiento del comportamiento de la radiación solar; siendo también esta condición la que generalmente indica el máximo de energía disponible, máximo que establece un criterio para diseñar equipo para la utilización de la energía solar. Este valor es necesario en el diseño de materiales para aplicaciones solares con el fin de prevenir daño prematuro o bien el deterioro de materiales plásticos.

Muchos modelos atmosféricos se han propuesto a fin de calcular la radiación solar sin considerar las características espectrales en detalle, es decir, se intenta definir de una manera simple el efecto de atenuación (absorción y dispersión) de la radiación solar en la atmósfera. Por regla general, estos métodos están basados en cálculos teóricos más precisos.

En estos métodos, se considera que en la ausencia de nubes, la radiación solar total recibida en la superficie de la tierra es un residuo después de que el flujo extraterrestre ha sido atenuado por la absorción y dispersión atmosférica.

Algunos modelos { 39 } {201} {202} se han desarrollado a partir del trabajo pionero de Moon {203} quien probablemente fue el primero en

combinar todas las características individuales de absorción y dispersión en un solo modelo completo.

Kimball {14},{103} elaboró una gráfica muy conveniente para calcular la transmitancia atmosférica; sin embargo, los resultados con ella obtenidos están sujetos a error por ciertas inconsistencias de la misma {16}. Houghton {16} elaboró una nueva gráfica basándose en los datos originales del Smithsonian Astrophysical Observatory, la cual ha sido de gran utilidad para varios estudios {17},{19},{20},{22},{24},{27},{36},{38} tanto en su forma original como con diversas modificaciones.

Otros modelos que se han desarrollado presentan la desventaja de haber sido desarrollados para evaluar únicamente el componente directo de la radiación solar, {29},{204},{205},{206}; otros son muy simples pero no tienen un procedimiento sencillo {21},{26} o simplemente no tienen procedimiento alguno {204}, para determinar la transmitancia debido a los aerosoles o se requiere para ello de información de la que no se realizan observaciones regulares {32},{36},{171}.

En condiciones atmosféricas reales, se presenta un amplio rango de valores de turbidez, cantidad de agua, y cantidad de ozono, de ahí que el modelo debe ser capaz de acomodar estos cambios. Varios modelos son capaces de ajustarse a ellos, sin embargo algunos presentan ciertas inconveniencias. Una revisión detallada de algunos modelos ha sido realizada por Davies y Hay {2}, así como por Bird y Hulström {30},{32}. Se consideran con posibilidades de ser aplicados en Méxi-

co los modelos desarrollados por Hoyt {25}, Davies y Hay {2} y Bird y Hulstrom {32} de los cuales se hace una breve descripción a continuación.

Formulación Matemática

La estructura de estos modelos permite realizar el cálculo de la radiación solar para varios tipos de atmósferas ideales y reales (limpia, turbia, seca, húmeda, etc). La mayor incertidumbre en estos métodos radica en la selección adecuada de las funciones de transmisión atmosférica que ya se han tratado en el capítulo 5. Al igual que la mayoría de los modelos, estos incluyen los efectos de las nubes, pero como se dijo antes este aspecto aquí no es descrito.

Modelo de Hoyt

Irradiancia directa

Para una atmósfera sin nubes, Hoyt propone calcular la irradiación directa recibida en una superficie horizontal con la siguiente fórmula

$$G_{bc} = G_{on} \cos \theta_z (1 - \sum_{j=1}^5 A_j) T_{AS} T_R \quad (2.19)$$

donde A_j ($j = 1-5$) son las razones de absorción para el vapor de agua ($j=1$), bióxido de carbono ($j=2$), ozono ($j=3$), oxígeno ($j=4$), y nitrógeno ($j=5$); T_{AS} y T_R son las funciones de transmitancia debido a la dispersión por el polvo y por las moléculas de aire (dispersión de Rayleigh) respectivamente.

Irradiancia difusa

En este modelo se toma en cuenta la interreflexión (sólo por una vez) de la radiación solar entre el suelo y el cielo, de ahí que la irradiancia difusa sobre una superficie horizontal sea separada en dos componentes

$$G_d = G_{on} \cos \theta_z \left(1 - \sum_{j=1}^5 A_j\right) \{0.5(1-T_R) + 0.75(1-T_{AS})\} \quad (8.20)$$

$$G_{dr} = (G_b + G_d)_s \left(1 - \sum_{j=1}^5 A'_j\right) \{0.5 T'_R + 0.25 T'_{AS}\} \quad (8.21)$$

donde las primas en las funciones de absorción indican que deben ser calculadas usando valores de masa de aire de

$$m' = m + 1.66 \quad (8.22)$$

y las funciones de transmitancia deben ser calculadas usando

$$m' = 1.66 P/1013.25 \quad (8.23)$$

con el fin de tomar en cuenta la atenuación de la radiación solar que pasa inicialmente a través de la atmósfera y para considerar la reflectividad de Lambert de la superficie.

En estas expresiones se considera que la mitad de la radiación debida a la dispersión de Rayleigh y tres cuartos de la radiación debido a la dispersión por los aerosoles está dirigida hacia la superficie del suelo.

La irradiancia total sobre una superficie horizontal es entonces la suma de tres componentes

$$G = G_b + G_d + G_{dr} \quad (5.24)$$

Choudhury (35), ha propuesto la siguiente expresión para considerar las reflexiones múltiples entre la atmósfera y el suelo.

$$G = G_{oi} \cos \theta_z \frac{(1 - \sum_{j=1}^5 A_j) \{T_{AS} T_R + 0.5(1 - T_R) + 0.75(1 - T_{AS})\}}{1 - r_s \left(\frac{0.0658 + \beta}{0.09606 + \beta} \right)} \quad (8.25)$$

Modelo de Davies y Hay

Irradiancia directa

Se puede decir que las ecuaciones que forman este modelo son parcialmente el resultado de la comparación de varios modelos existentes, así la irradiancia directa sobre una superficie horizontal está dada por

$$G_b = G_{on} \cos \theta_z (T_{O_3} T_R^{-A_{H_2O}}) T_A \quad (6.26)$$

donde T_{O_3} , T_R , T_A son las funciones de transmitancia debido a la absorción por el ozono, a la dispersión de Rayleigh y a la atenuación por los aerosoles. Ecuación en la que no se considera la absorción debida a los constituyentes menores de la atmósfera (CO_2 y O_2).

Irradiancia difusa

La irradiancia difusa es la suma de los componentes debidos a la dispersión molecular, a la dispersión por aerosoles y la resultante de las reflexiones múltiples entre la atmósfera y el suelo

$$G_{dR} = G_{on} \cos \theta_z T_{O3} (1 - T_R) \Gamma_F \quad (8.27)$$

donde Γ_R ya se ha definido en las ecs 7.8 y 7.17.

$$G_{dA} = G_{on} \cos \theta_z (T_{O3} T_R - A_{H_2O}) (1 - T_A) \omega_o \Gamma_A \quad (8.28)$$

donde ω_o y Γ_A ya se han definido en las ecs 7.9 a 7.11.

$$G_{dr} = (G_b + G_{dR} + G_{dA}) r_s r_a / (1 - r_s r_a) \quad (8.29)$$

donde r_s y r_a son el albedo del suelo y de la atmósfera respectivamente.

Siendo entonces la irradiancia difusa total

$$G_d = G_{dR} + G_{dA} + G_{dr} \quad (8.30)$$

y la irradiancia total o global

$$G = G_b + G_d \quad (8.31)$$

En este modelo son también válidas las observaciones hechas en el modo espectral con respecto a los parámetros adicionales (Γ_A y ω_o) a fin de cuantificar la dispersión debido a los aerosoles. Bird [32] sugie-

re utilizar los valores $\omega_o = 0.98$ y $\Gamma_A = 0.85$ cuando no se tenga la información suficiente.

Modelo de Bird

Irradiancia directa

Este modelo es una versión simplificada de un código riguroso llamado Soltran {10}. La irradiancia directa sobre una superficie horizontal se calcula con la siguiente expresión

$$G_b = 0.9622 G_{on} \cos \theta_z T_R T_{O3} T_{GM} T_{H2O} T_A \quad (9.32)$$

donde T_R , T_{O3} , T_{GM} , T_{H2O} y T_A son las funciones de transmitancia de - bido a la dispersión de Rayleigh, a la absorción por el ozono, a la absorción por los gases uniformemente mezclados y a la atenuación por los aerosoles. El factor 0.9622 se añadió ya que el espectro solar utilizado para desarrollar este método comprendía el rango de 0.3 μm a 3.0 μm . La irradiancia total extraterrestre en este intervalo es - de 1307 W/m^2 cuando la total para todo el espectro es de 1353 W/m^2 .*

Irradiancia difusa

La irradiancia difusa se calcula con la siguiente relación

$$G_d = 0.79 G_{on} \cos \theta_z T_{O3} T_{H2O} T_{GM} T_{AA} \{0.5(1-T_R) + \Gamma_A(1-T_{AS})\} / (1+m^{1.02}) \quad (9.33)$$

que incluye la dispersión Rayleigh y la debida a los aerosoles.

* Al fin de tener compatibilidad con la constante solar de 1367 Wm^{-2} y su distribución espectral, este factor tendría un valor de 0.9680.

La irradiancia total incluyendo la reflectividad de la superficie se calcula con la fórmula

$$G = (G_b + G_d) / (1 - r_s r_a) \quad (8.34)$$

Bird sugiere que el valor de $F_A = 0.84$ sea usado por este modelo a menos que se tenga disponible buena información de los aerosoles.

8.1.3 No espectrales con una sola función de transmisión

Los efectos de absorción y dispersión de la radiación son variables con el tiempo, como las condiciones atmosféricas y la masa de aire cambian. No es cosa sencilla establecer y especificar todos los parámetros requeridos para definir estos cambios, de ahí que se hallan desarrollado este tipo de métodos que son aún más rápidos y sencillos que las aproximaciones parametrizadas, y que ya se mencionó antes son menos precisos pero de cualquier forma son útiles. Es común que en estos métodos se definan condiciones atmosféricas estándar, bajo las cuales se calcula la radiación horaria o diaria.

Formulación Matemática

Modelo ASHRAE

Este modelo lo describen Farber y Morrison [207] aunque de hecho es el resultado del desarrollo de varios trabajos.

Irradiancia directa

La irradiancia directa normal se calcula con la siguiente expresión:

$$G_{\text{bnc}} = A \exp(-B \sec \theta_z) \quad (8.35)$$

donde los coeficientes A y B fueron obtenidos ajustando esta ecuación a las curvas de insolación de Threlkeld y Jordan (208). A es llamada la irradiancia extraterrestre aparente y toma en cuenta las variaciones en la distancia tierra-sol. Por lo que de hecho

$$A = G_{\text{cs}} \left(\frac{\bar{R}}{R}\right)^2 \quad (8.36)$$

La variable B representa un coeficiente de atenuación atmosférica para la atmósfera básica de Threlkeld y Jordan (208), la cual contiene 0.25 cm de Ozono, 200 partículas cm^{-3} y un contenido variable de agua precipitable.

Como la ec (8.35) fue desarrollada para condiciones al nivel del mar, esta puede ser adaptada para cualquier altitud de manera muy simple

$$G_{\text{bnc}} = A \exp\{-B \sec \theta_z (P/P_0)\} \quad (8.37)$$

donde P es la presión de la localidad y P_0 es la presión normal al nivel del mar.

Irradiancia difusa

La formulación ASHRAE también incluye un procedimiento para calcular la irradiancia difusa de una forma muy sencilla. La irradiancia difusa en una superficie horizontal esta dada por

$$G_{dc} = C G_{bnc} \quad (8.38)$$

donde C es una variable que depende del contenido de agua en la atmósfera.

Una vez que la irradiancia directa y difusa se han calculado, la irradiancia total en una superficie horizontal se obtiene de

$$G_c = G_{bnc} \cos \theta_z + G_{dc} \quad (8.39)$$

Los valores de A, B y C, que se muestran en la tabla 8.1 fueron recalculados por Mächler (80) a fin de actualizar el modelo basándose en el modelo de Bird (32).

Modelo de Hottel

Hottel (206) presenta un método muy conveniente para estimar la radiación directa transmitida a través de atmósferas sin nubes el cual toma en cuenta el ángulo zenital y la altitud para una atmósfera estándar y para cuatro tipos de clima.

Tabla 8.1 Constantes A,B,C para el cálculo de la irradiancia solar siguiendo el algoritmo ASHRAE

Fecha	A (W m ⁻²)	B (mr) ⁻¹	C (adimensional)
ENE 21	1202	0.141	0.103
FEB 21	1187	0.142	0.104
MAR 21	1164	0.149	0.109
ABR 21	1130	0.164	0.120
MAY 21	1106	0.177	0.130
JUN 21	1092	0.185	0.137
JUL 21	1093	0.186	0.138
AGO 21	1107	0.182	0.134
SEP 21	1136	0.165	0.121
OCT 21	1136	0.152	0.111
NOV 21	1190	0.144	0.106
DIC 21	1204	0.141	0.103

La transmitancia atmosférica para la radiación directa se define de la siguiente forma

$$T_b = a_0 + a_1 e^{(-k/\cos \theta_z)} \quad (8.40)$$

donde a_0 , a_1 y k son constantes determinados a partir de a_0^* , a_1^* y k^* , los cuales están dados para altitudes menores a 2.5 Km y una visibilidad de 23 Km (Atmósfera limpia) por

$$a_0^* = 0.4327 - 0.00821 (6 - z)^2 \quad (8.41)$$

$$a_1^* = 0.5055 + 0.00595 (6.5 - z)^2 \quad (8.42)$$

$$k^* = 0.2711 + 0.01858 (2.5 - z)^2 \quad (8.43)$$

Para una visibilidad de 5 Km (Atmósfera turbia)

$$a_0^* = 0.2538 - 0.0063 (6-z)^2 \quad (8.44)$$

$$a_1^* = 0.7678 + 0.0010 (6.5 - z)^2 \quad (8.45)$$

$$k^* = 0.249 + 0.081 (2.5 - z)^2 \quad (8.46)$$

donde z es la altitud en kilómetros.

Los factores de corrección (r_0 , r_1 , r_k) mostrados en la tabla 8.2, se aplican a a_0^* , a_1^* y k^* para permitir los cambios en el tipo de clima.

$$a_0 = r_0 a_0^* \quad (8.47)$$

$$a_1 = r_1 a_1^* \quad (8.48)$$

$$k = r_k k^* \quad (8.49)$$

Tabla 8.2 Factores de corrección para los tipos de clima en el modelo de Hottel {206}.

Tipo de clima	r_0	r_1	r_k
Tropical	0.95	0.98	1.02
Verano latitud media	0.97	0.99	1.02
Verano subártico	0.99	0.99	1.01
Invierno latitud media	1.03	1.01	1.00

Entonces la irradiación directa normal es

$$G_{bnc} = G_{on} T_b \quad (8.50)$$

donde G_{on} se obtiene con la ec 4.36. La irradiancia directa en una superficie horizontal es

$$G_{bc} = G_{on} T_b \cos \theta_z \quad (8.51)$$

Irradiancia difusa

Aunque Hottel {206} no presenta un procedimiento para calcular la irradiancia difusa, Duffie y Beckman {47} proponen utilizar la relación entre el coeficiente de transmisión para la radiación directa y difusa para días despejados encontrada por Liu y Jordan {209}

$$T_d = 0.2710 - 0.2939 T_b \quad (8.52)$$

donde T_d es G_d/G_o la razón de la radiación difusa con la radiación extraterrestre en una superficie horizontal, por lo tanto la irradiancia global es

$$G_c = G_{on} T_b \cos \theta_z + G_o T_d \quad (8.53)$$

o bien

$$G_c = G_o (T_b + T_d) \quad (8.54)$$

Modelo de Schmetz y Raschke

Para calcular la irradiancia bajo condiciones de cielo despejado, Schmetz y Raschke {43} proponen un modelo muy sencillo en el cual el único parámetro de entrada requerido es la visibilidad en Km.

Irradiancia directa

Se propone calcular la irradiancia directa con la ecuación

$$G_{bc} = G_{on} \cos \theta_z \quad cd^m \quad (8.55)$$

donde $c \cdot d$ es un factor efectivo de transmisión, siendo c y d constantes que dependen de la atenuación atmosférica, la cual es expresada en términos de la visibilidad, m es la masa relativa de aire.

Irradiancia global

En forma similar la irradiancia global se calcula con

$$G = G_{on} \cos \theta_z \quad ef^m \quad (8.56)$$

Los valores de las constantes c, d, e y f fueron calculados por Schmetz y Raschke por medio de un ajuste de mínimos cuadrados a los resultados obtenidos con un modelo de transferencia radiativa. Estos valores obtenidos para 5 visibilidades se muestra en la tabla 8.3.

Tabla 8.3 Valores de las constantes c, d, e, f en función de la visibilidad {162}

Visibilidad	2Km	5Km	10Km	20 Km	50 Km
c	0.793	0.818	0.822	0.824	0.827
d	0.305	0.507	0.600	0.652	0.792
e	0.393	0.948	0.925	0.913	0.879
f	0.683	0.772	0.811	0.832	0.889

8.2 Métodos Empíricos

En general, los métodos empíricos han sido desarrollados para cuantificar únicamente la irradiación solar total o global.

Se han propuesto una gran diversidad de métodos empíricos que continuamente son modificados con la intención de mejorar las estimaciones. Así, se encuentran modelos en los que se han establecido relaciones de la irradiación solar total con las horas de insolación y la humedad relativa {210}, {211}, con la temperatura, altitud y latitud de la localidad {212}. Reddy {213}, {214} sugiere el uso del número de días lluviosos, duración de la insolación, humedad relativa y un factor que depende de la altitud y de la localización del lugar relativa al mar, para el cálculo de la irradiación solar total diaria promedio mensual; este procedimiento ya ha sido aplicado por Almanza y López {215}, {216} para estimar la irradiación en 38 localidades de la República Mexicana.

Sabbagh {205} relaciona la irradiación solar global diaria con la duración de la insolación, humedad relativa, temperatura máxima, latitud, altitud y la localización del lugar relativa al mar; método que proba-

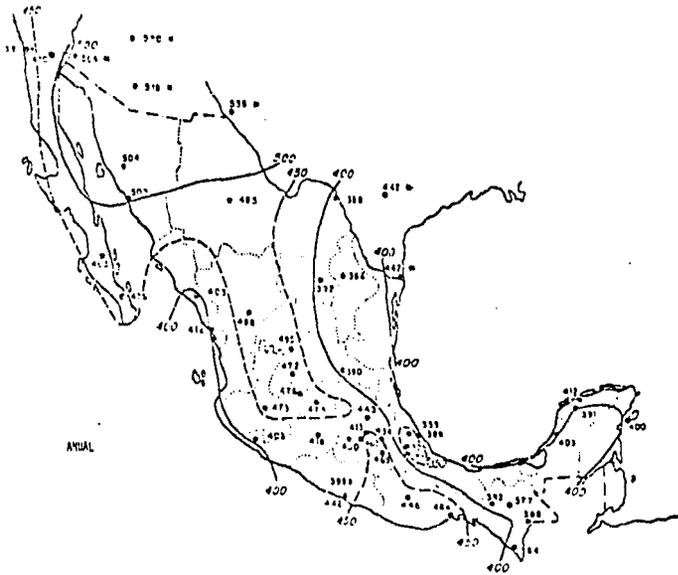


Fig 7.1 Promedio de radiación total diaria promedio mensual en langleys por día, {215}.

blemente sea válido en zonas áridas y semiáridas {211}-{218}, donde hay poca variación en los valores de irradiación. Un método simple, en el que sólo se requiere de la duración de la insolación como parámetro local es el propuesto por Barashkova {219} y desarrollado por barbaro et al {220}.

Un gran número de autores han tratado de establecer relaciones entre las observaciones de nubosidad y la radiación solar, la mayoría de ellas basadas en datos diarios o bien medias mensuales tanto de la radiación como de la nubosidad. Algunos de estos estudios de los componentes de la radiación solar contra el tipo de nubes están limitados a condiciones de cielo completamente nublado {178} o han exa-

minado solamente la radiación total contra la cantidad de nubes {209}-
{221}. Black {225} encontró una regresión cúbica entre la nubosidad
y la irradiación total, a partir de la información de 88 estaciones
distribuidas por todo el mundo la cual le sirvió para trazar mapas -
mundiales con líneas de isorradiación.

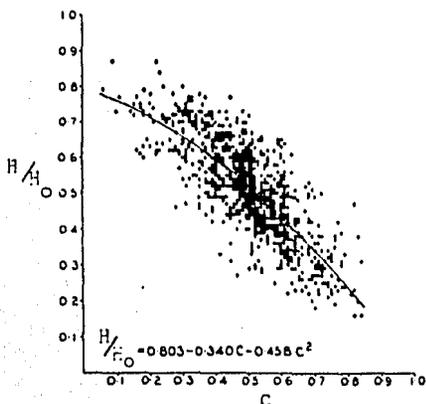


Fig 7.2 Relación entre la radiación solar y la cantidad me -
dia de nubes, {225}.

El resumen siguiente fue tomado de [17]. Lumb [26] evaluó las obser vaciones horarias durante el periodo 1958-61 de radiación total y nubosidad abordo de dos barcos climatológicos en el Océano del Atlántico del Norte y obtuvo líneas de regresión de la relación entre la radiación total y la radiación extraterrestre contra la altura solar para 9 categorías de nubosidad definidas por diferentes combinaciones de la cantidad total de nubes y las cantidades de nubes bajas, medias y altas. Norris [27] aplicó el método de regresión lineal de Lumb a me diciones de radiación total y reportes de nubosidad total de tres obser vaciones sinópticas horarias durante el año 1964 en Melbourne, Austra lia, pero encontró poca correlación. El trabajo de Lumb fue amplia do por Parker [28] a observaciones tomadas en 1967 - 69 en la isla Gan en el Océano Indico: otra serie de 12 categorías de nubosidad apropiadas para condiciones tropicales fueron introducidas y además - análisis diarios del nefelismo* a través de fotografías con satélites fueron tomados y categorizados. Parker amplió la fórmula de regre sión lineal de Lumb para: cielos despejados por tres factores los cuales son lineales con la cantidad de nubes bajas, medias y altas, respectivamente, como fue propuesto por Gadd y Keers [29].

Un análisis cuidadoso de radiación global horaria registrada durante un periodo de un año 1944-45 en Os, Noruega se presenta en la mono grafia de Schieldrup Paulsen [23] quien propone una regresión de se-

* nefelismo : Conjunto de caracteres de las nubes, tales como forma, altura, clase, colaración, dirección y velocidad de sus movimientos.

gundo orden para la dependencia de la cantidad total de nubes de la radiación total relativa al caso sin nubes: regresiones lineales fueron propuestas para relacionar separadamente la razón I/I_c con la cantidad total de nubes bajas, medias y altas. La influencia de la nubosidad en la radiación difusa fue investigada minuciosamente por Bener {231} basándose en 3577 irradiancias registradas durante un periodo completo de 2 años en Davos, Suiza. La irradiancia difusa fue graficada contra la altura solar en intervalos de 10° para diferentes tipos de nubes y separadas en las temporadas de verano e invierno; adicionalmente, la razón de la radiación difusa G_d/G_{dc} , se da en dependencia con la cantidad de nubes bajas, medias y altas mostrando un máximo a 7-9 décimos de nubosidad.

Probablemente la investigación más comprensible en cuanto a la radiación total relacionada con la cantidad de nubes y su tipo fue llevada a cabo por Haurwitz {177,232,233} quien evaluó los registros de 11 años de radiación total horaria y las correspondientes observaciones de nubosidad en Blue Hill, Massachusetts; la radiación total fue presentada contra la masa relativa de aire, m_p , para diferentes cantidades y tipos de nubes, y una dependencia exponencial en m_p fue propuesta.

Un análisis de los flujos solar y terrestre en dependencia con la cantidad de nubes fue llevado a cabo por Wörner {234} al evaluar la radiación horaria registrada durante 1957 - 59 en Potsdam, R.F.A. En diagramas se muestran las relaciones I/I_c , I_b/I , de la radiación terrestre neta y de la radiación atmosférica contra la cantidad de nubes ba -

Asimismo Bennet {238} sugiere que al utilizar la relación \bar{H}/\bar{H}_0 se elimina la época del año como una variable significativa en la correlación. Esta correlación estadística no da información de las fluctuaciones, así que los datos usados deben ser de un periodo lo suficientemente grande de tiempo para tener un error estadístico pequeño.

Hay algunos trabajos {239} {240} {241} {242} en los que se han expresado dudas acerca de la linealidad de la relación. Abeledo {241} ha estudiado funciones hasta de 4° grado y Mateer {243}, así como Masson {244} usaron gran variedad de relaciones, de segundo orden, hiperbólica, logarítmica, etc; sin embargo, una expresión no lineal no asegura una relación más fuerte entre \bar{H}/\bar{H}_0 y \bar{p}/\bar{p}_0 . La aplicación inmediata de la relación propuesta por Prescott {237} se ve restringida principalmente por la asignación adecuada del valor de las constantes a y b, ya que la exactitud del valor calculado de H, dependerá de la exactitud con que estos sean estimados.

Varios autores tienen avanzadas sugerencias para encontrar los valores de a y b, en ocasiones basándose en consideraciones teóricas, algunas de las cuales se pueden consultar en la ref {46}. Por ejemplo Löf, Duffie y Smith {245} asumen una lógica relación entre los valores de las constantes a, b y el régimen climático. Asignan diferentes valores a las constantes dependiendo del clima y vegetación. Sus resultados se encuentran resumidos en la tabla 8.1 de la ref {47} y tabla 2.7.2 de la ref {157} con los que elaboraron mapas mundiales de isolíneas de radiación. Sin embargo, por su parte Chang {114} resumió los coeficientes de regresión para varias partes del mundo y los clasificó de acuerdo a los tipos climáticos de Köppen, pero no encon-

tró valores representativos para cada tipo.

Mientras que en algunos casos {246}, {247} se propone una variación temporal de los coeficientes a y b , en algunos otros se ha observado que no aparece una clara tendencia en la variación a través del año dentro de cada estación. Esta variación se debe más bien a las fluctuaciones que ocurren en las observaciones de radiación total y de horas de insolación diarias para cada correlación mensual, que a cualquier causa climática o geográfica.

Se observa que los valores obtenidos para varias partes del mundo en diversos trabajos, tienen cierta similitud, lo que hace creer que las diferencias se deben en parte a problemas de calibración y al tipo de instrumentos o debido a errores de medición y manejo de datos, y en parte al valor de la constante solar utilizado y a las diferentes interpretaciones que se le dan al término N : i) La longitud del día de terminada astronómicamente; ii) la máxima longitud del día observada en el mismo registrador; iii) la máxima longitud del día local (depende por ejemplo de la topografía); iv) el período de tiempo en el que el sol está a más de 5° sobre el horizonte, {248}.

Se hace notar, que dependiendo de los intervalos de tiempo adoptados (día, década, mes, temporada, anual), los coeficientes varían de manera no despreciable. Para fines comparativos es necesario precisar el período de cálculo adoptado, así como los valores de H_0 , H_c y N .

Las dos constantes en teoría, están relacionadas con los niveles de radiación difusa (a) y con la atenuación de la radiación directa (b). El valor de a depende del tipo y espesor de las nubes predominantes y el valor de b en las características de transmisividad de la atmósfera sin nubes, determinada por el contenido total de vapor de agua y turbidez. Es posible encontrar el significado físico de los coeficientes procediendo de la siguiente manera:

Para una atmósfera sin nubes se tiene que

$$n/N = 1 \quad (8.61)$$

por lo que

$$H/H_0 = a + b \quad (8.62)$$

que representa el coeficiente de transmisión de la atmósfera. Para días nublados totalmente

$$n/N = 0 \quad (8.63)$$

y

$$H/H_0 = a \quad (8.64)$$

que indica la transmisión a través de la atmósfera y de las nubes. Se puede decir que no existe un patrón definitivo para la determinación de las constantes a y b. Entre los métodos más comunes usados para estimar a y b se encuentran los siguientes:

1. Penman {249} calculó los coeficientes en Inglaterra y en Gahana encontrando que en ambos lugares $a = 0.18$ y $b = 0.55$. Como fueron obtenidos para diferentes climas, se sugiere que estos valores puedan tener validez mundial
2. Black y colaboradores {250} calcularon el promedio de los coeficientes de 32 estaciones distribuidas por todo el mundo entre 35° S y 65° N. Asumen que este promedio es una aproximación aceptable para cada lugar entre esas latitudes
3. Es una práctica común utilizar los coeficientes de estaciones meteorológicas cercanas, o bien que tengan condiciones climatológicas similares {41}
4. Se recomienda aquí seguir el método desarrollado por Rijks, Rea y Frére {251} o el de Rietveld {248}, que es en función de la fracción de horas de insolación y que se discute ahora más ampliamente.

En estos métodos se supone que existe una relación entre los coeficientes a y b y la fracción de horas de insolación media, lo que es de esperarse por la naturaleza de los coeficientes, es decir se utiliza la fracción de horas de insolación como un indicador particular de las condiciones atmosféricas locales. Se define el coeficiente a como el porcentaje de la irradiación extraterrestre que llega a la superficie terrestre en un día completamente nublado. El coeficiente b es definido como el porcentaje de la irradiación extrate -

restre que es absorbido en un cielo completamente nublado y es entonces afectado por el espesor de la cubierta de nubes. Cualquier dependencia de los parámetros a y b con la latitud o fracción de horas de insolación sería influenciada por las irregularidades atmosféricas, incluyendo la turbidez y el contenido de vapor de agua. El tipo de nubes, espesor y altura es de esperarse que también tengan un efecto dominante en los coeficientes a y b para una localidad en particular. La variación de los parámetros debido a las diferentes frecuencias de los tipos de nubes en temporadas diferentes y bajo condiciones particulares de clima, son ignoradas, lo que inevitablemente conduce a diferencias entre los valores calculados y los registrados. De los muchos métodos que se han desarrollado, se cree que esta aproximación es la más razonable de la que se dispone hasta el momento. De cualquier forma, las estimaciones así realizadas son tentativas debido a las grandes variaciones regionales; aún así se pueden obtener valores razonablemente exactos y satisfactorios para radiación total diaria - promedio mensual para el promedio de muchos años y para cualquier mes de interés, como lo demuestran algunos trabajos en los que han sido aplicados estos procedimientos con resultados satisfactorios {34}, {252} {253}.

Las expresiones propuestas por Rietveld son:

$$a = 0.10 + 0.24 \bar{n}/\bar{N} \quad (9.65)$$

y

$$b = 0.38 + 0.08 \bar{n}/\bar{N} \quad (8.66)$$

que al substituirse en la ecuación 8.60 queda

$$\bar{H} = \bar{H}_0 \{0.16 + 0.62 \bar{n}/\bar{N}\} \quad (8.67)$$

En la figura 7.3 se muestran gráficamente las relaciones de a y b con la fracción de horas de insolación en promedio anual obtenidas por Frere y colaboradores, así como por Rietveld. Además se muestran los puntos dados por algunos datos tabulados en las refs {248} y {251}.

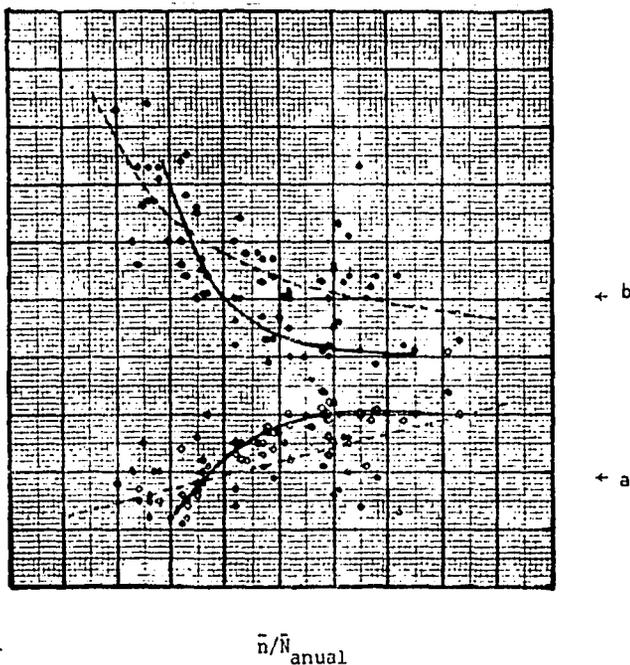


Fig 7.3 Relación entre los coeficientes a y b de la ec 8.60 y la fracción de horas de insolación, según Rietveld (---) {248} y Frère et al (—) {251}

Una relación perfecta entre las variables no se puede esperar porque, (i) el registrador de horas de sol brillante del tipo Campbell-Stokes subestima la insolación al no registrar la radiación difusa bajo cielo cubierto por nubes y la radiación para altitudes solares pequeñas es insuficiente para activar el registrador. Es decir, que estando el sol cubierto en las horas alrededor del mediodía se tienen niveles de radiación (radiación difusa) mayores que los obtenidos en las primeras y últimas horas del día a pesar de estar el sol descubierto, y (2) existe un error de magnitud desconocida en los datos de radiación medida debido a una calibración dudosa, así como a procedimientos inexactos de reducción de los datos.

Una mejoría importante en la relación ha sido llevada a cabo por Hay [48] que al incorporar los efectos de las reflexiones múltiples entre la atmósfera y el suelo, así como al considerar que para ángulos de altitud solar menores a 5° el registrador de horas de insolación, del tipo C-S, no es activado, logra que la dispersión de los datos sea pequeña así como las variaciones espaciales y temporales de los coeficientes de regresión. Es recomendable que en lo futuro, cuando se pretenda correlacionar las horas de insolación y la irradiación total, se siga este procedimiento y no utilizar la simple expresión lineal. La ecuación propuesta por Hay es:

$$\bar{H} = \bar{H}_0 \{a + b \bar{n}/\bar{N}'\} / \{1 - r_s [0.25 \frac{\bar{n}}{\bar{N}'} + 0.60 (1 - \bar{n}/\bar{N}')]\} \quad (8.68)$$

donde \bar{N}' es calculado con la ecuación 4.6.

Debe recordarse que al aplicar este tipo de expresiones, sea cual fuere los coeficientes de regresión, se debe tomar en cuenta que los resultados obtenidos con ella deben ser utilizados con cautela, además de considerarlos como un promedio de cuando menos para un periodo de un mes y por muchos años.

Al hacer una discusión amplia del método de Angström no se pretende decir que con otros métodos empíricos no se obtengan mejores resultados, pero es más difícil establecer su rango de aplicación.

En virtud de que los coeficientes de la ecuación 8.60 consideran la transmitancia a través de tanto la nubosidad, así como la debida a todos los constituyentes atmosféricos, probablemente sea preferible utilizar la ecuación 8.59 en la que los coeficientes de regresión serían únicamente indicadores de la transmitancia de la capa de nubes, inclusive sería posible realizar estimaciones diarias. La formulación general a partir de la ec 3.11 sería (46):

$$H = H_c \psi f(r) \quad (8.69)$$

donde H_c es la irradiación bajo condiciones de cielo despejado; $f(r)$ es una función para considera las reflexiones múltiples y ψ es la transmitancia debido a las nubes que estaría dada por

$$\psi = a_c + b_c n/N \quad (8.70)$$

Como se puede apreciar, los métodos empíricos presentan 2 inconveniencias: (1) sólo es posible cuantificar la irradiación total ó global cuando en ocasiones es necesario conocer sus componentes directo y difuso, y (2) no se conoce la variación instantánea. Sin embargo, se han desarrollado técnicas para determinarlo indirectamente como se verá en las secciones 8.2.1 y 8.2.2.

8.2.1 Evaluación indirecta de los componentes directo y difuso

Como ya se ha mencionado, la radiación solar total recibida en la superficie de la tierra se puede dividir en dos componentes: directo y difuso. Un incremento en la nubosidad y neblina en la atmósfera generalmente aumenta la radiación difusa y disminuye, en mayor proporción, la radiación directa. Cuando el cielo está completamente nublado la radiación directa cae a cerca de cero y la radiación difusa decrece a medida que la profundidad óptica de las nubes se incrementa.

Las mediciones de radiación solar se llevan a cabo con diversos instrumentos. Se puede usar un piranómetro para medir la irradiancia total, un pirheliómetro para la irradiancia directa y un piranómetro con difusómetro (banda de sombra ó disco ocultador) para la difusa. En la actualidad, a pesar de que se han incrementado las estaciones de registro de la radiación solar, pocas estaciones en el mundo realizan mediciones de radiación solar directa y difusa, debido quizás al alto precio de los equipos y a las dificultades que se presentan cuando se realizan este tipo de mediciones (ajustes, mantenimiento continuo, correcciones a la información recopilada). Para numerosas aplicaciones, par-

ticularmente el cálculo de la radiación solar incidente en superficies inclinadas, es necesario conocer tanto el componente difuso como el directo, además de la necesidad de contar con un método alternativo confiable para recuperar información cuando se tienen interrupciones en las mediciones y de esta manera mantener la continuidad de los registros, ha motivado el desarrollo de diversas correlaciones por medio de las cuales es posible determinar los dos componentes a partir de la radiación solar total. Estrada-Cajigal {254} realizó una extensa revisión bibliográfica de estos métodos, resumiéndose aquí los puntos más importantes de ese trabajo.

Existen tres grupos de las diversas correlaciones que han sido desarrolladas de acuerdo al periodo de tiempo de los registros {254}:

1. Correlaciones entre la radiación total horaria y sus componentes
2. Correlaciones entre la radiación total diaria y sus componentes
3. Correlaciones de radiación diaria promedio mensual

En este trabajo se hace mención de las correlaciones de tipo 3, ya que los métodos de cálculo de radiación solar presentados en la sección 8.2 aportan datos de irradiación total para promedios de al menos un mes.

El trabajo original y más ampliamente difundido es el desarrollado por Liu y Jordan {209}, en el que, utilizando mediciones de radiación solar realizadas por un periodo de 10 años en el observatorio de Blue

Hill, Massachussetts, encuentran la relación existente entre la irradiación difusa y la irradiación total (\bar{H}_d/\bar{H}) determinada como una función del índice de claridad ($\bar{K}_t = \bar{H}/\bar{H}_0$)*.

Durante largo tiempo en varios estudios se ha intentado verificar, mejorar y extender la aproximación desarrollada inicialmente por Liu y Jordan, correlación que a pesar de ser una de las más utilizadas y considerada por algunos como "universal", en un gran número de trabajos se ha demostrado que presenta discrepancias significativas cuando es aplicada en otras localidades, generalmente aportando datos subestimados {211}, {254} {255}.

Otra correlación también muy conocida es la determinada por Page {256} a partir de las mediciones de irradiación difusa y total de 10 estaciones distribuidas por todo el mundo

$$\bar{H}_d/\bar{H} = 1.00 - 1.13 \bar{K}_t \quad (8.71)$$

que modificada para una $G_{CS} = 1367 \text{ Wm}^{-2}$ es {257}

$$\bar{H}_d/\bar{H} = 1.00 - 1.096 \bar{K}_t \quad (8.72)$$

* También conocido por algunos como índice de nubosidad, pero se considera más apropiada la definición aquí adoptada para no confundir con K_n en la ecuación 6.2.

Vignola y McDaniels [258] han verificado recientemente la validez de esta expresión con datos de muy buena calidad.

Un trabajo sobresaliente es el desarrollado por Chang [259] en el que utilizando datos de 161 estaciones distribuidas por todo el mundo, supone una relación lógica entre el tipo de clima y un factor al que llama *suma de transmisión - difusión*

$$S = \bar{H}_d / \bar{H} + \bar{H} / \bar{H}_0 \quad (8.73)$$

Presenta valores del factor S para cada uno de los meses del año y para nueve tipos de clima, los cuales se reproducen en la tabla 8.4, reduciéndose la evaluación de la radiación difusa a la aplicación de la siguiente expresión,

$$\bar{H}_d = \bar{H} (S - \bar{H} / \bar{H}_0) \quad (8.74)$$

Tabla 8.4 Valores medios mensuales de S en diferentes tipos de clima.

Tipos de clima	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	Annual
Regiones polares	-	1.19	1.17	1.14	1.22	1.12	1.03	1.02	1.08	1.09	-	-	1.10
Microtermal (D)	1.05	1.07	1.02	0.97	0.95	0.93	0.94	0.93	0.93	0.97	0.93	0.99	0.98
Mesotermal (C)	0.95	0.94	0.95	0.94	0.95	0.93	0.95	0.95	0.93	0.92	0.93	0.94	0.94
Mediterráneo (Cs)	0.91	0.91	0.94	0.92	0.92	0.91	0.91	0.91	0.90	0.92	0.92	0.91	0.91
Desértico (BW)	0.93	0.91	0.93	0.93	0.92	0.90	0.89	0.89	0.88	0.90	0.89	0.91	0.91
Semihúmedo (BS)	0.94	0.95	0.94	0.94	0.93	0.93	0.93	0.92	0.89	0.90	0.91	0.92	0.93
Tropical húmedo (Af)	1.00	0.98	0.99	1.00	0.99	1.03	1.05	1.03	1.04	1.02	1.03	0.98	1.01
Tropical (Aw)	0.94	0.99	1.00	0.99	0.99	1.00	1.00	0.93	0.98	0.99	0.96	0.95	0.98
India	0.91	0.89	0.93	0.95	0.99	1.05	1.09	1.09	1.00	0.94	0.92	0.92	0.97

El componente difuso ha sido también correlacionado con el número de horas de insolación {250}, {261}, {262}, {263}, {264}, {265} y una combinación de H/H_0 con la cantidad de nubes {266}. De hecho, es de esperar se una mejor correlación con el componente directo, ya que la fracción de horas de insolación está directamente relacionada con la radiación directa, recuérdese que el registro de horas de insolación es un indicador de la presencia de radiación directa

En realidad son varios los parámetros que afectan el nivel de radiación solar difusa que para una localidad con horizonte sin obstrucciones se pueden reducir a cuatro de primer importancia: nubosidad, masa de aire, turbidez y reflexiones múltiples entre la atmósfera y el suelo {267} {268}.

Siendo la nubosidad la característica que más afecta el nivel de la radiación difusa {267}, {269}, la cual se puede expresar como la fracción de horas de insolación (\bar{n}/\bar{N}); aunque parece ser que la mejor manera de medirla numéricamente es a través de \bar{K}_t el cual además incluye los efectos de otros elementos que absorben y dispersan la radiación solar en la atmósfera, se entiende porque es posible obtener valores aproximados con relaciones que son función de \bar{K}_t y \bar{n}/\bar{N} .

La turbidez, nubosidad y reflexión múltiple son características climatológicas de cada localidad, las cuales varían con el instante del día y del año {267} {269}, de ahí que un método que incluya todos estos parámetros debe dar excelentes resultados, sin embargo no se puede asegurar que sea el método más conveniente. Desde luego que el método se complicaría y sea preferible en este caso evaluar directamente los componentes de la radiación solar por alguno de los procedimientos descritos en las refs {15}-{42} en los que sí se consideran todos estos aspectos en detalle. Un método que incluyera todos estos factores se contrapone a la intención de las expresiones como la de Chang y Page, basadas en estadísticas que es la de proporcionar un método confiable, rápido y sencillo con pocos parámetros de entrada.

Hay {190} ha desarrollado un método en el que al incorporar los efectos del albedo superficial (reflexiones múltiples) y datos regionales de nubosidad, la variabilidad de las relaciones del tipo de la de Liu y Jordan se ve reducida substancialmente, proponiéndolo como un método de validez más general.

En la fig 8.4 se muestran gráficamente las relaciones de Page, {256} Iqbal {270} y Erbs et al {271}. En la fig 8.5 aparece gráficamente la expresión de Chang {259} para un clima tipo Bs.

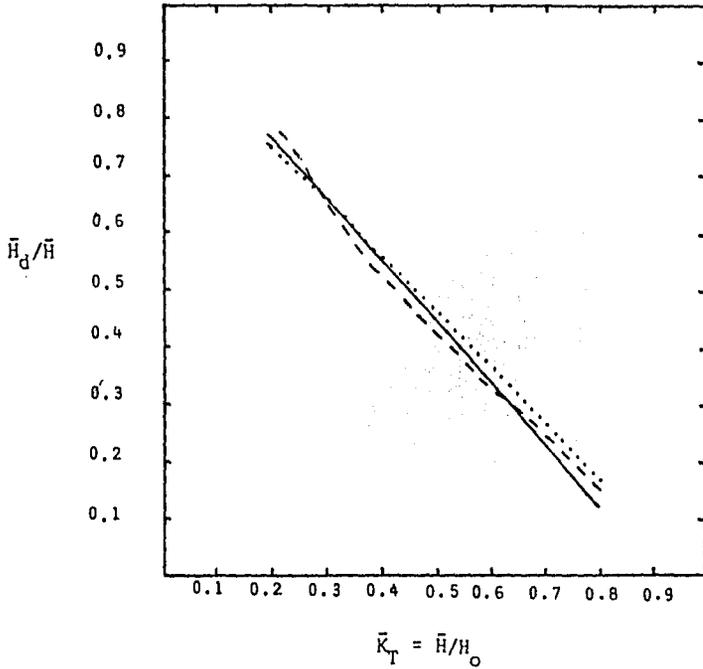


Fig 8.4 Relación entre la radiación difusa diaria promedio mensual, \bar{H}_d , y el promedio mensual de la radiación total diaria, \bar{H} , en una superficie horizontal; según Page (256) (—), Iqbal (270) (...) y Erbs et al (271) (---).

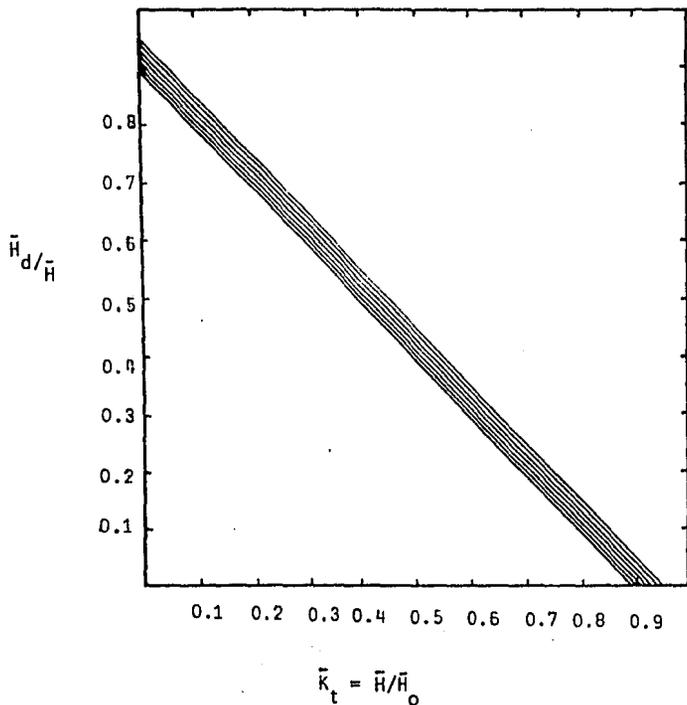


Fig 8.5 Relación entre la radiación difusa diaria promedio mensual, \bar{H}_d , y el promedio mensual de la radiación total diaria, \bar{H} , en una superficie horizontal según Chang [259] para un clima tipo BS. De la línea superior a la inferior:

- S=0.95 (FEB)
- S=0.94 (ENE, MAR, ABR)
- S=0.93 (MAY, JUN, JUL)
- S=0.92 (AGO Y DIC)
- S=0.91 (NOV)
- S=0.90 (OCT)
- S=0.89 (SEP)

8.2.2. Cálculo de la radiación solar instantánea diaria

En algunas ocasiones se desea evaluar el comportamiento de los sistemas de aprovechamiento de energía solar durante el transcurso del día; para ello, es común que la información de radiación solar de la que se dispone sean valores de irradiación total diaria (11) en una superficie horizontal ya sean medidos o calculados, lo que ha motivado a que se desarrollen algunos procedimientos para calcular valores instantáneos a partir de esa información, proceso que desde luego no es exacto pero sí una buena aproximación. Por ejemplo, los valores totales diarios de radiación entre el rango de valores de días despejados y días completamente nublados, se pueden originar por varias circunstancias, tales como grandes nubes intermitentes, nubes ligeras continuas, o una cubierta de nubes para parte del día. No hay manera de determinar estas circunstancias a partir de los totales diarios (47). Generalmente los datos obtenidos con estos métodos son adecuados para días despejados o bien como valores promedio representativos de periodos grandes de tiempo; la incertidumbre de los resultados se incrementa a medida que el periodo del promedio de los totales diarios decrece.

El procedimiento más difundido es el establecido originalmente por Liu y Jordan (209) con el que se obtienen buenos resultados como lo han podido corroborar en sus trabajos Collares-Pereira y Rabl (272), Mani y Rangarajan (41) e Iqbal (273). Liu y Jordan, utilizando una serie de datos experimentales de la distribución de la radiación total y ra-

diación difusa en una superficie horizontal a lo largo del día, establecieron la relación existente entre la irradiación difusa horaria y la irradiación difusa diaria (I_d/H_d), así como la relación entre la irradiación total horaria y la irradiación total diaria (I/H), en función de la hora del día y de su longitud. Sus resultados fueron vaciados en dos gráficas, además de que la relación de la radiación difusa fue expresada en forma analítica en una ecuación de la siguiente forma:

$$r_d = \frac{\pi}{24} \frac{\cos \omega - \cos \omega_s}{\sin \omega_s - (\pi/180)\omega_s \cos \omega_s} \quad (3.75)$$

En un trabajo posterior Collares-Pereira y Rabl [272] presentan en forma analítica la relación para la radiación total:

$$r_t = \frac{\pi}{24} (a+b \cos \omega) \frac{\cos \omega - \cos \omega_s}{\sin \omega_s - (\pi/180)\omega_s \cos \omega_s} \quad (8.76)$$

donde

$$a = 0.409 + 0.5016 \sin (\omega_s - 60)$$

$$b = 0.6609 - 0.4767 \sin (\omega_s - 60)$$

$$r_d = \frac{I_d}{H_d}$$

$$r_t = \frac{I}{H}$$

ω es el ángulo horario y

ω_s el ángulo horario al alba

De esta manera, con solo conocer la irradiación total diaria, o en su caso la irradiación difusa diaria medida o estimada con algún método de la sección 8.2.1, es posible conocer la fracción horaria de irradiación a cualquier hora del día. De la diferencia se puede determinar el componente directo de irradiación horaria, $I_b = I - I_d$.

Puede subrayarse que el método anterior no proporciona valores instantáneos de la radiación solar sino valores medios horarios, y por lo tanto, establece un modelo discontinuo.

Un modelo sencillo que describe fielmente la naturaleza del fenómeno físico en estudio, publicado inicialmente en la ref [275] y desarrollado por Fernández y Estrada-Cajigal [274], es el que se describe a continuación.

En general la intensidad de la radiación solar es variable con el tiempo. Si la intensidad como una función del tiempo puede ser expresada en la forma $G = f(t)$, el total de la radiación en el tiempo N es expresada por la integral

$$H = \int_0^N G dt = \int_0^N f(t) dt \quad (8.77)$$

Partiendo de lo anterior, se ha encontrado que la forma clásica de la distribución instantánea de la radiación global, G , puede aproximarse muy bien, por la expresión

$$f(t) = G = G_M \cos^\alpha (180t/N) \quad (8.78)$$

donde G_M es la irradiación total máxima recibida al mediodía solar, es decir, cuando el sol se encuentra en el punto más alto de su trayectoria aparente, α es un exponente cuyo valor se determina empíricamente, t es la hora solar verdadera del día medida a partir del mediodía, positiva en la tarde y negativa en la mañana ($t = \omega/15$), y N es la duración del día solar calculada con la ec 4.5. Lo mismo se puede decir del valor instantáneo de la radiación solar directa colocando un subíndice b en la ecuación anterior. El valor correspondiente para el componente difuso será $G_d = G - G_b$.

La ec 8.78 se resuelve utilizando los valores de H , como sigue: si se integra la ec 8.78 entre las horas del alba y el ocaso el resultado es igual a la magnitud de la irradiación total o global diaria H ,

$$\int_{-N/2}^{N/2} G_M \cos^\alpha \frac{180t}{N} dt = H \quad (8.79)$$

resolviendo con ayuda de la función Gamma (274)

$$G_M \frac{N}{\pi} \frac{\Gamma\{(\alpha+1)/2\}}{\Gamma\{(\alpha+2)/2\}} \sqrt{\pi} = H \quad (8.80)$$

despejando

$$G_M = \frac{\Gamma\{(\alpha+2)/2\}}{\Gamma\{(\alpha+1)/2\}} \frac{H}{N} \sqrt{\pi} \quad (8.81)$$

Se ha encontrado que se obtienen buenos resultados con $\alpha = 1.2$ para evaluar G y con $\alpha = 1.5$ para evaluar G_b . Sustituyendo estos valores en la ec 8.81 y con ayuda de las tablas de la función gamma (apéndice ref {275}), se tiene

$$G_M = 1.664701151 \frac{H}{N} \quad (8.82)$$

Similarmente

$$G_{bM} = 1.797210352 \frac{H_b}{N} \quad (8.83)$$

donde N esta dada en seg y H en $MJ m^{-2}$ para que G_M esté dada en Wm^{-2}

Estrada-Cajigal {276} ha verificado la validez de este procedimiento al desarrollar un método alternativo para cuantificar las irradiancias máximas y no encontrando grandes diferencias.

Fernández y Estrada-Cajigal {274} calcularon los valores máximos de la irradiancia directa y total para 40 localidades de la República Mexicana.

9. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

En este trabajo se logró reunir en un sólo documento gran parte de la información y los progresos en el campo de la estimación de la radiación solar, tratando de unificar criterios en cuanto a terminología y nomenclatura se refiere, lo cual es de gran utilidad para el usuario con antecedentes de ingeniería.

Se llevó a cabo una clasificación de los modelos para estimar la radiación solar de acuerdo a su grado de dificultad, el cual está directamente relacionado a la profundidad del conocimiento teórico del fenómeno de atenuación de la radiación solar en la atmósfera. Esta clasificación permite dar una idea general de lo que significa modelar la radiación solar y ayuda a seleccionar alguno en particular de acuerdo a las necesidades del usuario.

Se hizo una revisión y discusión de los factores que afectan la intensidad de la radiación solar, mismos que son los parámetros de entrada para la aplicación de algunos modelos. Es muy frecuente encontrar en la literatura que autores diferentes utilizan técnicas diferentes para la evaluación de un mismo parámetro. Esto por una parte conduce a confusiones además de que no permite realizar comparaciones sin la necesidad de realizar correcciones a la información. Sería muy conveniente que las técnicas para el cálculo de ciertos parámetros fueran estandarizadas.

En el futuro es muy recomendable que en la medida de lo posible se utilice el valor de la constante solar aceptado por la comunidad mundial en el momento de realizar una evaluación, que aunque no se esperan grandes variaciones en su valor, es preferible para evitar rectificaciones posteriores.

Aunque aún hay incertidumbre en cuanto a la evaluación de los fenómenos de absorción y dispersión, se sugiere seguir la recomendación de otros autores que es la de utilizar las relaciones de desarrollo más reciente. De cualquier forma no siempre será el método más apropiado ya que como en la evaluación de la atenuación por aerosoles, la técnica factible de aplicarse en México, sin ser la más avanzada ni más precisa, es a través de la observación meteorológica de visibilidad, información que por si misma es subjetiva.

Se ha sugerido la utilización de una fórmula para evaluar el contenido de agua precipitable en la atmósfera a fin de determinar la absorción por el vapor de agua, que por experiencias anteriores se cree no produce un error considerable en la evaluación final del recurso solar. Aún así, es necesario llevar a cabo un buen número de mediciones de agua precipitable para validar dicha fórmula ó alguna similar. Debido a que los aerosoles y el vapor de agua son tan importantes en la determinación del componente directo de la radiación solar, se requieren mediciones de alta calidad de sus características geográficas y temporales.

Uno de los mayores retos para el futuro es el modelado de la atenuación debido a la nubosidad; se cree que la investigación en este sentido debe estar encaminada hacia el desarrollo de técnicas que utilizan la información enviada por satélites meteorológicos.

Sin embargo, para México esto representaría el depender de información recopilada por terceros. En el Instituto de Ingeniería, UNAM se ha iniciado ya un proyecto en el que se pretende en un principio, modelar la nubosidad para periodos mensuales por medio del registro de horas de insolación. Para ello se ha iniciado con la construcción de dos instrumentos prototipo de tipo electrónico con los que se pretende resolver las inconveniencias del Campbell-Stokes y que se podrán instalar en lugares remotos.

REFERENCIAS

1. Kondratyev K. Radiation in the Atmosphere. N.Y., USA, Academic Press, 1969. 912 pp. (Int. Geoph. Series Vol. 12).
2. Davies J. A. y Hay J. E. Calculation of solar radiation incident on a horizontal surface. In Won T. y Hay J. E. (Eds.) Proc. 1st Canadian solar radiation - workshop. Canada, Ministry of Supplied Services, 1980. pp. 32-58.
3. Dave J. V. Extensive data sets of the diffuse radiation in realistic atmospheric models with aerosols and common absorbing gases. *Solar Energy* 21(5):361-369(1978).
4. Kneizys F. X., Shettle E. P., Gallery W. O., Chetwynd J. H., Abreu L. W., Selby J. E. A., Fenn R. W. y McClatchey R. A. Atmospheric transmittance/radiance: computer code Lowtran 5. Bedford, Massachusetts. U.S. Air Force Geophysics Laboratory, Tech. Rep. AFGL-TR-80-0067. 1980.
5. Herman B. M. y Browning S. R. A numerical solution of the equation of radiative transfer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 22:559-556(1965).
6. Van de Hulst H. C. Light scattering by small particles. N.Y., USA, John Wiley & Sons, 1957. 470 pp.
7. McClatchey R. A., Fenn R. W., Selby J. E. A., Volz F. E. y Garing J. S. Optical properties of the atmosphere. 3a. edición. USA. U.S. Air Force Cambridge Research Laboratories, Tech. Rep. AFCL-TR-72-0497, environmental research paper No. 411. 1972. 85 pp.
8. Braslau N. y Dave J. V. Effect of aerosols on the transfer of solar energy through realistic model atmospheres. Part I: Non absorbing aerosols. Part II: Partly - absorbing aerosols. *Journal of Applied Meteorology*. 12(4):601-619(1973).
9. Lenoble J. Standard procedures to compute atmospheric radiative transfer in a scattering atmosphere. Boulder, Colorado, Publicado por NCAR. IAMAP, Radiation Commission. 1977. 125 pp.
10. Bird R. E. y Hulstrom R. L. Availability of SOLTRAN 5 solar spectral model. *Solar Energy*, 30(4):379(1983).
11. Lacis A. A. y Hansen J. E. A parameterization for the absorption of solar radiation in the Earth's atmosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*. 31: 118-133(1974).

12. Paltridge G. W. y Platt C. M. R. Radiative Processes in Meteorology and Climatology. N.Y., USA, Elsevier, 1976. 318 pp. (Developments in Atmospheric Science N^o 5)
13. Gates D. M. Spectral distribution of solar radiation at the Earth's surfaces. *Science*. 151(3710):523-529(1966).
14. Kimball H. H. Measurements of solar radiation intensity and determination of its depletion by the atmosphere. *Monthly Weather Review*. 58(2):43-52(1930).
15. Klein W. H. Calculation of solar radiation and the solar heat load on man. *Journal of Meteorology*. 5(4):119-129(1954).
16. Houghton H. G. On the annual heat balance of the northern hemisphere. *Journal of meteorology*. 11(1):1-9(1954).
17. Monteith J. L. Attenuation of solar radiation: A climatological study. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 88(378):508-521(1962).
18. Lettau H. y Lettau K. Shortwave radiation climatology. *Tellus*. XX(2):208-222(1969).
19. Idso S. B. Atmospheric attenuation of solar radiation. *Journal of the Atmospheric Sciences*. 26(5):1088-1095(1969).
20. Idso S. B. The transmittance of the atmosphere for solar radiation on individual clear days. *Journal of Applied Meteorology*. 9(2):239-241(1970).
21. Atwater M. A. y Brown P. S. Numerical computations of the latitudinal variation of solar radiation for an atmosphere of varying opacity. *Journal of Applied Meteorology*. 13(2):289-297(1974).
22. Davies J. A., Schertzer W. y Nuñez M. Estimating global solar radiation. *Boundary-Layer Meteorology*. 9:33-52(1975).
23. Suckling P. W. y Hay J. E. Modelling direct, diffuse and total solar radiation for cloudless days. *Atmosphere*. 14(4):298-308(1976).
24. Suckling P. W. y Hay J. E. A cloud layer-sunshine model for estimating direct diffuse and total solar radiation. *Atmosphere*. 15:194-207(1977).
25. Hoyt D. V. A model for the calculation of solar global insolation. *Solar Energy*. 21(1):27-35(1978). Errata, *ibid* 23(3):275(1979) y 25(2):193(1980).

- 26.. Atwater M. A. y Ball J. T. Anumerical solar radiation model based on standard meteorological observations. *Solar Energy*. 21(3):163-170(1978). Errata, *ibid* 23(3):275(1979).
27. Lalas D. P. y Notaridou V. A. The distribution of global and net radiation over Greece. *Solar Energy*. 22(6):505-514(1979).
28. Davies J. A. y Uboegbulam T. C. Parameterization of surface incoming radiation in tropical cloudy conditions. *Atmosphere-Ocean*. 17(1):14-23(1979).
29. Rizzi R., Serio C., Guzzi R. y Francesca M. Solar direct irradiance at the ground: A parametric approach. *Solar Energy*. 25(1):15-20(1980).
30. Bird R. E. y Hulstrom R. L. Review, evaluation and improvement of direct irradiance models. *Journal of Solar Engineering, Transactions of the ASME*. 103:182-192(1981).
31. Bird R. E. y Hulstrom R. L. Direct insolation models. Golden, Colorado, Solar Energy Research Institute. SERI/TR-335-344. 1980. 51 pp.
32. Bird R. E. y Hulstrom R. L. A simplified clear sky model for direct and diffuse insolation on horizontal surfaces. Golden, Colorado, Solar Energy Research Institute. SERI/TR-642-761. 1981. 38 pp.
33. Davies J. A. y McKay D. C. Evaluation of methods for estimating solar irradiance in Canada. Reprint from preprint volume: Fourth Conference on Atmospheric Radiation. June 16-18, 1981, Toronto, Ont., Canada. Publicado por la American Meteorological Society, Boston, Mass.
34. Davies J. A. y McKay D. C. Estimating solar irradiance and components. *Solar Energy*. 29(1):55-64(1982).
35. Choudhury B. A parameterized model for global irradiation under partially cloudy skies. *Solar Energy*. 29(6):479-486(1982).
36. Sherry J. E. y Justus C. G. A simple hourly clear-sky solar radiation model based on meteorological parameters. *Solar Energy*. 30(5):425-431(1983).
37. Karalis J. D., Pissimanis D. K. y Notaridou V. A. Estimation of global, direct and diffuse solar radiation in Athens under clear sky conditions. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie*. Ser. B, 31:369-377(1982).

38. Lyons T. J. y Edwards P. R. Estimating global solar irradiance for Western Australia, part I. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie*. Ser. B, 30(4):357-369(1982).
39. Watt A. D. On the nature and distribution of solar radiation. Washington, D.C. U.S. Department of Energy, HCP/T2552-01. 1978.
40. Won T. The simulation of hourly global radiation from hourly reported meteorological parameters - Canadian Prairie area. Conferencia de la Canadian Solar Energy Society Inc., 3^a, Edmonton, Alberta, 1977. 23 pp.
41. Mani A. y Rangarajan S. Techniques for the precise estimation of hourly values of global, diffuse and direct solar radiation. *Solar Energy*, 31(6):577-595 (1983).
42. Raphael C. y Hay J. E. An assessment of models which use satellite data to estimate solar irradiance at the Earth's surface. *Journal of Climatology and Applied Meteorology*. Mayo 1984.
43. Schmetz J. y Raschke E. A method to parameterize the downward solar radiation at ground. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie*, 26(2-3) 143-151(1978).
44. Hottel H. C. A simple model for estimating the transmittance of direct solar radiation through clear atmospheres. *Solar Energy*, 18(3):129-134(1976).
45. Paltridge G. W. y Proctor D. Monthly mean solar radiation statistics for Australia. *Solar Energy*, 18:235-243(1976).
46. Estrada-Cajjal V. y Fernández J. L. Modelos de Simulación; Métodos Solarimétricos, segunda parte. In *Solarimetría y Evaluación Energética Solar*, volumen 1. Quito, Ecuador. Organización Latinoamericana de Energía (OLADE). Serie documentos D-Place N^o 9. 1983. 98 pp.
47. Duffie J. A. y Beckman W. A. *Solar Engineering of Thermal Processes*. John - Wiley & Sons. N.Y., USA. 1980. 762 pp.
48. Hay J. E. Calculation of monthly mean solar radiation for horizontal and inclined surfaces. *Solar Energy*, 23(4):301-307(1979).
49. Spencer J. W. Fourier series representation of the position of the sun. *Search*, 2(5):172(1971).

50. Hulstrom R. L. e Imamura M. Definition study for photovoltaic residential prototype systems. USA. Martin Marietta. Final report, appendix, MCR-76-394. 1976.
51. Cousins F. W. Sundials. Londres, G.B., Baker, 1969. pp. 232-235.
52. Cooper P. L. The absorption of solar radiation in solar stills. *Solar Energy*, 12 (3):333-346(1969).
53. Klein S. A. Calculation of monthly average insolation on tilted surfaces. *Solar Energy*, 19(4):325-329(1977).
54. Robinson N. Solar Radiation. N.Y., USA., Elsevier, 1966. 347 pp.
55. Bemporad A. Versuch einer neuen empirischen formel zur darstellung der änderung der intensität der sonnenstrahlung mit der zenit-distanz. *Zeitschrift für Meteorologie*, 24(7):306-313(1907).
56. Kasten F. A new table and approximate formula for relative optical air mass. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie*. Ser. B, 14:206-223(1966).
57. Rodgers C. D. The radiative heat budget of the troposphere and lower stratosphere. Boston, USA. Report N° A2, Planetary Circulation Project, Dept. of Meteorology, MIT. 1967. 99 pp.
58. Sivkov S. I. Computation of Solar Radiation Characteristics. Jerusalem, Israel, Keter Press, 1971. 185 pp. (Israel Program for Scientific Translations).
59. Berry F. A., Bolla E. y Beers N. R. (Eds). Handbook of Meteorology. N.Y., USA., McGraw Hill, 1945. 1068 pp.
60. Leckner B. The spectral distribution of solar radiation at the Earth's surface - elements of a model. *Solar Energy*, 20(2):143-150(1978).
61. Fröhlich C. y Brusa R. W. Solar radiation and its variation in time. *Solar Physics*, 74:209-215(1981).
62. Neckel H. y Labs D. Improved data of solar spectral irradiance from 0.33 to 1.25 μ . *Solar Physics*, 74(1):231-249(1981).
63. Thekaekara M. P. Solar energy outside the Earth's atmosphere. *Solar Energy*, 14(2):109-127(1973).
64. Nicolet M. Sur le problème de la constante solaire. *Annalen der Astrophysik*, 14(3):1951).

65. Johnson F. S. The solar constant. *Journal of Meteorology*. 11(6):431-439(1954).
66. Fröhlich C. The solar constant: A critical review. In Bolle H. J. (Ed). *Radiation in the atmosphere*. Princenton, USA, Science Press, 1977. pp. 589-593.
67. Fröhlich C. Contemporary measures of the solar constant. In White O. R. (Ed) *The solar output and its variations*. Boulder, Colorado, USA, Colorado Associated University Press, 1977. pp. 93-109.
68. Hickey J., Alton B., Griffin F., Jacobowitz H., Pellegrino P., Maschhoff R., -- Smith E. y Vonder Haar T. Extraterrestrial solar irradiance variability: two and one-half years measurements from Nimbus 7. *Solar Energy*. 28(1):125-128(1982).
69. Langley S. P. The new spectrum. Annual report of the Smithsonian Institution. pp. 683-692, 1900.
70. Abbot C. G. y Fowle F. E. *Annals of the Astrophysical observatory of the -- Smithsonian Institution*. Washington, Govt. Print. office. Vol. 2:83-116 y 21-32 (1908).
71. McCullough E. C. Total daily radiant energy available extraterrestrially as a harmonic series in the day of the year. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie*. Ser. B, 16(2-3):129-143(1968).
72. Angot A. Recherches théoretiques sur la distribution de la chaleur a la surface du globe. *Annalesdu Bureau Central Météorol. de France, Mémoires divers de - 1883*, 1:121-169(1885).
73. List R. J. *Smithsonian meteorological tables*. Washington, D.C., USA, Smithsonian Institution Press, 1966. 527 pp.
74. Kubota I. On the asymmetric annual variation of the temperature and solar radiation in the tropics. *Geophysical Magazine*. 33(4):281-235(1967).
75. Mie G. Beiträge zur optik trüber medien, speziell kolloidaler metallosungen. *Annalen der Physik*. 25:377-445(1908).
76. Böer K. W. The solar spectrum at typical clear weather days. *Solar Energy*. 19(5):525-538(1977).
77. Fröhlich C. y Shaw G. E. New determination of Rayleigh scattering in the terrestrial atmosphere. *Applied Optics*. 19:1773-1775(1980).
78. Elterman L. UV, visible and IR attenuation for altitudes to 50 km. USA. Air Force Cambridge Research Laboratories, Tech. Rep. AFCL-TR-68-0153, environmental research paper N° 285. 1970. 59 pp.

79. Thekaekara M. P. y Drummond A. J. Standard values of the solar constant and its spectral components. *Nature: Physical Sciences*, 229:6-9(1971).
80. Mächler M. A. Parameterization of solar irradiation under clear skies. Master of Applied Science thesis. Vancouver, B.C., The University of British Columbia, Marzo 1983.
81. Vigroux E. Contribution à l'étude expérimentale de l'absorption de l'oxone. *Annales de Phys.* 8:709-762(1953).
82. Leighton P. A. Photochemistry of air pollution. N.Y., USA, Academic Press, 1961, p. 300.
83. Brooks F. A. An introduction to physical microclimatology. Davis, Ca., USA, University of California, 1959. 253 pp.
84. Paulin G. Simulation of solar energy at ground level. *Atmosphere-Ocean*, 18(4): 286-303(1980).
85. Unsworth M. H. y Monteith J. L. Aerosol and solar radiation in Britain. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 98:778-797(1972).
86. Notaridou V. A. y Lalas D. P. The distribution of global and net radiation over Greece. *Solar Energy*, 22(6):505-514(1979).
87. King R. y Bucklus R. O. Direct solar transmittance for a clear sky. *Solar Energy*, 22(3):297-301(1979).
88. Labs D. y Neckel H. The radiation of the solar photosphere from 2000 Å to 10000. *Zeitschrift für Astrophysik*, 69(1):1-73(1968).
89. Howard J. N., Burch D. E. y Williams D. Infrared transmission of synthetic atmospheres. *Journal of the Optical Society of America*, Parts I-V, 46:186-190, 237-245, 334-338, 452-455 (1956).
90. Howard J. N., King J. I. F. y Gast P. R. Thermal radiation. In Bailey S. L. (Ed.) Handbook of Geophysics and Space Environment. Edición revisada. N. Y., USA, McMillan, 1956. Capítulo 16.
91. Inn E. C. Y. y Tanaka Y. Absorption coefficient of ozone in the ultraviolet and visible regions. *Journal of the Optical Society of America*, 43:870-873(1953).
92. Manabe S. y Strickler R. F. Thermal equilibrium of the atmosphere with a convective adjustment. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 21(361-385)(1964).

93. Van Heuklon T. K. Estimating atmospheric ozone for solar radiation models. *Solar Energy*, 22(1):63-68(1979).
94. Hatfield J. L., Giorgis R. B. y Flocchini R. G. A simple solar radiation model for computing direct and difusse spectral fluxes. *Solar Energy*, 27(4):323-329(1981).
95. Gates D. M. Near infrared atmospheric transmission to solar radiation. *Journal of the Optical Society of America*, 50(12):1299-1304(1960).
96. Gates D. M. y Harrop W. H. Infrared transmission of the atmosphere to solar radiation. *Applied Optics*, 2(9):887-898(1963).
97. Sasamori T., London J. y Hoyt D. V. Radiation budget of the southern hemisphere. *Monographs of the American Meteorological Society*, 13:9-23(1972).
98. Hoyt D. V. The radiation and energy budgets of the Earth using both ground-based and satellite-derived values of total cloud cover. Boulder, Co., USA. National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), Tech. Rep. ERL-362-ARL 4, 1976.
99. Burch D. E., Gryvnak D. y Williams D. The infrared absorption by carbon dioxide. Ohio State University Research Foundation, Report on project 778. 1960.
100. Yamamoto G. Direct absorption of solar radiation by atmospheric water vapor, carbon dioxide, and molecular oxygen. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 19: 182-188(1962).
101. Wang W. A parameterization of the absorption of solar radiation by water vapor in the Earth's atmosphere. *Journal of Applied Meteorology*, 15(1):21-27(1976).
102. Fowle F. E. The transparency of aqueous vapor. *Astrophysics Journal*, 42:394-411(1915).
103. Fowle F. E. Water vapor transparency to low-temperature radiation. *Smithsonian Misc. Collection*, 68(8):68 pp. (1917).
104. Kimball H. H. Amount of solar radiation that reaches the surface of the Earth on land and sea and the methods by which it is measured. *Monthly Weather Review*, 56:393-398(1928).
105. Mügge R. y Möller F. Zur berechnung von strahlungsströmen und temperaturänderungen in atmosphären von beliebigem aufbau. *Zeitschrift für Meteorologie*, 85:53-64(1932).

106. Kastrow V. G. Absorption of solar radiation by atmospheric water vapor in the atmosphere. *Izvestiya AN SSSR, Seriya Geograficheskaya i Geofizicheskaya*. 13(5):(1949).
107. Yamamoto G. y Onishi G. Absorption of solar radiation by water vapor in the atmosphere. *Journal of Meteorology*. 9:415-421(1952).
108. McDonald J. E. Direct absorption of solar radiation by atmospheric water vapor. *Journal of Meteorology*. 17:319-328(1960).
109. Kasten F., Korb G., Manier G. y Möller F. On the heat balance of the troposphere. Mainz, Alemania, final report, contract AF 61(052)-18. 1959.
110. Korb G., Michalowsky J. y Möller F. Investigations of the heat balance of the troposphere. Cambridge, USA, U.S. Air Force Cambridge Research Laboratories. AFCRL-TN-56-881. 1956.
111. Manabe S. y Möller F. On the radiative equilibrium and heat balance of the atmosphere. *Monthly Weather Review*. 89:503-532(1961).
112. Solut S. B. Computation of depth of precipitable water in a column of air. *Monthly Weather Review*. 67(4):100-103(1939).
113. Rasmusson E. M. Hidrological application of atmospheric vapor flux analyses. World Meteorological Organization. Operational hidrology report N° 11, WMO N° 476. 1977.
114. Chang Jen-hu Problems and methods in agricultural climatology. Taiwan, Oriental Publ. Co., 1971.
115. Hay J. E. Precipitable water over Canada. I. Computation. *Atmosphere*. 8:128-143(1970).
116. Reitan C. H. Distribution of precipitable water vapor over the continental United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 41(2):78-87(1960).
117. Porter E. M. Mean amounts of precipitable water in New Zealand region. Wellington, N. Z. New Zealand Meteorological office. Circular note N° 70. 1951. 3 pp.
118. Hutchings J. W. Water vapor transfer over the Australian continent. *Journal of Meteorology*. 18(5):615-634(1961).
119. Ojo O. The distribution of mean monthly precipitable water vapor and annual precipitation efficiency in Nigeria. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie*. 18(3-4):221-238(1970).

120. Arakawa H. y Tsutsumi K. Mean precipitable water in Japan. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 30:203-208(1952).
121. Ananthkrishnan R., Selvam M. M. y Chellappa R. Seasonal variation of precipitable water vapour in the atmosphere over India. *Indian Journal of Meteorology and Geophysics*, 16:371-384(1965).
122. Ba nnon J. K. y Steele L. P. Average water vapour content of the air. Londres G.B. Meteorological Office. Geophysical Memoirs N° 102. 1960.
123. Peixoto J. P. Pole to pole divergence of water vapor. *Tellus*, XXIII(1):17-25 (1970).
124. Tuller S. E. World distribution of mean monthly and annual precipitable water. *Monthly Weather Review*, 96:785-797(1968).
125. Bird R. E. y Hulstrom R. L. Precipitable water measurements with sunphotometers. *Journal of Applied Meteorology*, 21(8):1196-1201(1982).
126. Raschke E. y Bandeen W. R. A quasi-global analysis of tropospheric water vapor content from TIROS IV radiation data. *Journal of Applied Meteorology*, 6(3):468-481(1967).
127. Prabhakara C., Dalu G., Lo R. C. y Nath N. R. Remote sensing of seasonal - distribution of precipitable water vapor over the oceans and the inference of boundary layer structure. *Monthly Weather Review*, 107(10):1388-1401(1979).
128. Aoki T. Estimation of the precipitable water from the IR channel of the geostationary satellite. *Remote Sensing of Environment*, 12(3):219-228(1982).
129. Prabhakara C., Chang H. D. y Chang A.T.C. Remote sensing of precipitable water over the oceans from Nimbus 7 microwave measurements. *Journal of Applied Meteorology*, 21(1):59-68(1982).
130. Showalter A. K. Precipitable water template. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 35(3):129-131(1954).
131. Peterson K. R. A precipitable water nomogram. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 42(2):119-121(1961).
132. Harrison L. P. Calculation of precipitable water. Environmental Science Services Administration. ESSA Tech. Memorandum, TDL.33. 1970.

133. Cole R. J. Prediction of precipitable water from surface water observations. *Journal of Meteorology*. (Trowbridge, G. B.) 2(15):78-82(1977).
134. Lowry D. A. y Glahn H. R. Relationships between integrated atmospheric moisture and surface weather. *Journal of Applied Meteorology*. 8(5):762-768(1969).
135. Hann J. Lehrbuch der Meteorologie. Leipzig, Germany, S. Hirzel, 1906. 171 pp.
136. Harrison L. P. On the water vapor in the atmosphere over the United States east of the Rocky mountains. *Monthly Weather Review*. 59:444-471(1931).
137. Zeevaert L. B. A. Passive approaches to solar architectural design for México. Tesis Mto. Artes. Gran Bretaña, University of Sheffield, Department of Building Science, 1981. 183 pp.
138. Brichambaut Ch. Perrin de. Rayonnement solaire et échanges radiatifs naturels; monographies de météorologie. Paris, Francia, Gauthier-Villars, 1963. 300 pp.
139. Fowle F. E. Atmospheric transparency for radiation. *Monthly Weather Review* 42(1):2-4(1914).
140. Monteith J. L. An empirical method for estimating long-wave radiation exchanges in the British Isles. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 87(372):171-179(1961).
141. Reitan C. H. Surface dewpoint and water aloft. *Journal of Applied Meteorology*. 2(6):776-779(1963).
142. McGee O. S. A surface dew point - precipitable water vapor relationship for South Africa. *South Africa Journal of Sciences*. 70:119-120(1974).
143. Sinha S. y Sinha S. K. Precipitable water and dew point temperature relationship during the Indian summer monsoon. *Pure and Applied Geophysics*. 119(5): 913-921(1981).
144. Smith W. Note on the relationship between total precipitable water and surface dewpoint. *Journal of Applied Meteorology*. 5(5):726-727(1966).
145. Berekofsky L. Comments on "Note on the relationship between total precipitable water and surface dew point." *Journal of Applied Meteorology*. 6(5):959-960 (1967).
146. Berekofsky L. Further comments on "Note on the relationship between total precipitable water and surface dew point". *Journal of Applied Meteorology*. 7(4):719(1968).

147. Bolsenga S. J. The relationship between total atmospheric water vapor and surface dew point on a mean daily and hourly basis. *Journal of Applied Meteorology*. 4(3):430-432(1965).
148. Schwarz F. K. Comments on "Note on the relationship between total precipitable water and surface dew point." *Journal of Applied Meteorology*. 7(3):509-510 (1968).
149. Reber E. E. y Swope J. R. On the correlation of the total precipitable in a vertical column and absolute humidity on the surface. *Journal of Applied Meteorology*. 11(8):1322-1325(1972).
150. Aguilar S. Comunicación personal, información facilitada por el personal del departamento de predicción del tiempo del Servicio Meteorológico Nacional, México, D.F. (Febrero 1984).
151. Hernández E. H. y Villanueva A. B. Obtención de parámetros meteorológicos de altitud a partir de datos de radiosondeo en el valle de México. Centro de Investigación de Materiales, UNAM, en colaboración con la dirección del S.M.N., S.A.R.H., 1979.
152. Sargent G. P. Computation of vapour pressure, dew point and relative humidity from dry- and wet-bulb temperatures. *The Meteorological Magazine*. 109(1297): 238-246(1980).
153. Dirección General del Servicio Meteorológico Nacional. Normales climatológicas; periodo: 1941-1970. México, S.A.R.H., 1982. 797 pp.
154. Angström A. On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air. I. *Geogr. Annaler*. 2:156-166(1929).
155. Angström A. On the atmospheric transmission of sun radiation. II. *Geogr. Annaler*. 3:130-159(1930).
156. Angström A. Techniques of determining the turbidity of the atmosphere. *Tellus*. 13:214-223(1961).
157. Coulson K. L. Solar and terrestrial radiation; methods and measurement. N. Y. USA, Academic Press, 1975. 322 pp.
158. Dave J. V. y Braslau N. Effect of cloudiness on the transfer of solar energy through realistic model atmosphere. *Journal of Applied Meteorology*. 14:388-395 (1975).

159. McKee T. B. y Cox S. K. Scattering of visible radiation by finite clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*. 31:1885-1892(1974).
160. Yacowar N. Use of percentage of possible sunshine data to prepare automated forecasts of sky cover and to verify plain language forecasts. *Atmosphere-Ocean*. 18(2):117-126(1980).
161. Pochop L. O. y Milton D. S. Sky cover photograms: a new technique. *Weatherwise*. 19:198-203(1966).
162. Holle R. L. y McKay S.A. Tropical cloudiness from all-sky cameras on Barbados and adjacent Atlantic Ocean. *Journal of Applied Meteorology*. 14:1437-1450 (1975).
163. Hoyt D. V. Percent of possible sunshine and the total cloud cover. *Monthly Weather Review*. 105:648-652(1977).
164. Hoyt D. V. Reply to comments on "Percent of possible sunshine and the total cloud cover". *Monthly Weather Review*. 106:572-573(1978).
165. Court A. Comments on "Percent of possible sunshine and the total cloud cover." *Monthly Weather Review*. 106:571-572(1978).
166. Rangarajan S., Swaminathan M. S. y Mani A. Computation of solar radiation from observations of cloud cover. *Solar Energy*. 32(4):553-556(1984).
167. Fox R. L. Sunshine-cloudiness relationships in the United States. *Monthly Weather Review*. 89(12):543-548(1961).
168. Reddy S. J. An empirical method for estimating sunshine from total cloud amount. *Solar Energy*. 15:281-285(1974).
169. Stanghellini C. A simple method for evaluating sunshine duration by cloudiness observations. *Journal of Applied Meteorology*. 20(3):320-323(1981).
170. Barbaro S., Cannata G., Coppolino S., Leone C. y Sinagra E. Correlation between relative sunshine and the state of the sky. *Solar Energy*. 26:537-550(1981).
171. Barbaro S., Cannata G., Coppolino S., Leone C. y Sinagra E. An atmospheric model for computing direct and diffuse solar radiation. *Solar Energy*. 22(3):537-550(1979), Errata ibid 25(3):289(1980).
172. Berland T. G. y Danilchenko V. Y. The continental distribution of solar radiation. *Gidrometeoizdat*, Leningrad (1961).

173. Barbaro S., Coppolino S., Leone C. y Sinagra E. An atmospheric model applied to some actinometric stations of Sicily. *Solar Energy*, 25(3):201-206(1980).
174. Ideriah F. J. K. A model for calculating direct and diffuse solar radiation. *Solar Energy*, 26(5):447-452(1981).
175. Sfeir A. A. Solar radiation in Lebanon. *Solar Energy*, 26(6):497-502(1981).
176. Badescu V. A verification of the atmospheric model proposed by Barbaro et al for computing direct and diffuse solar radiation. *Solar Energy*, 26(5):459-460 (1981).
177. Haurwitz B. Insolation in relation to cloud type. *Journal of Meteorology*, 5(3):110-113(1948).
178. Kasten F. y Czeplak G. Solar and terrestrial radiation dependent on the amount and type of cloud. *Solar Energy*, 24(2):177-189(1980).
179. Albrecht F. H. W. Methods for computing global radiation. *Geofísica Pura e Aplicada*, 32(1955/III).
180. Cornfield R. M. Modified Jordan photographic sunshine recorder. *Journal of Meteorology*, (Trowbridge, G.B.) 2(14):48-51(1976).
181. Hatch D. J. Amateur photoelectric sunshine recorder. *Journal of Meteorology* (Trowbridge, G. B.) 4(39):133-140(1979).
182. Foster N. B. y Foskett L. W. A photoelectric sunshine recorder. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 34:212-215(1953).
183. Thörnblad H. A sunshine monitor with electrical output and without moving parts. *Journal of Physics E: Scientific Instruments*, 8:461-486(1975).
184. Lau P. A sunshine monitor for automatic registration of sunshine duration. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie*, 29(1-2):89-97(1981).
185. Hernández E. La distribución de la radiación global en México evaluada mediante la fotointerpretación de la nubosidad observada por satélites meteorológicos. Centro de Investigación de Materiales, UNAM, 1976. 46 pp.
186. Catchpole A. J. W. y Moodie D. W. Multiple reflection in Arctic regions. *Weather*, 26:157-163(1971).
187. Deirmendjian D. y Sekera Z. Global radiation resulting from multiple scattering in a Rayleigh atmosphere. *Tellus*, 6:382-398(1954).

188. Möller F. On the backscattering of global solar radiation by the sky. *Tellus*, 17:350-355(1965).
189. Angström A. y Tryselius O. Total radiation from sun and sky at Abisko. *Geografiska Annaler*, 16:53-69(1934).
190. Hay J. E. A revised method for determining the direct and diffuse components of the total short-wave radiation. *Atmosphere*, 14(4):278-287(1976).
191. Averkiev M. S. Precise method for computation of global radiation. *Bull. Moscow Univ.* 1(1961).
192. Angström A. Solar and Terrestrial radiation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 50:121-126(1924).
193. Sherry J. E. y Justus C. G. A simple hourly all-sky solar radiation model based on meteorological parameters. *Solar Energy*, 32(2):195-204(1984).
194. Green A. E. S., Sawada T. y Shettle E. P. The middle ultraviolet reaching the ground. *Photochem. and Photobiol.* 19:251(1974).
195. Szeicz G. Solar radiation for plant growth. *Journal of Applied Ecology*, 11: 617(1974).
196. Henderson S. T. y Jodgkiss D. Spectral energy distribution of daylight. *British Journal of Applied Physics*, 14:125-131(1963).
197. Sastri V. D. P. y Das S. R. Typical spectral distributions and color for tropical daylight. *Journal of the Optical Society of America*, 58:391-398(1968).
198. Brine D. T. e Iqbal M. Diffuse and global solar spectral irradiance under cloudless skies. *Solar Energy*, 30(5):447-453(1983).
199. Bird R. E. A simple, solar spectral model for direct-normal and diffuse horizontal irradiance. *Solar Energy*, 32(4):461-471(1984).
200. Shettle E. P. y Fenn R. W. Models for the aerosols for the lower atmosphere and the effects of humidity variations on their optical properties. AFGL-TR-79-0214. Environmental Res. Paper N° 676, 1979. 94 pp.
201. Cole R. J. Direct solar radiation data as inputs into mathematical models describing the thermal performance of buildings-II, Development of relationships. *Build. Environ.* 11:181-186(1976).

202. Spencer J. W. Computer estimation of direct solar radiation on clear days. *Solar Energy*, 13:437-438(1972).
203. Moon P. Proposed standard solar radiation curves for engineering use. *J. Franklin Inst.*, 230:583-617(1940).
204. Majumdar N. C., Mathur B. L. y Kaushik S. B. Prediction of direct solar radiation for low atmospheric turbidity. *Solar Energy*, 13:383-394(1972).
205. Cole R. J. Direct solar radiation data as inputs into mathematical models describing the thermal performance of buildings - I, A review of existing relationships which predict the direct component of solar radiation. *Build. Environ.*, 11:173-179(1976).
206. Hottel H. C. A simple model for estimating the transmittance of direct solar radiation through clear atmospheres. *Solar Energy*, 18(2):129-134(1976).
207. Farber E. A. y Morrison C. A. Clear day design values. In Applications of solar energy for heating and cooling of buildings. ASHRAE GRP 170, N.Y., USA, 1977.
208. Threlkeld J. L. y Jordan R. C. Direct solar radiation available on clear days. *ASHRAE Transactions*, 64:45-68(1958).
209. Liu B. Y. H. y Jordan R. C. The interrelationship and characteristic distribution of direct, diffuse and total solar radiation. *Solar Energy*, 4(3):1-19(1960).
210. Swartman R. K. y Ogunalde O. Solar radiation estimates from common parameters. *Solar Energy*, 11(3-4):170-172(1967).
211. Ezekwe C. I., Clifford C. O. Ezello. Measured solar radiation in a Nigerian environment compared with predicted data. *Solar Energy*, 26(2):181-186(1981).
212. Linacre E. T. Empirical relationships involving global - radiation intensity and ambient temperature at various latitudes and altitudes. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie*, 17(1):1-20(1969).
213. Reddy S. J. An empirical method for the estimation of total solar radiation. *Solar Energy*, 13(2):289-290(1971).
214. Reddy S. J. y Rao K. R. An empirical method for the estimation of evaporation from free surface of water. *Indian Journal of Meteorology and Geophysics*, 24(2):137-152(1973).

215. Almanza R. y López S. Radiación solar en la República Mexicana mediante datos de insolación. México, D.F. Instituto de Ingeniería, UNAM. Informe serie azul N° 357. 1975. 20 pp.
216. Almanza R. y López S. Total solar radiation in México using sunshine hours and meteorological data. *Solar Energy*, 21(5):441-448(1978).
217. Sabbagh J. A., Sayigh A. A. M. y El - Salam E. M. A. Estimation of the total solar radiation from meteorological data. *Solar Energy*, 19(3):307-311(1977).
218. Daneshyar M. Solar radiation statistics for Iran. *Solar Energy*, 21(4):345-349 (1978).
219. Sivkov S. I. To the methods of computing the possible radiation in Italy. *Trans. Main. Geophys. Obs.* 160:234(1964).
220. Barbaro S., Coppolino S., Leone C. y Sinagra E. Global solar radiation in Italy. *Solar Energy*, 20(5):431-435(1978).
221. Kimura K. y Stephenson D. G. Solar radiation on cloudy days. Ottawa, Canada. National Research Council of Canada, Division of Building Research, Research paper N° 418. 1969. 8 pp.
222. Thompson E. S. Computation of solar radiation from sky cover. *Water Resources Research*. 12(5):859-865(1976).
223. Giacobello N. On the relationship between solar radiation and cloud cover. *Rivista di Meteorologia Aeronautica*, 2/3:225-230(1980).
224. Nyberg A. Determination of global radiation with the aid of observations of cloudiness. *Acta Agric. Scand.* 27:297-300
225. Black J. N. Distribution of solar radiation over the Earth's surfaces. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie*, Ser. B. 7(2):165-189(1956).
226. Lumb F. E. The influence of cloud on hourly amounts of total solar radiation at the sea surface. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 90:43-56(1964).
227. Norris D. J. Correlation of solar radiation with clouds. *Solar Energy*, 12(1): 107-112(1968).
228. Parker D. E. The effect of cloud on solar radiation receipt at the tropical ocean surface. *Meteorological Magazine*, 100:232-240(1971).

229. Gadd A. J. y Keers J. F. Surface exchanges of sensible and latent heat in a 10-level model atmosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 96:297-308(1970).
230. Schieldrup P. H. On radiation, sunshine and cloudiness. Bergen, Noruega. Universitet i Bergen, Arbok 1948, Naturritenskapelig rekke, N^o 7. 1949.
231. Bener P. Der einfluß der bewölkung auf die himmelsstrahlung. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie*, Ser. B. 12:442-457(1963).
232. Haurwitz B. Insolation in relation to cloudiness and cloud density. *Journal of Meteorology*, 2:154-166(1945).
233. Haurwitz B. Insolation in relation to cloud type. *Journal of Meteorology*, 3: 123-124(1946).
234. Wörner H. Zur frage der automatisierbarkeit der bewölkungsangaben durch verwendung von strahlungsgrößen. *Abh. Met. Dienst DDR* 11, N^o 82 (1967).
235. Kimball H. H. Variations in the total and luminous solar radiation with geographical position in the United States. *Monthly Weather Review*, 47(11):769-793 (1919).
236. Angström A. K. On computation of global radiation from the records of sunshine. *Archiv für Geophysik*, 3(23):551-556(1956).
237. Prescott J. A. Evaporation from water surface in relation to solar radiation. *Trans. R. Soc. S. Aust.* 64:114-118(1940).
238. Bennet I. Correlation of daily insolation with daily total sky cover, opaque sky cover and percentage of possible sunshine. *Solar Energy*, 12(3):391-393(1969).
239. Harris A. R. Solar radiation reception and its correlation with sunshine. Master thesis. Minneapolis, Minn., University of Minnesota, 1966.
240. Egido M. et al. Considerations of formulae for the calculation of global solar radiation as a function of the insolation. *Rev. Geofiz.* 35:227-239(1976).
241. Abeledo J. H., de Kuralt M. I. C. y Fernández R. O. Relación entre la duración relativa de la insolación y la radiación solar global en la Argentina.
242. McQuigg J. D. y Decker W. L. Solar energy - A summary of records at Columbia, Missouri. *Hon. Agr. Exp. Sta. Res. Bull.* 671(1958).

243. Mateer C. L. A preliminary estimate of the average insolation in Canada. *Can. J. Agr. Sci.* 35:579-594(1955).
244. Masson H. Quantitative estimation of solar radiation. *Solar Energy*, 10(3):119-124(1966).
245. Löf G. O. G., Duffie J. A. y Smith C. O. World distribution of solar energy. *Solar Energy*, 10(1):27-37(1966).
246. Sfeir A. A. Solar radiation in Lebanon. *Solar Energy*, 26(6):497-502(1981).
247. Driedger H. L. y Catchpole A. J. W. Estimation of solar radiation receipt from sunshine duration at Winnipeg. *Meteorological Magazine*, 99:285-291(1970).
248. Rietveld H. R. A new method to estimate the regression coefficients in the formula relating radiation to sunshine. *Agricultural Meteorology*, 19:243-252 (1978).
249. Penman H. L. Evaporation. An introductory survey. *Neth. J. Agric. Sci.* 4:9-29(1956).
250. Black J. N., Bonython C. y Prescott J. A. Solar radiation and duration of sunshine. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 80:231-235(1954).
251. Frère M., Rijks J. Q. y Rea J. Estudio agroclimatológico de la zona andina. Roma, Italia. FAO/UNESCO/OMM. Nota técnica 161, OMM-Nº 506. 1975.
252. Flocas A. A. Estimation and prediction of global solar radiation over Greece. *Solar Energy*, 24(1):63-70(1980).
253. Da Mota F. S., Beirsdorf M. L. C. y Acosta H. J. C. Estimates of solar radiation in Brazil. *Agricultural Meteorology*, 18(4):241-254(1977).
254. Estrada-Cajjal V. Estimación de la radiación solar difusa a partir de la radiación solar total medida en La Sierra de la Laguna, B.C.S. México, D.F. Instituto de Ingeniería, UNAM. Informe interno, proyecto 3131. Elaborado para el CIB, A.C., La Paz, B.C.S. Octubre 1983. 27 pp.
255. Kalma J. D. y Fleming P. M. A note on estimating the direct and diffuse components of global radiation. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie*, Ser. B. 20(2):191-205(1972).
256. Page J. K. The estimation of monthly mean values of daily total short-wave radiation on vertical and inclined surfaces from sunshine records for latitudes 40°N-40°S. *Proc. U.N. Conf. New Sources of Energy Paper N°598*, vol.4 (1961).

257. Lunde P. J. *Solar Thermal Engineering*. N.Y., USA., Wiley, 1980.
258. Vignola F. y McDaniel D. K. Correlations between diffuse and global insolation for the Pacific Northwest. *Solar Energy*, 32(2):161-168(1984).
259. Chang J. H. Diffuse radiation as related to global radiation and the Angot value. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Ser. B.* 28(1):31-39 (1980).
260. Barbaro S., Coppolino S., Leone C. y Sinagra E. Diffuse solar radiation statistics for Italy. *Solar Energy*, 26(5):429-435(1981).
261. Lewis G. Diffuse irradiation over Zimbabwe. *Solar Energy*, 31(1):125-128(1983).
262. Sears R. D., Flocchini R. G. y Hatfield J. L. Correlation of total, diffuse and direct solar radiation with the percentage of possible sunshine for Davies, California. *Solar Energy*, 27:357- (1981).
263. Benson R. B., Paris M. V., Sherry J. E. y Justus C. G. Estimation of daily and monthly direct, diffuse and global solar radiation from sunshine duration measurements. *Solar Energy*, 32(4):523-535(1984).
264. Iqbal M. Correlation of average diffuse and beam radiation with hours of bright sunshine. *Solar Energy*, 23(2):169-173(1979).
265. Cerquetti F., Scuterini C. y Murri A. Correlations between total, diffuse and direct radiation and relative duration of sunshine. *Solar Energy*, 32(4):557-559(1984).
266. Wesley M. L. y Lipschutz R. C. A method for estimating hourly averages of diffuse and direct solar radiation under a layer of scattered clouds. *Solar Energy*, 18:467-473(1976).
267. Le Baron B. y Dirmhirn I. Strengths and limitations of the Liu and Jordan model to determine diffuse from global irradiance. *Solar Energy*, 31(2):167-172(1983).
268. Le Baron B. Diffuse irradiance in the Rocky Mountains at 40° latitude. Master thesis. Utah State University, 1980.
269. Garrison J. D. A study of solar irradiation data for six sites. *Solar Energy*, 32(2):237-249(1984).
270. Iqbal M. A study of Canadian diffuse and total solar radiation data - I. Monthly average daily horizontal radiation. *Solar Energy*, 22(1):81-86(1979).

271. Erbs D. G., Klein S.A. y Duffie J. A. Estimation of the diffuse radiation fraction for hourly, daily and monthly - average global radiation. *Solar Energy*, 28(4):293-302(1982).
272. Collares-Pereira M. y Rabl A. The average distribution of solar radiation-co - rrelations between diffuse and hemispherical and between daily and hourly in - solation values. *Solar Energy*, 22(2):155-164(1979).
273. Iqbal M. A study of Canadian diffuse and total solar radiation data - II. Month ly average hourly horizontal radiation. *Solar Energy*, 22(1):87-90(1979).
274. Fernández J. L. y Estrada-Cajigal V. Cálculo de la radiación solar instantánea en la República Mexicana. México, D.F. Instituto de Ingeniería, UNAM. Informe serie azul N° 472. 1983. 58 pp.
275. Palacio A. y Rodríguez A. Estimación de la radiación solar y de la temperatu ra ambiente instantánea. Memorias IV reunión nacional de energía solar. México, UASLP, 1980. pp. 43-46.
276. Estrada-Cajigal V. Comparación de modelos para estimar la radiación solar. Memorias del IX congreso de la Academia Nacional de Ingeniería. León, Gto., Septiembre 1983. pp. 25-28.