

PROGRAMA REGIONAL DE ENERGIA SOLAR

SOLARIMETRIA Y EVALUACION ENERGETICA SOLAR

VOLUMEN I

METODOS SOLARIMETRICOS

PRIMERA PARTE

MEDICION DIRECTA DE LA RADIACION SOLAR

1983

SEGUNDA PARTE

MODELOS DE SIMULACION

1983

PROLOGO

La Organización Latinoamericana de Energía, en cumplimiento de las prioridades establecidas en el Programa Latinoamericano de Cooperación Energética (PLACE) relativas a realizar la evaluación de los recursos energéticos de la Región y a promover y apoyar la capacitación técnica y la transferencia de información tecnológica en América Latina, se complace en difundir el **Manual de Solarimetría y Evaluación Energético Solar**, en sus dos tomos, "Métodos Solarimétricos" y "Solarimetría y Efectos Heliotérmicos". Esta Secretaría Permanente confía en que, con la aplicación de este Manual, se dará un impulso al desarrollo en el aprovechamiento de la energía solar en la Región, en beneficio principalmente de su medio rural.

Con estos antecedentes se pretende, en una primera instancia, el completar la elaboración de las Cartas de Climatología Solar de toda la Región, así como promover el uso de este recurso, al proporcionar una metodología de diseño conceptual de sistemas de colectores solares planos y de evaluación de los efectos térmicos en las edificaciones.

Ulises Ramírez Olmos
SECRETARIO EJECUTIVO

Quito, Febrero de 1984.

INTRODUCCION GENERAL

Antecedentes:

El Programa Latinoamericano de Cooperación Energética (PLACE) contempla entre sus prioridades la evaluación de los recursos energéticos de la Región.

La energía solar incidente en América Latina y El Caribe, es por lo tanto un recurso a evaluar. Dentro de la Región, en diferentes tiempos y bajo diversos enfoques metodológicos, se han realizado en algunos países cartas de radiación solar, con cobertura nacionales o parciales.

La necesidad de una visión global, homogénea, del recurso solar en América Latina, ha hecho que OLADE coordine un esfuerzo para obtener un resultado coherente, en lo referente a su finalidad y metodología empleada en su desarrollo y presentación.

Si bien, salvo contadas excepciones, puede afirmarse que la Región tiene una insuficiente red de medición de radiación solar, por otro lado es cierto que se cuenta con una basta información de otros parámetros climatológicos, incluidas las horas de insolación. También llamado brillo solar ó heliofanía, útiles para la estimación de la radiación solar incidente.

Conscientes de la situación económica de la Región, la realización de este trabajo se planteó sobre dos premisas básicas:

1. Desarrollar la evaluación a partir de la información meteorológica disponible, haciendo uso de métodos de estimación de la radiación solar, aprovechando la información existente que nuestros Servicios Meteorológicos Nacionales han venido recabando desde hace muchos años. El diagnóstico del resultado final, indicará la necesidad de profundizar y mejorar la información existente, recurriendo a métodos más sofisticados y necesariamente más costosos.
2. Presentar la información en cartas de radiación solar orientadas al aprovechamiento energético, es decir diseño de sistemas o aplicaciones solares.

Por otra parte, es necesario contar con una metodología accesible, para evaluar la energía útil captada por un plano colector, en base a gráficos, tablas y nomogramas que permitieran realizar un trabajo de campo al ingeniero que proyecta y construye instalaciones solares.

Los fabricantes, que desde hace varios años, producen en América Latina colectores solares para uso residencial principalmente, han incursionado en los últimos años en instalaciones para hoteles, hospitales, edificios públicos y aplicaciones industriales para proporcionar agua caliente. Este manual pretende ser una ayuda, tanto para el proyecto de esas instalaciones, como para realizar un análisis económico sobre bases más sólidas.

CONSIDERACIONES TECNICAS

La energía solar captada por un plano de colectores, depende de factores externos; la latitud del sitio que determina la duración del día solar y la inclinación de los rayos solares al medio día, lo que origina la presencia de las estaciones del año; así como de la altitud sobre el nivel del mar y las condiciones climatológicas locales que determinan la atenuación y dispersión de los rayos solares que alcanzan la superficie terrestre.

Por otra parte se debe considerar las condiciones del plano colector; la orientación, inclinación y su posición respecto a posibles obstáculos a la radiación directa, como son las montañas, edificaciones o árboles.

Al indicar en las cartas solares valores de radiación máxima promedio para el día típico de cada mes, tanto para la irradiación global como directa, permite construir para el plano captor en cuestión y para la duración real del día solar, la curva de potencia vs tiempo, cuya integral da la energía incidente, considerando incluso la presencia de obstáculos que bloqueen la componente de radiación directa.

Adaptarse a una inclinación y orientación dada, en el caso de una techumbre existente, o dar cualquier orientación que no fuera sur o norte -según el hemisferio- por causa de sombras matutinas o vespertinas, requieren del análisis y optimización de la disposición del plano de colectores.

Este manual pretende ser la herramienta ingenieril, para la evaluación energética solar, sobre cualquier plano de captación, ya sea sistemas de colectores planos o muros de edificios o viviendas para su análisis de comportamiento pasivo.

DESARROLLO Y ESTRUCTURACION DEL MANUAL

En marzo de 1983 se elaboró en OLADE una propuesta metodológica para confeccionar un texto sobre Evaluación Energética Solar, incluyendo un guión de contenido.

Se seleccionó al Instituto de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) para encomendarle el desarrollo de este manual, dada su amplia experiencia, tanto en trabajos de solarimetría física o modelada, así como en aplicaciones de tecnologías solares.

Como antecedente inmediato se tenía el informe técnico "Cálculo de la radiación solar instantánea en la República Mexicana", elaborado en 1982 para la Secretaría de Patrimonio y Fomento industrial, ^{1/} editado por el Instituto de Ingeniería.

En ese documento, sus autores, Dr. José Luis Fernández Zayas y Vicente Estrada Cajigal, proponen un sencillo algoritmo que permite calcular la magnitud de la radiación solar directa y difusa, en cualquier parte e instante del día en la República Mexicana.

^{1/} Actualmente Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal (SEMIP)

Disponer de algoritmos exactos y sencillos que permitan conocer la radiación solar instantáneas que se recibe sobre una superficie cualquiera, tanto en sus componentes directa como difusa, ha sido preocupación constante en los últimos 20 años, ya que es herramienta necesaria para el diseño de sistemas solares.

El presente trabajo va más allá del informe arriba mencionado porque proporciona la metodología no solamente para una superficie horizontal, sino para cualquier plano, es decir, considerando una cierta inclinación y orientación.

Con este trabajo se satisface en forma práctica y sencilla una vieja aspiración - y necesidad - de los ingenieros involucrados en aplicaciones de la energía solar, a partir de consideraciones de viabilidad técnico-económicas.

El 18 de enero de 1984 se hizo entrega formal del Manual, que se presenta en dos volúmenes; el primero, "Métodos Solarimétricos" donde se describen, tanto los instrumentos utilizados en la solarimetría física, así como los modelos utilizados para la estimación de la radiación solar en la superficie terrestre y el segundo volumen, "Solarimetría y Efectos Heliotérmicos", que en su primera parte describe en forma sencilla, el procedimiento del cálculo y elaboración de las cartas de radiación solar a partir de información de nubosidad y horas de brillo solar o heliofanía relativa.

La segunda parte del volumen II contiene la metodología para evaluar la energía incidente sobre cualquier plano; y si se trata de un sistema de colectores planos, evaluar la energía útil, descontando las pérdidas de calor del mismo.

La Primera Parte del Vol. 1, "Medición directa de la Radiación Solar" estuvo a cargo del Ing. Odón de Buen R. La Segunda Parte de dicho Volumen, "Modelos de Simulación", fue realizada por el Dr. José Luis Fernández Z. y Vicente Estrada-Cajigal R.

El Volumen II, "Solarimetría y Efectos Heliotérmicos", fue realizado por el Dr. José Luis Fernández Z. y el Ing. Odón de Buen R.

Al concluir, deseo dejar constancia escrita del entusiasmo y profesionalismo, de los autores de este documento, bajo la dirección del Doctor José Luis Fernández Zayas, que permitió obtener un resultado que excedió las perspectivas iniciales, al considerarse más compleja la parte correspondiente a la evaluación energética de la radiación incidente sobre cualquier plano.

EDITOR

Ing. Enrique Caldera M.

JEFE DEL PROGRAMA REGIONAL DE
ENERGÍA SOLAR Y EOLICA

PROGRAMA REGIONAL DE ENERGIA SOLAR

SOLARIMETRIA Y EVALUACION ENERGETICA SOLAR

VOLUMEN I

METODOS SOLARIMETRICOS

PRIMERA PARTE

MEDICION DIRECTA DE LA RADIACION SOLAR

INDICE

	Pág.
1. INTRODUCCION	13
2. PRINCIPIOS BASICOS DE RADIOMETRIA SOLAR	14
3. CLASIFICACION POR EL TIPO DE RADIACION	16
4. TERMINOLOGIA DE LA RADIOMETRIA SOLAR	17
5. CLASIFICACION DE RADIOMETROS POR SU FUNCIONAMIENTO	18
6. PRIMEROS RADIOMETROS SOLARES	18
7. PIRANOMETROS MODERNOS	22
8. ACTINOGRAFO METALICO DE TIPO ROBITZCH	25
9. MEDICIONES DE LA DURACION DE LA INSOLACION	27
10. NORMALIZACION DE RADIOMETROS SOLARES	28
11. MEDICION DE LA FRACCION DIFUSA DE LA RADIACION	32

1. INTRODUCCION

La forma más confiable de evaluar la magnitud de la radiación solar es medir físicamente su flujo de energía. Se hacen actualmente mediciones de esta energía, mediante instrumentos adecuados, en gran cantidad de observatorios meteorológicos en el mundo. Esos instrumentos suelen producir una señal eléctrica, proporcional a la magnitud de la irradiación, que puede registrarse cómodamente en tiras o gráficas de papel o manipularse y almacenarse digitalmente o analógicamente mediante los dispositivos electrónicos adecuados.

Muchos estudiosos de la energía solar analizan y diseñan equipos y sistemas de aprovechamiento energético con soltura; sin embargo, pocos son los que están familiarizados con los principios básicos de solarimetría y menos los que conocen la gran variedad de aparatos disponibles para hacer esas mediciones. La familiaridad con los equipos medidores parece residir más bien en los profesionales de la meteorología.

El intento de estas notas es proporcionar al ingeniero solar un conocimiento, esquemático al menos, de la instrumentación especializada - para mediciones solares. Así, se presenta en las páginas siguientes un panorama global de los principios de solarimetría, unas notas sobre la evolución tecnológica de los principales instrumentos, su clasificación y algunos datos de su sensibilidad, confiabilidad y precisión.

2. PRINCIPIOS BASICOS DE RADIOMETRIA SOLAR

El término *radiación* es aplicado de manera general a todos los tipos de procesos que transmiten energía por medio de ondas electromagnéticas, ya sean visibles o invisibles. Aunque todas las porciones del espectro de radiación electromagnética son de interés general para la ingeniería, el principal interés para lo relacionado a la radiometría solar está en la región de longitud de onda limitada por 0.2 y 100 μm . En este rango se tiene que el 8.73% de la energía se encuentra en el espectro ultravioleta que se ubica por abajo de 0.4 μm ; 38.15% está en la región visible entre 0.4 y 0.7 μm , con una intensidad máxima a 0.48 μm . El 53.1% restante está en la región del infrarrojo entre 0.7 y 100 μm aunque menos del 1% de la energía solar se encuentra en longitudes de onda arriba de 3.3 μm . Esta distribución varía con la altura - respecto del nivel del mar y con el tipo de atmósfera particular a la localidad (fig 1).

Una parte de la radiación que es repartida y difundida en la atmósfera llega a la tierra en forma de radiación celeste o *difusa* la cual tiene su intensidad pico a 0.45 μm en la porción azul del espectro visible. La irradiación solar total, I_{t0} , que llega a la superficie terrestre desde el disco solar y el cielo es

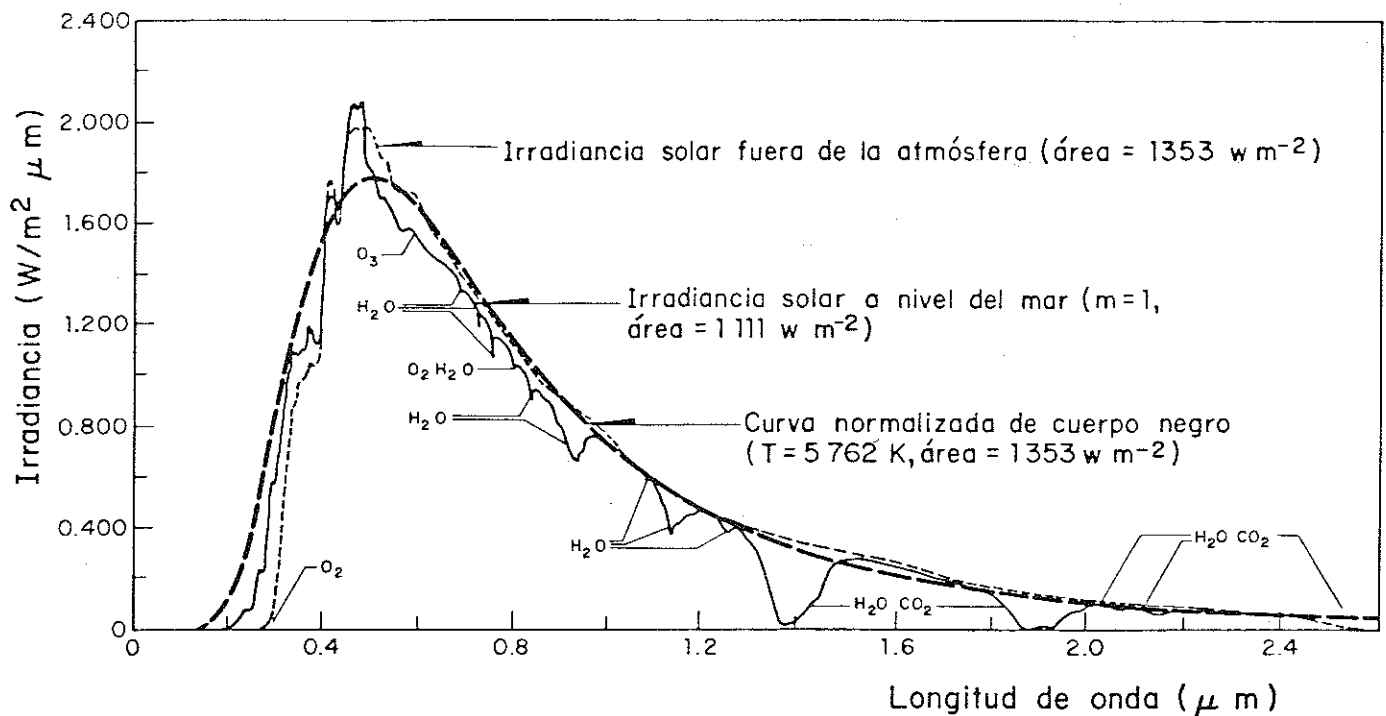


Fig 1. Irradiancia espectral solar fuera de la atmósfera terrestre, con masa de aire igual a cero, y a nivel del mar, con masa de aire = 1.0, comparadas con la irradiancia de un cuerpo negro a 5,762 K

$$I_{t\theta} = I_{DN} \cos \theta + I_d \text{ (Btuh}^{-1} \text{ ft}^{-2} \text{ ó W/m}^{-2}\text{)}$$

donde

$$I_{DN} = \text{Irradiación directa, Btuh}^{-1} \text{ ft}^{-2} \text{ ó W/m}^2$$

θ = ángulo de incidencia entre el rayo solar directo y una línea normal a la superficie

$$I_d = \text{radiación difusa del cielo, Btuh}^{-1} \text{ ft}^{-2} \text{ ó W/m}^2$$

Cuando la superficie es horizontal, el ángulo de incidencia es

$$\theta = 90^\circ - \beta$$

donde

β = altitud solar

La irradiación total horizontal es

$$I_{tH} = I_{DN} \sin \beta + I_{dH}$$

Cuando la irradiación horizontal total y la fracción difusa son conocidas de mediciones hechas con piranómetros sombreados y no sombreados, la intensidad del rayo directo puede ser encontrada de

$$I_{DN} = (I_{tH} - I_{dH}) / \sin \beta$$

Para todo propósito práctico la masa de aire (m) es $m = 1 / \sin \beta$. Más allá de la atmósfera terrestre $m = 0$.

3. CLASIFICACION POR EL TIPO DE RADIACION

Las mediciones de la radiación solar que llega a la superficie terrestre suelen agruparse en siete clases principales:

1. Radiación directa del sol medida perpendicularmente a la dirección del rayo solar
2. Radiación total recibida sobre una superficie horizontal
3. Radiación celeste (también llamada difusa)
4. Radiación solar reflejada desde el piso y otras superficies (también llamada albedo)
5. Radiación directa, total o difusa en porciones restringidas del espectro solar
6. Radiación que llega a una superficie esférica
7. Radiación sobre planos fijos o móviles distintos al plano horizontal.

4. TERMINOLOGIA DE LA RADIOMETRIA SOLAR

Para eliminar confusiones en la terminología de la radiometría solar, la Conferencia Internacional en Radiación, reunida en Davos, Suiza en 1956, acordó las siguientes definiciones:

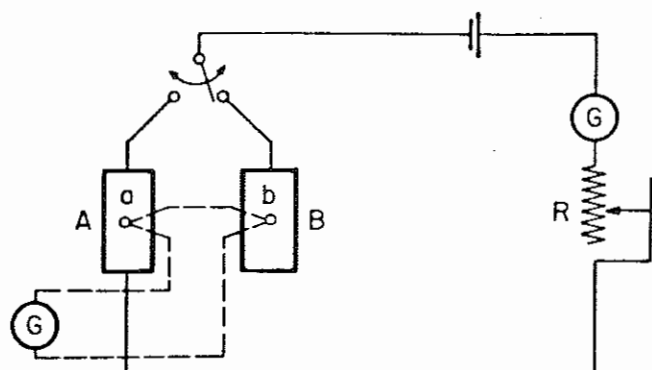
1. *Pirheliómetro*: es el instrumento usado para la medición de la intensidad de la radiación solar directa con incidencia normal
 2. *Piranómetro*: es el instrumento usado para la medición de la radiación solar recibida de todo el hemisferio celeste (incluyendo insolación directa y difusa)
 3. *Pirgeómetro*: es el instrumento usado para la medición de la radiación atmosférica neta medida en una superficie negra horizontal con la cara hacia arriba a temperatura ambiente
 4. *Pirrradiómetro*: es el instrumento usado para medir radiación solar y terrestre
 5. *Pirrradiómetro neto*: es el instrumento usado para medir el flujo neto de la radiación proveniente del suelo y del cielo (solar, terrestre y atmosférica) a través de una superficie horizontal.
- No incluidos en las definiciones anteriores pero siendo términos de uso común, se tienen
6. *Difusómetro*: es el instrumento usado para medir la fracción difusa de la radiación solar y se compone de un piranómetro y de un sistema de sombreado que evita que la radiación directa sea percibida por el elemento sensor
 7. *Albedómetro*: es el instrumento usado para medir el albedo o radiación terrestre. Es un caso particular de pirradiómetro.

5. CLASIFICACION DE RADIOMETROS POR SU FUNCIONAMIENTO

1. *Térmicos*: detectan incrementos de temperaturas que son proporcionales a la irradiación
 - a. *Calorímetros*: el incremento de temperatura se establece a partir de la presión en un gas contenido en un recipiente
 - b. *Termopares y termopilas*: el incremento de temperatura induce una fuerza electromotriz
 - c. *Bolómetros*: el incremento de temperatura induce un cambio de resistencia. El elemento puede estar hecho de metal, conductor o semiconductor.
1. *Piroeléctricos*: la radiación da lugar a cambios en la polarización eléctrica de cristales piroeléctricos
3. *Fotodetectores*: son activados por eventos discretos de fotones que golpean el material. Pueden ser de tres tipos:
 - a. *Fotovoltaicos*: los fotones dan lugar a una caída de potencia eléctrica
 - b. *Fotoconductivos*: varía la conductividad eléctrica
 - c. *Fotoemisivos*: los electrones son desalojados del material y recolectados por un ánodo.

6. PRIMEROS RADIOMETROS SOLARES

- a. El pirheliómetro ^oAnström (fig 2)



A y B son tiras oscurecidas de manganín a las cuales van unidas las termopilas a y b. R es ajustado de manera que la tira irradiada está a la misma temperatura que la tira calentada eléctricamente

Fig 2. Diagrama de circuito del pirheliómetro Ångström compensado

El primer instrumento verdaderamente preciso para la medición de la irradiación solar normal directa fue el pirheliómetro de compensación eléctrica inventado en 1893 por K.J. Ångström. Este pirheliómetro usaba dos tiras de manganín ennegrecidas, delgadas y angostas, acomodadas lado a lado en el fondo de un tubo colimado. Las tiras estaban conectadas eléctricamente de manera que podía conducirse corriente directa, cuidadosamente medida a través de una de las tiras, mientras la otra era irradiada por la radiación solar directa en su cara anterior. Las tiras tenían termopares aislados fijos a la cara posterior. Estas termopilas estaban conectadas en oposición a través de un galvanómetro sensible, el cual, en su posición cero, indicaba que las dos tiras habían llegado a igualar sus temperaturas. La intensidad de la radiación directa se encontraba entonces de la relación

$$I_{DN} = R \cdot (\text{corriente})^2$$

donde

R = constante del instrumento, determinado por medidas de la resistencia y por calibración.

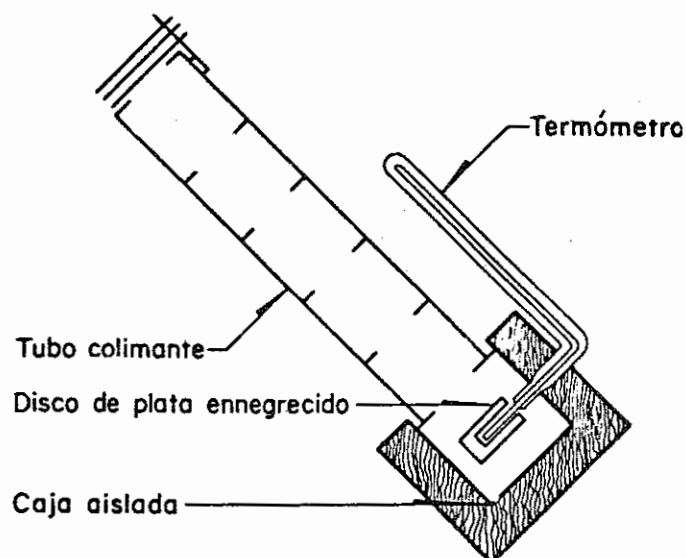


Fig 3. Sección esquemática del pirheliómetro Abbot de disco de plata.

b. Los pirheliómetros Abbot de flujo de agua y de disco de plata (fig 3)

El pirheliómetro Abbot de flujo de agua, diseñado en 1903 por Charles G. Abbot, usaba el flujo de una cantidad de agua destilada, medida precisamente, que se llevaba el calor absorbido por un cono ennegrecido y aislado localizado al fondo de un tubo colimante largo. El incremento de temperatura del agua era medido por un termómetro diferencial de resistencia de platino. Un hilo eléctrico de calentamiento se embobinaba alrededor del absorbedor de radiación y la tasa instantánea de radiación era determinada cortando el flujo de radiación y midiendo la corriente necesaria para producir la misma elevación de temperatura.

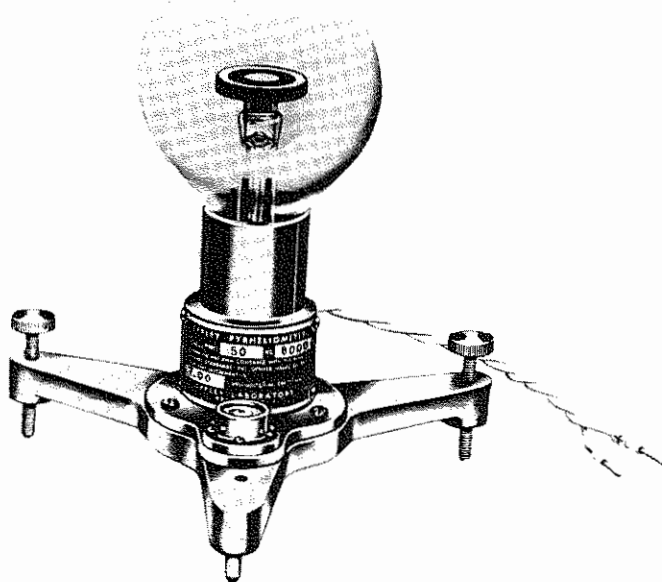
El radiómetro solar estándar portátil del Dr Abbot fue el pirheliómetro de disco de plata diseñado en 1906, que usaba el principio de Pouillet (Pouillet usó termómetros de mercurio en vidrio para medir la tasa de aumento de temperatura de masas de metal en

negrecido cuando son llevadas a temperaturas de equilibrio y súbitamente expuestas a los rayos solares directos). El instrumento del Dr Abbot medía la tasa de incremento de temperatura en un objeto ennegrecido. Este usaba un disco de plata de aproximadamente 0.2 pulgadas de espesor, ennegrecido con una cubierta permanente y provisto con una perforación radial en donde se colocaba a presión un dedal de acero delgado. Un termómetro de mercurio en vidrio con su bulbo doblado a 90° en dirección a su punta iba insertado en el dedal añadiendo una pequeña cantidad de mercurio para asegurar un buen contacto térmico entre el bulbo del termómetro y el disco de plata. El tubo del termómetro iba a lo largo del tubo colimado lo que restringía la apertura a 5.7 grados. Al final del tubo el termómetro presentaba un blanco demasiado pequeño para ser afectado por el Sol. Un obturador hecho de tres hojas de metal pulido iba instalado en la parte superior del tubo y el instrumento tenía un montaje de altazumith con el cual podían ser ajustadas de manera precisa la altitud y el azumith para "ver" directamente al Sol. El instrumento era accionado por un operador entrenado quien leía la temperatura cuidadosamente con una lupa cuando las hojas estaban cerradas, excluyendo completamente a los rayos del Sol. Entonces el operador abría el obturador y leía la temperatura exactamente 100 segundos después, cerraba el obturador, esperaba otros 100 segundos y registraba la temperatura. Las tasas de incremento de elevación y caída de la temperatura eran entonces usadas junto con el coeficiente particular del instrumento para determinar la intensidad de la radiación.

Se han realizado mejoras a este último instrumento como el añadir medición termoeléctrica de temperatura y operación eléctrica del mecanismo del obturador. Este instrumento está clasificado por

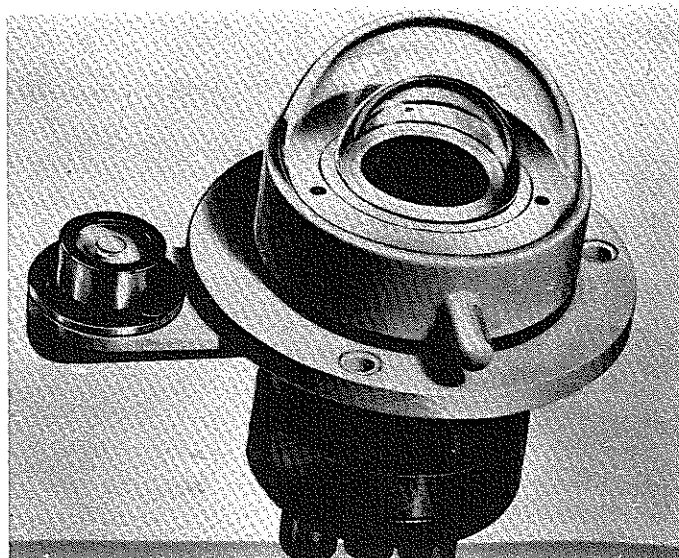
la Organización Meteorológica Mundial (WMO) como un "estándar de referencia" y en 1953, 23 de los 50 pirheliómetros estándar en uso en el mundo eran Abbot de disco de plata, mientras los restantes 27 eran instrumentos Ångström de compensación eléctrica.

7. PIRANOMETROS MODERNOS



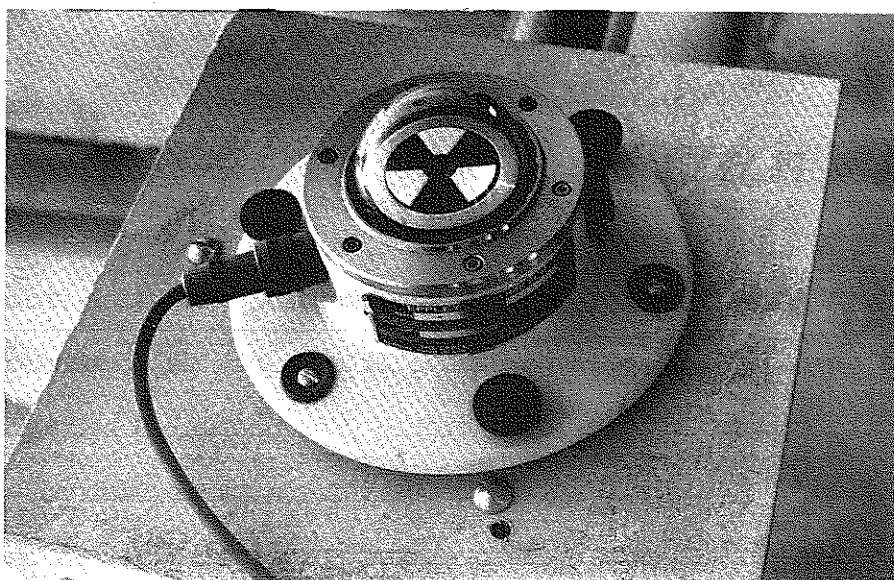
1. Piranómetro Eppley (fig 4)

También es conocido como el "pirheliómetro Eppley de 180°". Diseñado en 1923, su superficie receptora consiste en dos anillos concéntricos de plata; el más cercano al centro del círculo tiene una cubierta negra (laca negra óptica de Parson). La diferencia de temperatura entre los dos anillos es medida con una termopila cuyas uniones tienen buen contacto con las superficies inferiores del anillo, pero que están aisladas eléctricamente de ellas. Todo el ensamble es sellado herméticamente dentro de un bulbo hemisférico especialmente soplado que va lleno con aire seco.



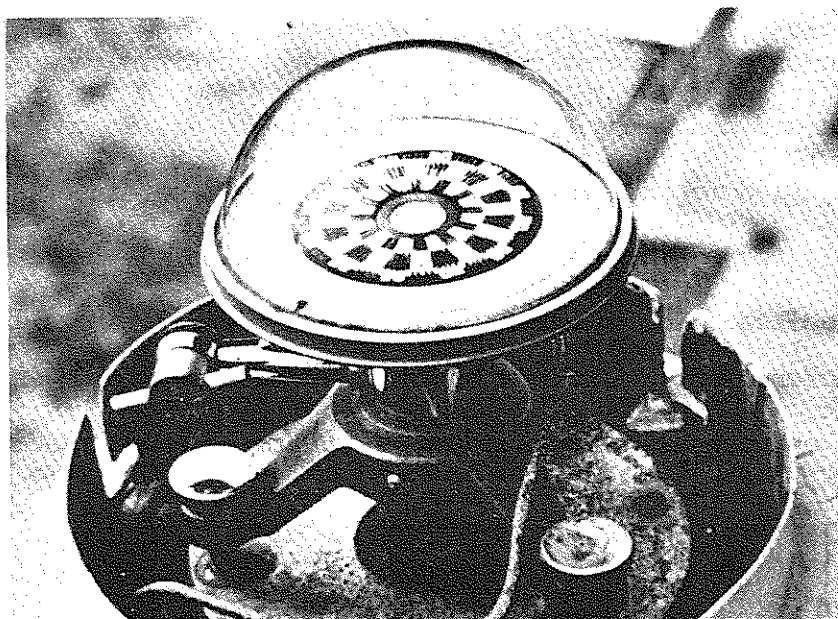
2. Piranómetro Moll-Gorczyński (fig 5)

Este piranómetro, también conocido como solarímetro Kipp, es un instrumento de termopila en el cual la superficie receptora va cubierta con dos domos hemisféricos de vidrio pulido con espesor de 2 mm. El domo exterior es removible y puede ser intercambiado por filtros en forma de domo. En los modelos más recientes se han realizado los ajustes necesarios para facilitar la limpieza y el mantenimiento. Como la superficie de la termopila es rectangular es necesario sumo cuidado en cuanto a la orientación.



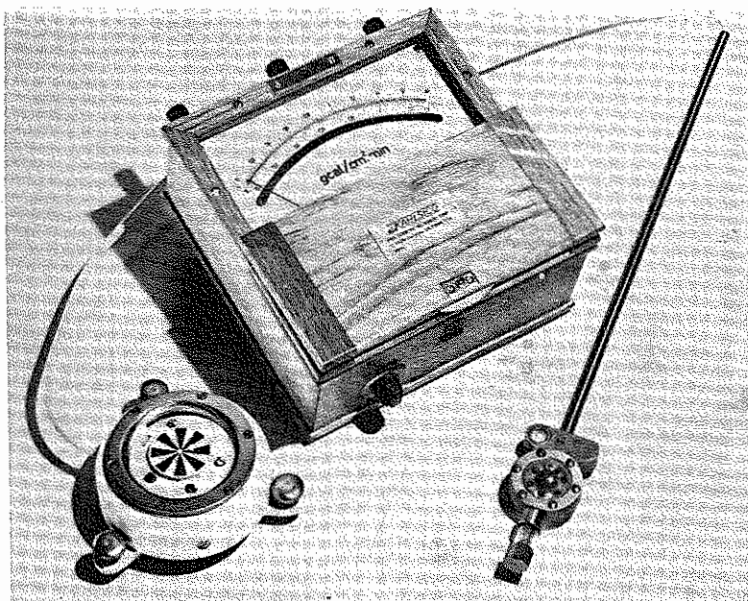
3. Piranómetro Eppley moderno (fig 6)

Aparecido en el mercado en 1975, este piranómetro tiene varias mejoras respecto a la primera versión. Se instaló un circuito eléctrico compensado con la señal de un termistor lo que redujo los errores resultantes de la dependencia con respecto a la temperatura a $\pm 1\%$ entre -20°C y 40°C . La respuesta cosenoidal es de $\pm 1\%$ para ángulos de incidencia entre 0 y 70° y de $\pm 3\%$ entre 70 y 80° . Otras innovaciones consistieron en el reemplazo de los dos detectores de anillos concéntricos por uno de construcción radial de alambre enrollado, el uso de una cubierta negra fabricada en material sintético y el uso de sulfato de bario como agente blanqueador.



4. Piranómetro termoeléctrico Yanishevsky (fig 7)

Este piranómetro usa termouniones (3×3 cm en dimensiones totales) pintadas con negro de humo y magnesio, siendo las uniones impares negras y las pares blancas. El conjunto de termouniones va cubierto con un hemisferio de vidrio y es mantenido seco con gel de sílice. La parte inferior del vidrio va protegida con una coraza negra para eliminar distorsiones por el albedo. La sensibilidad del instrumento está entre 7 y $7.5 \text{ mV/cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$.



5. Piranómetro Dirmhirm-Sauberer o piranómetro de estrella (fig 8)

El piranómetro Dirmhirm-Sauberer usa segmentos blancos y negros montados formando una estrella. La medición se logra de una manera similar a la de un piranómetro Eppley moderno. Logra el 98% de la respuesta a un cambio repentino en 30 segundos.

6. Piranómetros fotovoltaicos (fig 9)

Su respuesta espectral es limitada (fig 10). Sin embargo, tienen ciertas ventajas sobre los piranómetros fototérmicos: respuesta instantánea, robustez, insensibilidad a la orientación, señal de salida alta y es posible usarlos en mediciones sin necesidad de fuentes externas de poder. Todo esto los hace muy útiles cuando no es esencial tener mediciones muy exactas.

8. ACTINOGRAFO METALICO DE TIPO ROBITZCH (fig 11)

En este instrumento existe una liga mecánica que se usa para regis -

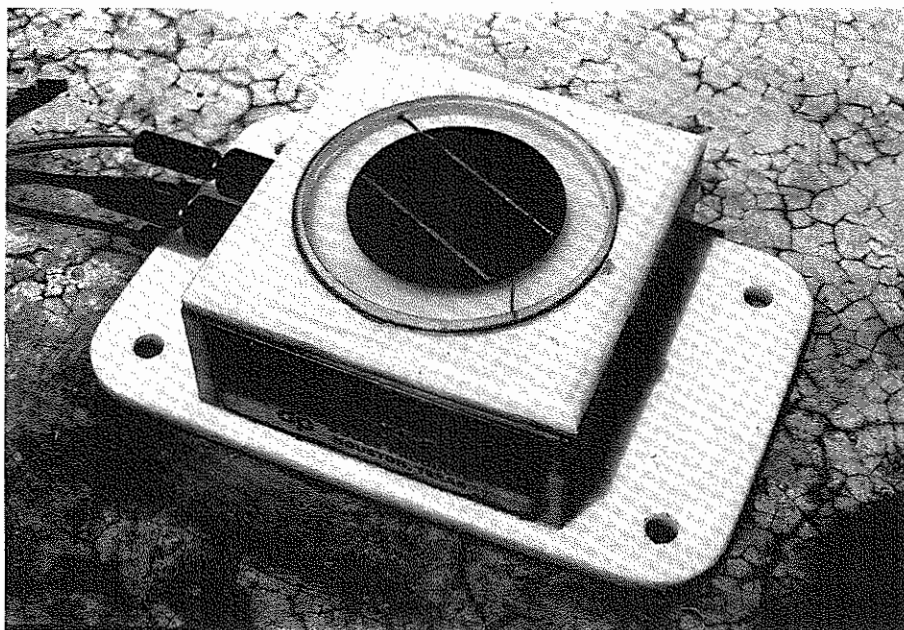


Fig 9. Fotocelda para medición de radiación total

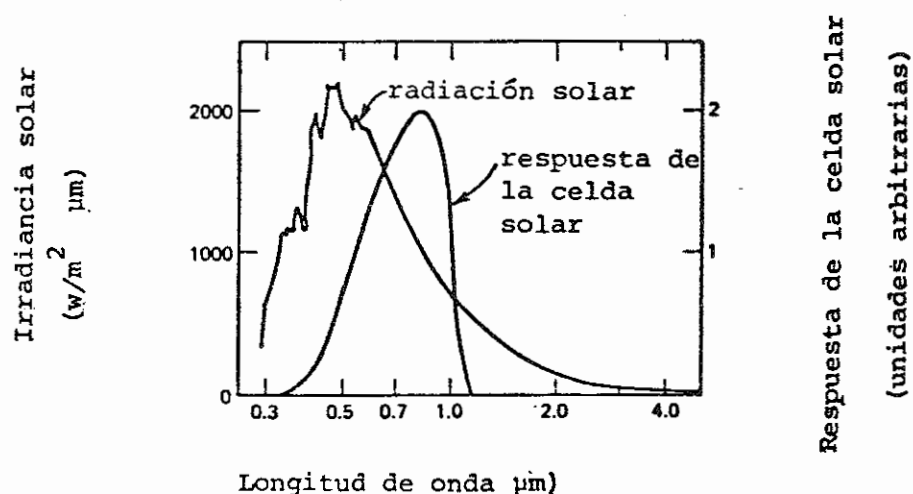


Fig 10. Respuesta espectral de las celdas solares contra el espectro solar

trar la diferencia de temperaturas entre una tira bimetálica ennegrecida expuesta a la radiación solar y dos tiras bimetálicas similares que van pintadas de blanco o bien aisladas de la radiación solar. El tiempo de respuesta del instrumento es grande (10 a 15 minutos para el 98% de la respuesta) y el instrumento es apropiado solamente para propósitos de medición de totales diarios.

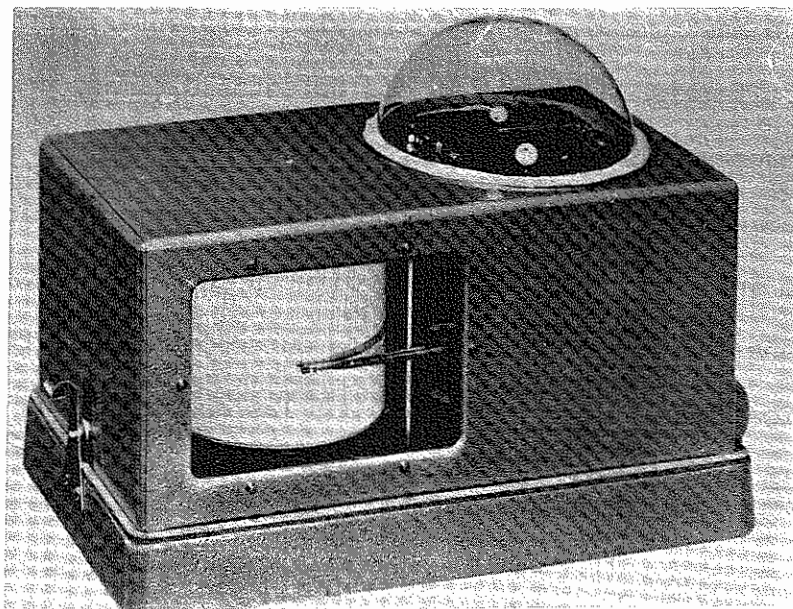


Fig 11. Actinómetro metálico de tipo Robitzsch.

9. MEDICIONES DE LA DURACION DE LA INSOLACION

Conocer el número de horas de brillo solar claro, esto es, el tiempo durante el cual el disco solar es visible, es muy útil para la estimación de promedios de radiación solar en periodos largos. Para esto se han usado ampliamente los siguientes dos instrumentos.

a. Registrador Campbell-Stokes del brillo solar

Este instrumento consiste básicamente en una esfera sólida de vidrio de aproximadamente 10 cms de diámetro que, usada como lente, produce una imagen del Sol sobre una tira de papel tratado estándar, que va montado alrededor de la parte posterior de la esfera. La imagen solar quema el papel cuando la radiación directa alcanza un nivel suficientemente alto y deja una marca que permite establecer el nivel de insolación.

b. Interruptor de brillo solar de Foster

Este es un instrumento que registra el brillo solar usando celdas fotovoltaicas. Consiste en dos de estas últimas, una de ellas expuesta a la radiación directa y la otra no. En ausencia de radiación directa las dos producen la misma lectura. Cuando se intensifica la radiación directa la celda destapada da una señal mayor que la oculta. La duración de una diferencia crítica de radiación detectada por las dos celdas es una medida de la duración del brillo solar claro.

10. NORMALIZACION DE RADIOMETROS SOLARES

a. Clasificación estándar y especificaciones de exactitud

La Organización Meteorológica Mundial (WMO) ha establecido límites de exactitud para cuatro clases de radiómetros (ver la tabla 1). De esta manera se han clasificado los distintos instrumentos de acuerdo a la siguiente lista.

- Pirheliómetros referenciales estándar
 - . Pirheliómetro Ångström de compensación eléctrica
 - . Pirheliómetro de disco de plata
 - . Radiómetro de cavidad activa
- Pirheliómetros y piranómetros de primera clase
 - . Nuevo pirheliómetro Eppley
 - . Piranómetros selectos de termopila
 - . Pirheliómetro bimetálico Michelson
 - . Pirheliómetro revestido de hierro Linke-Feussner
 - . Pirheliómetro termoeléctrico Yanishevsky
- Pirheliómetros y piranómetros de segunda clase
 - . Pirheliómetro y piranómetro Moll-Gorczynski
 - . Pirheliómetro Eppley antiguo y piranómetro Eppley
 - . Piranómetro de termopila Volochine

- . Piranómetro Dirmhirn-Sauberer
 - . Piranómetro esférico Ballani
- Piranómetros de tercera clase
- . Piranómetro bimetálico Robitzch

b. Norma Pirheliométrica Internacional 1956

Hasta 1956 dos pirheliómetros absolutos estándar (los pirheliómetros ^o Ångström y Abbot) fueron usados como referencia primaria para mediciones de radiación solar. Las escalas de radiación de estos dos instrumentos no estaban de acuerdo debido a pequeños errores sistemáticos. Fue en 1956, en la Conferencia de Radiación en Davos, Suiza, que se recomendó la adopción de una nueva escala, la Escala Pirheliométrica Internacional (IPS). Aquí se concluyó que las mediciones hechas de acuerdo a calibraciones realizadas respecto a instrumentos Abbot deberían ser reducidas en un 2% mientras las hechas respecto a los instrumentos ^o Ångström deberían aumentarse en un 1.5%.

Tabla 1. Clasificación piranométrica

	1a. Clase	2a. Clase	3a. Clase
Sensibilidad	± 0.1	± 0.5	± 1.0
Estabilidad (% de cambio por año)	± 1.0	± 2.0	± 5.0
Temperatura (máximo error debido a cambios de la temperatura ambiente %)	± 1.0	± 2.0	± 5.0
Selectividad (máximo error debido a respuesta espectral esperada %)	± 1.0	± 2.0	± 5.0
Linealidad (máximo error debido a la no linealidad no tomada en cuenta)	± 1.0	± 2.0	± 3.0
Constante de Tiempo (máxima)	25 seg.	1 min.	5 min.
Respuesta cosenoidal (desviación que se asume, tomando la elevación solar de 10° en un día claro %)	± 3.0	$\pm 5-7$	± 10.0
Respuesta azimutal (desviación asumida tomando un día claro - %)	± 3.0	$\pm 5-7$	± 10.0

En 1970, en la Tercera Comparación Internacional de Pirheliómetros organizada por la WMO y el observatorio de Davos, Suiza, se introdujeron dos nuevos radiómetros absolutos, uno por parte de Kendall y Berdahl (1970) y el otro por Geist (1971).

c. Métodos de normalización

La normalización de pirheliómetros se puede realizar si se escoge un día y una hora con radiación solar razonablemente estable y se realiza un número suficiente de observaciones. Para la normalización de piranómetros existe el método tradicional que consiste en el uso de un pirheliómetro estándar y la técnica de sombreado u ocultamiento. Este consiste en el registro de la salida del piranómetro a normalizar alternando la medición para el piranómetro descubierto (radiación total) y para el piranómetro con el elemento sensor sombreado. Este sombreado se logra con un disco sostenido por un brazo delgado. El disco es de diámetro suficiente para que, estando relativamente lejos del sensor (p. ej., 1 m), cubra solamente al elemento sensible y al bulbo que lo aísla. La constante de calibración para el piranómetro está dada por

$$K = H \sin \beta / (T - D)$$

donde

K = constante de calibración (unidades de salida del sensor por unidades de insolación, p.ej., 10 mv = 1 ly/min)

H = radiación solar directa observada

β = altura solar media

T = salida del instrumento descubierto

D = salida del instrumento sombreado

Con este método se presentan problemas debido a los periodos muy largos de exposición (hasta de varios días), temperatura ambiente variable y variaciones significantes de la ley del coseno de Lambert (especialmente en atmósferas turbias).

En la Conferencia de Energía Solar en Boston, en marzo de 1966, se presentaron 3 ponencias (Hill, 1966; Latimer, 1966; Drummond y Greer, 1966) donde se describe un procedimiento que permite calibrar piranómetros bajo techo. Esta técnica consiste en el uso de una esfera o hemisferio integrador con el cual se crea un campo de radiación isotrópico en una temperatura ambiente constante. Con esta técnica es posible que dos personas calibren una docena de piranómetros por día logrando un ajuste con $\pm 1.0\%$ de desviación. El piranómetro de referencia o estándar en la esfera o semiesfera debe estar necesariamente calibrado con la técnica tradicional.

Existen otros dos métodos de normalización de piranómetros que son menos aceptables. El primero consiste en la comparación del piranómetro con un piranómetro similar previamente calibrado teniendo al Sol como la fuente. Este método requiere de varios días de exposición para lograr una comparación apropiada. El segundo consiste en montar en un mismo plano los dos instrumentos (el calibrado y el no calibrado) en el laboratorio y usar una fuente de luz artificial colimada variando ángulos de altitud y de azimuth para medir la respuesta hemisférica.

11. MEDICION DE LA FRACCION DIFUSA DE LA RADIACION

Existen dos maneras de medir la radiación difusa. La primera consiste en el uso de un pirheliómetro y un piranómetro para medir el compo

nente directo y la radiación total. Se calcula la fracción difusa por medio de la fórmula

$$F_d = F - F_p \cos \theta_o$$

donde:

F_d = radiación difusa en una superficie unitaria horizontal

F = radiación total en una superficie unitaria horizontal

F_p = radiación directa en una superficie unitaria normal al rayo solar

θ_o = ángulo cenital

Debido a que este método requiere para efectuar mediciones continuas, de un mecanismo seguidor, resulta demasiado caro. Existe entonces - una segunda manera de establecer la fracción difusa. Esta consiste en el uso de una banda que oculte del Sol al elemento sensible de un piranómetro. El método de la banda es apropiado para mediciones continuas pero requiere de correcciones debido a que la banda no permite el paso de la radiación difusa de algunas partes de la semiesfera celeste hacia el transductor.

BIBLIOGRAFIA

1. Coulson K.L., "Solar and Terrestrial Radiation", Academic Press Inc., New York 1975, 322 pp
2. CSAGI. "Radiation instruments and measurements; Part 4, IGY Instruction Manual", pp 371-466. Pergamon Oxford, 1958
3. Duffie J., Beckman W., "Solar Engineering of Thermal Processes" John Wiley & Sons, New York, 1980
4. Guideto Meteorological Instrumentation and Observing Practices, fourth ed. 1971, WMO No 8TP3, Secretariat Worl Met. Organiza - tion, Geneva, Switzerland
5. Selcuk, K and Yellott, J.I. "The use of Sillicon cells for Measurement of Direct and Diffuse Solar Radiation", Solar Energy, Oct 1962
6. 1973 Solar Energy Data Workshop, Charles Turner, ed., NSF-RANN-74-062, Sept 1974, Sup't of Documents, U.S. Goverment Printing Office, Washington, D.C.

PROGRAMA REGIONAL DE ENERGIA SOLAR

SOLARIMETRIA Y EVALUACION ENERGETICA SOLAR

VOLUMEN I

METODOS SOLARIMETRICOS

**SEGUNDA PARTE
MODELOS DE SIMULACION**

INDICE

	Pág.
1. INTRODUCCION	39
2. METODOS DE ESTIMACION DE LA RADIACION SOLAR	41
3. CONCLUSIONES SOBRE METODOS DE ESTIMACION	59
4. DETERMINACION DE LA VARIACION INSTANTANEA	62
5. REPRESENTACION EN MAPAS	71
6. BIBLIOGRFIA	92

1. INTRODUCCION

Los estudios de la naturaleza y disponibilidad de la energía solar han sido siempre importantes para usos agrícolas y ecológicos. Sin embargo, el potencial de conversión de la energía del Sol en otras formas de energía útiles a la actividad humana, ha llevado a aumentar considerablemente el interés en este tema durante la última década. El propósito de estas notas es proporcionar información, a interesados y expertos en este tema en Latinoamérica, para elaborar mapas solarimétricos. Este escrito contiene, con este fin, un breve resumen de los trabajos científicos más recientes orientados a la estimación de la radiación solar.

La determinación de los niveles de radiación solar que recibe una superficie horizontal, en una localidad geográfica cualquiera, puede hacerse de dos maneras: midiendo con dispositivos adecuados (piranómetros y pirheliómetros) esta insolación o estimándola a partir de da -

tos meteorológicos como las horas de sol efectivas, la nubosidad, la humedad del ambiente, etc.

Con el interés de contar a corto plazo con mapas solarimétricos se omite, en este estudio, el planteamiento de redes de medición física, dado que debe obtenerse durante varios años registros de medidores para eliminar perturbaciones aleatorias o cíclicas. Así, este escrito se concentra en formas de estimar la radiación solar a partir de otras informaciones meteorológicas de más fácil acceso. Esta intención 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.

2. METODOS DE ESTIMACION DE LA RADIACION SOLAR

En general se puede decir que existen 2 maneras indirectas para estimar la radiación solar. Un procedimiento es considerar como conocida la radiación solar extraterrestre y después determinar los efectos de la atmósfera que sobre ella produce, como son la reflexión en la superficie exterior de la atmósfera, dispersión molecular y no molecular, absorción por las partículas sólidas y líquidas, absorción por el vapor de agua y otros gases, y la reflexión y absorción por los diferentes tipos de nubes para finalmente conocer la radiación solar que se recibe en la superficie terrestre, A este grupo se les conoce comúnmente como métodos computacionales. El otro procedimiento es el de los métodos empíricos basados en estadísticas, y que para su aplicación requieren de mediciones de diversos parámetros climatológicos, como son la humedad, temperatura, nubosidad, localización geográfica, y principalmente el registro de las horas de sol brillante que se ha considerado como un estimador potencial de la radiación solar por la gran cantidad de observatorios en el mundo que llevan este registro. Actualmente han tenido cierto auge los métodos de estimación de la radiación solar a partir de las observaciones realizadas por satélites meteorológicos {1}-{3}.

La intensidad de la radiación solar que se recibe en la superficie terrestre está influenciada por una serie de factores que se pueden clasificar de la siguiente forma:

- Astronómicos -

- (1) espectro solar entre 0.3μ y 5.0μ
- (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 ozono en la atmósfera
- (17) efecto de la nubosidad del cielo
- (18) efecto del albedo del suelo

En la atmósfera la cantidad de energía atenuada se debe a los efectos de absorción, dispersión y reflexión.

La radiación solar es absorbida por gases (ozono, oxígeno y bióxido de carbono), por el agua (vapor de agua y gotas de las nubes), por los aerosoles (partículas de polvo, niebla y otros contaminantes atmosféricos).

La variación de la absorción en una atmósfera clara depende principalmente de la distribución del vapor de agua. Parte de la radiación solar que no es absorbida es dispersada llegando a la superficie de la tierra como radiación difusa. La dispersión provoca que la radiación solar sea - desviada de su dirección original en todas direcciones por moléculas de aire, vapor de agua y aerosoles. 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.

De acuerdo a Unsworth {4}, la cantidad de energía absorbida por unidad de masa de aire es de 3% por el ozono, 2% por el oxígeno y bióxido de carbono, 10-15% por el vapor de agua, y 0.5% por aerosol.

Un 10% es dispersado por moléculas (dispersión de Rayleigh) y 5-40% es dispersado por gotas de nubes y aerosoles (dispersión de Mie). Otro 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. La evaluación de la influencia de algunos de estos factores sobre la radiación solar es difícil de establecer, de ahí que los procedimientos que lo incluyen sean de poco uso.

Radiación solar para cielo despejado, sin nubosidad

Sin la presencia de nubes la radiación total recibida en la superficie terrestre es lo que queda de la radiación solar extraterrestre después de su atenuación por la absorción, dispersión y reflexión en la atmósfera. Estos efectos han sido parametrizados de diversas maneras por varios autores, {5 - 20}.

En general las formulaciones y parametrizaciones para la irradiancia total es considerada como la suma de un componente directo y un componente difuso. La irradiancia total para cielo claro (despejado) se calcula de la irradiancia en el límite superior de la atmósfera y su función efectiva de transmisión.

En general en estos métodos los componentes directo y difuso de la radiación solar son primero calculados a diferentes horas del día y después estos valores son sumados para la longitud total del día para obtener los valores diarios.

Métodos computacionales

Un método sencillo es el que presentan Paltridge y Proctor {21}. Basándose en mediciones experimentales llevadas a cabo en Australia, representan en una expresión empírica simple la irradiancia directa en función del ángulo zenital solar θ_z . Esta expresión ya ha sido aplicada por Daneshyar {22} para datos en Irán obteniendo excelentes resultados y concluyendo que la exactitud de las predicciones indican que para periodos de un mes o más, las estaciones de medición de la radiación solar se vuelven innecesarias. La expresión propuesta es:

$$G_b(\theta_z) = 950 \left\{ 1 - \exp \left[-0.075 \left(\frac{\pi}{2} - \theta_z \right) \right] \right\} \text{ W/m}^2 \quad (1)$$

$$H_b = (1 - FN) \int_{w_{sr}}^{w_{ss}} G_b(\theta_z) \cos \theta_z \quad (2)$$

donde FN es un factor de nubosidad; para FN = 0 corresponde un cielo completamente despejado y FN = 1 cielo cubierto. Se puede expresar en función de la fracción de horas del sol brillante como $1 - FN = n/N$.

Para la radiación difusa Daneshyar {22} utiliza una expresión también en función del ángulo zenital solar, θ_z ,

$$G_d(\theta_z) = A_1 + A_2 \left(\frac{\pi}{2} - \theta_z \right) + A_3 FN \quad (3)$$

Esta expresión está limitada a localidades que cuentan con mediciones experimentales para determinar los valores de las constantes A_j que deben variar de una localidad a otra.

Paltridge y Proctor {21} determinan la radiación difusa a partir de la diferencia de la radiación total y la radiación directa. La expresión para la radiación global es más complicada ya que considera el efecto de la nubosidad y se requieren observaciones horarias o instantáneas de las propiedades de la misma.

Otros autores como Atwater y Ball {23},{24}; Davies, Schertzer y Núñez {25}; Davies y Uboegbulam {26}; Davies y Mc Kay {27}; Choudhury {28}; Hay {29} y Sukling y Hay {30}, presentan modelos con una fuerte base teórica con los que es posible estimar valores instantáneos (horarios) de los componentes directo y difuso de la radiación solar, modelos en los que se argumenta una precisión que está dentro de la resolución de los instrumentos de medición ($\pm 5\%$). Por lo general - estos modelos parten de la estimación de la radiación solar para condiciones sin nubosidad a partir de las propiedades atmosféricas, que después es afectada por funciones que consideran el efecto de la nubosidad. En estos casos se requieren observaciones muy precisas de las condiciones y características de la nubosidad en periodos cortos de tiempo, lo que hace que su aplicación se vea limitada ya que en muy pocos observatorios se llevan a cabo dichas observaciones. Se requiere de un observador capacitado para establecer las propiedades y características de la nubosidad, lo que representa una gran incertidumbre en la apreciación de cada observador, haciéndose cuestionable la precisión del método. Es posible establecer procedimientos semiautomáticos de observaciones de la nubosidad como el desarrollado por Pochop y Milton {31} pero es difícil establecer si ésto es más rentable que implantar una estación de medición de radiación solar.

La forma como se pueden expresar estos modelos es

$$G = G_c \sum_{i=1}^n \psi_i f(\rho) \quad (4)$$

donde G_c es la irradiancia para cielo claro, despejado, ψ_i es la transmitancia de la i ésima capa de nubes y $f(\rho)$ es una función del albedo de la superficie que considera las reflectancias múltiples entre la atmósfera y el suelo.

Se detecta un modelo sencillo desarrollado por Barbaro et al {32} que simplifica la función de transmisión por nubosidad al considerar solamente la fracción de horas del sol brillante, que si bien no considera el efecto de las nubes de manera instantánea sí es considerado para el transcurso de un día.

La radiación solar total está dada en función de los componentes directo y difuso para cielo nublado de la siguiente forma

$$H = (H_b + H_d) / [1 - \rho(0.2 + 0.5(1 - n/N))] \quad (5)$$

donde ρ es la reflectividad de la superficie (es común considerar $\rho = 0.2$ para suelo sin nieve y $\rho = 0.7$ cuando hay nieve), y n/N la fracción de horas del sol brillante ó insolación relativa.

H_b y H_d se expresan en las siguientes fórmulas,

$$H_b = H_{bc} \, n/N = n/N \int_{\omega_{sr}}^{\omega_{ss}} G_{bnc} \cos \theta_z \, d\omega \quad (6)$$

y

$$H_d = H_{dc} \, n/N + K^* (1 - n/N)(H_{bc} + H_{dc}) \quad (7)$$

donde H_{dc} es la irradiación difusa para cielo claro, H_{bc} el componente directo de la irradiación para cielo claro y K^* es un coeficiente empírico de transmisión obtenido por Berland {33} para diferentes latitudes.

Se puede ver que los términos H_{bc} y H_{dc} se pueden calcular siguiendo cualquiera de los procedimientos que se mencionan en la sección de ra-

diación solar en cielo claro y no necesariamente tendrán que ser las presentadas por Barbaro et al {32}, que consideran la absorción debida al vapor de agua cercana al infrarrojo, la absorción y dispersión debida a los aerosoles, y la dispersión de Rayleigh. Este método ha sido aplicado con resultados muy satisfactorios por Barbaro et al {34}, Sfeir {35}, Ideriah {36} y Badescu {37}.

Métodos Empíricos

Gran cantidad de investigadores han desarrollado fórmulas empíricas para estimar la radiación solar a partir del conocimiento de diversos datos climatológicos y meteorológicos, fórmulas que a lo más son solamente aproximaciones, pero de cualquier forma son útiles.

Kimball {38} es el primero en proponer un método que después es expresado en forma matemática por Ångström, {39},{40}, el cual establece una correlación lineal entre las horas teóricas de insolación, N , las horas reales de insolación n , la radiación total $\bar{H}$, y la radiación total para un día claro $\bar{H}_c$

$$\bar{H} = \bar{H}_c \left[a' + (1-a') n/N \right] \quad (8)$$

donde a' es una constante determinada empíricamente. Este método ha sido utilizado desde entonces por un gran número de autores tanto en su forma original como con diversas modificaciones.

Prescott {41}, modifica la relación por la enorme variación de un día a otro de $\bar{H}_c$, así como por la incertidumbre que hay en la definición de lo que es un día claro, quedando la expresión como sigue

$$\bar{H} = \bar{H}_o \left[a + b n/N \right] \quad (9)$$

donde $\bar{H}_0$ es la radiación solar extraterrestre.

Bennet {42} 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, {43}, {44} en los que se han expresado dudas acerca de la linealidad de la relación; sin embargo una expresión no lineal no asegura una relación más fuerte entre $\bar{H}/\bar{H}_0$ y $\bar{n}/\bar{N}$.

Una relación perfecta entre las variables no se puede esperar porque,

(a) el registrador de horas del 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 (b) 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.

La aplicación inmediata de la relación propuesta por Prescott {41} se ve restringida principalmente por la asignación adecuada del valor de las constantes a y b; estos coeficientes muestran variaciones tanto temporales como espaciales.

Las dos constantes, en teoría, están relacionadas con los niveles de radiación difusa (a) y con la atenuación de la radiación directa (b).

Varios autores tienen avanzadas sugerencias para encontrar los valores de a y b basándose en consideraciones teóricas. Así, Glover y McCulloch {45} sugieren aplicar una corrección por latitud al valor de a mientras que b permanece más o menos constante proponiendo la siguiente expresión para localidades comprendidas entre 0 y 60°N

$$\bar{H}/\bar{H}_0 = 0.29 \cos \phi + 0.52 \bar{n}/\bar{N} \quad (10)$$

expresión determinada con datos de 6 estaciones comprendidas entre 0 y 52°N.

Esta expresión es validada por Jáuregui {46} con datos de dos estaciones en México. Para Ciudad Universitaria, DF, utilizando solamente 19 pares de H y n registrados en 1973 obtiene $a = 0.29 \cos \phi$ y $b = 0.55$, para Chapingo con datos de un año obtiene $a = 0.275 \approx 0.29 \cos \phi$ y $b = 0.53$. Scerri {96},{97} encuentra que sus resultados concuerdan con esta relación.

De los resultados obtenidos por Viswanadham y Ramanadham {47} para 3 localidades en la India, en Waltair, Madras y Nagpur, concluyen que concuerdan muy bien con la expresión de Glover y McCulloch

$$\left. \begin{aligned} \bar{H}/\bar{H}_0 &= 0.24 + 0.51 \bar{n}/\bar{N} \text{ Waltair} \\ \bar{H}/\bar{H}_0 &= 0.31 + 0.43 \bar{n}/\bar{N} \text{ Madras} \\ \bar{H}/\bar{H}_0 &= 0.25 + 0.54 \bar{n}/\bar{N} \text{ Nagpur} \end{aligned} \right\} \text{ India}$$

Para 32 estaciones entre 7°S y 65°N Black et al {48} obtienen la siguiente expresión haciendo notar que existe la posibilidad de que las constantes a y b varíen con la latitud:

$$\bar{H}/\bar{H}_0 = 0.23 + 0.48 \bar{n}/\bar{N}$$

Davies {49}, para 6 estaciones de Africa del oeste y para todos los

datos obtiene $a = 0.19$ y $b = 0.60$, resultado muy semejante al obtenido por Smith {50} en Trinidad, $a = 0.20$ y $b = 0.59$; estos resultados son erróneos ya que consideró $\bar{n}/\bar{N}$ como la variable independiente cuando debe ser la variable dependiente. En un trabajo posterior Smith, {51} corrige el error y obtiene

$$\bar{H}/\bar{H}_O = 0.27 + 0.49 \bar{n}/\bar{N}$$

En el estudio realizado por Linacre {52} encuentra que

$$\bar{H}/\bar{H}_O = 0.28 + 0.49 \bar{n}/\bar{N}$$

Para Nigeria Ezekwe {53} encuentra coeficientes que permanecen constantes para las temporadas estudiadas $a = 0.27$, $b = 0.64$.

Dos estudios recientes confirman la validez de la linealidad de la relación. Para la India, Hawas y Muner {54} determinan la siguiente expresión:

$$\bar{H}/\bar{H}_O = 0.299 + 0.448 \bar{n}/\bar{N}$$

y para Italia, Andreha et al {55} consideran que la radiación solar se puede representar muy bien por $\bar{H}/\bar{H}_O = 0.23 + 0.37 \bar{n}/\bar{N}$ para todo el territorio italiano.

De los resultados anteriores se puede observar que los coeficientes a y b permanecen prácticamente constantes y que cumplen con la expresión desarrollada por Glover y Mc Culloch. Con la amplia dispersión de los datos es posible esperar constantes aceptadas como universales, aunque de hecho varían considerablemente con las estaciones, como se puede ver en las tablas 2a, 2b y 2c de la ref {56} y en las tablas 2 y 3 de

la ref {57}. Sfeir {35} inclusive propone una variación senoidal de las constantes en función del número de mes del año:

$a = 0.230 + 0.055 \sin\{30(m-3)\}$ y $b = 0.738 - a$, expresión que tiene validez únicamente en Líbano.

Driedger y Catchpole {98} encuentran expresiones en función del día del año para Winnipeg $a = 0.50187 - 0.0020752n_d + 0.00000483n_d^2$; $b = 0.35526 + 0.0032518n_d - 0.00000796n_d^2$. De cualquier forma, en algunos trabajos 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 horas de insolación diarias para cada correlación mensual, que a cualquier causa climática o geográfica.

Löf, Duffie y Smith {58} asumen una lógica relación entre los valores de las constantes a , b y el régimen climático. Asignan diferentes valores a las constantes dependiendo del tipo de clima y vegetación. Sus resultados se encuentran resumidos en la tabla 8.1 de la ref {59} y tabla 2.7.2 de la ref {60}.

Neuwirth {61} estima la radiación solar total en Austria determinando los valores de a y b como una función de la altura sobre el nivel del mar de la localidad, considerando además variaciones con las estaciones del año.

$$a = A_0 + A_1Z + A_2Z^2$$

$$b = B_0 + B_1Z + B_2Z^2$$

donde

Z = altura en msnm

A_i, B_i constantes en función de la estación del año

Rietveld {62} y Frére et al {63} proponen valores de a y b a partir de la fracción de horas del sol brillante. Las expresiones de Rietveld son:

$$a = 0.1 + 0.24 \bar{n}/\bar{N} \quad (11)$$

y

$$b = 0.38 + 0.08 \bar{N}/\bar{n}$$

Frére relaciona a y b con el promedio anual de $\bar{n}/\bar{N}$ presentando sus resultados en forma gráfica obtenidos a partir de datos registrados por estaciones entre los 50°N y 35°S. Este método es utilizado por Da Mota et al {64} para estimar la distribución de la radiación solar en Brasil y es válida con datos de dos estaciones brasileñas.

Un excelente trabajo es el realizado por Hay {65} en el 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 sol brillante no es activado (fenómeno también observado por Exell, {66} y lo corrige restando 0.4 horas), logra que la dispersión de los datos sea pequeña así como las variaciones espaciales y temporales de los coeficientes de regresión. Esto es confirmado en el trabajo de Sfeir, {35}, así como en el de Hawas y Muner {54}, aunque en este último no se observa una reducción dramática en la dispersión de los datos. Majmudar {67} aplicó este método obteniendo resultados satisfactorios.

De lo anterior se puede concluir que no hay un patrón definitivo para la determinación del valor de las constantes a y b . Se puede decir que su elección dependerá de la información con que se cuenta y del objetivo que se persigue al realizar la estimación. De cualquier forma, las estimaciones así realizadas son tentativas debido a las grandes variaciones regionales; aun 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. Al pasar de un promedio mensual de muchos años a periodos particulares de duración más pequeña, especialmente días específicos, la exactitud de los resultados se reduce considerablemente.

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 registrados y los calculados.

Un parámetro adicional para mejorar las estimaciones de la radiación basados en la duración de la insolación fue estudiado por Swartman y Ogunlade {68}, en las siguientes tres relaciones:

$$\bar{H} = A(\bar{n}/12)^a R^b \quad (13)$$

$$\bar{H} = B \exp\{b(\bar{n}/12 - R)\} \quad (14)$$

$$\bar{H} = C + a \bar{n}/12 + bR \quad (15)$$

donde R es la humedad relativa que tiene un amplio rango de fluctuación en los países tropicales pudiendo ser una buena base para predecir la radiación solar. A , B , C a y b son todas constantes a determinar con mediciones experimentales. Utilizando datos de Nigeria, obtuvieron mejores correlaciones utilizando las expresiones anteriores que la expresión del tipo de Ångström. Ezekwe y Clifford {53} aplican es-

tos tres modelos a mediciones realizadas en Bsukka, Nigeria, encontrando que la expresión del tipo (14) arrojaba resultados con una diferencia cercana al 100% entre los datos medidos y los estimados.

La expresión del tipo (15) mostró también poca concordancia con los datos medidos. Únicamente con la expresión tipo (13) se obtuvo una concordancia dentro de $\pm 6\%$. Los resultados analíticos obtenidos con la ecuación de regresión de Ångström concuerdan en $\pm 10\%$. Como se puede ver, la mejoría es poca y probablemente no significativa.

Linacre {69} desarrolla un procedimiento para determinar la intensidad de la radiación total utilizando únicamente como parámetros de entrada la temperatura ambiente, la latitud y altitud de la localidad. Este método se antoja prometedor en función de su sencillez aunque debe arrojar resultados muy pobres. A pesar de que fue determinado para periodos anuales, se ha aplicado con éxito para propósitos mensuales {70}. Las expresiones sobresalientes son:

$$T_c = T + 0.006 Z \quad (16)$$

que es el equivalente al nivel del mar de la temperatura media medida.

$$G = T_c / 102 - 1.2\phi \quad \{\text{cal cm}^{-2} \text{min}^{-1}\} \quad (17)$$

Otras correlaciones de la radiación solar con la temperatura aparecen en las ref {70A},{70B}.

Reddy {71},{72} sugiere el uso del número de días lluviosos, duración de la insolación, humedad relativa y un factor que depende de la latitud y de la localización del lugar relativa al mar, para el cálculo de la radiación solar total diaria promedio mensual. Este procedimiento ya ha sido aplicado por Almanza y López {73},{74} para estimar la irradiación en 38 localidades de México y se cree que la precisión está dentro

de un $\pm 10\%$. Sin embargo, este método empírico fue construido utilizando datos de sólo dos localidades. Su ecuación dio grandes errores cuando fue probada en otras localidades {57},{75},{76}.

$$H = (K \times \bar{N}/12)(1.0+0.8 \bar{n}/\bar{N})(1.0-0.2T)/0.1\sqrt{R} \quad (18)$$

Sabbagh et al {77} relaciona la radiación solar total diaria a la duración de la insolación, humedad relativa, temperatura máxima, latitud, altitud y la localización del lugar, relativa a la superficie del mar.

La fórmula propuesta es:

$$\bar{H} = 1.53 K \exp (\phi/57.296)(\bar{n}/\bar{N} - R^{1/3}/100 - 1/T_M) \quad (19)$$

Este método fue comparado por Daneshyar {22} con mediciones de 2 localidades en Irán obteniendo sobrestimaciones para los promedios mensuales de un 10%. Ezekwe {53} compara este método con los datos obtenidos en Nigeria, encontrando que la disparidad de los datos alcanza más de 30% para 7 periodos estacionales del año. Su resultado confirma la advertencia de Sabbagh et al {77} sobre la precisión de la fórmula empírica que fue probada sólo en zonas áridas y semiáridas, donde hay poca variación en los valores de irradiación total diaria.

Otro método empírico de aplicación simple, ya que no contiene parámetros locales, es el propuesto por Barashkova y desarrollado por Barbaro et al {78}. Dos métodos más se pueden encontrar en las refs {79},{80}.

Combinación de Métodos

De los modelos empíricos, aparentemente el desarrollado por Ångström {39} es el único que tiene aplicación universal, sin más dificultades que asignar los valores adecuados a las constantes a y b. Resulta sorprendente que los valores obtenidos en varias localidades del mundo

sean muy parecidos, lo que hace pensar que las diferencias se deben a problemas de calibración y al tipo de instrumentos, así como al procedimiento utilizado para calcular por ejemplo H_0 . O bien a las diferentes interpretaciones que se le dan al término N: i) La longitud del día determinada 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 que el Sol está a más de 3° sobre el horizonte {62}. Es igualmente sorprendente, para el caso particular de Jáuregui {46}, que a pesar de utilizar pocos datos medidos, sus resultados se parezcan a la expresión de Glover y Mc Colluch {45}, a la cual tienden a aproximarse todos los estudios. Al aplicar la expresión de Ångström, sea cual fuere el valor de 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. Con esto no se quiere decir que con otros métodos empíricos no se obtengan mejores resultados, pero es más difícil establecer su rango de aplicación.

Con el objeto de obtener mejores resultados en las estimaciones, ha sido demostrado que es necesario utilizar métodos computacionales, que a pesar de la dificultad que presentan para evaluar los diferentes parámetros que los constituyen, de alguna manera son más sensibles a las condiciones y características de cada localidad por su propia estructura. Sería conveniente investigar si el mayor esfuerzo que representa el aplicar un método computacional es justificable a cambio de obtener una esperada mejoría en los resultados. Una gran ventaja que aportan los métodos computacionales es el conocimiento de los componentes directo y difuso de la radiación, es decir, dan un sentido más realista del comportamiento de la radiación solar.

Para un futuro inmediato se recomienda realizar estimaciones de radiación solar para condiciones de cielo despejado utilizando cualquier método que se considere apropiado. Para ello se hace necesario estudiar cada uno de los modelos así como el efecto que sobre ellos produce cada uno de los parámetros que involucran. Se perfilan como buenos procedimientos los desarrollados por Hottel H.C {13} (sobresaliente por su simplicidad), King y Buckius {16},{17}, Suckling {18}, Sherry {19} y Hay {20}.

Los resultados obtenidos tendrían, entre otras aplicaciones, la de hacer una estimación más realista de la radiación utilizando, por ejemplo, el método de Barbaro {32}. La formulación general es {27}:

$$H = H_c \psi f(\rho)$$

donde H_c es la irradiación bajo condiciones de cielo despejado, ψ es la transmitancia debido a las nubes y que se puede definir como

$$\psi = (1-CN) + t_c CN$$

siendo CN la cantidad total de nubes y t_c transmitancia empírica de las nubes {99}.

O bien se puede expresar en función las horas de insolación suponiendo que $CN = 1 - n/N$

$$\psi = a + b n/N$$

con lo que se llegaría a la expresión propuesta por Ångström {39}.
(Ecuaciones 8 y 9 de este trabajo).

Por otro lado, se ve la conveniencia de que en lo futuro, cuando se pre

tenda correlacionar las horas del sol brillante y la irradiación, se siga el procedimiento establecido por Hay {65} y no utilizar la simple expresión lineal.

Finalmente, se hace la recomendaciónde que, en la medida de lo posible, los observatorios del mundo registraran las horas de insolación con aparatos de tipo Foscett, evitándose 2 problemas inherentes a los registradores Campbell - Stokes: a) el cambio día a día del papel registrador y b) el problema ya mencionado del no registro durante los primeros y últimos minutos del día.

3. CONCLUSIONES SOBRE METODOS DE ESTIMACION

Lo primero que debe concluirse, de comparar diversos métodos entre sí, es que si sus resultados no son comparables, o iguales, es en parte debido a errores en la estimación de la radiación extraterrestre, en parte debido a errores de medición y de manejo de los datos, y solo en parte debido a diferencias inherentes a los propios métodos. Dado que la imprecisión de adoptar, para periodos de varios años al menos, un método en particular, no es mayor a un 10 - 15%, se propone aquí adoptar la correlación básica de Ångström con los coeficientes a y b determinados como sugieren Frère {63} y Rietveld {62}, o bien con los de Hay {65}, se resume el cálculo en la expresión siguiente:

$$\bar{H} = \bar{H}_0 \{0.16 + 0.56(\frac{\bar{n}}{\bar{N}})\} / \{1 - 0.2 (0.25 \frac{\bar{n}}{\bar{N}} + 0.60 (1 - \frac{\bar{n}}{\bar{N}}))\} \quad (20)$$

Esta ecuación se presenta ahora más ampliamente. De la ec 20 se determina $\bar{H}$, la irradiancia diaria media mensual, una vez conocida $\bar{H}_0$, la irradiancia diaria media mensual extraterrestre y $\bar{n}/\bar{N}$, la fracción diaria media mensual de insolación efectiva.

El valor de $\bar{n}/\bar{N}$, como se indicó, puede obtenerse directamente del registrador Campbell - Stokes o, mejor aún, del tipo Foskett, ya que $\bar{n}$ es el número medio de horas diarias en el mes y localidad de interés con radiación directa y apreciable y $\bar{N}$ es el número de horas diarias medias en el mes dentro de la duración del día solar. En seguida se definirán estos términos en función de parámetros medibles.

Primero, aproxímese el valor de la declinación del sol, en el día n_d de interés ($n_d = 1, 2, \dots, 365$) por la relación

$$\delta = 23.45 \text{ sen } 360 \frac{284 + n_d}{365} \quad (21)$$

Nótese que los valores extremos de δ son 23.45 y -23.45° correspondientes a los equinoccios ($\delta > 0$ indica declinación al norte). Con este valor de δ y con la latitud ϕ del lugar, positiva al norte, se define el ángulo horario al alba, ω_s , como

$$\omega_s = \cos^{-1} (-\tan \phi \tan \delta) \quad (22)$$

La radiación solar extraterrestre se define por

$$(\bar{H}_o)_{nd} = \frac{24}{\pi} \times 3600 G_{cs} \left[1 + 0.033 \cos(360n_d/365) \right] \left[\cos \phi \cos \delta \sin \omega_s + \frac{2\pi\omega_s}{360} \sin \phi \sin \delta \right] \quad (23)$$

donde G_{cs} , la constante solar, se toma como 1.353 kw/m^2 por lo que H_o para el día nd queda expresada en kJ/m^2 por día.

Finalmente, llamando m_1 y m_2 a los valores extremos de n_d al principio y fin del mes de interés, el valor medio mensual de $\bar{H}_o$ es

$$\bar{H}_o = \frac{1}{m_2 - m_1 + 1} \sum_{m_1}^{m_2} (\bar{H}_o)_{nd} \quad (24)$$

Por otro lado, la longitud teórica del día solar es

$$(N)_{nd} = \frac{2}{15} \omega_s \quad (25)$$

por lo que $\bar{N}$, para el mes en cuestión, se obtiene de

$$\bar{N} = \frac{1}{m_2 - m_1 + 1} \sum_{m_1}^{m_2} (\bar{N})_{nd} \quad (26)$$

Se puede utilizar la expresión alternativa propuesta por Hay [65] para considerar que los registradores Campbell-Stokes inician su registro cuando el sol está a 5° sobre el horizonte.

Así, la solución de la ec 20 proporcionará el valor de $\bar{H}$ del sitio en cuestión para el mes de interés. En la siguiente sección se tratará la

organización de los valores de $\bar{H}$ y de su manipulación con fines de ingeniería. Antes, se hace mención especial de un método indirecto para determinar $\bar{n}$.

Evaluación aproximada de $\bar{n}$

Ocasionalmente se deseará evaluar en alguna localidad carente de observatorio. Puede hacerse una evaluación aproximada si, mes a mes, se anotan características globales de la nubosidad. Al cabo de un año puede digerirse esta información mediante la relación, de forma usada por otros investigadores {1}

$$\frac{\bar{n}}{\bar{N}} = \frac{x+0.5y}{M} (1 - \beta \frac{r}{M})(1 - \gamma \frac{v}{M}) \quad (27)$$

donde x es el número de días descubiertos en el mes, y es el número de días parcialmente nublados y M es el número total de días observados en el mes r denota el número de días lluviosos y v el número de días con neblina en el mes.

La magnitud de los valores de α , β y γ no pueden establecerse en forma universal con precisión acotada; sin embargo, la inspección de los resultados de otros investigadores permite sugerir los valores

$$\begin{aligned} \alpha &= 0.5 \\ \beta &= 0.2 \\ \gamma &= 0.33 \end{aligned} \quad (28)$$

La aproximación anterior puede usarse en ausencia de datos registrados para $\bar{n}$ pero, se sospecha, no puede producir una precisión, al evaluar $\bar{H}$, mejor a un 15 - 20%.

4. DETERMINACION DE LA VARIACION INSTANTANEA

Las ecuaciones 21 - 26 son las ampliamente difundidas por Duffie y Beckman {60}. El resultado de la ec 20 puede ahora redefinirse como $\bar{K}_t = \bar{H}/\bar{H}_0$, que indica la fracción de horas de radiación global o total media en un mes. El valor correspondiente a la fracción de la radiación difusa media mensual sobre la total, $\bar{K}_d$, puede calcularse mediante una relación del tipo {81}.

$$\bar{K}_d = 1.317 - 3.023\bar{K}_t + 3.372\bar{K}_t^2 - 1.769\bar{K}_t^3 \quad (29)$$

Expresiones alternativas a ésta aparecen en las refs {83}-{87}.

El problema a resolver ahora, conocidos $\bar{K}_t$ y $\bar{K}_d$, es determinar los valores *instantáneos* de la radiación solar directa, difusa y total. El método desarrollado por Liu y Jordan consiste en definir r_d , el cociente de la fracción difusa de la radiación solar *media horaria*, $\bar{I}_d$, sobre la media diaria, $\bar{H}_d$, para cada hora del día, en función del ángulo horario ω y del ángulo horario al alba, ω_s , obteniéndose así:

$$\bar{I}_d/\bar{H}_d = r_d(\omega, \omega_s) = \frac{\pi}{24} \frac{\cos \omega - \cos \omega_s}{\sin \omega_s - \left(\frac{2\pi \omega_s}{360}\right) \cos \omega_s} \quad (30)$$

La extensión del método ofrecido en la referencia {87} permite evaluar una expresión correspondiente para la radiación total, tal que r_t , el cociente de la radiación solar total media horaria $\bar{I}$ sobre la media diaria $\bar{H}$, queda como

$$\bar{I}/\bar{H} = r_t(\omega, \omega_s) = (a+b \cos \omega) r_d(\omega, \omega_s) \quad (31)$$

donde

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

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

Claramente, $\bar{I}_b = \bar{I} - \bar{I}_d$ expresaría la magnitud de la radiación solar directa media horaria, dada por la diferencia de las soluciones de las ecuaciones (31) y (30) anteriores.

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. Se pueden arreglar las ecuaciones para que parezcan conformar un modelo "continuo" en intervalos de tiempo pequeños pero las ecuaciones resultantes son complicadas y difíciles de incorporar en un método sencillo de cálculo.

Siendo el propósito de este trabajo elaborar un modelo que además describa fielmente la naturaleza del fenómeno físico en estudio, se propone el modelo que sigue, publicado inicialmente en la referencia [94]. La forma clásica de la distribución instantánea de la radiación solar global, $\bar{G}$, puede aproximarse muy bien, como se comprueba adelante, por la expresión

$$\bar{G} = \bar{G}_M \cos^\alpha (180 \theta/N) \quad (32)$$

donde $\bar{G}_M$ es la radiación total máxima recibida en promedio mensual 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, θ es la hora solar verdadera del día medida a partir del mediodía, positiva en la mañana y negativa en la tarde ($\theta = \omega/15$), y N es la duración del día solar ($N = 2\omega_s/15$). Los 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 $\bar{G}_d = \bar{G} - \bar{G}_b$.

La ecuación 32 se resuelve utilizando los valores de $\bar{H}$, como sigue:

Si se integra la ecuación 32 entre las horas del alba y el ocaso el resultado es igual a la magnitud de la irradiancia media diaria promedio mensual por la longitud promedio de un día determinado del mes. El número n_d del día en el año que mejor representa el *día medio* de cada mes fue determinado por Klein {90} y se enlista en la tabla 1. A estos mismos días se refieren los valores de la tabla 2.

Haciendo la integración,

$$\int_{-N/2}^{N/2} \bar{G}_M \cos^{\alpha} \frac{\theta\pi}{N} d\theta = \bar{G}'N \quad (33)$$

Resolviendo con ayuda de la función Gamma (ver Apéndice),

$$\bar{G}_M \frac{N}{\pi} \frac{\Gamma \left[\frac{(\alpha+1)/2}{2} \right]}{\Gamma \left[\frac{(\alpha+2)/2}{2} \right]} \sqrt{\pi} = \bar{G}'N$$

Tabla 1. Día *promedio* para cada mes y valores correspondientes de la duración del día solar, N.

Mes	día promedio del mes	día del año correspondiente (n_d)	Valores medios de N para el día n_d				
			$\phi = 8^\circ$	$\phi = 16^\circ$	$\phi = 24^\circ$	$\phi = 32$	$\phi = 40^\circ$
ENE	17	17	11.60	11.16	10.69	10.16	9.51
FEB	16	47	11.75	11.50	11.22	10.90	10.52
MAR	16	75	11.95	11.91	11.86	11.80	11.73
ABR	15	105	12.18	12.36	12.56	12.79	13.07
MAY	15	135	12.37	12.75	13.16	13.64	14.21
JUN	11	162	12.46	12.94	13.46	14.06	14.79
JUL	17	198	12.42	12.85	13.32	13.87	14.53
AGO	16	228	12.26	12.52	12.82	13.15	13.54
SEP	15	258	12.04	12.08	12.13	12.18	12.25
OCT	15	288	11.81	11.63	11.42	11.19	10.91
NOV	14	318	11.63	11.25	10.83	10.35	9.77
DIC	10	344	11.54	11.07	10.54	9.94	9.21

Despejando

$$\bar{G}_M = \frac{\Gamma \left[\frac{(\alpha+2)/2}{(\alpha+1)/2} \right]}{\Gamma \left[\frac{(\alpha+1)/2}{(\alpha+1)/2} \right]} \sqrt{\pi} \bar{G}' \quad (34)$$

La evaluación de α se discute más adelante. Para ejemplificar la bondad del método, considérese $\alpha = 1.2$ para evaluar $\bar{G}_M$ y $\alpha = 1.5$ para obtener $\bar{G}_{bM}$:

Una vez que se ha obtenido de las tablas correspondientes la solución de las funciones Gamma, se tiene de 34:

$$\bar{G}_M = 1.6647012 \bar{G}'$$

Similarmente,

$$\bar{G}_{bM} = 1.7972105 \bar{G}'_b$$

donde $\bar{G}'_b = \bar{G}' (1 - \bar{K}_d)$ de la ec 29.

En las figuras 3 y 4 se ilustran los resultados de la ecuación 32 obtenidos con las expresiones dadas en {82} y los valores respectivos de la referencia {73} para la ciudad de Chihuahua, México, en los meses de enero y mayo en que se presentan los valores extremos mínimo y máximo respectivamente de la radiación solar. Para todo fin práctico, la aproximación a los valores obtenidos del modelo de Liu y Jordan es satisfactoria, con la ventaja de que el modelo aquí propuesto en la ecuación 32 es más sencillo y es continuo. (La línea continua que representa la solución de Liu y Jordan en las figs 2 y 4 se obtuvo conectando los puntos que resultan de la solución de las ecs 30 y 31).

Características del modelo continuo

Se puede observar que la ecuación 32 permitirá conocer el valor instan-

táneo de $\bar{G}$ sobre una superficie horizontal toda vez que se conozca $\bar{G}_M$ y α para la localidad y la fecha en estudio, pues N puede calcularse de su definición o bien aproximarse por los valores dados en la tabla 1. Otro tanto puede decirse de $\bar{G}_b$.

Los valores de $\bar{G}_M$ y $\bar{G}_{bM}$ pueden calcularse para integrar mapas solarimétricos, como aquí se propone.

La selección del valor exacto del exponente α puede hacerse en la tabla 2. En esta tabla se enlistan los valores de α que mejor satisfacen los valores discretos de Liu y Jordan para la distribución de la radiación total.

Puede verse en la tabla 2 que la variación de $\alpha(\phi, n)$ es en todo caso pequeña y que puede deberse tan solo a la imprecisión de los datos experimentales recabados por otros investigadores. Será necesario contar con mucha información meteorológica antes de validar los valores de estos exponentes. De cualquier forma, se observa poca diferencia en la solución de la ec 32 al utilizar α como valor constante e igual a 1.2 para $\bar{G}$ comparada con la solución utilizando los valores de la tabla 2. Las diferencias se hacen importantes sólo en las horas cercanas al alba y al ocaso, cuando de todos modos la magnitud de la radiación solar es pequeña.

Tabla 2. Valores del exponente α para los días respectivos de cada mes, para cuatro latitudes de interés, correspondientes a la radiación total (para el componente directo usar $\alpha = 1.5$ en todos los casos).

Mes	LATITUD, ϕ (N ó S)			
	24°	32°	40°	48°
ENE	1.1	1.1	1.15	1.15
FEB	1.1	1.1	1.1	1.1
MAR	1.1	1.1	1.15	1.15
ABR	1.15	1.15	1.2	1.2
MAY	1.15	1.2	1.2	1.25
JUN	1.2	1.2	1.25	1.3
JUL	1.15	1.2	1.2	1.25
AGO	1.15	1.15	1.2	1.2
SEP	1.1	1.1	1.15	1.15
OCT	1.1	1.1	1.1	1.1
NOV	1.1	1.1	1.15	1.15
DIC	1.1	1.1	1.15	1.2

En los casos en que sea necesario desagregar $\bar{G}$ en sus componentes $\bar{G}_b$ y $\bar{G}_d$, un análisis similar demuestra que el valor de $\alpha = 1.5$ produce resultados para $\bar{G}_b$ en la ec 32 igualmente satisfactorios.

En la tabla 2 se acusa una variación pequeña de α a lo largo del año, con valores más altos de α en el verano. Se obtuvo entonces una expresión que relaciona α y la declinación solar δ , que a su vez es función de n_d , el día del año, de la manera siguiente:

$$\begin{aligned}\alpha &= 0.1 \cos \{2.690583(\delta+76.9)\} + 1.2 \quad \text{para } \phi = 24^\circ \text{ a } 32^\circ \\ \alpha &= 0.2 \cos \{2.690583(\delta+76.9)\} + 1.3 \quad \text{para } \phi = 40^\circ \text{ a } 48^\circ\end{aligned} \quad (35)$$

Las ecuaciones 35 pueden utilizarse en sustitución del valor de α de la tabla 2 y, en todos los casos, la precisión de la aproximación al modelo de Liu y Jordan será mejor a un 15%, precisión que en general excederá las precisiones en el conocimiento de $\bar{H}$. Sin embargo, se estima que en general las soluciones de $\bar{G}$ con $\alpha = 1.2$ son satisfactoriamente precisas para cálculos de ingeniería ambiental y térmica.

En la siguiente sección se presentan comparaciones entre días típicos, cuya radiación ha sido medida por diversos autores, y los resultados del algoritmo aquí descrito.

Comparación con resultados experimentales

En las secciones anteriores se ha presentado un algoritmo, resumido en la ec 32, y se han comparado resultados de éste con los resultados obtenidos por Liu y Jordan {82}. En esta sección se comparan resultados del algoritmo propuesto con los resultados obtenidos a partir de datos experimentales. Para esta comparación se han seleccionado trabajos hechos en Inglaterra, en Tailandia y en México.

Utilizando datos meteorológicos abundantes en Gran Bretaña, Munroe {91} elaboró un juego de ecuaciones con las cuales se describe la irradiación global diaria media mensual ($\bar{H}$) para cada época del año, en Kew, Inglaterra. Con base en esta información estimó valores instantáneos para cualquier día del mes. El procedimiento que usó es similar al aquí adoptado aunque las ecuaciones que obtiene finalmente son de tipo exponencial y no parece posible integrarlas analíticamente. En las figuras 5 y 6 se comparan dos resultados típicos del trabajo de Munroe con los obtenidos, para los mismos valores máximos ($\bar{G}_M$), con el algoritmo que aquí se propone.

Basado en mediciones meteorológicas y solarimétricas de años anteriores a 1976, Exell presentó información sobre valores globales de irradiación diaria media mensual y midió las irradiaciones en las localidades de Bangkok y Chiang Mai en Tailandia {92}. Con esta información se han construido las curvas equivalentes al resultado del algoritmo propuesto, y la comparación entre ambas aparece en las figs 7 y 8.

Finalmente, en el Instituto de Geofísica de la UNAM, donde se hace trabajo solarimétrico desde hace varias décadas, y donde se operan los dispositivos de medición más precisos del país, se proporcionaron muestras de la información que han obtenido en fechas recientes {93}. Con esta información se construyeron las 9 gráficas de las figs 9 a 17 inclusive, que revelan la discrepancia que suele existir cuando, como en la ciudad de México, los días son de nubosidad heterogénea, entre las mediciones realizadas y las predicciones del algoritmo. Aun así, esta serie de figuras manifiesta gráficamente el grado de aproximación del algoritmo a las condiciones de irradiación medias mensuales.

5. REPRESENTACION EN MAPAS

El procedimiento de estimación de la radiación solar presentado en las páginas anteriores ha sido empleado en México, con resultados satisfactorios a la fecha. Ello ha servido para dibujar mapas solarimétricos de ese país, que se han usado en cientos de ocasiones en la solución de problemas de aplicación de la energía solar y de agricultura.

Un procedimiento muy similar al sugerido fue adoptado por Almanza {73}, {74} para dibujar mapas mensuales, y uno anual, de $\bar{H}$ para México. En la ref {74} estos mapas aparecen en langleyes por día, en vez de kJ/m^2 por día, que corresponde al Sistema Internacional de Unidades adoptado en el texto presente. Como ejemplo de este trabajo se incluye el mapa para el mes de marzo de dicha referencia, en la fig 18.

Con esos datos de $\bar{H}$, convertidos a SIU, los autores del texto presente calcularon la radiación máxima global al mediodía ($\bar{G}_M$), en promedio mensual, y la fracción directa de ese valor ($\bar{G}_{bM}$) {95}, de modo que su uso en el modelado matemático de la dinámica de sistemas solares es más sencilla. Los mapas para marzo, tomados de esa referencia, se reproducen en las figs 19 y 20.

La experiencia mexicana revela que, en ausencia de mediciones físicas de varios años mediante redes solarimétricas, la disponibilidad de estos mapas, que permiten calcular rápidamente la radiación solar (directa y difusa) disponible, es de gran utilidad. La intención de estas notas es que la experiencia pueda repetirse en otros países latinoamericanos, aspirando a integrar mapas solarimétricos mensuales para todo el continente.

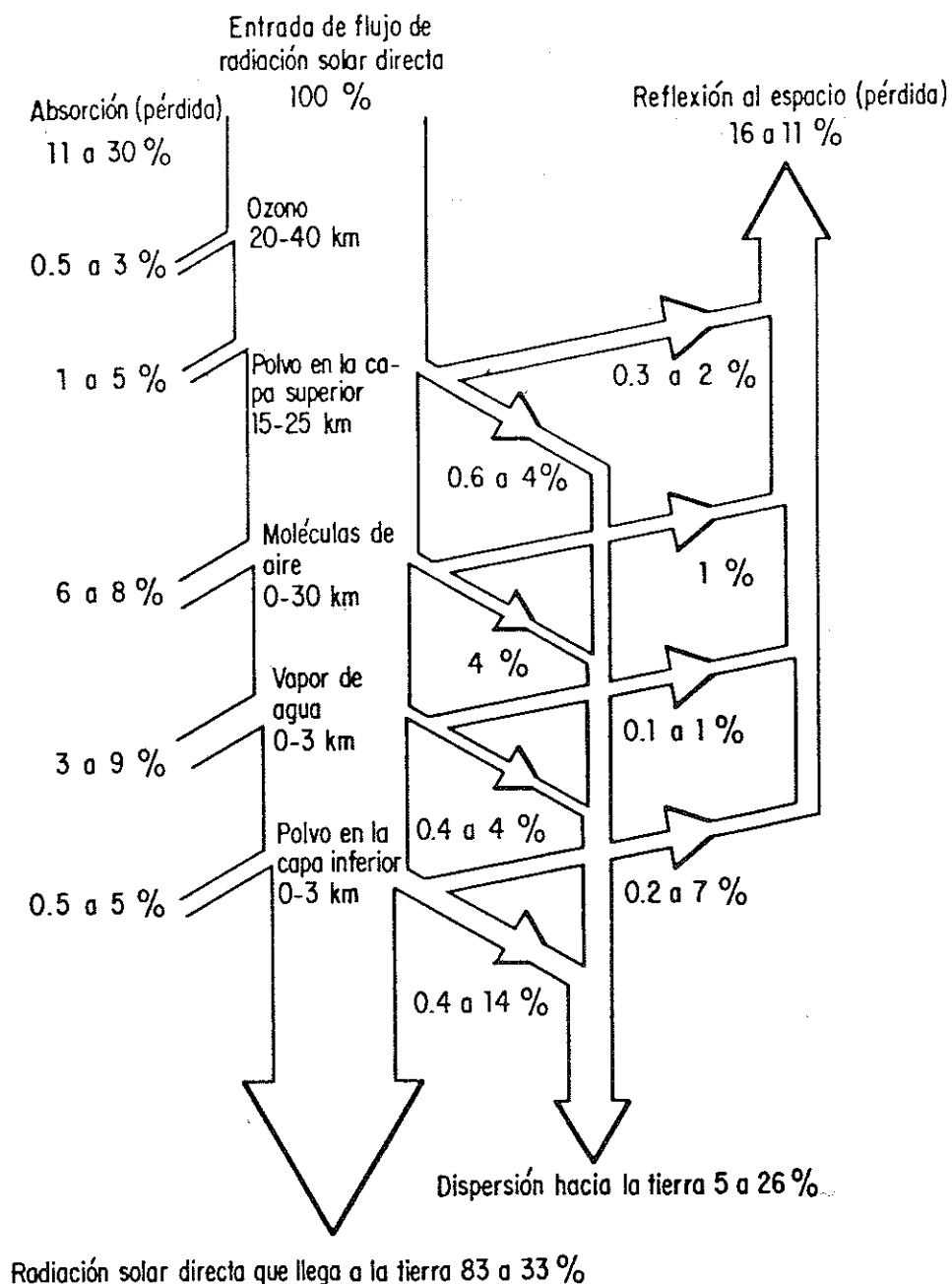


Fig 1. Porcentajes de absorción, reflexión y dispersión de la radiación solar directa que incide a la superficie de la tierra en una atmósfera de cielo claro. Estos valores son típicamente para una masa de aire.

Fuente: U.S. Department of commerce National Technical Information Service. ON THE NATURE AND DISTRIBUTION OF SOLAR RADIATION Hep/T2552-01, Marzo (1978).

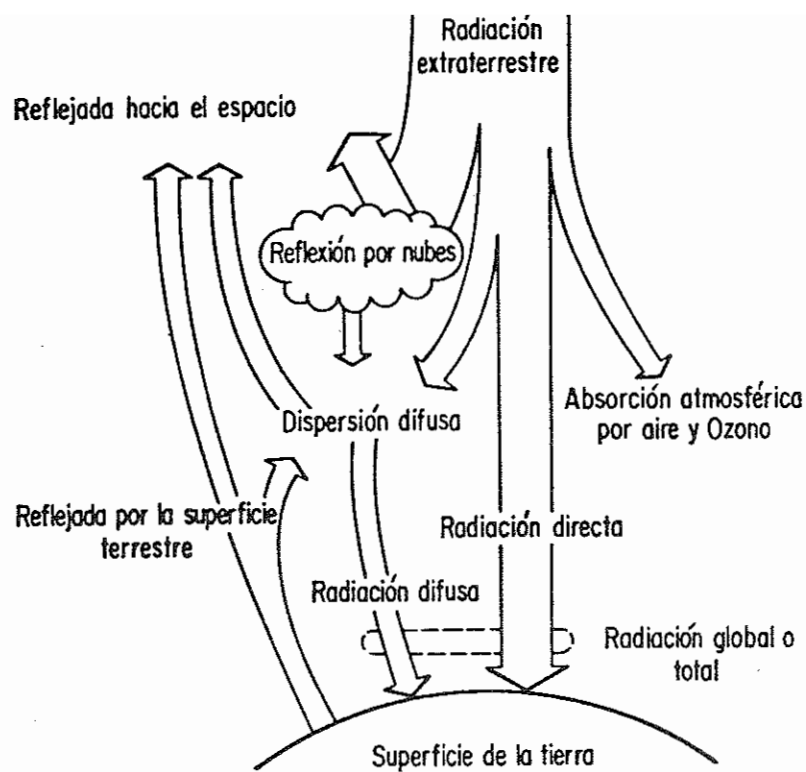
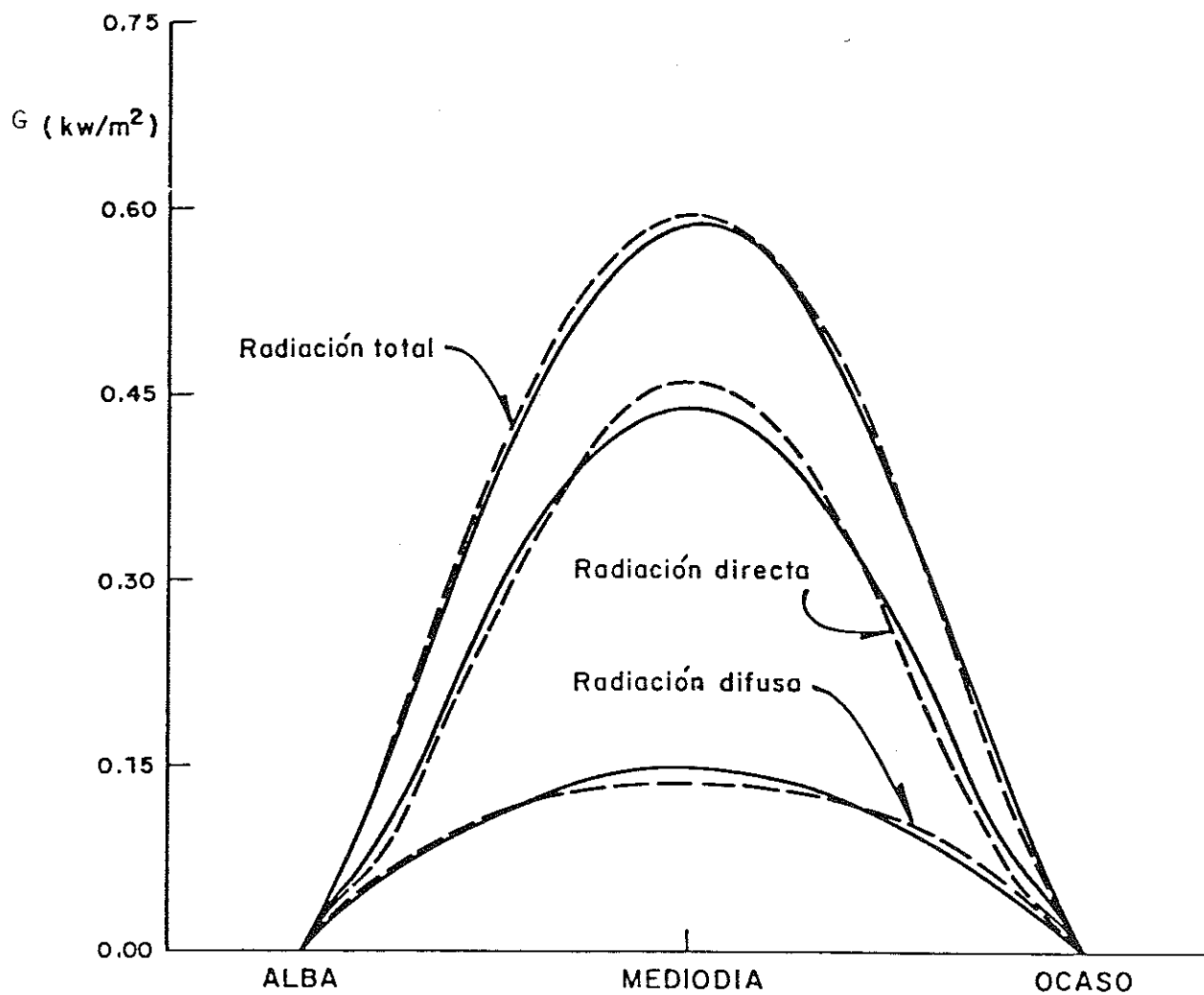


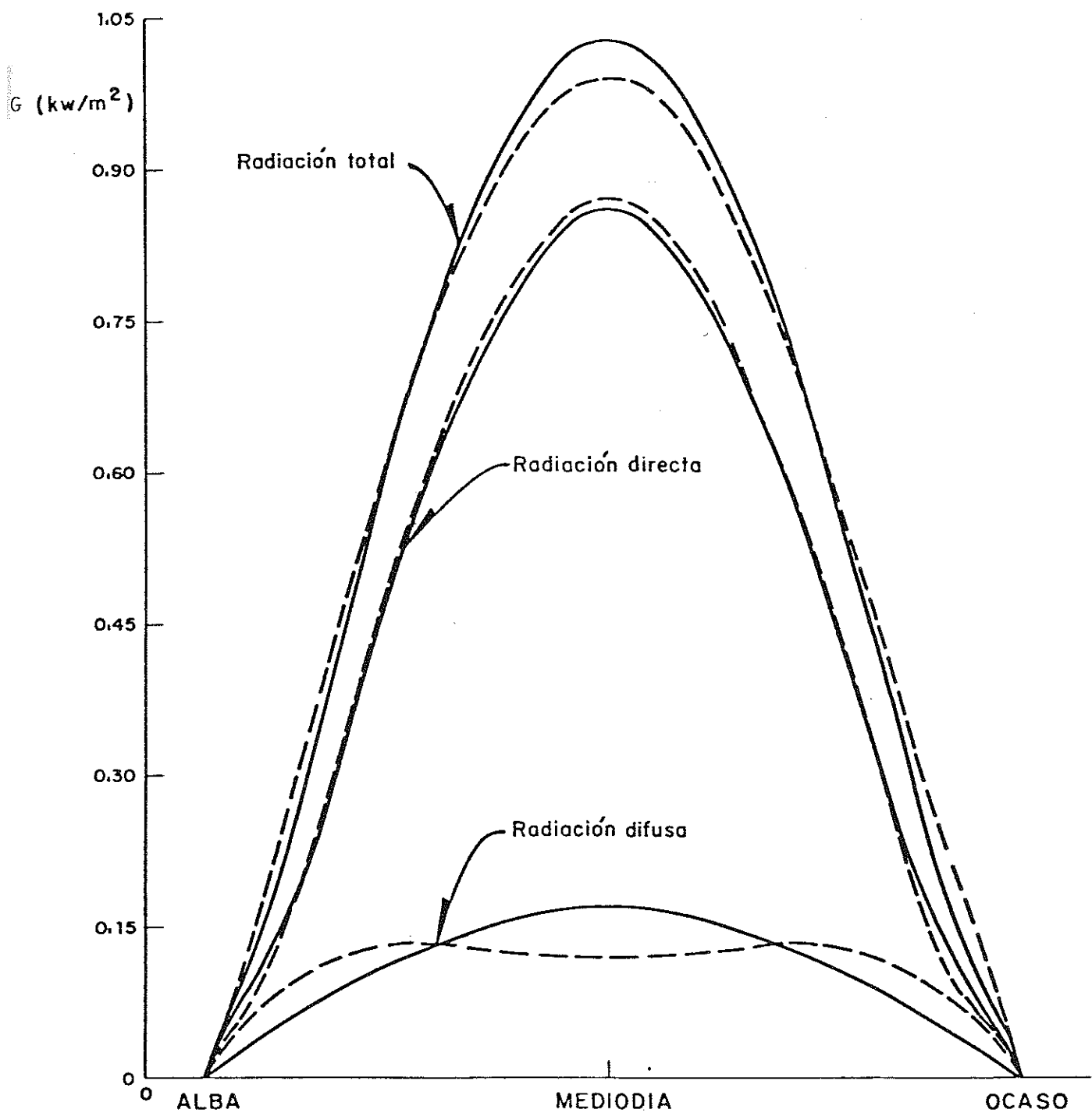
Fig 2. Tipos de radiación solar que llega a la superficie terrestre.

Fuente: Dicknson W.C., Cheremisinoff, solar energy technology handbook, Parte A Engineering fundamentals Marcel Dekker Inc. New York, 1980. Tomada de Zambrano L.S. Análisis de modelos matemáticos de predicción de radiación solar. Tesis profesional. ENEP-Aragón, UNAM, México (1982).



NOTA: Con líneas continuas se presentan las soluciones de Liu y Jordán, conectando los puntos de solución con un espaciamento de una hora. Las líneas interrumpidas representan la solución mediante el modelo senoidal aquí propuesto

Fig 3 Radiación media diaria calculada para la ciudad de Chihuahua en el mes de enero



NOTA: Las líneas continuas conectan los puntos horarios de solución al modelo de Liu y Jordán. Las líneas interrumpidas provienen de la solución al modelo continuo de forma senoidal aquí propuesto. Este caso representa la máxima discrepancia entre ambos modelos en la evaluación de la radiación difusa.

Fig 4. Radiación media diaria para la ciudad de Chihuahua en en el mes de mayo.

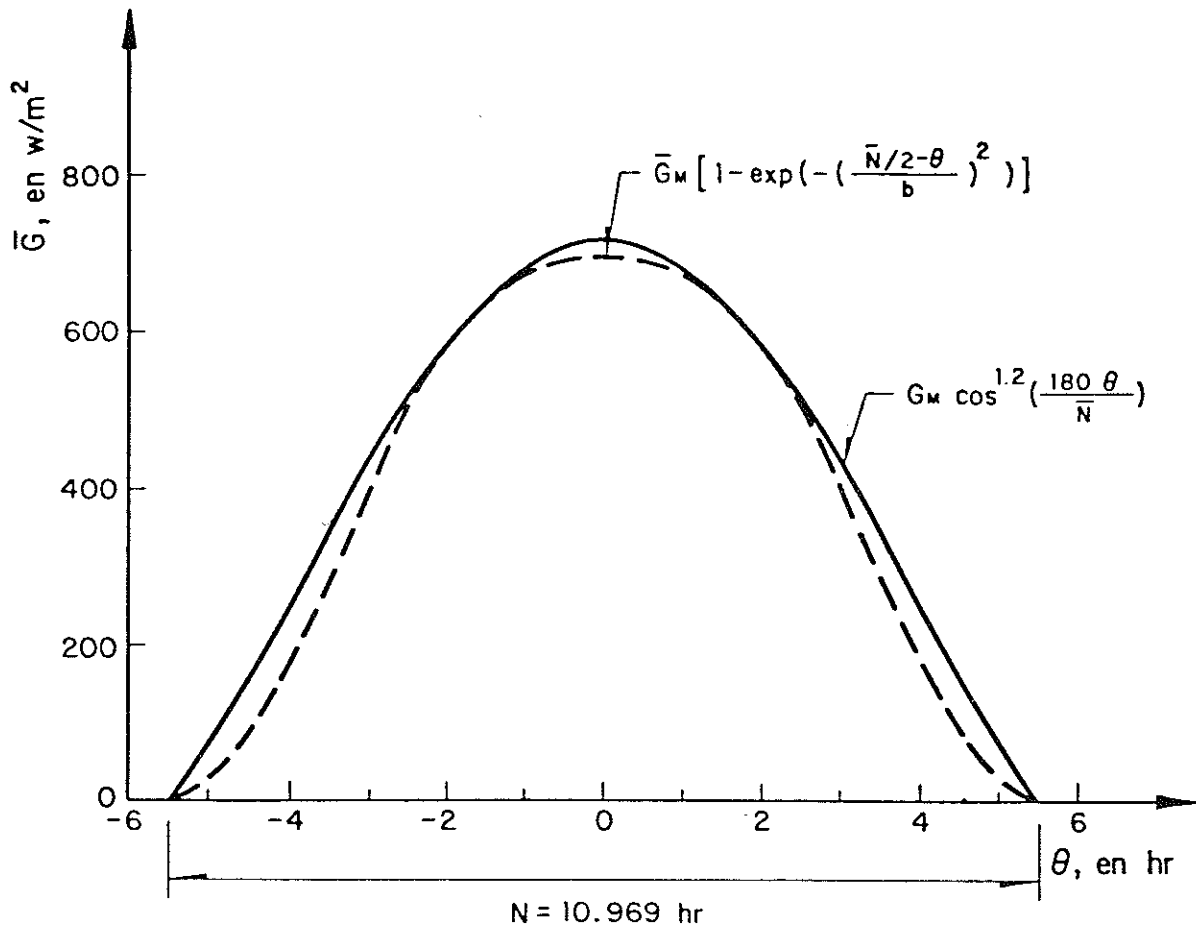


Fig 5. Comparación del modelo propuesto con el modelo de Munroe (ref 91). Ambas curvas corresponden al 17 de enero en México, D.F.

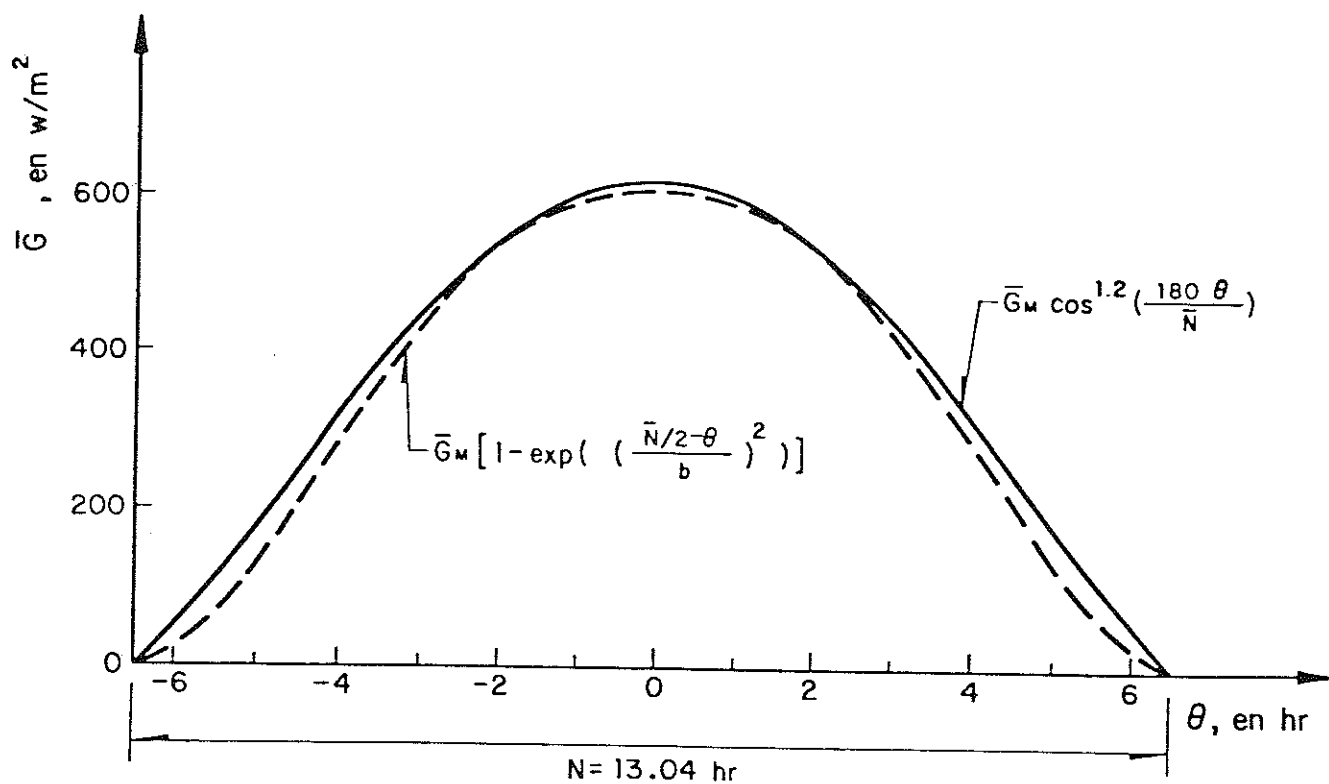


Fig 6. Comparación del modelo propuesto con el modelo de Munroe (ref 91) para el 17 de julio en México, D.F.

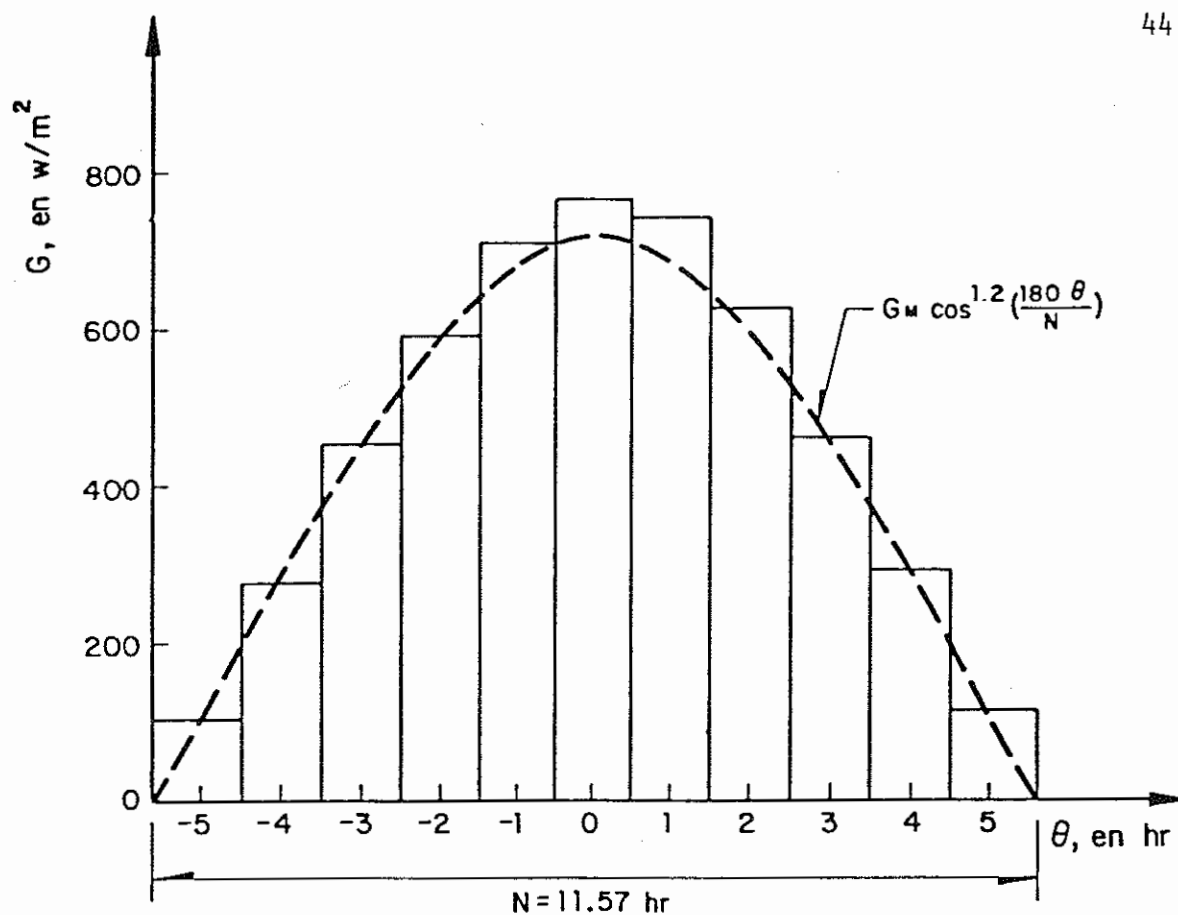


Fig 7. Comparación del método propuesto con los datos presentados para Chiang Mai, Tailandia, en las figs 4 y 6 de la ref 92. Las gráficas corresponden al día 27 de febrero.

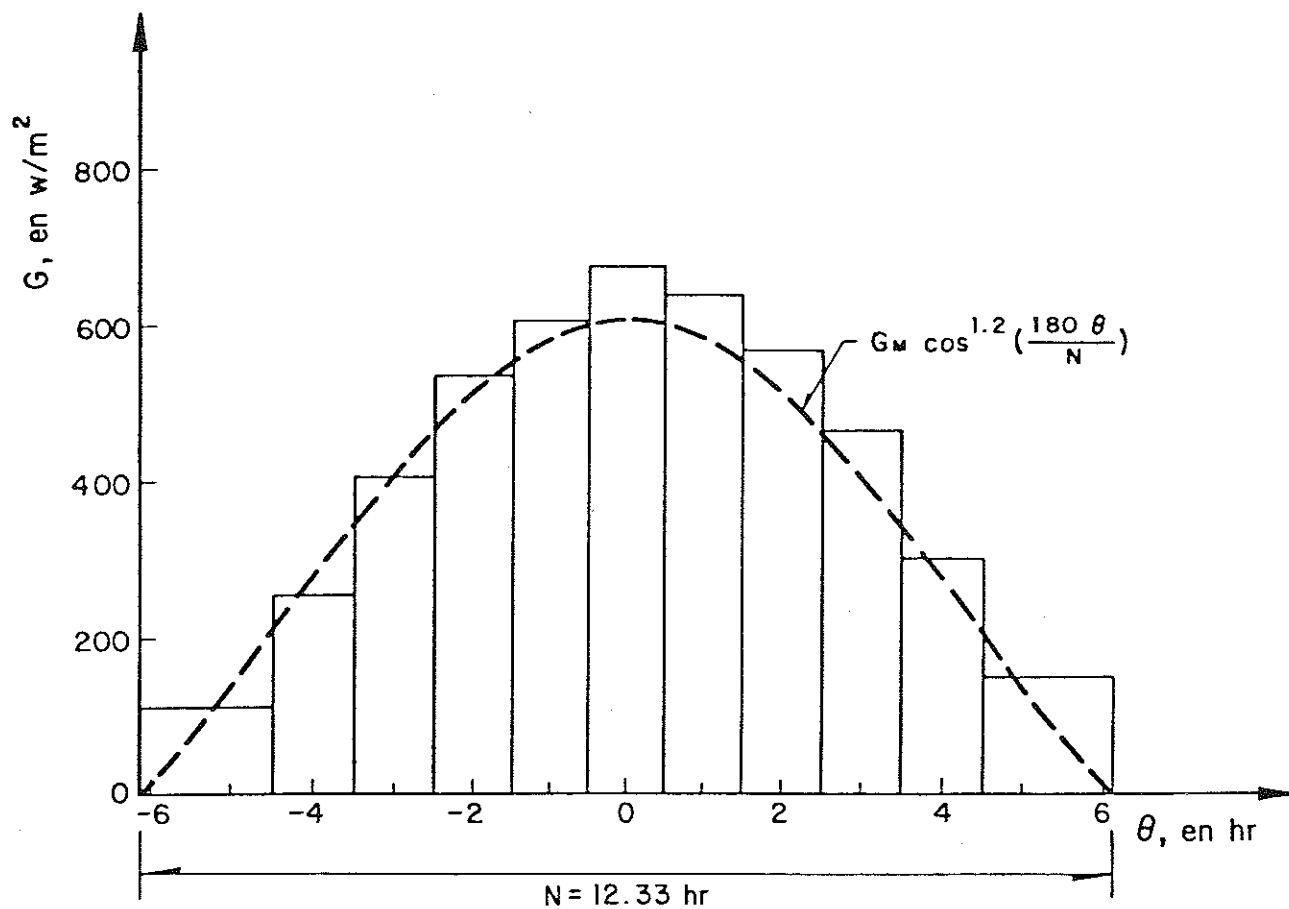


Fig 8. Comparación del método propuesto con los datos presentados para Chiang Mai, Tailandia, en las figs 4 y 6 de la ref 92. Las gráficas corresponden al día 1º de septiembre.

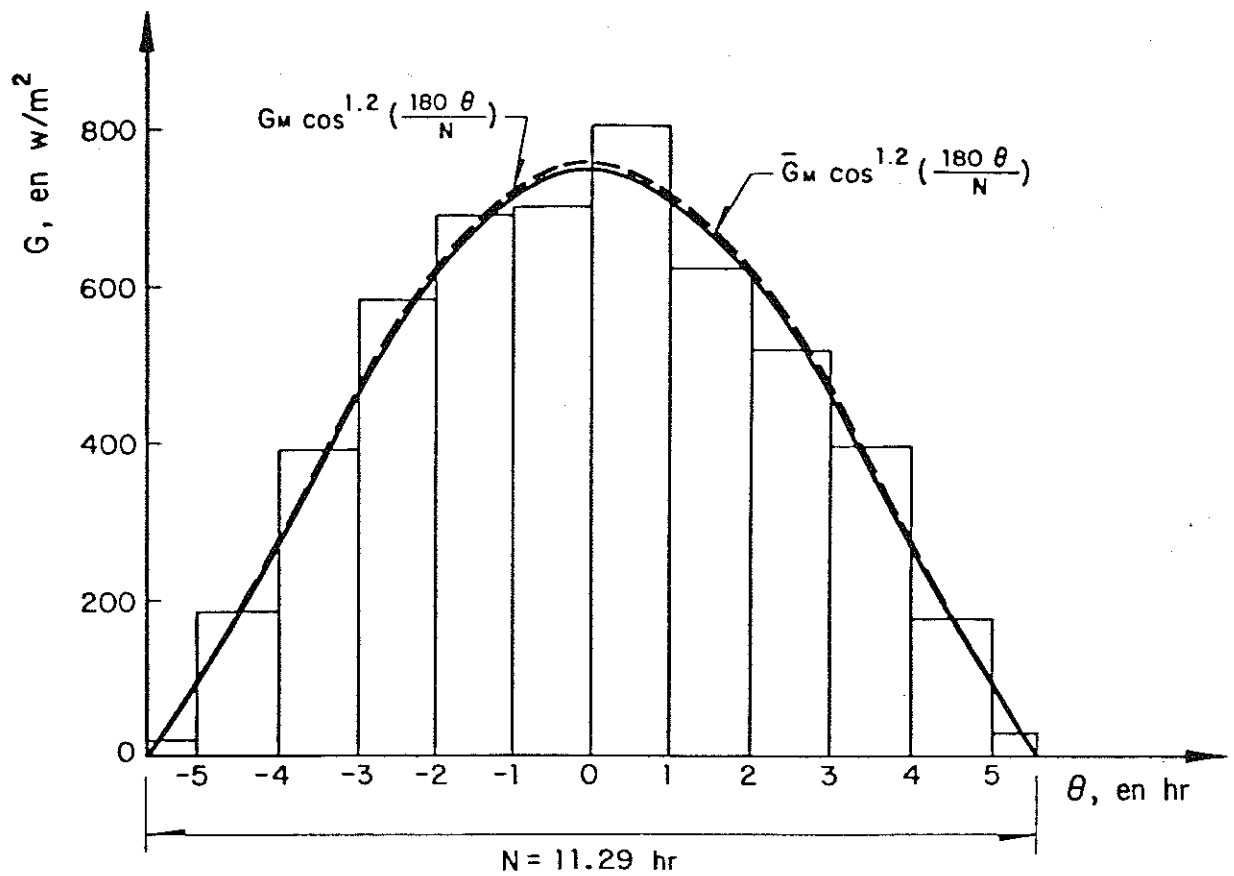


Fig 9. Comparación del modelo propuesto con datos obtenidos experimentalmente el 11 de febrero de 1981 en Ciudad Universitaria, México, D.F., (G_M calculado a partir de la irradiancia recibida ese día y $\bar{G}_M$ de la fig 17, ref [95]).

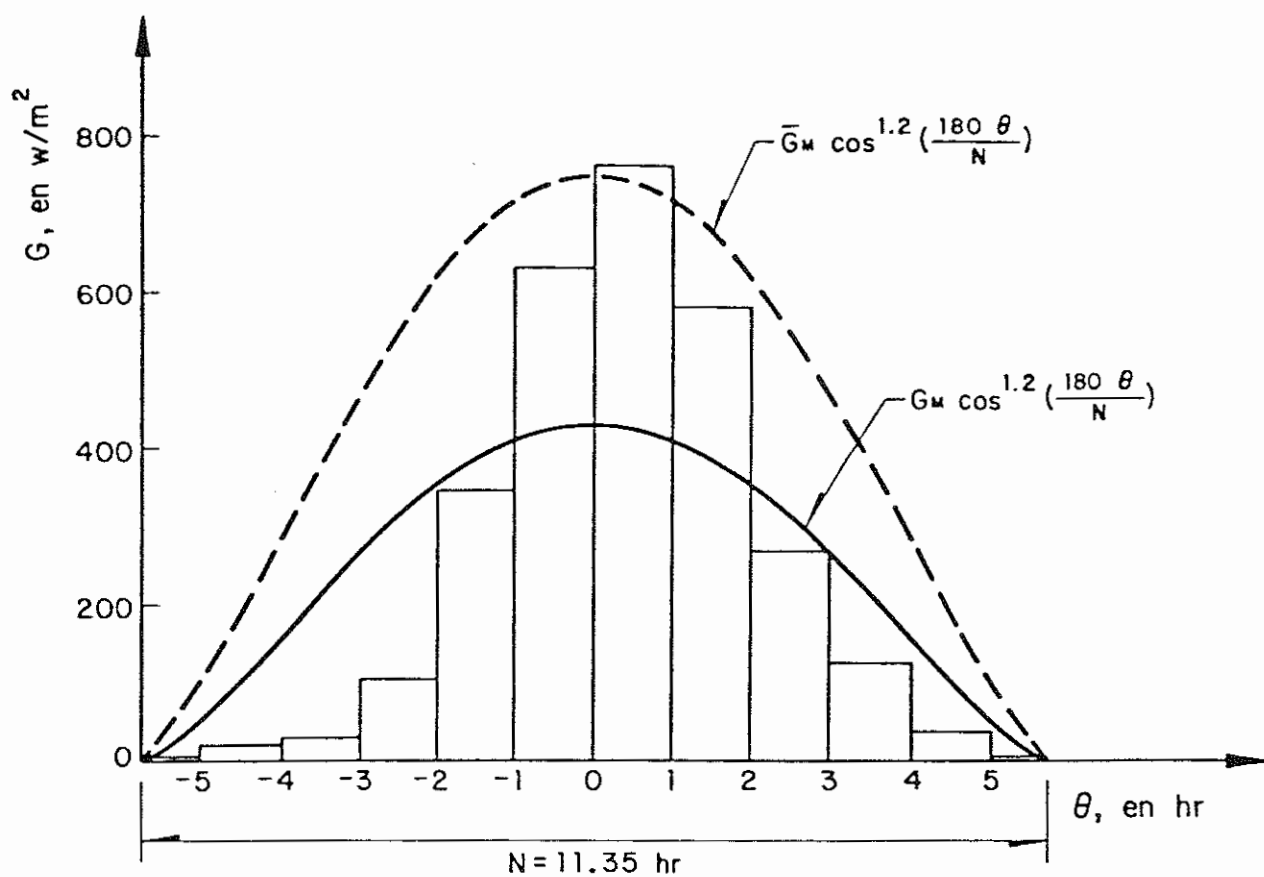


Fig 10. Comparación del modelo propuesto con datos obtenidos experimentalmente el 14 de febrero de 1981, siendo éste el día de menor irradiancia en el mes, en Ciudad Universitaria, México, D.F. (G_M calculado a partir de la irradiancia recibida ese día y $\bar{G}_M$ de la fig 17, ref {95}).

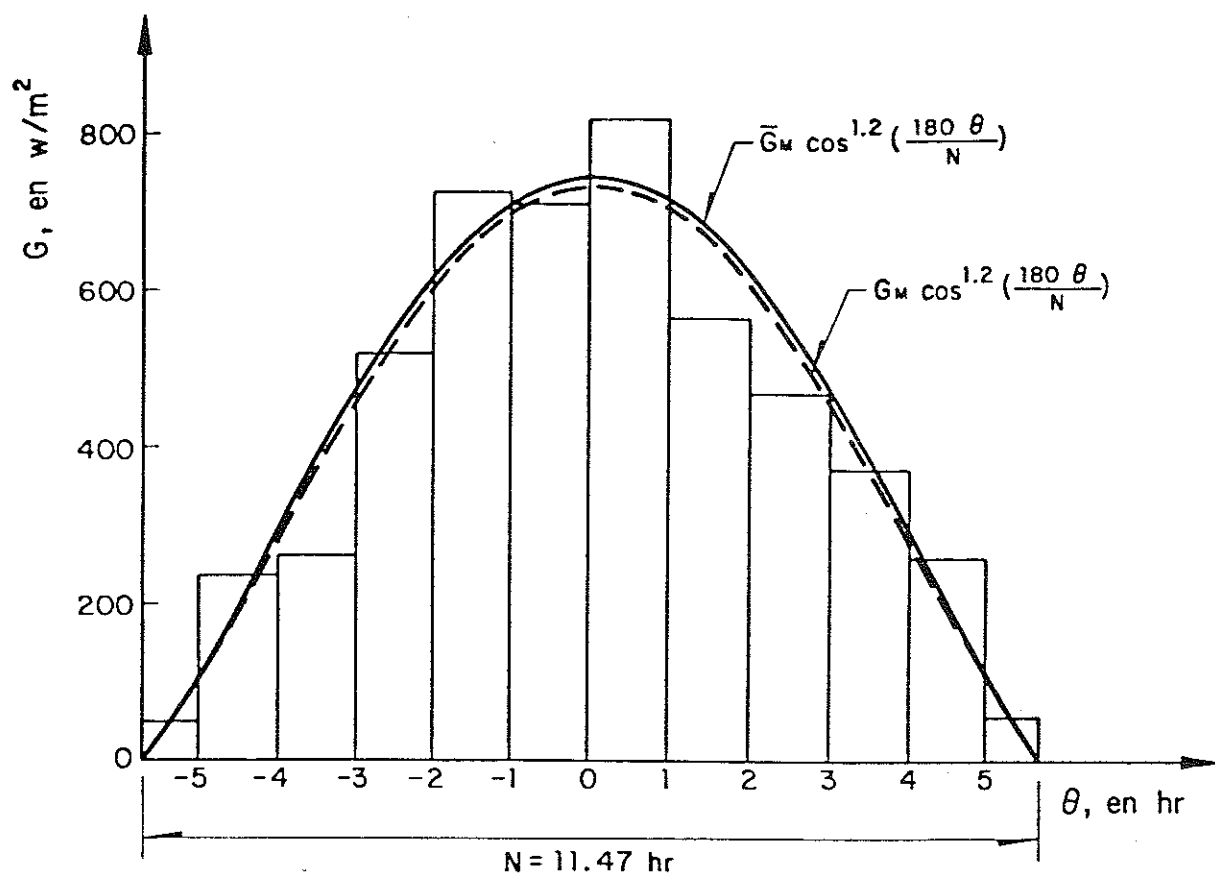


Fig 11. Comparación del modelo propuesto con datos obtenidos experimentalmente el 21 de febrero de 1981 en Ciudad Universitaria, México, D.F. (G_M obtenido a partir de la irradiancia recibida ese día y $\bar{G}_M$ de la fig 17, ref {95}).

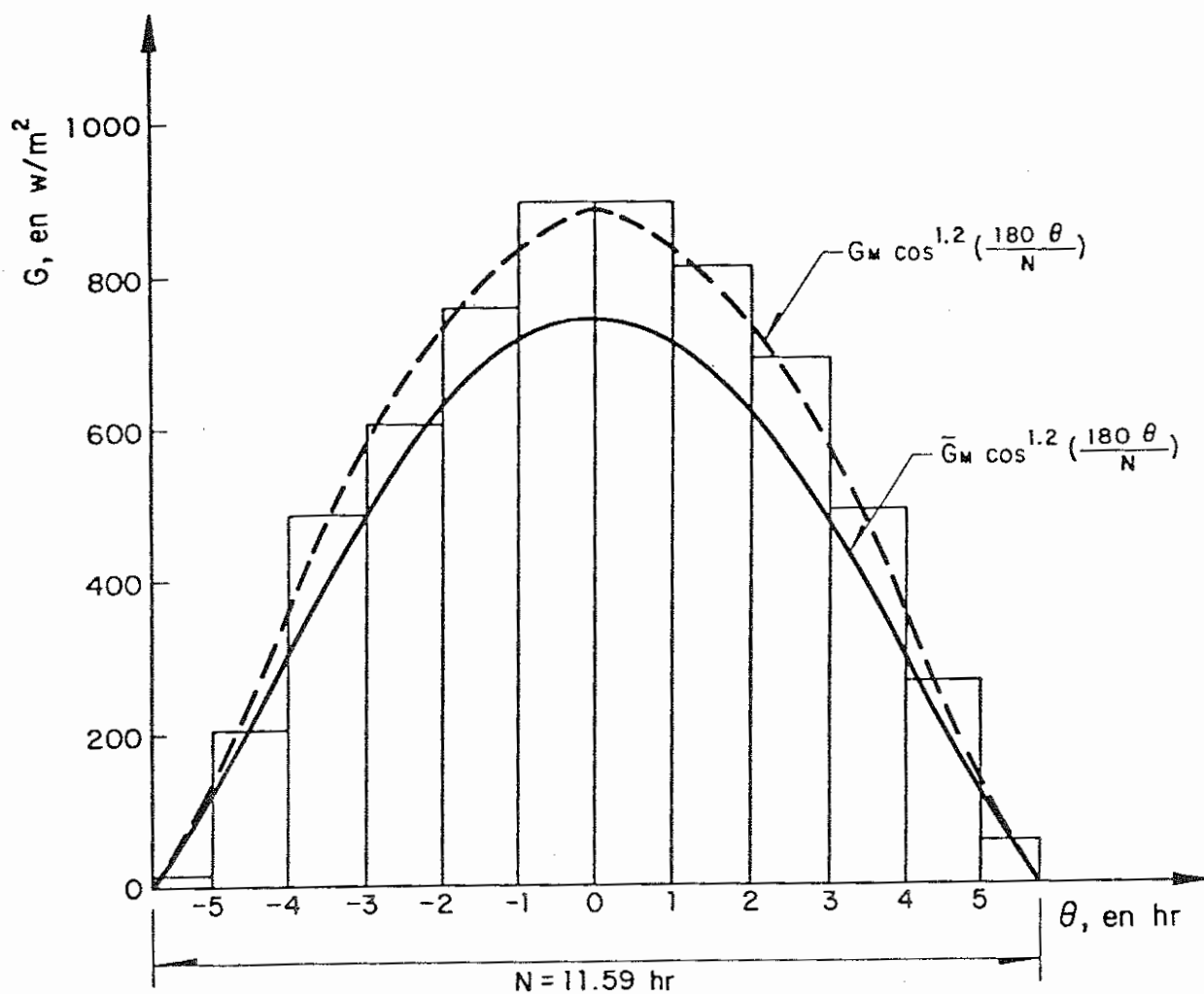


Fig 12. Comparación del modelo propuesto con datos obtenidos experimentalmente el 28 de febrero de 1981, siendo éste el día de mayor irradiancia en el mes, en Ciudad Universitaria, México, D.F. (G_M calculado a partir de la irradiancia recibida ese día y $\bar{G}_M$ de la fig 17, ref {95}).

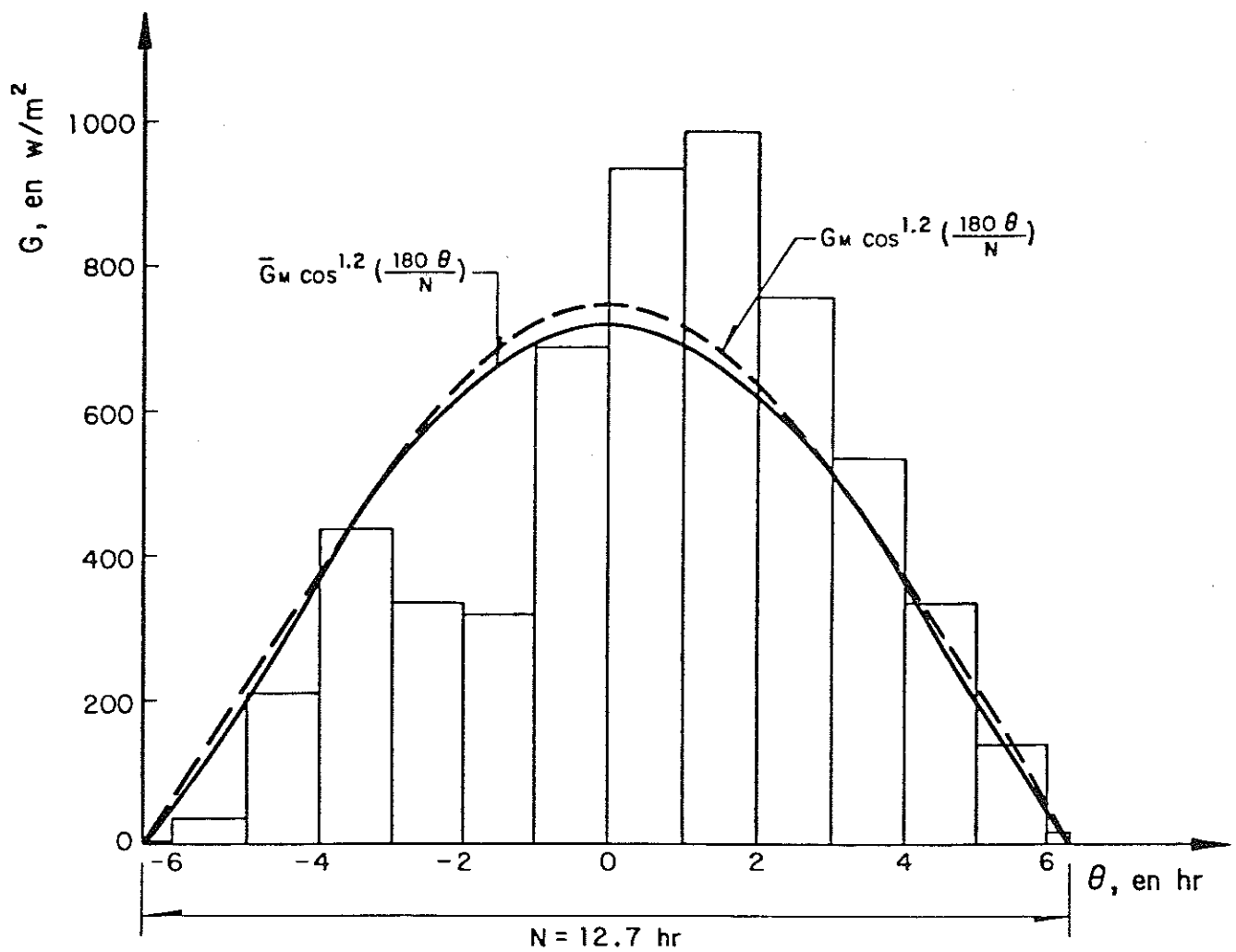


Fig 13. Comparación del modelo propuesto con datos obtenidos experimentalmente el 3 de mayo de 1982 en Ciudad Universitaria, México, D.F. (G_M calculado a partir de la irradiancia recibida ese día y $\bar{G}_M$ de la fig 20, ref {95}).

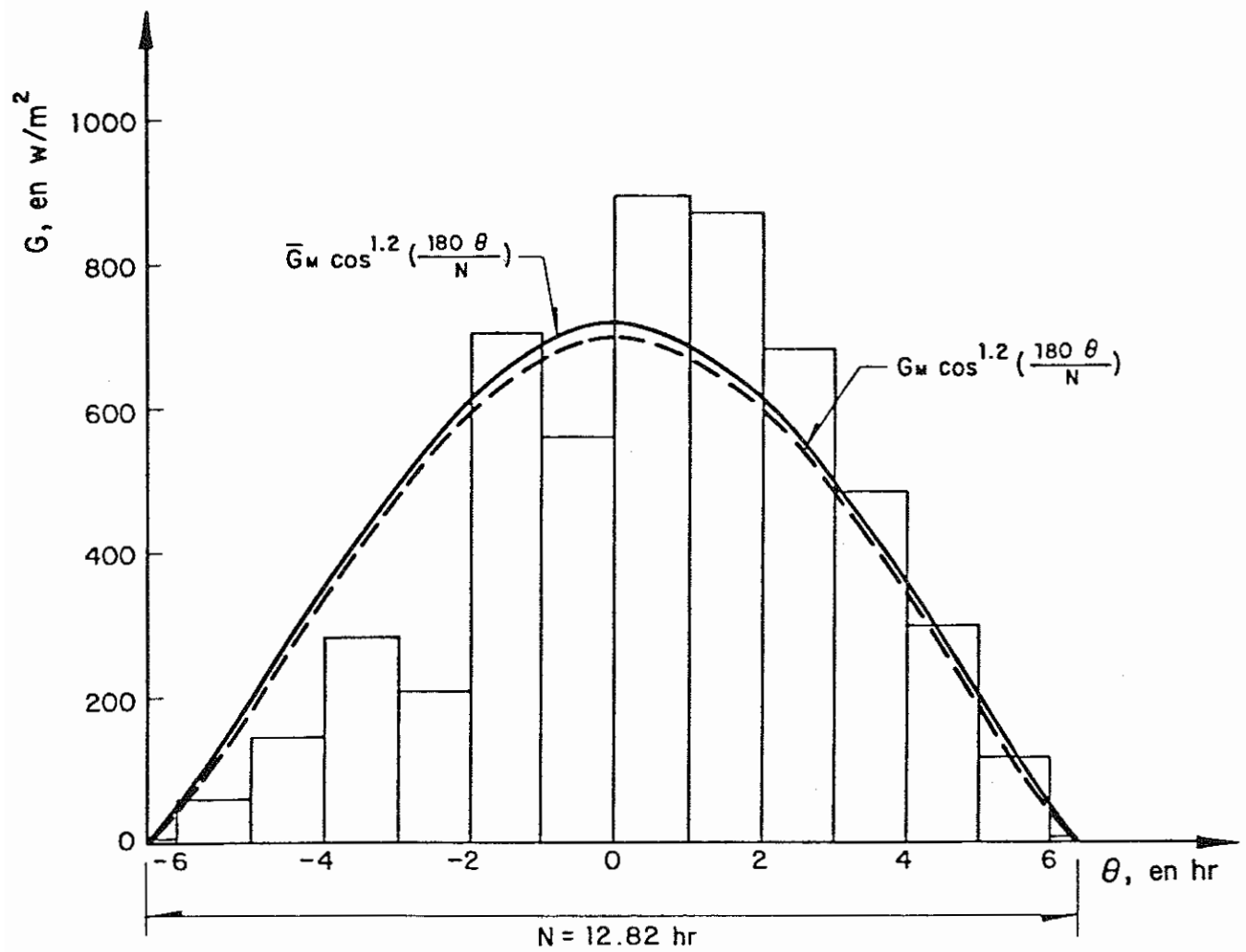


Fig 14. Comparación del modelo propuesto con datos obtenidos experimentalmente el 8 de mayo de 1982 en Ciudad Universitaria, México, D.F. (G_M calculado a partir de la irradiancia recibida ese día y $\bar{G}_M$ de la fig 17, ref {95}).

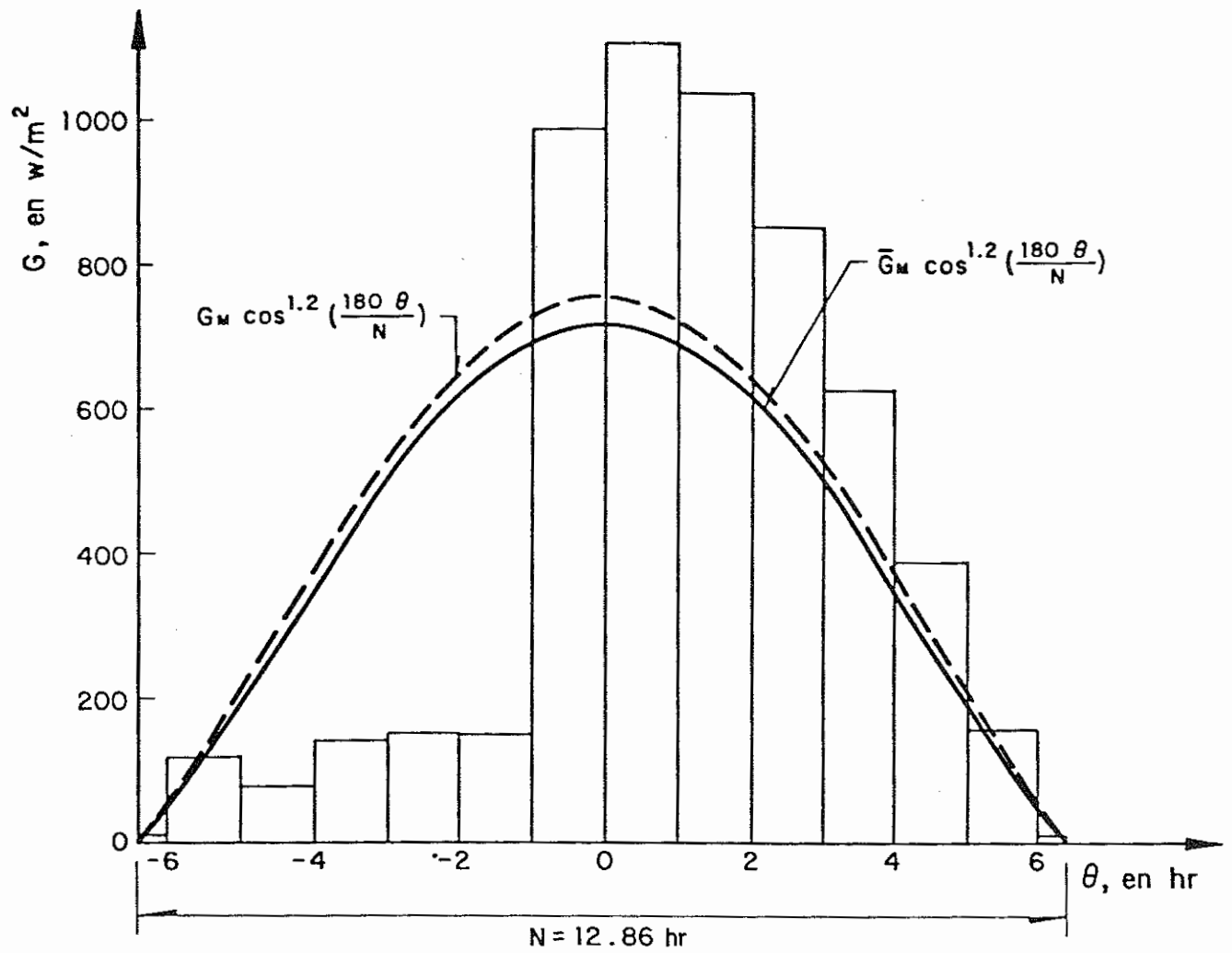


Fig 15. Comparación del modelo propuesto con datos obtenidos experimentalmente el 11 de mayo de 1982 en Ciudad Universitaria, México, D.F. (G_M calculado a partir de la irradiancia recibida y $\bar{G}_M$ de la fig 17, ref [95]).

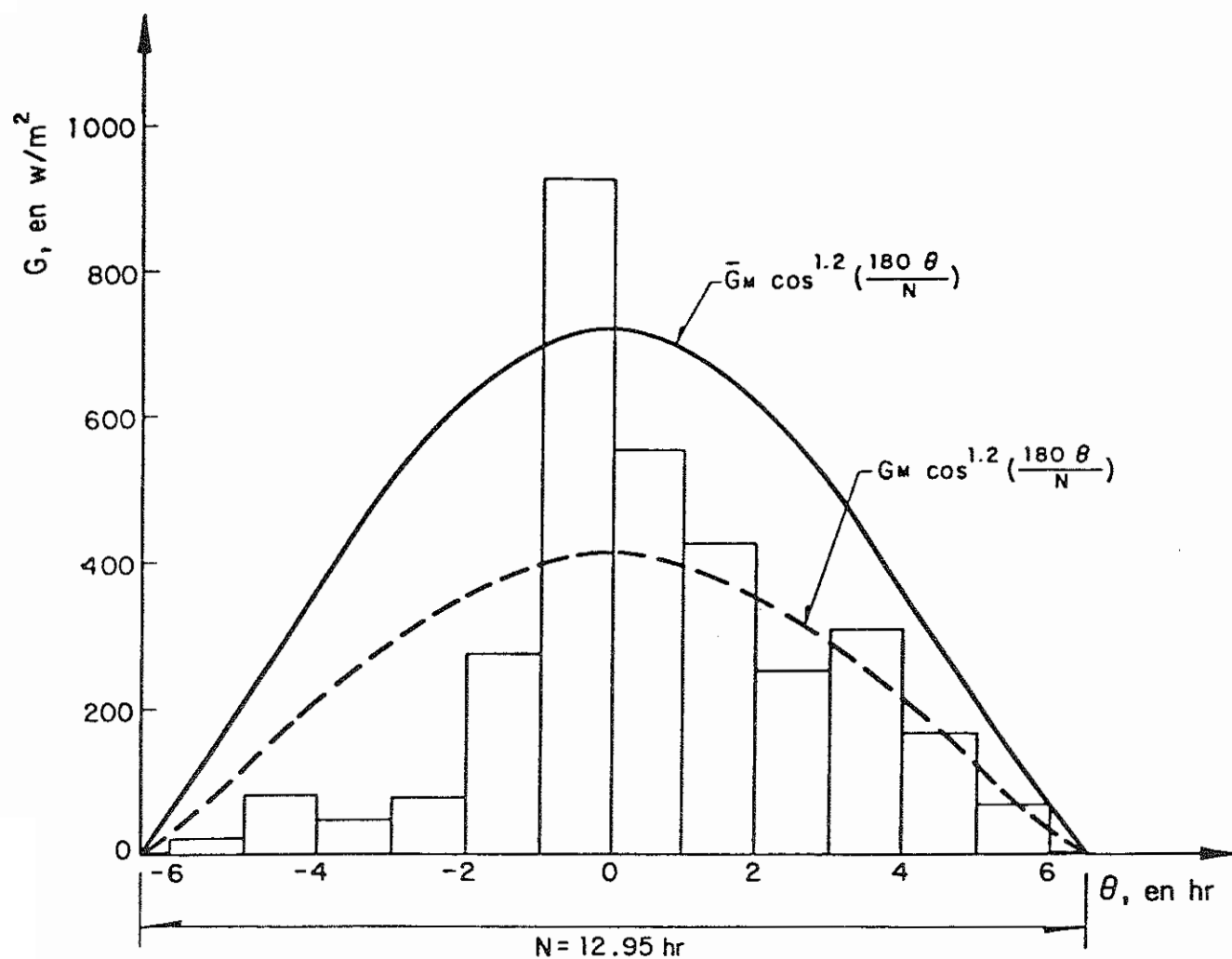


Fig 16. Comparación del modelo propuesto con datos obtenidos experimentalmente el 18 de mayo de 1982 en Ciudad Universitaria, México, D.F. (G_M calculado a partir de la irradiancia recibida ese día y $\bar{G}_M$ de la fig 17, ref {95}).

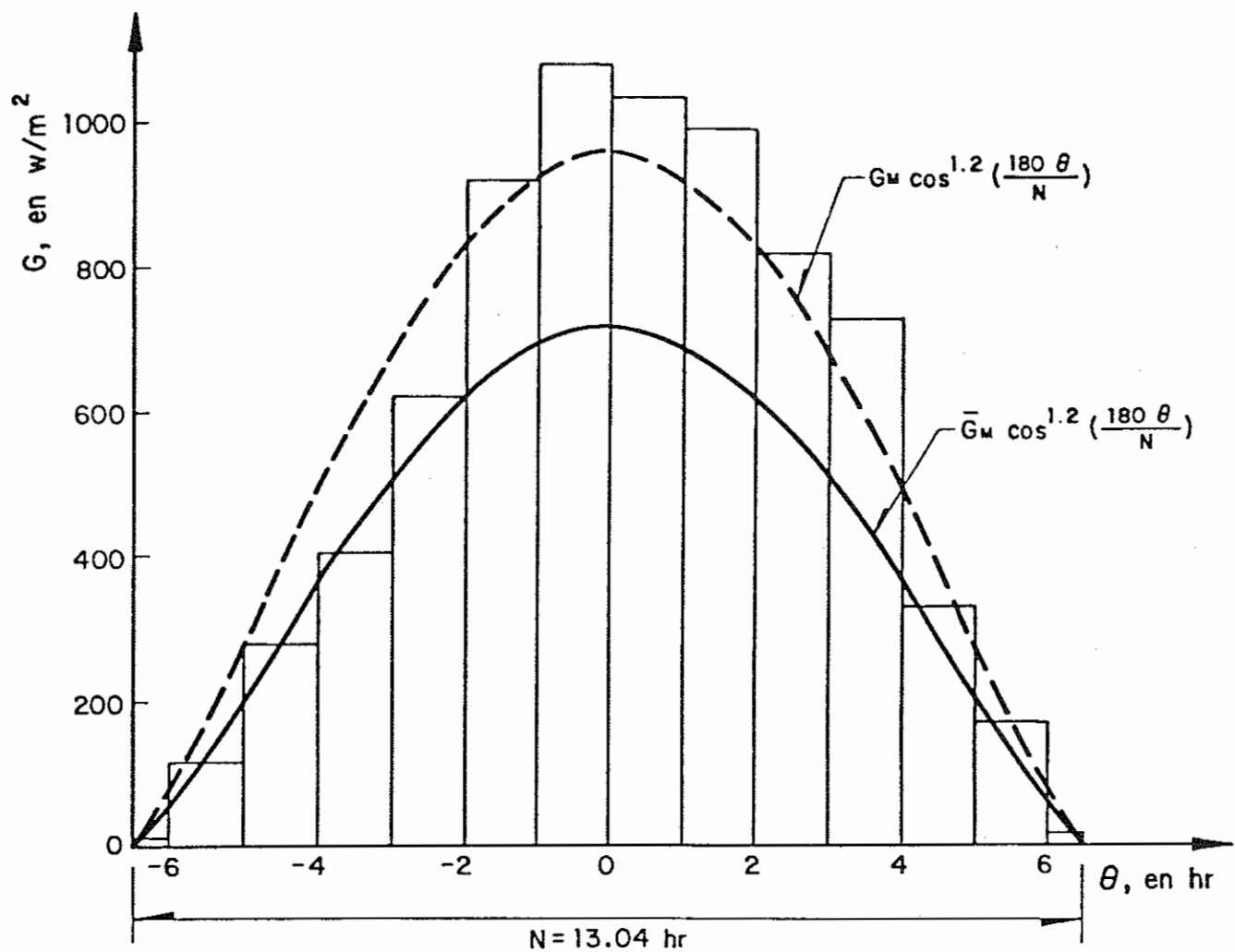
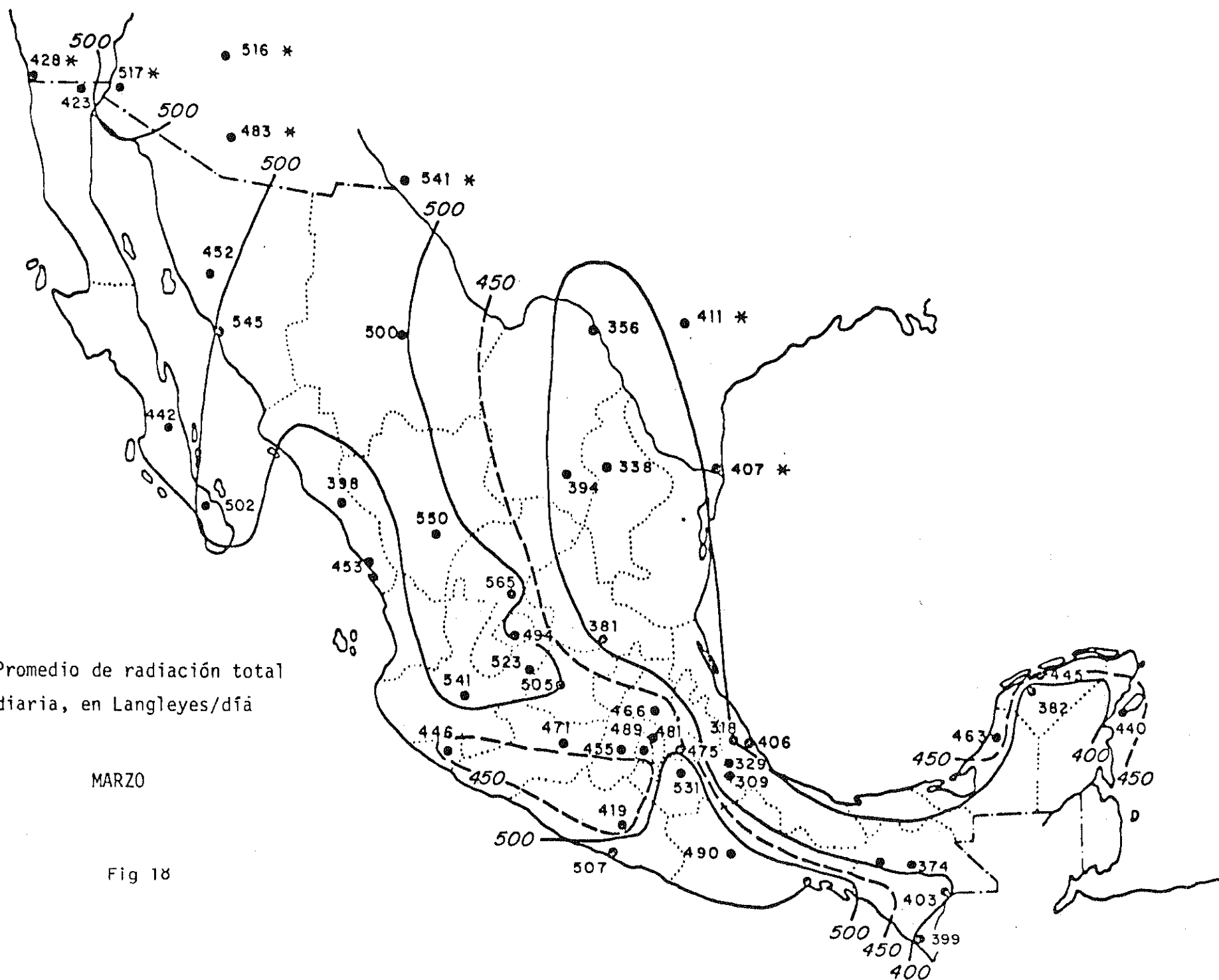


Fig 17. Comparación del modelo propuesto con datos obtenidos experimentalmente el 26 de mayo de 1982, siendo éste el día de mayor irradiancia en el mes, en Ciudad Universitaria, México, D.F. (G_M calculado a partir de la irradiancia recibida ese día y $\bar{G}_M$ de la fig 20, ref {95}).

MARZO

Fig 18



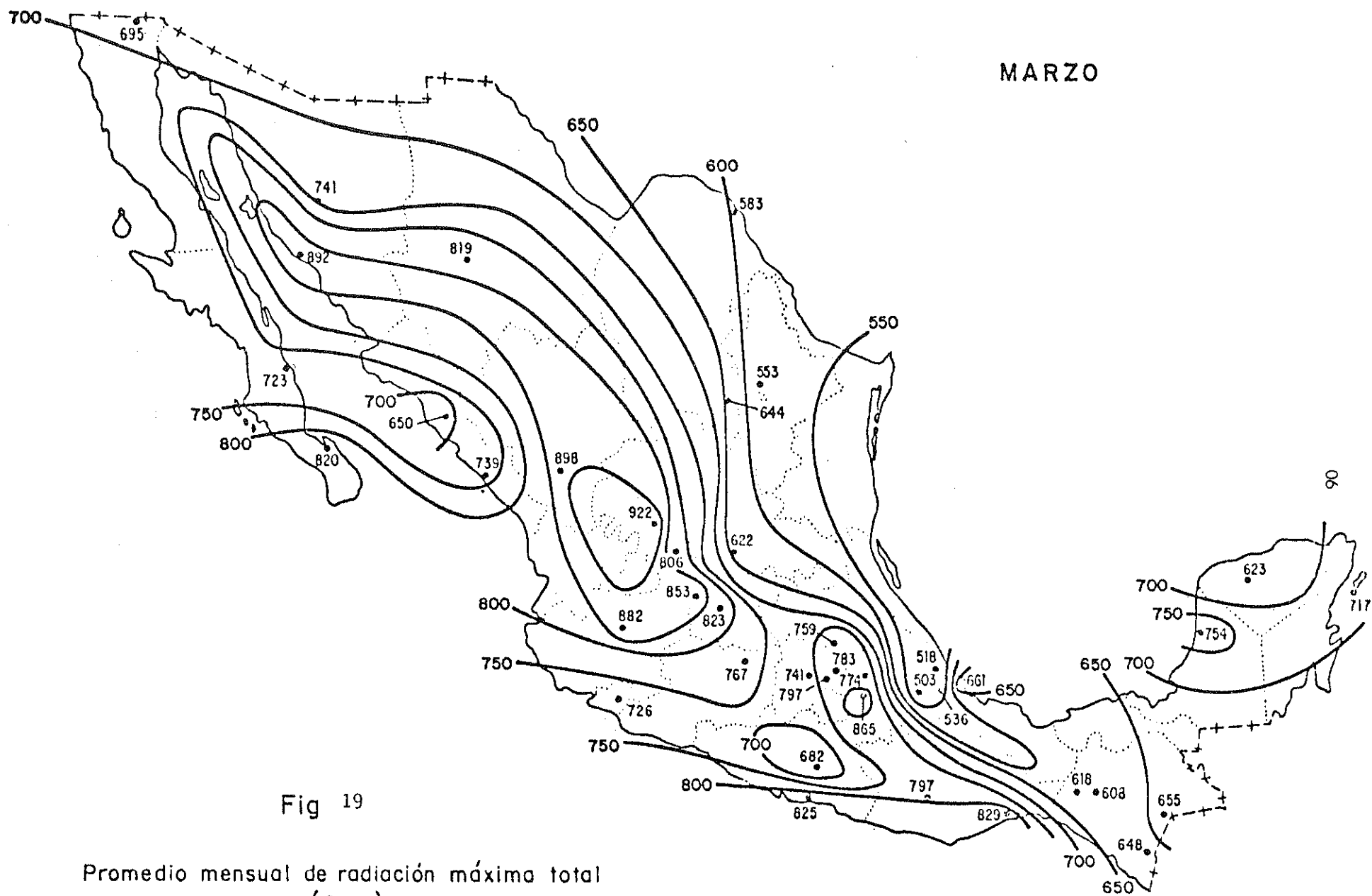


Fig 19

Promedio mensual de radiación máxima total
 (G_{Mt})

Watts por cada metro cuadrado (W/m^2)

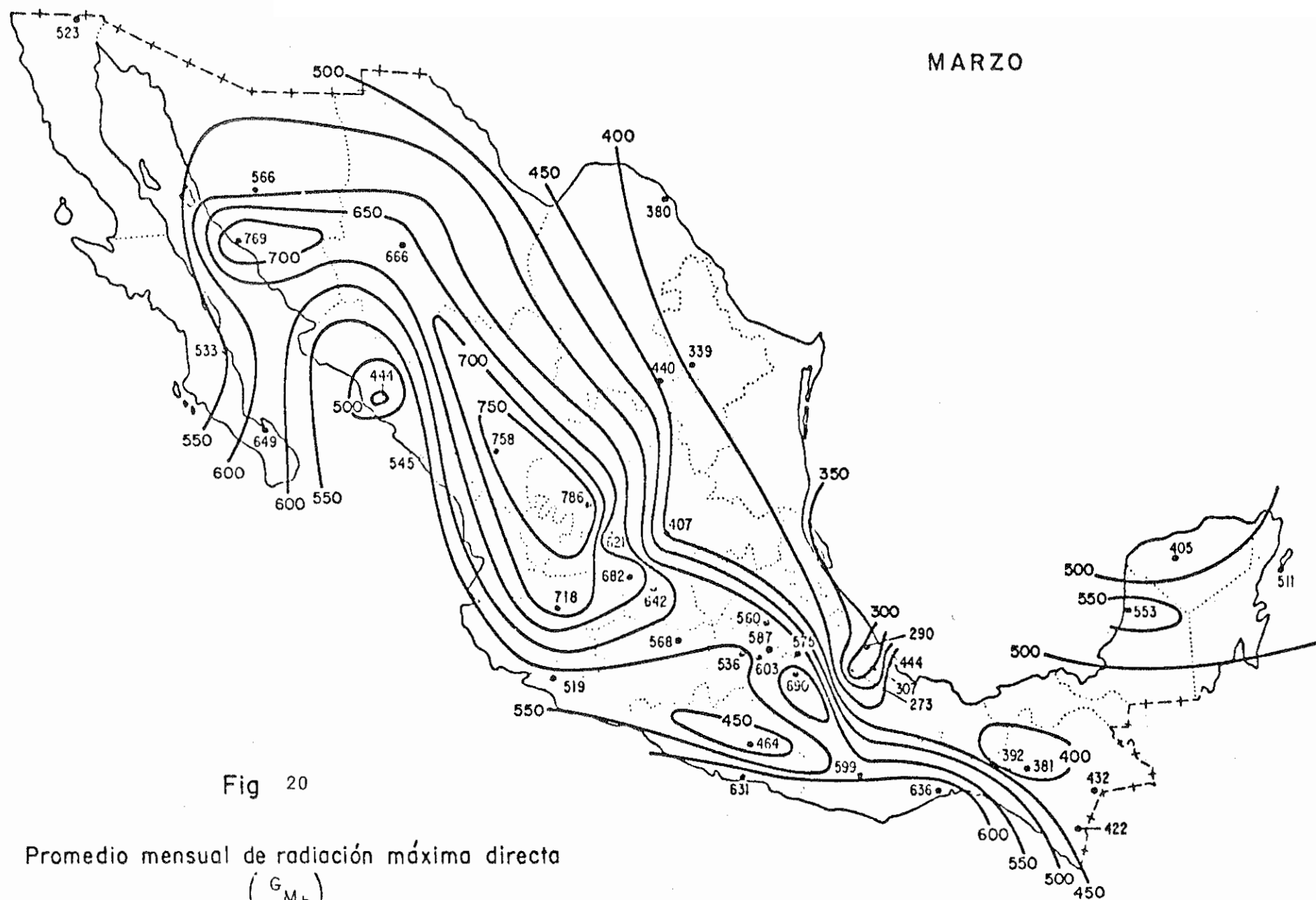


Fig 20

Promedio mensual de radiación máxima directa

(G_{Mb})

Watts por cada metro cuadrado (W/m^2)

6. BIBLIOGRAFIA

- {1} 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
- {2} Tarpley J.D., Estimating incident solar radiation at the surface from geostationary satellite data. J. Appl. Meteor. 18, 1172-1181 (1979)
- {3} Brakke T.W. y Kanesmasu E.T., Insolation estimation from satellite measurements of reflected radiation. Rem. Sens. Env. 11, 157-167 (1981)
- {4} Unsworth M.H., Variations in the short wave radiation climate of the U.K. U.K.-ISES., 18-36 (1975)
- {5} Kimball H.H., Measurements of solar radiation intensity and determination of its depletion by the atmosphere. Mon. Weather Rev. 58(2), 43-52 (1930)
- {6} Houghton H.G., On the annual heat balance of the northern hemisphere J. Meteor. 11(1), 1-9 (1954)
- {7} Robinson G.D., Absorption of solar radiation by atmospheric aerosol as revealed by measurements from the ground. Arch. Meteorol. Geophys. Bioklim. B 12, 19-40 (1962)
- {8} Braslow N. y Dave J.V., Effect of aerosols on the transfer of solar energy through realistic model atmospheres. J. Appl. Met. Part I: Non-Absorbing aerosols. Part II: partly-absorbing aerosols 12(4), 601-619 (1973)
- {9} Rizzi R. y Serio C., Solar direct irradiance at the ground a parametric approach. Solar Energy 25 (1), 15-20 (1980)
- {10} 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(1), 118-133 (1974)
- {11} Mc Donald J.E., Direct absorption of solar radiation by atmospheric water vapor. J. Meteor. 17 (3), 319-328 (1960)
- {12} Bird R.E y Hulstrom R.L., "Direct insolation models", Solar Energy Research Institute, Golden, Co., SERI/TR-335-334 pp 51 (1980), EUA
- {13} Hottel H.C., A simple model for estimating the transmittance of direct solar radiation through clear atmospheres. Solar Energy 18(2), 129-134, (1976)
- {14} Majumdar N.C. et al, Prediction of direct solar radiation for low atmospheric turbidity. Solar Energy, 13(4), 383-394 (1972)
- {15} Spencer J.W., Computer estimation of direct solar radiation on clear days. Solar Energy 13(4), 437-438 (1972)

- {16} King R. y Buckius R.O., Direct solar transmittance for a clear sky. Solar Energy 22(3), 297-301 (1979)
- {17} King R. y Buckius R.O., Diffuse solar radiation on a horizontal surface for a clear sky. Solar Energy 21(6), 503-509 (1978)
- {18} Suckling P.W. y Hay J.E., Modelling direct, diffuse and total solar radiation for cloudless days. Atmosphere 14, 298-308 (1976)
- {19} Sherry J.E. y Justus C.G., A simple hourly clear-sky solar radiation model based on meteorological parameters. Solar Energy 30(5), 425-428 (1983)
- {20} Hoyt D.V., A model for the calculation of solar global insolation. Solar Energy 21(1), 27-35 (1978). Errata, ibid 25(2), 193 (1980)
- {21} Paltridge G.W. y Proctor D., Monthly mean solar radiation statistics for Australia. Solar Energy 18(3), 235-243 (1976)
- {22} Daneshyar M., Solar radiation statistics for Iran. Solar Energy 21(4), 345-349 (1978)
- {23} Atwater M.A. y Ball J.T., A numerical solar radiation model based on standard meteorological observations. Solar Energy 21(3), 163-170 (1978)
- {24} Ibid J. Appl. Meteor. 13(2), 289-297 (1974)
- {25} Davies J.A., Schertzer W. y Núñez M., Estimating global solar radiation. Boundary-Layer Meteor. 9, 33-52 (1975)
- {26} Davies J.A. y Uboegbulam T., Parameterization of surface incoming radiation in tropical cloudy conditions. Atmosphere-Ocean 17(1), 14-23 (1979)
- {27} Davies J.A. y McKay D.C., Estimating solar irradiance and components. Solar Energy 29(1), 55-64 (1982)
- {28} Choudhury B.A., Parameterized model for global insolation under partially cloudy skies. Solar Energy 29(6), 479-486 (1982)
- {29} Hay J.E., A revised method for determining the direct and diffuse components of the total short wave radiation. Atmosphere 14, 278-287 (1976)
- {30} Suckling P.W. y Hay J.E., A cloud layer-sunshine model for estimating direct, diffuse and total solar radiation. Atmosphere 15(4), 194-207 (1977)
- {31} Pochop Larry O, y Milton D. Shanklin., Sky cover photographs: A new technique. Weatherwise 19, 198-203 (1966)
- {32} Barbaro S., Coppolino S., Leone C. y Sinagra E., An atmospheric model for computing direct and diffuse solar radiation. Solar Energy 22(3), 225-228 (1979). Errata ibid 25(3), 289 (1980)

- {33} Berland T.G. y Danilchenko V.Y., The continental distribution of solar radiation. Gidrometeoizdat, Leningrad (1961)
- {34} 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)
- {35} Sfeir A.A., Solar radiation in Lebanon, Solar Energy 26(6), 497-502 (1981)
- {36} Ideriah F.J.K., A model for calculating direct and diffuse solar radiation. Solar Energy 26(5), 447-452 (1981)
- {37} 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)
- {38} Kimball H.H., Variations in the total and luminous solar radiation with geographical position in the United States. Mon. Weather Rev. 47, 769-793 (1919)
- {39} Ångström A.K., Solar and terrestrial radiation. Quart J. Roy. Meteor. Soc 50, 121-125 (1924)
- {40} Ångström A.K., On computation of global radiation from the records of sunshine. Arkiv. Geophysik 3(23), 551-556 (1956)
- {41} Prescott, J.A., Evaporation from a water surface in relation to solar radiation. Trans. Roy. Soc. Aust. 64, 114-125 (1940)
- {42} 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)
- {43} Hamon R.W., Weiss L.L., y Wilson W.T. Insolation as an empirical function of daily sunshine duration. Mon. Wea. Rev 82(6), 141 (1954)
- {44} De Blichambaut, P.C., Rayonnement solaire et échanges radiatifs naturels, Monographies de Météorologie, Gauthier - Villars, Paris, 1963, 300 pp, Francia
- {45} Glover J. y McCulloch J.S.G., The empirical relation between solar radiation and hours of sunshine. Quart. J.R. Met. Soc. 84(360), 172-175 (1958)
- {46} Jáuregui E., La Radiación global en México. Revista Recursos Hidráulicos (SARH), Vol VII, No 2, pp 95-106, 1978, México
- {47} Viswanadham Y, y Ramanadham R., The relation between solar radiation and hours of bright sunshine at some tropical stations. Pure and Appl. Geophys. 74, 186-194 (1969)
- {48} Black J.N., Bonython C.W. y Prescott A. Solar radiation and the duration of sunshine. Quart J.R. Met. Soc. 80(344), 231-235 (1954)

- {49} Davies J.A., Estimation of insolation for West Africa. Quart J. Roy. Met. Soc. 91 (389), 359-363 (1965)
- {50} Smith G.W., Solar radiation and the duration of sunshine in Trinidad, West Indies. Quart. J. Roy. Met. Soc. 85(366), 421-423 (1959)
- {51} Ibid, 86(369), 415 (1960)
- {52} Linacre E.T., Climate and evaporation from Crops. J. Irrig. Drain Div. Am. Soc. Civ. Engr. 93, 61-79 (1967)
- {53} Ezekwe C.I., Clifford C.O. Ezeilo., Measured solar radiation in a Nigerian environment compared with predicted data. Solar Energy. 26 (2), 181-186 (1981)
- {54} Hawas M.M. y Muner T., Correlation between global radiation and sunshine data for India. Solar Energy 39 (3), 289-290 (1983)
- {55} Andreha A., Bartoli B., Coluzzi B., Cuomo V., Francesca M, y Serio C., Global solar radiation estimation from relative sunshine hours in Italy. Journal Appl. Met. 21 (10), 1377-1384 (1982)
- {56} Donald G.S. Chuah y Lee S.L. Solar radiation estimates in Malaysia Solar Energy 26(1), 33-40 (1981)
- {57} Vijay Modi y Sukhatme S.P., Estimation of daily total and diffuse insolation in India from weather data. Solar Energy 22 (5), 407-411 (1979)
- {58} Lof G.O.G., Duffie J.A. y Smith C.O., World distribution of solar energy. Solar Energy 10 27-37 (1966)
- {59} Coulson K.L., Solar and terrestrial radiation. Academic Press, New York (1975)
- {60} Duffie J.A. y Beckman W.A., Solar Engineering Thermal Processes Wiley, New York (1981)
- {61} Neuwirth F., The estimation of global and sky radiation in Austria. Solar Energy 24 (5), 421-426 (1980)
- {62} Rietveld H.R., A new method to estimate the regression coefficients in the formula relating radiation to sunshine. Agr. Meteorol. 19, 243-252 (1978)
- {63} Frère M. Rijks J.Q. y Rea J. Estudio agroclimatológico de la zona andina. Nota técnica 161, OMM-No 506, FAO/UNESCO/OMM, Roma (1975)
- {64} Da Mota F.S., Beirsdorf M.I.C. y Acosta H.J.C., Estimates of solar radiation in Brazil. Agr. Met. 18 (4), 241-254 (1977)
- {65} Hay J.E., Calculation of monthly mean solar radiation for horizontal and inclined surfaces. Solar Energy 23 (4), 301-307 (1979)

- {66} Exell R.H.B., The solar radiation climate of Thailand. Solar Energy 18 (4), 349-354 (1976)
- {67} Majmudar N.H. Availability of solar radiation and collection area requirement for a solar heating of a laboratory in Srinagar. Solar Energy 28 (3), 263-264 (1982)
- {68} Swartman R.K. y Ogunlade O., Solar radiation estimates from common parameters. Solar Energy 11 (3/4), 170-172 (1967)
- {69} Linacre E.T., Empirical relationships involving global-radiation intensity and ambient temperature at various latitudes and altitudes. Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol. 17 (1), 1-20 (1969)
- {70} Linacre E.T., Net radiation to various surfaces. J. Appl. Ecol. 6, 61-75 (1969)
- {70A} Riou C., The relationship between solar radiation and temperature. Some consequences. Ann. Natl. Rech. Agron 4(7), - (1974)
- {70B} Seco J. et al., Global solar radiation and the surface temperature. An. Edaf. Agrobiol. 39 (3,4), 697 - 703 (1980)
- {71} Reddy S.J., An empirical method for the estimation of total solar radiation. Solar Energy 13(2), 289-290 (1971)
- {72} Reddy S.J., y Rao K.R., An empirical method for estimation of evaporation from free surface of water. Indian J. Met. Geophys. 24 (2), 137-152 (1973)
- {73} Almanza R. y López S., Total solar radiation in Mexico using sunshine hours and meteorological data. Solar Energy 21 (5), 441-448 (1978)
- {74} Almanza R. y López S., "Radiación solar en la república mexicana mediante datos de insolación", Publicación Azul No 357, Series del Instituto de Ingeniería de la UNAM, México, Octubre de 1975, 20 pp México
- {75} Goldberg B., Klein W.H. y Mc Cartney R.D., A comparison of some simple models used to predict solar irradiance on a horizontal surface. Solar Energy 23(1), 81-83 (1979)
- {76} Reddy S.J., Estimation of global solar radiation. Solar Energy 26 (3), 279 (1981)
- {77} 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)
- {78} Barbaro S. et al., Global solar radiation in Italy. Solar Energy 20 (5), 431-43 (1978)
- {79} Paulin G., Simulation of solar energy at ground level. Atmosphere-Ocean. 18(4), 286-303 (1980).

- {80} Goldberg B. y Klein W.H., A model for determining the spectral quality of daylight on an horizontal surface at any geographic location. *Solar Energy* 24 (4), 351-357 (1980)
- {81} 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)
- {82} Liu, B.Y.H y Jordan, R.C., The interrelationship and characteristic distribution of direct, diffuse and total radiation, *Solar Energy*, 4(3), 1-19, 1960
- {83} Kalma J.D., Fleming P.M., A note on estimation the direct and diffuse components of global radiation. *Arch. Met. Geoph. Biokl. ser B*, 20(2), 191-205 (1972)
- {84} Page, J.K., Proceedings of the Un conference on new sources of energy. The estimation of monthly mean values of daily total short-wave radiation on vertical and inclined surface from sunshine records for latitudes 40°N - 40°S
- {85} 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)
- {86} Tuller, S.E., The relationship between diffuse, total and extra-terrestrial solar radiation. *Solar Energy*, 18, 259, 1976
- {87} Collares-Pereira, M. y Rabl, A., The average distribution of solar radiation-correlations between diffuse and hemispherical and between daily and hourly insolation values, *Solar Energy*, 22(2), 155-164, 1979
- {88} Iqbal, M. Correlation of average diffuse and beam radiation with hours of bright sunshine. *Solar Energy*, 23(2), 169-173 (1979)
- {89} Iqbal, M., Estimation of the monthly average of the diffuse component of total insolation on a horizontal surface, *Solar Energy*, 20(1), 101-105, 1978
- {90} Klein, S.A., Calculation of monthly average insolation on tilted surfaces, *Solar Energy*, 19(4), 325-329, 1977
- {91} Munroe, M.M., Estimation of totals of irradiance on a horizontal surface from U.K. average meteorological data, *Solar Energy*, 24 (3), 235-238, 1980 (corregida)
- {92} Exell, R.H.B., The solar radiation climate of Thailand, *Solar Energy*, 18(4), 349-354, 1976
- {93} Galindo, I., Comunicación personal, Información facilitada por el personal investigador a cargo de la base de datos solarimétricos del Instituto de Geofísica, UNAM, junio de 1982
- {94} Palacio, A, y Rodríguez, A., Estimación de la radiación solar y de la temperatura ambiente instantánea, *Memorias. IV Reunión Nacional de Energía Solar, UASLP, México, 1980*

- {95} Fernández J.L., y Estrada-Cajigal V., Cálculo de la radiación solar instantánea en la República Mexicana, Instituto de Ingeniería, UNAM, México, 1982
- {96} Scerri E, The radiation climate of Malta, Solar Energy, 28(4) 353-356, 1982
- {97} Ibid 31(1) 129-133, 1983
- {98} Driedger H.L. y Carchpole AJW, Estimation of solar radiation (received) from sunshine duration at Winnipeg, Meteorol. Mag 99, 285-291, 1970.