

00363

1

2₁



Universidad Nacional Autónoma de México

FACULTAD DE CIENCIAS

**LA RADIACION TERMICA ATMOSFERICA Y LA
RADIACION NETA EN LA SUPERFICIE TERRESTRE**

T E S I S

Que para obtener el grado de:

MAESTRIA EN CIENCIAS

(GEOFISICA)

P r e s e n t a :

ADOLFO CHAVEZ RODRIGUEZ

México, D. F.

1980

301025

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

XC5/C43 y 1980



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

LA RADIACION TERMICA ATMOSFERICA Y LA RADIACION NETA EN LA SUPERFICIE TERRESTRE

CONTENIDO

INTRODUCCION	1
CAPITULO I: LA RADIACION TERMICA ATMOSFERICA Y LA RADIACION EFECTIVA DE LA SU- PERFICIE TERRESTRE.	5
CAPITULO II: LA RADIACION NETA EN LA SUPERFICIE TERRESTRE.	29
CAPITULO III: ENSAYO DE LAS ECUACIONES EMPIRICAS EN LOCALIDADES MEXICANAS.	48
CONCLUSIONES	56
REFERENCIAS	60

LA RADIACION TERMICA ATMOSFERICA Y LA RADIACION NETA EN LA SUPERFICIE TERRESTRE

INTRODUCCION

Todos los procesos atmosféricos son de algún modo afectados por el intercambio de radiación térmica o radiación de onda larga (4 - 100 μ m). Entre aquellos procesos que son controlados, o clara y significativamente influenciados por la transferencia de radiación térmica, se tienen:

- 1) La circulación general de la atmósfera,
- 2) El enfriamiento atmosférico por divergencia del flujo de radiación térmica,
- 3) El enfriamiento nocturno a mesoescala,
- 4) La formación de niebla,
- 5) La modificación de las masas de aire, y
- 6) El mantenimiento de las inversiones.

Estos procesos atmosféricos son en mayor o menor medida afectados por el intercambio energético en la superficie terrestre, y tomando en consideración el importante papel que desempeña el intercambio radiativo de onda larga en el balance energético de la superficie, se hace necesario determinar este intercambio con la mayor precisión posible. En este trabajo se ventila el problema de la estimación de los flujos de onda larga en la superficie terrestre sin abundar en la

influencia de estos flujos en los procesos atmosféricos mencionados.

Por otra parte, el balance de radiación de onda larga de la superficie es componente del balance de radiación en todo el espectro (onda corta y larga), también conocido como radiación neta en la superficie terrestre. La radiación neta influye considerablemente en los factores determinantes del clima, y su evaluación es de gran importancia particularmente para:

- 1) La determinación de la distribución de la temperatura en el suelo y en las capas de aire contiguas,
- 2) El cálculo de la evaporación y el de la razón de fusión de la nieve,
- 3) El pronóstico de heladas y de niebla, y
- 4) El estudio del efecto de la radiación sobre la vida animal y vegetal.

En los estudios de balance de energía de la superficie terrestre es substancial el conocimiento preciso de la magnitud de la radiación neta, ya que representa la cantidad de energía radiante que es retenida en la superficie y que está implicada en procesos tales como la transferencia de calor latente y sensible, así como en la fotosíntesis, respiración y almacenamiento de calor por la cubierta vegetal.

La determinación de la radiación térmica y de la radiación neta se puede efectuar por mediación directa empleando instrumentos llamados pirgeómetros y balancímetros. Sin embargo, dado que exis

ten pocas localidades en el mundo donde se cuenta con este instrumental, y dada la dificultad que representa instalar y ampliar las redes de estaciones radiométricas (por su costo y el mantenimiento especializado que requieren), se ha hecho uso de métodos teóricos simplificados para calcular estos tipos de radiación. Entre estos métodos se encuentran las llamadas Cartas de Radiación, las cuales proporcionan una buena aproximación a los valores reales de radiación térmica, pero, así como otros métodos teóricos, requieren de **información** acerca del perfil vertical de temperatura y humedad en la atmósfera. Esta información sólo se adquiere de manera sistemática en las estaciones de radiosondeo. El cálculo teórico de la componente solar (onda corta) de la radiación neta entraña problemas operacionales considerables; muchos de los procesos de extinción de la radiación en la atmósfera no son completamente conocidos, y además frecuentemente falta información concerniente a la naturaleza y cantidad precisa de los constituyentes atmosféricos que afectan los procesos. Al mismo tiempo, la complejidad inherente a las ecuaciones teóricas las hace muy difíciles de manejar.

En virtud de que en la mayoría de las localidades en donde se requiere determinar la radiación térmica y/o la radiación neta no existen estaciones radiométricas ni es posible utilizar algún método teórico (dada la falta de información sobre las variables implicadas), se ha venido extendiendo el empleo de los métodos empíricos, los

cuales, aprovechando una asociación causal entre dos o más variables (v.g. radiación térmica atmosférica con temperatura del aire en el abrigo meteorológico, radiación neta con radiación solar global, etc.), son capaces de proporcionar una buena estimación de los tipos de radiación mencionados. Estos métodos tienen una aplicabilidad mucho mayor que los métodos teóricos debido a que generalmente sólo dependen de datos tomados cerca de la superficie terrestre.

Es el propósito de esta tesis hacer una revisión de los trabajos relevantes relacionados con el cálculo empírico de la radiación térmica atmosférica y de la radiación neta, mostrar el estado actual del problema, analizar la fundamentación teórica de las distintas ecuaciones propuestas, discutir los aspectos relacionados con la aplicabilidad y las limitaciones de estas ecuaciones, y discernir el poder explicativo, descriptivo y predictivo de los modelos empíricos.

Un objetivo adicional es el de ensayar en localidades mexicanas las ecuaciones empíricas propuestas. Con datos observacionales pertinentes, adquiridos en Ciudad Universitaria, D.F. y en Chihuahua, Chih. durante el año de 1976, se plantea verificar el desempeño de estas ecuaciones y derivar las constantes empíricas para cada localidad, época del año y tipo de suelo.

CAPITULO I. - LA RADIACION TERMICA ATMOSFERICA Y LA RADIACION EFECTIVA DE LA SUPERFICIE TERRESTRE.

Las fuentes de radiación térmica o radiación de onda larga ($4 \mu m \leq \lambda \leq 100 \mu m$) en la atmósfera son la atmósfera misma y la superficie terrestre. Los principales componentes gaseosos de la atmósfera (nitrógeno y oxígeno) no emiten radiación térmica. Sin embargo la atmósfera contiene algunos componentes variables que producen intensa radiación térmica. Entre estos componentes variables se tiene principalmente el vapor de agua, el bióxido de carbono y el ozono. Aunque la cantidad de estos gases en la atmósfera es relativamente pequeña (el vapor de agua en la baja atmósfera varía entre ~ 0 hasta 4% por volumen de aire; el bióxido de carbono constituye en promedio un 0.03% por volumen de aire seco; y el ozono aproximadamente 1.0×10^{-6} %) su emisión de radiación térmica es de la mayor importancia para el balance de calor entre la superficie terrestre y la atmósfera. Al flujo total de radiación térmica sobre la superficie terrestre se le llama radiación térmica atmosférica o emisión atmosférica. En lo sucesivo denotaremos esta cantidad por L .

Como fuentes de radiación térmica, ni la superficie terrestre ni la atmósfera pueden ser consideradas como "cuerpos negros" (aque-llos que absorben completamente toda la radiación que incide sobre ellos). Sin embargo, el estudio del espectro de emisión de onda larga de varias superficies ha mostrado que la superficie terrestre puede ser representada adecuadamente por un "cuerpo gris". Esto significa que su emisión a todas las longitudes de onda difiere por el mismo fac-

tor de la emisión de cuerpo negro a la misma temperatura. Al flujo radiativo de esta superficie se le llama radiación de la superficie terrestre B_s y se expresa, de acuerdo con la Ley de Kirchhoff, como

$$B_s = \int \sigma T_s^4 \quad (1.1)$$

donde \int es la emisividad o absorptividad de la superficie (coeficiente que denota el poder de emisión o absorción), σ es la constante de Stefan-Boltzmann y T_s es la temperatura de la superficie. Ya que la absorptividad (emisividad) de la superficie terrestre es menor que la unidad, esta superficie refleja una cierta fracción de la radiación de onda larga que incide sobre ella.

Para propósitos prácticos es muy importante determinar la magnitud del intercambio radiativo de calor entre la superficie terrestre y la atmósfera. Esta cantidad se caracteriza mediante el concepto de radiación efectiva o pérdida neta de onda larga de la superficie terrestre. La radiación efectiva F es la diferencia entre la radiación de la superficie terrestre y la parte de la radiación térmica atmosférica absorbida por esta superficie. Se define también como la diferencia entre los flujos ascendente y descendente de radiación térmica en la superficie terrestre. Las dos definiciones son idénticas. La radiación efectiva se expresa entonces como

$$F = B_s - \int L \quad (1.2)$$

La determinación de los flujos de radiación térmica en la at-

atmósfera se puede llevar a cabo teórica o empíricamente. En este trabajo se analiza básicamente el aspecto empírico. Las fórmulas teóricas se derivan generalmente del espectro de emisión de los gases radiantes y sólo se pueden utilizar cuando los perfiles verticales de temperatura y humedad en la atmósfera hasta una altura de alrededor de 7 Km se conocen mediante el radiosondeo. Las fórmulas empíricas son generalmente representaciones estadísticas de la correlación entre la radiación observada y parámetros de superficie como la temperatura y la humedad del aire a la altura del abrigo meteorológico (1.5 - 2m). Aunque una fracción apreciable de la radiación térmica atmosférica proviene del dióxido de carbono no es necesario incluir explícitamente a este gas en la formulación. La actividad efectiva del dióxido de carbono, a sus concentraciones y a temperaturas atmosféricas, se reduce a una banda muy intensa y bien definida centrada en $15 \mu\text{m}$ aproximadamente, lo cual determina la gran opacidad de este gas; y así, la componente de la radiación térmica atmosférica proveniente del mismo se origina inmediatamente por encima del suelo, y por tanto a una temperatura muy aproximada a la del aire en el abrigo meteorológico. La contribución del dióxido de carbono queda entonces representada con precisión aceptable en términos de la temperatura del aire en el abrigo únicamente. Asimismo, el ozono emite básicamente en una banda intensa pero relativamente muy estrecha alrededor de $9.6 \mu\text{m}$; los cálculos teóricos han revelado que la contribución de esta banda a los flujos de radiación térmicas es insignificante.

CIELO DESPEJADO

El análisis de los resultados observacionales muestra que para condiciones de cielo despejado existe una correlación relativamente alta entre la radiación térmica atmosférica (o la radiación efectiva de la superficie terrestre), la temperatura del aire y la tensión del vapor de agua a la altura del abrigo meteorológico. Esta correlación es particularmente alta entre estos tipos de radiación y la temperatura del aire en el abrigo T (ver fig. 1.1 tomada de Chacko [1]). La fig. 1.2, tomada de M.E. y T.G. Berlyand [2], muestra la dependencia de los valores medios de $F_0/\sigma T^4$ con la tensión del vapor de agua e a la altura del abrigo encontrada por diferentes investigadores. En todos los casos el carácter cualitativo de esta relación es el mismo. De acuerdo con Kondratyev [3], las diferencias entre las curvas son debidas principalmente a los diferentes métodos de medición empleados.

Esta correlación hace posible determinar la radiación efectiva con cielo despejado por medio de la siguiente ecuación general:

$$F_0 = \sigma T^4 f(e) \quad (1.3)$$

donde $f(e)$ es una función de la tensión del vapor de agua.

La radiación térmica atmosférica se puede expresar en una forma similar:

$$L_0 = \sigma T^4 \epsilon(e) \quad (1.4)$$

donde a ϵ se le conoce como la emisividad efectiva de la atmósfera, esto es, la razón entre la radiación térmica atmosférica y la radiación de cuerpo negro a la temperatura del aire en el abrigo meteorológico.

Las ecuaciones empíricas de Ångström [4] y de Brunt [5] tienen la misma forma que las ecuaciones generales (1.3) y (1.4). La ecuación de Ångström para la radiación térmica atmosférica con cielo despejado aparece como

$$L_0 = \sigma T^4 (A - B \cdot 10^{-Ce}) \quad (1.5)$$

con e (en mm), y donde A, B y C son constantes empíricas.

Una ecuación similar para la radiación efectiva con cielo despejado es como sigue

$$F_0 = \sigma T^4 (A' + B \cdot 10^{-Ce}) \quad (1.6)$$

donde $A' = 1 - A$.

Estas constantes empíricas varían dentro de un amplio rango de valores debido, según Kondratyev [3], al hecho que la ecuación no toma en cuenta todos los posibles factores físicos (por ejemplo, la estratificación vertical de la temperatura y la humedad) que afectan ambos tipos de radiación y a la variedad de los métodos empleados por los distintos investigadores. Ångström [6] proporciona los siguientes valores para las constantes de la ecuación 1.5: $A = 0.79$, $B = 0.26$ y $C = 0.069$.

La ecuación empírica propuesta por Brunt para el cálculo de la radiación térmica atmosférica con cielo despejado es como sigue

$$L_o = \sigma T^4 (a + b\sqrt{e}) \quad (1.7)$$

con e (en mb), y donde a y b son constantes empíricas.

Para la radiación efectiva con cielo despejado se tiene

$$F_e = \sigma T^4 (a' - b\sqrt{e}) \quad (1.8)$$

donde $a' = 1 - a$.

Las constantes empíricas de la ecuación de Brunt obtenidas por varios investigadores varían también dentro de un amplio rango de valores. Las constantes originales de Brunt son $a = 0.52$ y $b = 0.065$.

Las ecuaciones empíricas han sido en cierta manera generalizadas tomando en cuenta la emisividad de la superficie terrestre y la existencia de un cambio repentino de la temperatura del aire con la altura en la vecindad de la superficie terrestre, el cual puede ser considerado como un "salto" de temperatura. Incluyendo estos dos factores, la ecuación general (1.3) se puede presentar como

$$F_e = \delta\sigma [T_s^4 + (T_s^4 - T^4)] \approx \delta\sigma T^4 (e) + 4\delta\sigma T^3 (T_s - T) \quad (1.9)$$

donde T_s es la temperatura de esta superficie.

Es evidente que las ecuaciones de Ångström y Brunt niegan cualquier dependencia de ϵ con la temperatura, excepto a través de e . En el caso de una atmósfera isotérmica infinita ϵ sería siempre la unidad,

e independiente de la temperatura sólo si la atmósfera fuera de una grisura constante. En cualesquiera otras circunstancias, incluyendo la atmósfera real (ver fig. 1.3), ϵ tiene que ser, en principio, dependiente de la temperatura. Esta dependencia, según Swinbank [7], no puede pasar inadvertida en una relación empírica.

Brunt fundamentó la forma de su ecuación en el hecho que la solución de los problemas de conducción inestable de calor involucra frecuentemente la raíz cuadrada de la difusividad térmica; y como supuso que la transferencia de radiación en la atmósfera es análoga a la conducción molecular, el coeficiente que reemplaza a la difusividad se presenta entonces como inversamente proporcional a la tensión del vapor de agua. Por lo cual, Brunt tomó una relación lineal, esto es, la relación más simple posible, entre la radiación térmica atmosférica y la raíz cuadrada de la tensión del vapor de agua. Sin embargo, Kondratyev [3] demostró, a la luz de conceptos precisos de la teoría de transferencia de radiación térmica en la atmósfera, que la analogía hecha por Brunt adolece de serias limitaciones.

Por su parte, Swinbank [7] afirma que otra característica inquietante de las ecuaciones de Ångström y Brunt, que pone en duda la base física de su formulación, es la amplia variación de sus constantes empíricas con la localidad.

Con base en los resultados observacionales de Bannon [8], Bannon y Steele [9], Dines y Dines [10] y los suyos propios, Swinbank sugiere que dentro del rango de humedad que ocurre en la atmósfera, la radiación térmica atmosférica con cielo despejado es una función de la temperatura

del aire al abrigo únicamente. De observaciones hechas en Aspendale y Kerang (Australia) y en el Océano Indico, Swinbank relaciona L_0 con la sexta potencia de T :

$$L_0 = 5.31 \times 10^{-14} T^6 \text{ mW cm}^{-2} \quad (1.10)$$

Puesto que la línea de regresión de L_0 con T^6 pasa por el origen al extrapolar, y que la pendiente obtenida al ensayar esta regresión con datos de Benson (Reino Unido) difiere de la constante de la ec. (1.10) por sólo 0.10×10^{-14} , Swinbank estimó que su fórmula era suficientemente general y que podía proporcionar la universalidad de que carecen la de Ångström y la de Brunt.

Aunque Swinbank no dió una justificación teórica de la dependencia de ϵ con T^2 implicada en la ec. (1.10), Gates [11] intentó darla, estableciendo que la razón de que la potencia de T en (1.10) sea mayor que 4 es la intensificación de la banda de vapor de agua centrada en $6.3 \mu\text{m}$. Afirmando que en virtud de que la emisión monocromática de radiación varía con una potencia de T mayor que 4 en longitudes de onda más cortas que la modal, y con una potencia menor que 4 en longitudes de onda más largas que la modal, la fuerte banda del vapor de agua en $6.3 \mu\text{m}$, por abajo del modo característico de $10 \mu\text{m}$ de la radiación de cuerpo negro a 300°K , provoca que el espectro entero radíe a una potencia promedio de T mayor que 4.

Sin embargo, resultados de Ido y Jackson [12] indican la existencia de una relación lineal entre L_0 y T^4 en la región de 223

a 353°K, indicando también que a muy bajas temperaturas ($< 223^{\circ}\text{K}$) L_0 varía con una potencia de T menor de 4, de donde concluyen que no hay justificación teórica para que la potencia de T sea mayor que 4 para ninguna temperatura del aire que pueda ser alcanzada sobre la Tierra. Estos autores afirman que la relación de Swinbank (1.10) está lejos de ser universal, ya que los valores que ella predice logran exceder, a partir de ciertas temperaturas, los límites teóricos impuestos a la emisión térmica de la atmósfera, los cuales son, la radiación de cuerpo negro como límite superior, y la radiación atmosférica mínima calculada a partir del espectro de emitancia de la atmósfera a aproximadamente 0°C, que se presenta en la fig. 1.3, como límite inferior (consideran que este espectro de emitancia representa la contribución mínima del vapor de agua atmosférico).

Ya que Dorsey [13] ha señalado que para longitudes de onda mayores que $1 \mu\text{m}$ el hielo y la nieve radían aproximadamente como un cuerpo negro, y considerando que normalmente el vapor de agua en el aire cambia a una estructura cristalina al bajar la temperatura de 273°K, Idso y Jackson postulan que cuando la temperatura del aire decrece por abajo de 273°K la emisión atmosférica se aproximará otra vez a la emisión de cuerpo negro (ver fig. 1.4). Apoyándose en los resultados de Robinson [14] y de Monteith [15], utilizando la ecuación de Osborne-Meyers citada por Dorsey [13], y suponiendo que la tensión real del vapor varía con la temperatura en una forma similar a la tensión del vapor de saturación, Idso y Jackson concluyen que se podría esperar que la emisividad efectiva de la atmósfera por encima de 273°K varíe como

$$\epsilon = 0.527 + 0.161 \exp \left[2.45 \left(1 - \frac{273}{T} \right) \right] \quad (1.11)$$

de donde postulan que inmediatamente por encima de 273°K la radiación atmosférica puede ser descrita por una función exponencial de la temperatura, y suponiendo, como primera aproximación, que la variación de ϵ alrededor de 273°K es simétrica, proponen

$$L_o = \sigma T^4 \left\{ 1 - c \exp \left[-d (273 - T)^2 \right] \right\} \quad (1.12)$$

donde c y d son constantes empíricas. Elevando al cuadrado el término con T en la exponencial se asegura la simetría y sustrayendo la exponencial de 1 se relaciona con la emisión de cuerpo negro. Idso y Jackson afirman que la ecuación (1.12) satisface las limitaciones teóricas impuestas a la emisión térmica de la atmósfera.

En la fig. 1.4 se muestra el ajuste de la ecuación de Idso-Jackson a los datos de Swinbank [7], incluyendo también datos a baja temperatura de Alaska y a alta temperatura de Arizona. Las constantes obtenidas fueron $c = 0.261$ y $d = 7.77 \times 10^{-4}$ con un coeficiente de correlación de 0.992. Idso y Jackson concluyen que la ecuación (1.12) con las constantes anteriores, describe una relación general entre la radiación térmica atmosférica con cielo despejado y la temperatura del aire al nivel del abrigo meteorológico que debe ser válida en cualquier latitud y para cualquier temperatura del aire alcanzada sobre la Tierra.

Subsecuentes estudios realizados por Paltridge [16] en Aspendale revelan que la ecuación de Swinbank (1.10) es bastante precisa en condiciones nocturnas, bajo las cuales fue derivada, pero produce una desviación sistemática cuando se aplica en condiciones diurnas. Paltridge afirma que la suposición implicada en la ecuación de Swinbank, que la temperatura

del aire al abrigo es una buena aproximación a la temperatura del medio radiante, no es correcta en general, y que una temperatura más representativa del "centro de gravedad" de la emisión sería la temperatura del aire a un nivel más alto en la atmósfera, quizá a unos 200 ó 300 m, dependiendo la altura exacta de la distribución vertical de la humedad. La ecuación de Swinbank está basada en datos nocturnos y por tanto sesgada hacia condiciones de inversión, pero es de esperarse que en condiciones diurnas (disminución de la temperatura con la altura) la temperatura del "centro de gravedad" sea más baja (relativa a la temperatura del aire al abrigo), y que esta expresión, al estar basada en datos nocturnos, sobreestime L_0 durante el período diurno. Paltridge concluye que una "corrección" a la ecuación de Swinbank se puede llevar a cabo simplemente sumando o restando la desviación, apropiada para cada hora del día, que obtiene en sus resultados. Concluye además que no hay razón para suponer que una corrección similar no sea requerida para otras ecuaciones empíricas, agregando que la corrección puede no ser válida para aquellos casos en que posiblemente la ecuación de Swinbank no es aplicable, esto es, en condiciones desérticas muy secas.

Con el fin de verificar las aseveraciones de Paltridge, Idso [17] realizó observaciones en condiciones desérticas (secas) en Phoenix, Arizona durante la época invernal. Empleando la ecuación de Idso-Jackson (1.12) encontró que se obtenían desviaciones similares en forma y magnitud, aunque ostensiblemente desplazadas en el tiempo, a las obtenidas por Paltridge en Aspendale durante el Verano utilizando la ecuación de Swinbank (ver fig. 1.6). Ya que las ecuaciones de Swinbank e Idso-Jackson

brindan resultados esencialmente idénticos para temperaturas del aire por encima de 0°C , y que los datos fueron obtenidos con diferentes técnicas y bajo las diferentes condiciones ambientales de Aspendale y Phoenix, Idso concluye que la explicación dada por Paltridge a estas discrepancias es correcta, esto es, que hay una variación de la noche al día en la altura del "centro de gravedad" de la emisión atmosférica, y por lo tanto, la aproximación entre la temperatura del aire al abrigo y la temperatura de este centro de gravedad también varía. Afirma además, basado en observaciones de la marcha diurna de la temperatura del aire durante el Invierno y el Verano en Phoenix, que el retraso de las desviaciones de Invierno con respecto a las de Verano es producto de un más tardío cruzamiento entre la temperatura del aire en superficie y la temperatura a un nivel superior (que supone más cercano al centro de gravedad de la emisión), producto de un más tardío rompimiento de la inversión térmica en el Invierno con respecto al Verano; de donde concluye que la explicación dada por Paltridge no sólo predice la aparición de las desviaciones, sino que también predice con una gran precisión el momento de su aparición.

En otro trabajo, Idso [18] discute la aplicabilidad de las ecuaciones de Ångström, Brunt, Swinbank e Idso-Jackson, las dos primeras basadas en la temperatura del aire y la tensión del vapor de agua a la altura del abrigo, y las dos últimas basadas en la temperatura del aire únicamente. Afirma que, del trabajo original de Swinbank [7] así como de las subsecuentes discusiones del mismo [19, 20], ha lle-

gado a ser evidente, como ha sido reafirmado por Deacon [21], que dos hipótesis pueden ser invocadas para explicar el relativo éxito de las ecuaciones de Swinbank e Idso-Jackson las cuales, como se ha dicho, relacionan L_0 con la temperatura del aire al abrigo únicamente. La primera es el "efecto opacidad", el cual postula que "el espesor de la capa atmosférica superficial que contiene el suficiente vapor de agua para proporcionar emisión completa efectiva en las bandas de onda larga es siempre tan poco profundo que la temperatura del aire en la capa difiere muy poco de la temperatura del aire en superficie". Siendo consecuencia de este efecto que la cantidad de vapor de agua por encima de esta capa sea irrelevante en la formulación. La segunda hipótesis es que existe una correlación entre la temperatura del aire en superficie y la cantidad de vapor de agua que hay por encima, lo cual también elimina la necesidad de considerar la tensión del vapor explícitamente. Deacon analizó el problema y concluye que la segunda hipótesis es la responsable del éxito relativo de la ecuación de Swinbank. Idso y Jackson [12] también invocaron esta hipótesis en la derivación de su ecuación. Sin embargo, Idso afirma que posteriores resultados observacionales indican que es una combinación de ambos efectos la que permite a las ecuaciones (1.10) y (1.12) desempeñarse adecuadamente en muchas situaciones pero también fallar en otras. Idso concluye que es una ruptura de la correlación entre la temperatura del aire y la tensión del vapor a la altura del abrigo, y no del efecto opacidad, la que ocasiona a veces estimaciones pobres de L_0 mediante las ecuaciones de Swinbank e Idso-Jackson; pero que, sin embargo, el efecto opacidad

es un factor importante en la ruptura de esta correlación, debido a la existencia de una variación diurna en el perfil vertical del agua precipitable que lleva a una reducción de la humedad específica en superficie a partir del momento en que se rompe la inversión térmica matutina. Todo esto lo lleva a proponer una versión modificada del efecto opacidad: "el espesor de la capa atmosférica superficial que contiene el suficiente vapor de agua para proporcionar emisión completa efectiva en las bandas de onda larga no es siempre tan poco profundo como para que la temperatura del aire en la capa difiera sólo levemente de la temperatura del aire en superficie, aunque sigue siendo lo suficientemente poco profundo para hacer irrelevante la cantidad total de vapor de agua que haya por encima de la capa". Así, los éxitos y las fallas de las ecuaciones de Swinbank e Idso-Jackson, las cuales dependen sólo de T como variable independiente, están ligadas a la correlación tensión del vapor-temperatura del aire a través de un "efecto opacidad modificado". De lo anterior se desprende que las ecuaciones que dependen sólo de T no se desempeñarán tan bien como aquellas que dependen tanto de T como de e ; aunque esta conclusión debe ser tomada con reservas, ya que Idso también mostró que las constantes empíricas de las ecuaciones que dependen de T y e , como las de Ångström y Brunt, no sólo varían ampliamente con la localidad sino también con la época del año. Por lo que estas ecuaciones con constantes obtenidas para el Verano no producirán estimaciones adecuadas durante el Invierno; mientras que las ecuaciones de Swinbank e Idso-Jackson, con constantes fijas, se comportan mejor cuando se aplican a través del año entero (Verano e Invierno). De don

de Idso concluye lo siguiente:

- a) Las ecuaciones de Ångström y Brunt pueden ser más útiles cuando se aplican a una área específica o en una escala de tiempo más pequeña.
- b) Las ecuaciones de Swinbank e Idso-Jackson son más útiles en un contexto climatológico o geográfico.

De las comparaciones entre la ecuación de Ångström con la de Brunt, y la de Swinbank con la de Idso-Jackson concluye:

- c) Las ecuaciones de Ångström y Brunt producen resultados prácticamente idénticos; sin embargo, la de Brunt tiene la ventaja que involucra sólo dos constantes empíricas, mientras que la de Ångström involucra tres.
- d) Tanto la ecuación de Swinbank como la de Idso-Jackson son adecuadas para aplicarse con temperaturas sobre 0°C; mientras que para aplicarse bajo 0°C es preferible usar la de Idso-Jackson.

El punto de partida de la ecuación de Brunt (y de Ångström) es que la atmósfera es un radiador gris con una emisividad dependiente de la tensión del vapor de agua. Sin embargo, Wartena et al. [22] manifiestan que no ha sido excluido a priori que podría existir una cantidad de radiación térmica procedente de la atmósfera independiente de la temperatura del aire en el abrigo, por lo que extendieron las ecuaciones de Brunt y de Swinbank agregándoles un término constante. La de Brunt queda como

$$L_0 = a\sigma T^4 + b\sigma T^4 \sqrt{e} + c \quad (1.13)$$

y la de Swinbank como

$$L_0 = \alpha\sigma T^4 + \beta \quad (1.14)$$

donde a , b , c , α y β son constantes empíricas.

Wartena et al. examinaron, basados en dos años de observaciones en Deelen (Holanda), las ecuaciones de Brunt y de Swinbank y seis modificaciones de ellas. Las siguientes formas de la ecuación (1.13) fueron consideradas, donde 0 significa que las constantes correspondientes no fueron tomadas: (a, b, c) , $(a, b, 0)$, $(a, 0, 0)$, $(0, b, c)$ y $(0, b, 0)$. Por razones obvias no fue considerada la posibilidad $(0, 0, c)$. La segunda opción representa la ecuación original de Brunt. De la ecuación (1.14) fueron tomadas las dos siguientes formas: $(\alpha, 0)$ y (α, β) . La primera opción es la ecuación original de Swinbank.

Ellos afirman que aunque la ecuación de Brunt se usa principalmente para la estimación de valores medios sobre períodos de 12 horas o más, ésta no es una de las consideraciones que se hayan hecho en la formulación del modelo; afirmando también que el uso de valores medios para verificar la validez de un modelo puede llevar a una subestimación de los errores involucrados y aún a conclusiones falsas.

Tomando en cuenta lo anterior, Wartena et al. utilizaron valores instantáneos de radiación térmica atmosférica para ensayar cada una de las opciones mencionadas. Concluyeron que la ecuación original de Brunt es la que mejor se ajusta a sus observaciones, mientras que la modificación a la ecuación de Swinbank dió un mejor ajuste que la ecuación original, aunque no tan bueno como el de la ecuación original de Brunt.

Otra ecuación para la estimación de la radiación térmica atmosférica con cielo despejado ha sido propuesta por Brutsaert [23].

Esta ecuación se expresa como:

$$L_0 = \sigma T^4 \left[1.24 \left(\frac{e}{T} \right)^{1/3} \right] \quad (1.15)$$

con e en mb y T en $^{\circ}\text{K}$. Las constantes que aparecen en esta ecuación no fueron obtenidas empíricamente por Brutsaert, sino que fueron deducidas analíticamente para una atmósfera aproximadamente Estándar a partir de la ecuación de Schwarzschild. La comparación hecha por Brutsaert del desempeño de la ec. (1.15) con el de las ecuaciones de Brunt y de Swinbank muestra una buena concordancia entre ellas.

Aase e Idso [24] realizaron una comparación entre la ecuación de Brutsaert y la de Idso-Jackson a partir de datos observacionales colectados en Sidney, Montana, encontrando que ambas ecuaciones predijeron adecuadamente la radiación térmica atmosférica en esa localidad para temperaturas del aire al abrigo por encima de 0°C . Sin embargo, también encontraron que para temperaturas del aire por abajo de 0°C la ecuación de Brutsaert siempre subestimó los valores reales de radiación térmica, mientras que la ecuación de Idso Jackson primero los subestimó, luego los igualó y por último los sobreestimó a medida que la temperatura del aire decreció de 0° a -37°C . De donde concluyen que estas discrepancias entre los valores medidos y los predichos indican que ambas ecuaciones requieren de una modificación para conformar mejor la realidad en condiciones de baja temperatura.

Kondratyev [3] manifiesta, basado en observaciones hechas por Kirillova [25] en la U.R.S.S., que las ecuaciones empíricas de

σ Ångström y Brunt no pueden ser utilizadas para la estimación de valores instantáneos de radiación efectiva, en virtud de que en sus resultados aparece una desviación relativa promedio entre los valores calculados con estas ecuaciones y los medidos de alrededor de 40 por ciento. Kondratyev utilizó las constantes empíricas de Bolz y Falkenberg [29] para la ecuación de σ Ångström, obtenidas a partir de observaciones hechas en Alemania, y las constantes proporcionadas por Brunt para su ecuación, obtenidas a partir de observaciones hechas en Inglaterra; pero, como se ha mencionado anteriormente, varios investigadores coinciden en que estas constantes empíricas muestran una gran variabilidad geográfica y estacional, por lo que se puede pensar que la desviación obtenida por Kondratyev puede ser producto, en gran medida, de una incorrecta selección de las constantes empíricas en las ecuaciones de σ Ångström y Brunt, y que por lo tanto su conclusión de que estas ecuaciones no pueden ser utilizadas para la estimación de valores instantáneos requiere de una mejor justificación.

Kondratyev también llevó a cabo un análisis teórico de estas ecuaciones empíricas con objeto de "determinar los límites de su aplicabilidad". De la consideración de la ecuación de σ Ångström concluye que esta ecuación incluye correctamente varios factores que afectan la radiación efectiva como son la emisividad del suelo y la discontinuidad de la temperatura entre el suelo y el aire en el abrigo, pero que al mismo tiempo incluye de una manera insatisfactoria la función de absorción de radiación (emisividad de la atmósfera), y que además no toma en cuenta la estratificación

real en la atmósfera de la temperatura y la humedad. Afirma también que, cualitativamente, conclusiones similares se obtendrán del análisis teórico de la ecuación de Brunt.

Sin embargo, la comparación hecha por Lönnqvist [26] de más de 20 procedimientos muestra que la bondad de una fórmula de radiación tiene poca relación con la cantidad de teoría que fundamente su derivación. Por ejemplo, las ecuaciones empíricas de Ångström y Brunt se ajustan mejor a las observaciones de radiación hechas por Robinson en el Observatorio Kew, que los valores obtenidos por medio de las cartas de radiación de Raethjen, Möller y Elsasser, las cuales consideran la estratificación real de la temperatura y la humedad en la atmósfera. Además, como ya fue mencionado, Idso comparó la aplicabilidad de las ecuaciones de Brunt e Idso-Jackson, mientras que Wartena et al. compararon el desempeño de las ecuaciones de Brunt y Swinbank, concluyendo en ambos trabajos que la ecuación de Brunt es la más útil para estimar la radiación térmica atmosférica en períodos de tiempo cortos. Estas comparaciones muestran que la mayor fundamentación teórica de las ecuaciones de Swinbank e Idso-Jackson en relación con la de Brunt, no implica, en general, su mejor desempeño. De todo esto se puede concluir que el análisis teórico de las fórmulas de radiación no es concluyente en la determinación de los límites de aplicabilidad de las mismas, siendo más adecuado determinar estos límites mediante el análisis experimental.

Kondratyev afirma asimismo que existe justificación teórica para determinar, en primera aproximación, los valores medios (climatológicos)

de radiación efectiva a partir de la temperatura del aire y la tensión de vapor de agua a la altura del abrigo, pero que en el cálculo de valores instantáneos es necesario tomar en consideración el efecto de la estratificación vertical de la temperatura y la humedad en la atmósfera.

En relación con esta afirmación, Garrett [27] hizo una comparación entre el Método Teórico Simplificado de Kondratyev (el cual incluye los efectos de la estratificación atmosférica) y la ecuación de Brunt (la cual considera sólo datos de superficie). Tomando datos instantáneos de radiación efectiva encontró que las estimaciones hechas por los dos métodos fueron consistentemente similares, y concluye que los efectos de la estratificación son, o carentes de importancia, o no correctamente modelados en el método teórico de Kondratyev. Concluye también que la afirmación hecha por Kondratyev que las relaciones empíricas deben ser utilizadas solamente en estudios climatológicos, puede ser correcta sólo si son necesarias estimaciones muy precisas de radiación efectiva en periodos de tiempo cortos (horas), pero que en todo caso su método teórico no parece proporcionar mejores resultados que una expresión empírica.

Esta similitud entre los resultados de aplicar el método teórico de Kondratyev y la ecuación empírica de Brunt puede ser explicada en términos del ya mencionado "efecto opacidad modificado", esto es, que la estratificación de la temperatura y la humedad en la atmósfera es irrelevante más allá de la capa atmosférica superficial (~ 600 m).

CIELO NUBOSO

La determinación del efecto de la nubosidad sobre la radiación térmica atmosférica y la radiación efectiva de la superficie terrestre es una cuestión que reviste gran importancia, en virtud de que generalmente hay nubes en el cielo.

En las ecuaciones empíricas para el cálculo de la radiación térmica atmosférica y la radiación efectiva se acostumbra introducir una corrección por nubosidad en la siguiente forma

$$L_n = L_0 (1 + c n) \quad (1.16)$$

$$F_n = F_0 (1 - c' n) \quad (1.17)$$

donde c y c' son constantes empíricas y n es la cantidad de cubierta nubosa total. Ya que los coeficientes c y c' dependen de la altura y densidad de las nubes, muchos investigadores introducen en lugar del coeficiente c , tres coeficientes diferentes c_l , c_m y c_h , los cuales describen el efecto de las nubes bajas, medias y altas respectivamente, sobre la radiación térmica atmosférica; y los coeficientes c'_l , c'_m y c'_h en lugar de c' , para la radiación efectiva. En este caso las ecuaciones (1.16) y (1.17) aparecen como:

$$L_n = L_0 [1 + (c_l n_l + c_m n_m + c_h n_h)] \quad (1.18)$$

$$F_n = F_0 [1 - (c'_l n_l + c'_m n_m + c'_h n_h)] \quad (1.19)$$

donde n_l , n_m y n_h representan la cantidad de nubes bajas, medias y altas respectivamente.

En la determinación de la radiación térmica atmosférica y de la radiación efectiva es de gran utilidad considerar por separado cada tipo de nubes, ya que el empleo de los coeficientes c y c' para la cantidad total de nubes puede llevar a errores considerables en el cálculo de estos tipos de radiación (Kondratyev [3]).

Las observaciones han revelado que la dependencia de la radiación térmica atmosférica y de la radiación efectiva sobre la nubosidad es no-lineal. Chumakova [28] propone una relación del siguiente tipo entre la radiación efectiva y la cantidad total de nubes

$$F_n = F_0 (1 - \alpha n - \beta n^2) \quad (1.20)$$

donde α y β son constantes empíricas.

Para la radiación térmica atmosférica, Bolz [29] describió los resultados de sus mediciones mediante la siguiente relación,

$$L_n = L_0 (1 + \gamma n^{2.5}) \quad (1.21)$$

en donde γ es una constante empírica. Bolz señaló que se podrían también obtener resultados satisfactorios utilizando la siguiente ecuación simplificada

$$L_n = L_0 (1 + \gamma n^2) \quad (1.22)$$

Kreitz [30] y Gelger [93] también obtuvieron expresiones similares a ésta.

Budyko, Beriyand y Zubenok [31] utilizaron la siguiente ecuación para calcular la radiación efectiva

$$F_n = F_o (1 - cn^2) + 4\delta\sigma T^3 (T_s - T) \quad (1.23)$$

donde c es una constante empírica. El segundo término representa la corrección por "salto" de temperatura entre el suelo y el aire en el abrigo.

Kondratyev [3] afirma que aunque la dependencia de la radiación efectiva (y la radiación térmica atmosférica) sobre la cantidad de cubierta nubosa no es lineal, los cálculos muestran que el uso de la relación lineal, con coeficientes empíricos apropiados, produce prácticamente idénticos resultados, especialmente cuando se aplica a períodos de tiempo largos (un mes o un año). Sin embargo, para períodos más cortos el efecto de la no-linearidad puede ser substancial.

Las correcciones anteriores por nubosidad han sido aplicadas a las ecuaciones de Ångström y Brunt. Sellers [32] indica que estas correcciones pueden también ser aplicadas a cualquier otra fórmula para estimar flujos de radiación térmica con cielo despejado. Idso [18] manifiesta que en el caso de las ecuaciones de Swinbank e Idso-Jackson es probablemente innecesario hacer esto, ya que ellas están basadas únicamente en la temperatura del aire y no en la tensión del vapor, por lo que frecuentemente sobreestiman la radiación térmica atmosférica con cielo despejado durante la tarde (efecto opacidad modificado) en el mismo grado en

que la nubosidad la intensifica. Idso afirma que este efecto se produce solamente en Verano, que es cuando la temperatura y la tensión del vapor de agua están fuera de fase en su marcha diurna; en invierno este efecto de sobreestimación no ocurre, debido a la poca variabilidad de la tensión del vapor en el ciclo de 24 horas. Idso aplicó la ecuación de Idso-Jackson para estimar totales diarios de radiación térmica atmosférica en días despejados y en días nublados (más de 6/10 de cubierta nubosa en todo el día) de Verano, encontrando que esta ecuación representa mucho mejor las condiciones nubosas en esta época del año que las condiciones de cielo despejado; de donde concluye que una corrección por nubosidad es innecesaria durante el Verano. Esto vale también para la ecuación de Swinbank.

Pochop, Shanklin y Horner [33] encontraron de sus observaciones y en contra de las expectativas, que hubo poca relación entre la cantidad de cubierta nubosa y los valores medios horarios y medios diarios de radiación térmica atmosférica durante el período diurno. Ellos mismos manifiestan que esto requiere de estudios adicionales.

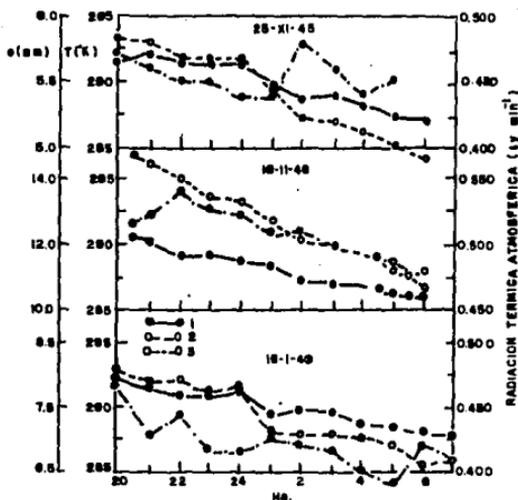


FIG. 1.1 VARIACION OBSERVADA DE LA RADIACION TERMICA ATMOSFERICA DURANTE LA NOCHE EN POONA (INDIA). (CHACCO (1))
 (1) RADIACION TERMICA ATMOSFERICA; (2) TEMPERATURA DEL AIRE, (3) TENSION DEL VAPOR DE AGUA (mm).

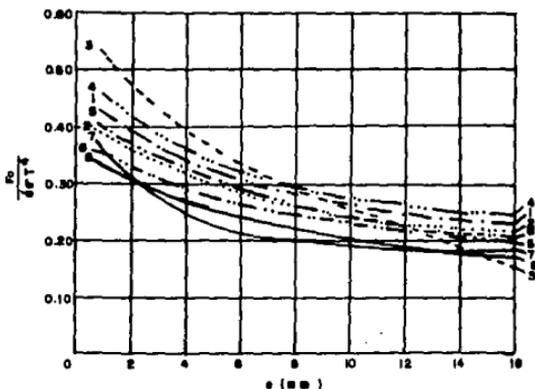


FIG. 1.2 DEPENDENCIA DE $F_0 / \delta e T^2$ CON LA TENSION DEL VAPOR DE AGUA DE ACUERDO CON VARIOS INVESTIGADORES.
 (1) ÅNGSTRÖM (1916, CALIFORNIA); (ÅNGSTRÖM (1955, SUECIA); (3) ROBITSCH (ALEMANIA); (4) RAMAN (1935, INDIA); (5) EVFIMOV (1956, PAVLOVSK); (6) CHUMAROVA (1947, KARADAG); (7) BOLZ y FALCKENBERG (1948, ALEMANIA); (8) ECUACION TEORICA SIMPLIFICADA POR M.E. y T.O. BERLYAND [2].

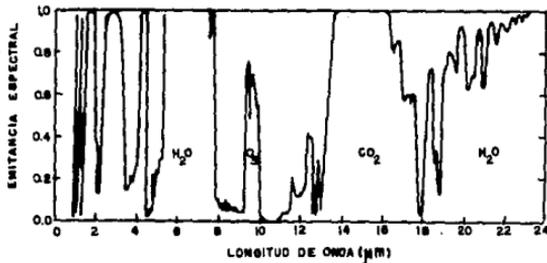


FIG. 1.3 EL ESPECTRO DE EMISION DE LA ATMOSFERA A 0°C ADAPTADO DE GATES (13) Y SPECHT (34)

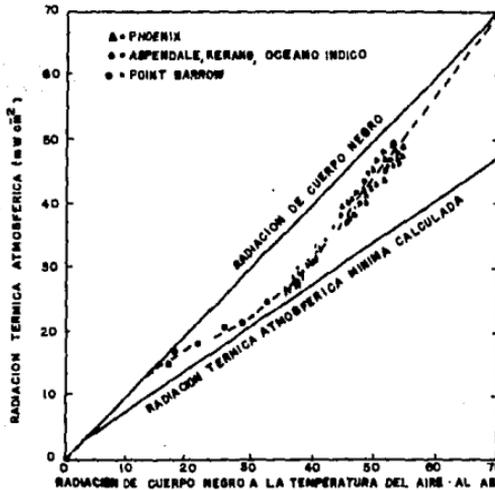


FIG. 1.4 LA RADIACION DE CUERPO NEGRO, LA RADIACION TERMICA ATMOSFERICA MINIMA Y LA ECUACION DE ISO-JACKSON GRAFICADAS EN FUNCION DE LA RADIACION DE CUERPO NEGRO CON DATOS DE ALABAMA Y ARIZONA JUNTO CON DATOS DE SWINBANK (7)

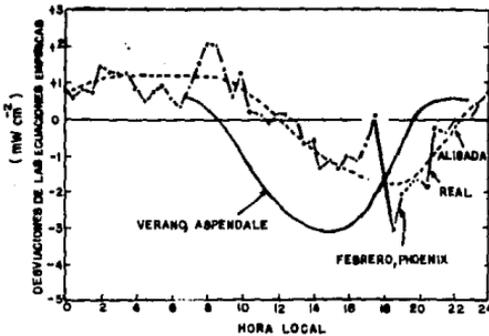


FIG. 1.5 DESVIACIONES DE LOS VALORES MEDIDOS DE RADIACION TERMICA ATMOSFERICA DE LAS PREDICIONES DE LA ECUACION DE ISO-JACKSON PARA EL PROMEDIO DE 7 DIAS DESPEJADOS EN PHOENIX, ARIZONA, EN FEBRERO DE 1971, Y DE LAS PREDICIONES DE LA ECUACION DE SWINBANK PARA EL PROMEDIO DE VARIOS DIAS DESPEJADOS EN EL VERANO DE 1966-68

CAPITULO II. - LA RADIACION NETA EN LA SUPERFICIE TERRESTRE.

La radiación neta R_n (o balance de radiación) en la superficie terrestre se define como la diferencia entre los flujos de radiación descendentes y ascendentes, esto es:

$$R_n = K\downarrow + L\downarrow - K\uparrow - L\uparrow \quad (2.1)$$

donde,

$K\downarrow$: radiación de onda corta (solar) incidente.

$L\downarrow$: radiación de onda larga incidente o radiación térmica atmosférica (representada por L en el Cap. I).

$K\uparrow$: radiación de onda corta reflejada por la superficie terrestre.

$L\uparrow$: radiación de onda larga saliente (de la superficie terrestre atmosférica reflejada).

a la cantidad K^* (= $K\downarrow - K\uparrow$) se le conoce como radiación neta de onda corta, y a L^* (= $L\downarrow - L\uparrow$) como radiación neta de onda larga.

La componente de calentamiento de la radiación neta consiste en la radiación solar global (directa + difusa) y radiación térmica atmosférica absorbidas por la superficie terrestre. La componente de enfriamiento es la pérdida de calor debida a la radiación térmica emitida por la superficie. Es to se puede expresar mediante la siguiente ecuación para la radiación neta, la cual es totalmente equivalente a la definición formal (ec. 2.1):

$$R_n = (1-\alpha)K\downarrow + \delta L\downarrow - B_s \quad (2.2)$$

donde α ($= K\uparrow/K\downarrow$) es el "albedo" (coeficiente que denota el poder de reflexión de onda corta) de la superficie terrestre.

En términos de la radiación efectiva de la superficie terrestre F ($= L\uparrow - L\downarrow$), la radiación neta se expresa como

$$R_n = (1-\alpha)K\downarrow - F \quad (2.3)$$

El estudio de la radiación neta en la superficie terrestre es de gran importancia en virtud de que esta radiación influye considerablemente en los factores determinantes del clima. La magnitud de la radiación neta afecta considerablemente la distribución de la temperatura en el suelo y en las capas de aire contiguas. Esto realza la importancia de la radiación neta en el cálculo de la evaporación y en el de la fusión de la nieve, así como en problemas relacionados con el pronóstico del tiempo, tales como el pronóstico de heladas y de niebla. En Meteorología Sinóptica, la radiación neta interviene en problemas relacionados con la formación y transformación de las masas de aire. La radiación neta es importante también en el estudio del efecto de la radiación sobre la vida animal y vegetal.

La influencia de la radiación neta sobre el balance de calor y de humedad en el suelo, en los cultivos agrícolas y en el aire ha sido ampliamente demostrada [35,36,37,38]. En meteorología agrícola, la importancia de la radiación neta en la determinación de la evaporación de los

cultivos ha sido acentuada por Penman [39] y Pasquill [40]. Ellos sugieren que en el clima de las Islas Británicas el calor latente anual de evaporación en el pasto corto es igual a la radiación neta anual. Las mediciones hechas por House, Rider y Tugwell [41] y el análisis preliminar de tres años de registro en Rothamsted (Reino Unido) muestran que hay frecuentemente una gran concordancia entre los totales diarios de calor latente y los de radiación neta.

Estimaciones precisas de radiación neta en superficies naturales como el suelo descubierto, los pastizales, los cultivos y los bosques son importantes en la determinación de la energía disponible para los procesos de transferencia de calor latente y sensible entre estas superficies y la atmósfera. Tales estimaciones se utilizan también para la determinación de la evaporación en estudios hidrológicos, y la del balance de energía en estudios climatológicos.

La radiación neta en la superficie terrestre será positiva si la ganancia de calor excede la pérdida, y negativa si sucede lo contrario. La radiación neta es generalmente positiva durante el período diurno y negativa durante el nocturno. Los totales mensuales de radiación neta para latitudes entre 40°N y 40°S son positivos sobre el continente y el océano durante todo el año. En latitudes más altas la radiación neta mensual llega a ser negativa en los meses de invierno.

La variación diurna de la radiación neta ha sido examinada en un número considerable de trabajos, la mayoría de autores soviéticos [42-52]. Las observaciones muestran que los valores positivos más altos ocurren

ordinariamente alrededor del mediodía, mientras que los valores negativos máximos ocurren durante la noche. Las variaciones de radiación neta durante la noche son pequeñas comparadas con las observadas durante el día. La curva de la variación diurna de la radiación neta es ordinariamente asimétrica respecto al mediodía; los valores vespertinos son más bajos debido a que la radiación efectiva es mayor durante la tarde que durante la mañana. Estas características de la variación diurna de la radiación neta se pueden ver claramente en la fig. 2.1. Esta figura muestra que en días despejados la radiación solar global es la principal componente de la radiación neta durante el período diurno.

La radiación neta pasa por el valor cero cierto tiempo después de la salida del sol y cierto tiempo antes de la puesta del mismo. Este comportamiento se puede explicar por el hecho de que transcurre algún tiempo después de la salida del sol antes que la ganancia de calor por absorción de radiación solar pueda compensar la pérdida de calor debida a la radiación efectiva de la superficie terrestre. Por la tarde, sin embargo, la radiación efectiva logra exceder a la radiación solar absorbida cierto tiempo antes del ocaso.

El punto en el cual la radiación neta pasa por el valor cero es afectado considerablemente por la cantidad de cubierta nubosa. Con cielos nublados se retarda la caída de la radiación neta en virtud de que las nubes reducen la radiación efectiva de la superficie terrestre, la cual representa una proporción considerable de la componente de enfriamiento.

Los principales factores que determinan la radiación neta son

la altura solar (la cual afecta fuertemente a la radiación solar directa y difusa) y la cantidad de cubierta nubosa. Durante el día, la aparición y el aumento de la nubosidad reduce tanto la radiación solar global como la radiación efectiva. Durante la noche, la variación de la cantidad de cubierta nubosa afecta solamente a la radiación efectiva de la superficie terrestre.

Como resultado de esto, los valores positivos diurnos de radiación neta decrecen con la nubosidad y los valores absolutos nocturnos también decrecen. Sin embargo, con una cubierta parcial de nubes y con el sol brillando, la radiación solar global alcanza su valor máximo y la radiación efectiva es menor que con cielos despejados, y es así que, bajo estas condiciones, se observan los valores positivos más altos de radiación neta.

Bajo condiciones atmosféricas y de radiación solar similares, se observan diferencias importantes en la radiación neta de superficies distintas. Tales diferencias dependen básicamente de dos características de las superficies. Una de ellas es el albedo, cuyo valor depende a su vez de factores tales como el tipo de vegetación y la estructura y humedad del suelo. La otra característica de superficie que afecta a la radiación neta es la temperatura del suelo a través de la relación $E_g = \epsilon \sigma T^4$, suponiendo que la emisividad de las distintas superficies es aproximadamente igual. De nuevo, bajo condiciones atmosféricas y de radiación solar similares, las diferencias en temperatura entre superficies distintas dependen de factores tales como la estructura y humedad del suelo y la razón de transpiración (en caso que haya vegetación).

No obstante la importancia que tiene la evaluación sistemática de la radiación neta, el número de estaciones en el mundo que miden este parámetro es muy reducido, debido, más que nada, al alto costo de instalación y al mantenimiento especializado que las redes de estas estaciones implican; por lo que se acostumbra recurrir a la determinación indirecta de la radiación neta a través de la predicción de sus componentes (ver ec. 2.1).

Tomando en consideración que la radiación solar global es la principal componente de la radiación neta durante el periodo diurno, y que el número de estaciones que miden radiación global es mucho mayor que el de estaciones que miden radiación neta (*), Fleischer [53] propuso una regresión lineal simple entre la radiación neta y la radiación global que podría permitir la predicción de la neta en términos de la global únicamente:

$$R_n = A K_l + B \quad (2.4)$$

donde A y B son constantes empíricas

(*) También es posible obtener la radiación global mediante la aplicación de algún método de estimación (v.g. Galindo y Chávez [94] y Chávez [95]).

Posteriormente, varios autores [37, 54-61] han ensayado la ecuación de regresión (2.4) con datos observacionales de distintas partes del mundo, obteniendo en todos los casos coeficientes de correlación mayores que 0.95. Shaw [54] ensayó valores totales diurnos tomados en Ames, Iowa durante varios meses de 1954 y obtuvo un coeficiente de correlación de 0.98 para días despejados ($A = 0.75$ y $B = -21.4$) y de 0.97 para días nublados ($A = 0.87$ y $B = -82.0$). Shaw afirma que estas constantes de regresión (A y B) deben permanecer válidas de año en año ya que fueron obtenidas bajo un amplio rango de condiciones atmosféricas. Afirma también que en otro período bajo estudio, un cambio en la cantidad de cubierta nubosa podría significar un cambio en el valor medio de radiación neta, más no un cambio en la relación, esto es, en las constantes empíricas; pero que, sin embargo, estas constantes podrían cambiar al derivarse con datos de otra localidad.

Davies [57] también estableció la relación lineal (2.4) con valores totales diurnos de catorce estaciones de distintas partes del mundo, obteniendo

$$R_n = 0.617 K_t - 24 \text{ Ly dia}^{-1} \quad (2.5)$$

con un coeficiente de correlación de 0.99. Davies utilizó esta ecuación de regresión para calcular totales diurnos de radiación neta.

Fritschen [58] criticó el uso de esta ecuación de regresión para calcular totales diurnos de radiación neta, ya que consideró que la

falta de datos cerca del origen producía intercepciones irreales. En su lugar, Fritschen determinó la razón media de recepción de onda corta durante el período diurno, empleó este valor para determinar una razón media de radiación neta a partir de la ecuación de regresión de la radiación neta y la global establecida con valores totales horarios, y multiplicó esta razón media por la duración máxima posible de la insolación para obtener el total de radiación neta del período diurno.

Idso, Baker y Blad [60] analizaron matemática y experimentalmente estas dos opciones llegando a la conclusión de que el enfoque de Fritschen, esto es, correlacionando datos horarios, brinda valores más representativos de las constantes de regresión, en virtud de que estos datos garantizan información suficiente cerca del origen; de donde concluyen que es preferible utilizar el procedimiento de Fritschen sobre el de Davies para calcular el total de radiación neta del período diurno.

Tuller y Van Heuklon [61] manifiestan que el modelo de regresión (2.4) ha sido considerado generalmente para días despejados o para condiciones atmosféricas medias, pero que sería una herramienta predictiva más útil si se estableciera haciendo la clasificación por tipos de cubierta nubosa.

Monteith y Szeicz [62] proponen considerar la regresión lineal entre la radiación neta y la radiación solar absorbida (neta de onda corta),

$$R_n = a(1-\alpha)K\downarrow + b \quad (2.6)$$

donde a y b son constantes empíricas. Tomando datos horarios bajo cielo despejado, consideraron cuatro tipos de suelo distintos y obtuvieron un coeficiente de correlación medio de 0,98, con ciertas variaciones en las constantes empíricas a y b al cambiar el tipo de superficie.

Considerando la alta correlación obtenida al establecer la ec. (2.6), Monteith y Szeicz combinan esta ecuación con la definición formal de radiación neta (ec. 2.1), obteniendo

$$L^* = b/a - R_n (1-a)/a \quad (2.7)$$

o

$$L^* = b/a - \beta R_n \quad (2.8)$$

donde L^* ($= L\downarrow - L\uparrow$) es la radiación neta de onda larga, y donde definen a como un "coeficiente de calentamiento", esto es, el incremento de radiación efectiva de la superficie terrestre por incremento unitario de radiación neta. Y asumiendo que cuando $K\downarrow = 0$, L^* tiene el valor L_0^* ($= b$) obtienen

$$R_n = \frac{(1-\alpha)}{(1+\beta)} K\downarrow + L_0^* \quad (2.9)$$

Monteith y Szeicz consideran esta expresión como una ecuación general para la radiación neta en la cual, con la incorporación del coeficiente de calentamiento, se ha eliminado la relación empírica a la que son llevados los procesos de intercambio de radiación definidos en la ec.

2.1, por los modelos de regresión (ecs. 2.4 y 2.6). Monteith y Szeicz consideran al coeficiente de calentamiento como un parámetro descriptivo de las propiedades radiativas de las superficiales, el cual, en la práctica, se calcula como

$$\beta = \frac{1-a}{a} \quad (2.10)$$

El coeficiente de calentamiento atrajo una atención considerable. Monteith y Szeicz [63] lo estudiaron subsecuentemente en Inglaterra; Ekern [56] proporcionó resultados para Hawaii; Stanhill, Hofstede y Kalma [64] presentaron resultados obtenidos en Israel; Davis [57] lo consignó para tres localidades de Africa Occidental y otras catorce localidades de distintas partes del mundo; y Fritschen [58] presentó resultados para campos irrigados en el suroeste de los Estados Unidos.

Monteith y Szeicz [62] postularon, respecto al ciclo diurno de la relación radiación global absorbida-radiación neta, que la radiación neta es más pequeña por la tarde que por la mañana para valores idénticos de radiación solar absorbida debido a que el calentamiento superficial determina una mayor radiación efectiva de la superficie por la tarde que por la mañana. Stanhill, Hofstede y Kalma [64] asociaron el ciclo diurno con el coeficiente de calentamiento. Estos investigadores establecieron que un ciclo diurno como el postulado por Monteith y Szeicz debe ser más marcado para superficies con coeficientes de calentamiento altos, y debe ser menos marcado cuando β se aproxima-

ma a cero, invirtiéndose si el coeficiente se vuelve negativo.

Subsecuentes estudios realizados por Idso, Baker y Blad [60] y por Nkemdirim [65] muestran una falta de consistencia entre β y el ciclo diurno de la relación radiación solar absorbida-radiación neta. Nkemdirim manifiesta que no hay evidencia que los cambios en el ciclo diurno estén ligados de alguna manera específica a las variaciones del coeficiente de calentamiento; mientras que Idso et al. concluyen que tanto el ciclo diurno como β están más íntimamente ligados a las condiciones atmosféricas que a las superficies en cuestión.

Gay [66] afirma que es erróneo considerar a la radiación neta de onda larga como una función de la radiación neta, y que lo correcto es considerarla como una función de la radiación solar absorbida, de donde define un coeficiente λ , al que llama "coeficiente de intercambio de onda larga" y que representa el cambio en radiación neta de onda larga por cambio unitario en radiación solar absorbida. Haciendo una derivación similar a la de la ec. 2.9, Gay expresa la radiación neta como

$$R_n = (1 + \lambda)(1 - \alpha)K\downarrow + L_o \quad (2.11)$$

Gay afirma que λ es conceptualmente superior a β , y que puede ser utilizado como un índice de la respuesta térmica de la superficie, aunque reconociendo que puede ser afectado por las condiciones ambientales.

Al describir el significado del coeficiente de intercambio de

onda larga, Gay consignó tres situaciones características correspondientes a $\lambda < 0$, $= 0$, y > 0 ; interpretando el primer caso como indicativo de la mayor parte de las superficies continentales, el segundo caso lo asoció a los grandes cuerpos de agua (océanos, lagos), y el tercero lo consideró como indicativo de los campos irrigados, lagos pequeños y nieve remanente rodeada por una zona árida extensa.

El concepto de coeficiente de intercambio de onda larga fue considerado posteriormente por Moore [67] en un estudio comparativo de radiación neta entre un bosque y un pastizal.

Idso [68,69] realizó un análisis y un estudio experimental extensivo del coeficiente de calentamiento, concluyendo que este coeficiente no es adecuado para representar las características radiacionales del suelo. Idso afirma que la razón del fracaso de este concepto es que la derivación hecha por Monteith y Szelcz [62] se fundamenta en la hipótesis físicamente irreal que la radiación neta de onda larga es una función lineal de la radiación neta en todo el espectro (ver ec. 2.7); pero de acuerdo con sus observaciones (Idso), esta hipótesis es realmente pobre independientemente de que exista una correlación muy alta entre la radiación neta y la radiación global absorbida. Esta correlación no se ve afectada significativamente por el comportamiento de L^* , debido a que esta cantidad es muy pequeña comparada con R_n y con $(1 - \alpha)K_d$.

En relación con el coeficiente de intercambio de onda larga, Idso [69] señala que no obstante que este coeficiente es conceptualmente

superior al coeficiente de calentamiento, al estar ligado a él a través de

$$\lambda = -a\beta \quad (2.12)$$

ambos tienen que fracasar o tener éxito al mismo tiempo.

A partir de sus resultados experimentales, Idso concluye que estos dos coeficientes no son ni estadísticamente firmes, ni son parámetros útiles descriptivamente; y además, que no hay ninguna razón que lleve a pensar que pueda ser desarrollado un parámetro único que haga lo que se ha esperado que estos dos parámetros realicen. Afirmando que solamente estudios detallados de todas las facetas de los distintos procesos de intercambio de energía en la superficie terrestre, como son los intercambios radiante, latente y sensible, aumentarán nuestra comprensión de estos fenómenos.

Como consecuencia del análisis del coeficiente de calentamiento, Idso [68] concluye que la ec. 2.9, la cual incluye a β , no ofrece ninguna ventaja sobre la ec. 2.6, la cual representa la regresión entre la radiación neta y la solar absorbida (el empleo de la ec. 2.11, la cual incluye a λ , tampoco tiene justificación); y teniendo en cuenta que Fritschen [58], en un estudio sobre la relación entre la radiación neta y la global en una amplia variedad de campos de cultivo irrigados, encontró que la ec. 2.6 no ofrece ventajas sobre la más simple ecuación 2.4 (radiación neta vs. radiación global), Idso concluye con Fritschen que "la inclusión de la radiación solar reflejada no mejora la estimación de la ra-

diación neta, por lo que no vale la pena el esfuerzo adicional de incluirla".

En relación con los intentos de representar los procesos radiativos mediante un modelo de regresión, Federer [59] realizó observaciones en un bosque durante casi todo un año obteniendo la siguiente relación:

$$R_n = 0.83 K\downarrow - 0.13 \quad \text{ly min}^{-1} \quad (2.13)$$

y citando la expresión para la radiación neta en términos de la radiación solar absorbida y la radiación efectiva (ec. 2.3), interpretó el "complemento de la pendiente" (0.17) como el albedo medio, y el negativo de la intercepción al origen (0.13) como el valor medio de la radiación efectiva. Pero Gay [70], tomando datos de Fritschen [58], mostró que esta interpretación es incorrecta y que puede llevar a errores serios en la estimación de los valores medios de albedo y de radiación efectiva; confirmando que el modelo de regresión (ec.2.4), aunque puede ser apropiado para los propósitos de predicción, no representa adecuadamente los complejos procesos de intercambio radiativo.

Nkemdirim [65] afirma que un objetivo de correlacionar radiación neta y radiación global es encontrar un método fácil y barato para estimar radiación neta donde o cuando no hay un instrumento disponible, y utilizar estas estimaciones en estudios micrometeorológicos, especialmente en aquellos que involucran balance o transferencia de masa y energía. Afirma además que para mantener en un alto nivel la precisión de la estimación sería más útil establecer esta correlación con datos procedentes

de áreas con el mismo clima, o alternativamente, establecerla para áreas individuales. Polavarapu [71] está de acuerdo con este punto al afirmar que la precisión de la estimación por medio de la ecuación de regresión (2.4) es del mismo orden de magnitud que la precisión instrumental, en virtud de la alta correlación entre la radiación neta y la global, pero que el hecho de que la radiación neta varíe con la latitud (al variar la temperatura y humedad del aire) y las características del suelo, para una radiación global dada, impide que una ecuación empírica derivada en cierto lugar y época del año se aplique en cualquier otra situación.

Tullor y Van Heuklon [61] afirman que la relación entre la radiación neta y la radiación global debe ser un indicador de la naturaleza del suelo y de su efecto climático, ya que las características físicas del suelo determinan su albedo y el grado de incremento de su temperatura con un aumento unitario de radiación solar absorbida, y por tanto, su radiación neta. Sugiriendo que esta relación es un eslabón fundamental en el proceso climático y puede ofrecer la base de un sistema racional de delimitación climática más apropiada para propósitos prácticos (microclimáticos) que las usuales clasificaciones basadas en temperatura y precipitación, las cuales no pueden diferenciar las grandes variaciones climáticas que ocurren en una área pequeña como resultado de cambios en el tipo de superficie.

Esto es, que la relación entre la radiación neta y la radiación global al ser un índice del efecto del tipo de superficie sobre los flujos de energía podría ser un criterio más apropiado de delimitación climática, ya que:

- a) la radiación neta representa la cantidad de energía disponible en superficie para ser transferida al aire como flu-

jos de calor latente y sensible;

- b) muchas de las propiedades de superficie que controlan la radiación neta controlan estos flujos a la atmósfera; y
- c) los flujos de calor latente y sensible controlan el clima atmosférico local.

Nkemdirim [65] afirma que otro objetivo de correlacionar la radiación neta y la global sería el de averiguar la naturaleza de la relación entre los flujos de radiación, pero que este objetivo no puede ser alcanzado por regresión, ya que un modelo de regresión es de naturaleza descriptiva, además de predictiva, y aunque puede ser posible inferir ciertas conclusiones a partir de él, no es un modelo explicativo. Gay [70] ha confirmado esta conclusión al mostrar la incorrecta interpretación del modelo hecha por Federer [59]. El carácter no explicativo de los modelos de regresión está asociado con el fracaso del coeficiente de calentamiento β y el coeficiente de intercambio de onda larga λ en su intento de representar las propiedades radiativas de las superficies y la interacción de éstas con el "habitat" radiante. Nkemdirim manifiesta también que la explicación de la interrelación entre los flujos radiativos en la superficie terrestre se puede obtener mediante el estudio de las distintas componentes de la radiación neta (ver ec. 2.1).

FORMULAS PARA LA ESTIMACION CLIMATOLOGICA DE LA RADIACION NETA

Varios autores han propuesto fórmulas para la estimación de valores climatológicos de radiación neta, entre ellos,

Penman [39] :

$$R_n = Q_0 (a + b \frac{S}{S_0}) (1 - \alpha) - \sigma T^4 (c - d \sqrt{e_s'}) (e + f \frac{S}{S_0}) \quad (2.14)$$

donde Q_0 : radiación solar incidente en el tope de la atmósfera

S/S_0 : razón entre la duración de insolación real y la máxima posible

α : albedo

T : temperatura del aire en $^{\circ}K$ (1.5 - 2m)

e_s' : tensión del vapor de saturación en mm de mercurio a la temperatura del punto de rocío

a, b, c, d, e, f: constantes empíricas

Linacre [72]:

$$R_n = (1 - \alpha) K_t - (a + b \frac{S}{S_0}) (100 - T') \quad (2.15)$$

donde T : temperatura del aire en $^{\circ}C$

a, b: constantes empíricas

Chang [73]:

$$R_n = (1 - \alpha) K_t - \sigma T^4 \left[a + b \frac{K_t}{Q_0} + c \sqrt{e_2} + d \frac{K_t}{Q_0} \sqrt{e_2} \right] \quad (2.16)$$

donde e_2 : tensión del vapor de saturación en mb a la temperatura del punto de rocío

a, b, c, d: constantes empíricas

Otra expresión para la radiación neta ampliamente utilizada

(Budyko [74] ; Ojo [75] ; Terjung [76]) es

$$R_n = (1-\alpha)K_t - F_o (1-kn^2) - 4\delta\sigma T_s^3 (T_s - T) \quad (2.17)$$

donde n es la nubosidad total, T_s es la temperatura del suelo, y k es una constante empírica.

Todas estas fórmulas (2.14-2.17) deben ser utilizadas exclusivamente para la estimación de valores climatológicos de radiación neta, ya que contienen parámetros como la cantidad total de nubosidad, la razón entre la duración de insolación real y la máxima posible, y la razón entre la radiación solar en superficie y la extraterrestre, los cuales únicamente en valor medio sobre períodos de tiempo largos están correlacionados con la radiación efectiva de la superficie terrestre.

Ojo [75] encontró del análisis de datos climatológicos en Argonne, Illinois que la fórmula (2.17) se ajustó mejor a los valores medidos que la fórmula de Penman. Chang [73] sugiere que su fórmula debe proporcionar mejores resultados que aquellas que están basadas en datos de nubosidad, ya que estos son menos precisos que los datos de radiación global. Sin embargo, el número de estaciones en que se evalúa nubosidad y duración de insolación es mucho mayor que el de las que evalúan radiación global, por lo que las fórmulas que se basan en esos parámetros pueden ser más ampliamente utilizadas. Además, de todos estos parámetros, la cantidad de nubosidad es el que primariamente está conec-

tado con la radiación efectiva de la superficie terrestre, de donde se puede pensar que si se tienen datos precisos de nubosidad total, o mejor aún, de nubosidad por niveles, las fórmulas que los incluyan proporcionarán probablemente mejores resultados que aquellas que se basan en datos de duración de insolación o radiación global, los cuales pretenden representar la influencia efectiva de las nubes sobre los flujos de radiación térmica.

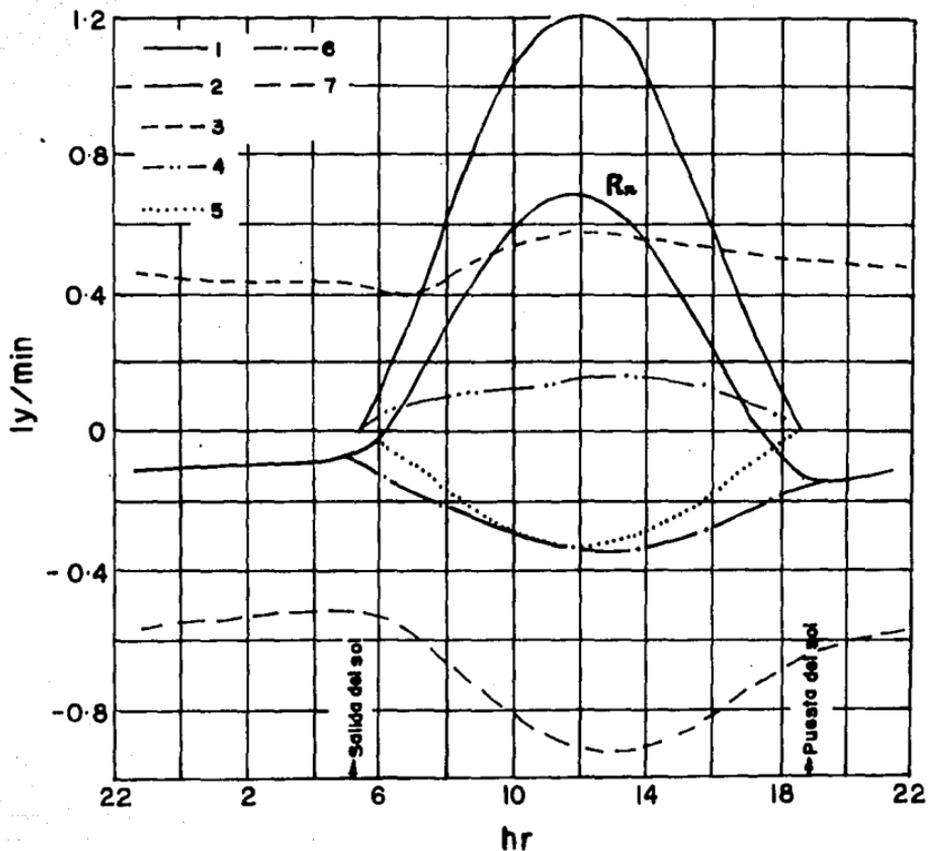


Fig. 2.1 Variación diurna de las componentes de la radiación neta (valores medios de días despejados).

1. Radiación neta; 2. radiación solar directa; 3. radiación térmica atmosférica absorbida por el suelo; 4. radiación solar difusa; 5. radiación solar reflejada; 6. radiación efectiva; 7. radiación de la superficie terrestre, (tomada de Kondratyev [3])

CAPITULO III. - ENSAYO DE LAS ECUACIONES EMPIRICAS EN LOCALIDADES MEXICANAS.

En los capítulos anteriores se han discutido las ecuaciones empíricas más frecuentemente utilizadas para la estimación de la radiación efectiva y de la radiación neta en la superficie terrestre. Con el fin de ensayar estas ecuaciones en localidades mexicanas se procedió a la adquisición de datos observacionales de los distintos parámetros que intervienen en las ecuaciones. Esta información se colectó durante algunos días del Invierno, Primavera, Verano y Otoño de 1976 en el Observatorio Central de Radiación Atmosférica de Ciudad Universitaria, D.F. ($19^{\circ} 20' N$, 2240m s.n.m.), y durante algunos días del Invierno de 1976 en la localidad de Chihuahua ($28^{\circ} 32' N$, 1445 m s.n.m.).

La radiación neta se midió con un balancímetro tipo Yanishevsky colocado a una distancia de 1.00 m sobre la superficie en Ciudad Universitaria y 0.50 m en Chihuahua. La diferencia en radiación neta entre estos dos niveles es muy pequeña y no puede ser detectada por este tipo de balancímetros. La radiación global se midió con piranómetros Kipp-Zonen, la temperatura y humedad relativa al abrigo con higrótermógrafos, la temperatura del suelo con termómetros de mercurio y la velocidad del viento con un anemómetro portátil.

El registro de los valores de radiación neta y radiación global fue continuo durante los días en que se realizaron las observaciones, mientras que los demás parámetros se midieron cada hora.

Los valores registrados de radiación neta se corrigieron por velocidad del viento de acuerdo con una tabla proporcionada por el fabricante,

ya que al aumentar esta velocidad se incrementa la razón de pérdida de calor del sensor.

La radiación neta se midió sobre tres superficies distintas: en Ciudad Universitaria sobre concreto ($\delta = 0.966$), y en Chihuahua sobre césped ($\delta = 0.986$) y sobre grava ($\delta = 0.92$). Los valores de emisividad del suelo se tomaron de Buettner y Kern [77], Gayevski [78] y Sellers [32] respectivamente.

El albedo de la superficie terrestre depende básicamente de tres factores:

- i) la naturaleza y características del suelo,
- ii) la altura solar, y
- iii) la relación radiación difusa/radiación global.

En este trabajo el albedo no se midió directamente. Para Ciudad Universitaria, considerando los tres factores mencionados, los valores de albedo se obtuvieron de una gráfica de Goissa [79], tomando en cuenta el rango de variación del albedo del concreto (0.17 - 0.27) de acuerdo con Sellers [32]. En Chihuahua no se tienen datos de radiación difusa, por lo cual los valores de albedo se tomaron de una gráfica de Toomey [80] y una tabla de Barashkova et al. [81] considerando únicamente los dos primeros factores mencionados. El rango de variación del albedo del césped resultó ser de 0.21 a 0.27, y el de la grava de 0.12 a 0.28.

La radiación efectiva bajo cielo despejado se obtuvo a partir de los valores medidos de radiación neta y de radiación global despejando F_0 en la ec. 2.3:

$$F_0 = (1 - \alpha) K \downarrow - R_n,$$

llamaremos a la radiación efectiva calculada por medio de esta ecuación "F₀ medida", aunque haya sido obtenida indirectamente y el albedo no se haya determinado tampoco por medición directa.

La radiación efectiva se calculó también mediante las ecuaciones empíricas discutidas en la Capítulo 1. Los resultados son totales horarios del día 5 de Enero de 1976 en Chihuahua, el cual es un día completamente despejado. En Ciudad Universitaria no hubo ningún día que fuera totalmente despejado durante el período de observaciones, por lo que se consideraron valores totales de horas despejadas de los días 14, 22 y 23 de Enero y 9 de Febrero de 1976, los cuales se promediaron para cada hora del día con el fin de obtener una variación diurna.

La ecuación de Brunt (1.8), con corrección por emisividad del suelo y por "salto" de temperatura (ver ec. 1.9), se ensayó con dos parejas distintas de constantes empíricas,

$$\text{Brunt}_1: \quad a'_1 = 0.560, \quad b_1 = 0.080$$

$$\text{Brunt}_2: \quad a'_2 = 0.395, \quad b_2 = 0.048$$

las constantes a'_1 y b_1 se tomaron de un trabajo de Monteith [15] y representan los valores medios de constantes derivadas en seis localidades de distintos países. Las constantes a'_2 y b_2 se tomaron de Sellers [32] y representan las medianas de veintidos evaluaciones. Las constantes originales de Brunt [5] ($a' = 0.480$, $b = 0.065$) proporcionan valores intermedios entre los anteriores para nuestro rango de variación de la tensión del vapor de agua, por lo que no se

presentan los resultados de su aplicación.

También fueron ensayadas las ecuaciones de Swinbank (1.10), Idso-Jackson (1.12) y Brutsaert (1.15) con sus constantes originales, calculando F_0 mediante la ec. 1.2.

En la fig. 3.1 y en la tabla 3.1 se presentan los resultados de ensayar las ecuaciones, así como los valores de los parámetros meteorológicos involucrados. De estas ecuaciones, la única que proporciona una estimación aceptable, tanto para Ciudad Universitaria como para Chihuahua, es la ecuación de Brunt₁. Sin embargo, en particular para Chihuahua, sus resultados no se ajustan a la variación diurna de los valores medidos. Aquí es necesario señalar que las fuentes de error son diversas, teniendo que:

- i) la precisión de la medición de radiación neta con el balancímetro Yanishevsky es de 10 - 20% [82, 83] ;
- ii) el albedo no se midió directamente sino que sus valores se obtuvieron de tablas y gráficas; y
- iii) puede haber errores accidentales o de procedimiento en la medición de la temperatura del suelo (M.E. Berlyand [84] ha mostrado que la diferencia de temperatura entre el suelo y el aire en el abrigo es el factor que afecta de manera más importante la variación de la radiación efectiva en el ciclo de 24 horas).

Es necesario tener también en cuenta que la variación diurna de la altura del "centro de gravedad" de la emisión atmosférica provoca desviaciones con la hora del día entre los valores medidos y los predichos por las ecuaciones empíricas.

Los resultados numéricos obtenidos muestran que las ecuaciones de Brunt y Brutsaert proporcionan mejores estimaciones que las ecuaciones de Swinbank e Idso-Jackson. Estos resultados concuerdan con la conclusión de Idso [18], en el sentido que las ecuaciones que dependen tanto de la temperatura del aire como de la tensión del vapor de agua son capaces de proporcionar estimaciones más precisas en períodos de tiempo cortos que las ecuaciones que sólo dependen de la temperatura del aire.

Se observa también que existe una diferencia considerable entre los resultados obtenidos mediante la ecuación de Brunt₁ y los obtenidos mediante la de Brunt₂, de donde se infiere que una selección incorrecta de las constantes empíricas de esta ecuación puede llevar a serios errores de estimación.

A continuación se procedió a ensayar la regresión lineal de la radiación neta con la radiación global (ec. 2.4) con datos obtenidos en Ciudad Universitaria sobre un suelo de concreto y pertenecientes a las distintas estaciones del año de 1976. La regresión se estableció con valores totales horarios para cada estación del año sin clasificar estos valores por el grado de nubosidad presente. Los resultados se presentan en la fig. 3.2 y en la tabla 3.2, en donde se puede observar que el coeficiente de correlación r es muy alto en los cuatro casos, lo cual concuerda con los resultados obtenidos por otros investigadores y presentados en el Capítulo II.

Es interesante señalar que las pendientes de las líneas de regresión son del mismo orden de magnitud para la Primavera y el Verano (~ 0.77), siendo también del mismo orden para el Otoño y el Invierno (~ 0.65), lo cual

indica que un incremento unitario en radiación global produce un incremento mayor de radiación neta en los días de Primavera y Verano que en los de Otoño e Invierno. Esto se debe principalmente a que la altura solar media es mayor durante las primeras dos estaciones que durante las dos últimas, lo cual determina un albedo menor y por tanto una mayor radiación solar absorbida por el suelo.

Considerando los valores totales horarios colectados durante catorce días del Invierno de 1976 (Enero y Febrero) en Ciudad Universitaria sobre la misma superficie de concreto, se estableció la regresión de la radiación neta con la radiación global, pero ahora para distintos grupos de valores clasificados según las condiciones nubosas en despejados ($N \leq 0.2$), medio-nublados ($0.2 < N < 0.8$) y nublados ($N \geq 0.8$). Los resultados se muestran en la fig. 3.3 y en la tabla 3.3, en donde puede verse que el coeficiente de correlación es muy alto en los tres casos, aunque del mismo orden de magnitud del coeficiente de correlación obtenido al considerar todos los valores juntos independientemente de la condición nubosa. Los errores de estimación ermc -raíz de la media de los cuadrados (root mean square error)- son también virtualmente iguales en todos los casos, lo cual muestra que desde el punto de vista predictivo no se obtiene, al menos con nuestros valores, una mejoría importante al clasificar los da tos según la condición nubosa. Otros autores [37, 57, 64] han obtenido también correlaciones altas cuando han ensayado la regresión sin hacer distinción en cuanto al grado de nubosidad presente. Esto se debe al hecho que la contribución de la radiación neta de onda larga (en valor absoluto) a la radiación neta en todo el espectro es generalmente bastante menor que la contribu-

ción de la componente solar durante la mayor parte del período diurno. No obstante, se observan ciertas diferencias en las líneas de regresión correspondientes a cada uno de los tres grupos mencionados. Se tiene, por un lado, que la radiación neta es un poco mayor para las horas medio-nubladas que para las despejadas, lo cual puede explicarse por el hecho que, en general, una mayor nubosidad implica una menor radiación efectiva de la superficie terrestre, y por tanto, una mayor radiación neta en esta superficie a una radiación global dada. Este efecto es también responsable de la mayor magnitud de la radiación neta a baja radiación global que presentan las horas nubladas en relación con las despejadas y las medio-nubladas. Sin embargo, a valores altos de radiación global, la radiación neta para las horas nubladas llega a ser menor que la radiación neta para las horas despejadas y medio-nubladas; esto se debe probablemente a que en condiciones de alta cantidad de cubierta nubosa de tipo bajo, un incremento en nubosidad produce una disminución en la radiación difusa (Gushchtn [85]), y al disminuir, para una radiación global dada, la relación radiación difusa/radiación global, el albedo aumenta (en general las superficies naturales reflejan una mayor proporción de la radiación directa que de la difusa), y por tanto disminuye la radiación solar absorbida por la superficie terrestre.

En Chihuahua se realizaron mediciones de radiación neta sobre dos superficies distintas: grava y césped. En la fig. 3.4 y en la tabla 3.4 se muestran los resultados de ensayar las regresiones (a) radiación neta vs. radiación global y (b) radiación neta vs. radiación global absorbida. En ambos casos se observa, en general, una mayor radiación neta para el césped que para la grava, bajo similares condiciones de radiación global,

no obstante la mayor nubosidad presente durante el día en que se midió sobre grava. Esto se debe al hecho que la radiación efectiva de la grava es mayor que la del césped en virtud de las más altas temperaturas del suelo en el caso de la grava.

El mayor calentamiento de la grava en relación con el césped se debe básicamente a dos factores: (i) al mayor albedo del césped que implica que una menor cantidad de radiación solar sea absorbida por el suelo, y (ii) al hecho que una mayor proporción de la radiación solar absorbida por el suelo se invierte en calentamiento en el caso de la grava, ya que en el césped una cantidad considerable de energía radiante se invierte en la evapotranspiración.

Sin embargo, alrededor del mediodía y bajo condiciones similares de radiación global, la radiación neta en la grava sobrepasa a la radiación neta en el césped. Esto se debe a que la diferencia en albedo entre las dos superficies crece con la altura solar, llegando a ser más importante el efecto del mayor albedo del césped que el efecto de la mayor temperatura de la grava.

Es importante señalar también que tanto en el caso de la grava como en el del césped los coeficientes de correlación son iguales y los errores de estimación muy semejantes para la regresión de la radiación neta vs. la global y para la regresión de la neta vs. la global absorbida, lo cual concuerda con las conclusiones de otros autores [58, 68] en el sentido que ninguna ventaja predictiva ofrece la ecuación de regresión de R_n vs. $(1 - \alpha)K_d$ en comparación con la más simple de R_n vs. K_d .

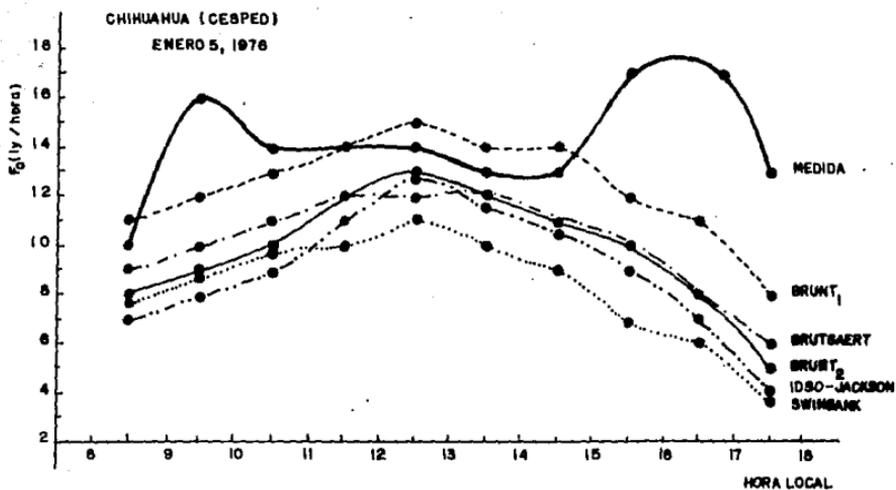
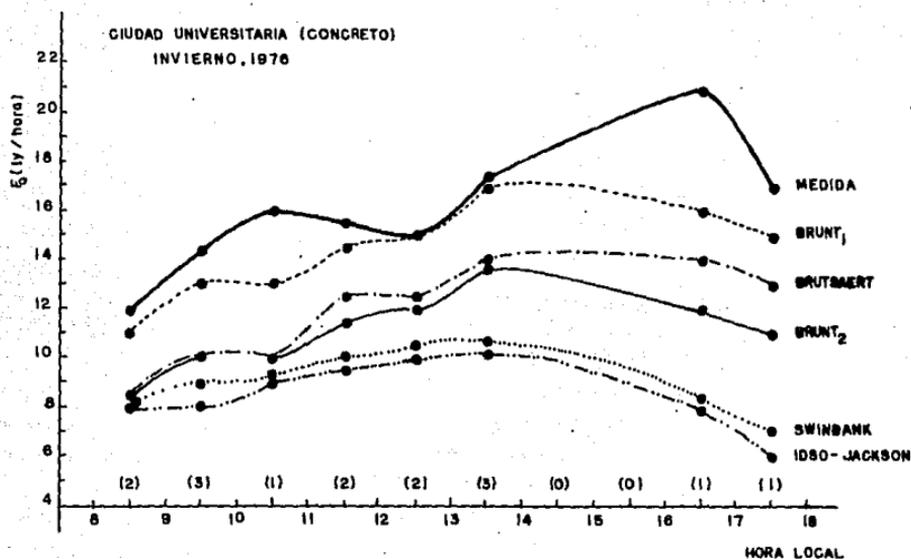


FIG. 3.1 VARIACION DIURNA DE LOS TOTALES HORARIOS DE RADIACION EFECTIVA DE LA SUPERFICIE TERRESTRE BAJO CIELO DESPEJADO Y VALORES CALCULADOS POR MEDIO DE DIVERSAS ECUACIONES EMPIRICAS.

NOTA 1. PARA CIUDAD UNIVERSITARIA LOS VALORES SON PROMEDIO DEL NUMERO DE CASOS QUE APARECE ENTRE PARENTESIS EN LA LINEA DE LA HORA.

NOTA 2. BRUNT₁(1.8): $a^2=0.560, b=0.080$; BRUNT₂(1.8): $a^2=0.395, b=0.048$

Tabla 3.1. Ciudad Universitaria y Chihuahua, Invierno, 1976. Valores totales horarios de radiación efectiva bajo cielo despejado (F_o) medidos en langley, valores calculados mediante distintas ecuaciones empíricas, y parámetros meteorológicos asociados.

CIUDAD UNIVERSITARIA (Concreto)

Hora Local	$T(^{\circ}K)$	$e(mb)$	$T_g(^{\circ}K)$	T_g-T	F_o	1	2	3	4	5
Enero 14										
08-09	281.8	6.0	282.3	0.5	13	11	9	9	8	8
09-10	285.6	6.1	287.6	2.0	16	13	10	10	8	9
11-12	290.6	5.6	295.3	4.7	16	15	12	13	9	10
12-13	292.2	5.4	298.4	6.2	17	16	13	14	10	10
13-14	293.5	5.3	300.2	6.7	18	17	14	14	10	10
Enero 22										
12-13	282.6	6.8	288.8	6.2	13	14	11	11	10	11
13-14	285.6	6.7	292.3	6.7	15	15	12	12	11	11
Enero 23										
08-09	276.4	6.1	276.9	0.5	11	11	8	8	8	8
09-10	297.7	6.2	281.7	2.0	15	12	9	9	8	9
10-11	283.2	6.2	286.7	3.5	16	13	10	10	9	8

1. Brunt₁
 2. Brunt₂
 3. Brutsaert

4. Idso-Jackson
 5. Swinbank

Continúa Tabla 3.1

CIUDAD UNIVERSITARIA (Concreto)

Hora Local	T(°K)	e (mb)	T _s (°K)	T _s -T	F _O	1	2	3	4	5
Enero 23										
11-12	286.4	6.1	291.1	4.7	15	14	11	12	10	10
Febrero 09										
09-10	287.3	4.7	289.3	2.0	12	14	11	11	8	9
13-14	295.9	3.9	302.6	6.7	19	19	15	16	10	10
16-17	296.1	3.8	298.3	2.2	21	16	12	14	8	8
17-18	296.0	3.7	296.0	0.0	17	15	11	13	6	7
				Media	15.6	14.3	11.2	11.7	8.9	9.3
				Error (%)		8	28	25	43	40
				ermc		2.1	4.8	4.2	7.3	6.9
				ermc (%)		13	31	27	47	44

ermc: error raíz de la media de los cuadrados.

Continúa Tabla 3.1

CHIHUAHUA 5 ENERO (Césped)

Hora Local	T(°K)	e (mb)	T _g (°K)	T _g -T	F ₀	1	2	3	4	5
08-09	270.5	3.5	270.5	0.0	10	11	8	9	7	8
09-10	273.0	3.8	275.2	2.2	16	12	9	10	8	9
10-11	277.8	4.6	282.0	4.2	14	13	10	11	9	10
11-12	285.5	6.7	291.3	5.8	14	14	12	12	11	10
12-13	291.5	8.5	298.5	7.0	14	15	13	12	13	11
13-14	293.0	8.4	298.2	5.2	13	14	12	12	12	10
14-15	291.5	7.2	295.0	3.5	13	14	11	11	11	9
15-16	290.5	6.4	290.5	0.0	17	12	10	10	9	7
16-17	289.5	6.0	286.1	-3.4	17	11	8	8	7	6
17-18	285.5	4.8	275.9	-9.6	13	8	5	6	4	4
			Media		14.1	12.4	9.8	10.1	9.1	8.4
			Error (%)			12	30	28	35	40
			ermc			3.3	5.2	4.9	6.1	6.5
			ermc(%)			23	37	35	43	46

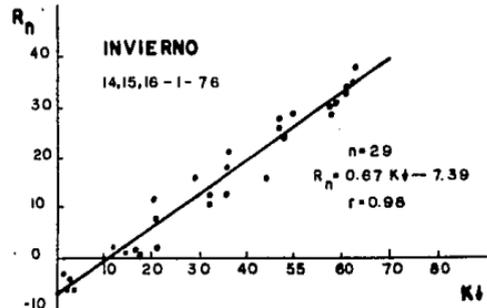
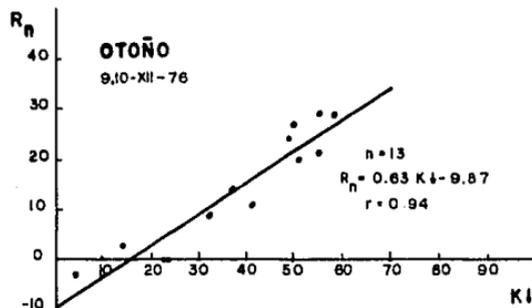
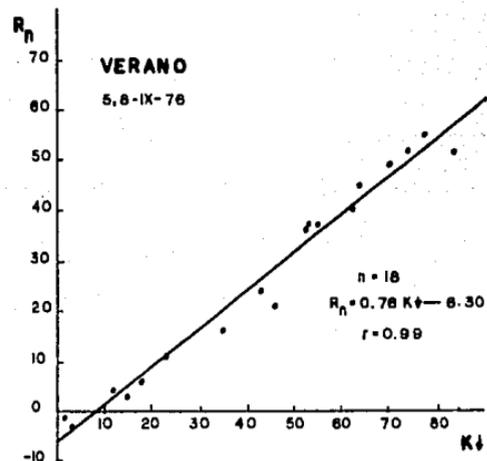
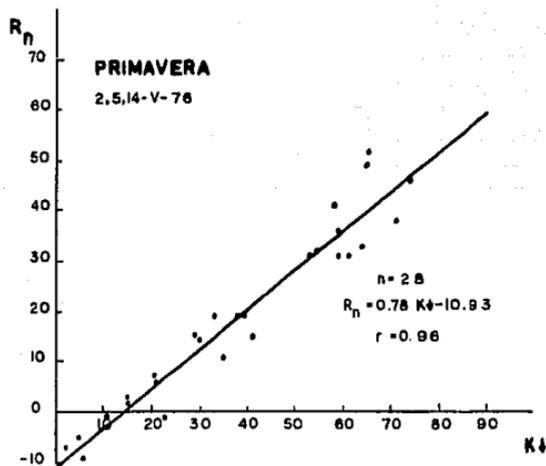


Fig. 3.2 Ciudad Universitaria. Totales horarias de radiación neta (concreto) vs radiación global. (ly/ hora)

Tabla 3.2. Ciudad Universitaria, 1976. Totales horarios en langleys de radiación neta R_n y de radiación global $K\downarrow$, y ecuaciones de regresión.

Hora Local	PRIMAVERA						VERANO			
	Mayo 2		Mayo 5		Mayo 14		Septiembre 5		Septiembre 8	
	R_n	$K\downarrow$	R_n	$K\downarrow$	R_n	$K\downarrow$	R_n	$K\downarrow$	R_n	$K\downarrow$
6-7	-9	6	-	-	-	-	-1	2	-	-
7-8	-1	23	-	-	-	-	3	15	-	-
8-9	15	41	-	-	-	-	16	35	-	-
9-10	31	59	-	-	-	-	37	55	-	-
10-11	46	74	49	65	14	30	49	70	-	-
11-12	33	64	52	65	15	29	52	74	-	-
12-13	38	71	41	58	3	15	55	77	40	62
13-14	31	61	36	59	31	53	45	64	52	84
14-15	32	55	19	38	19	39	36	52	21	46
15-16	11	35	19	33	6	21	37	53	24	43
16-17	15	41	-	-	7	21	11	23	6	18
17-18	-1	12	-	-	2	15	4	12	-	-
18-19	-7	2	-	-	-5	5	-3	3	-	-

Continúa.....

Tabla 3.2. Continuación

Hora Local	OTOÑO				INVIERNO					
	$R_n = 0.63 K\downarrow - 9.87 (r = 0.94)$				$R_n = 0.67 K\downarrow - 7.39 (r = 0.98)$					
	Diciembre 9 R_n	Diciembre 9 $K\downarrow$	Diciembre 10 R_n	Diciembre 10 $K\downarrow$	Enero 14 R_n	Enero 14 $K\downarrow$	Enero 15 R_n	Enero 15 $K\downarrow$	Enero 16 R_n	Enero 16 $K\downarrow$
7-8	-	-	-	-	-6	3	-	-	-4	3
8-9	0	23	0	24	1	18	-	-	2	17
9-10	9	32	11	41	13	36	-	-	18	36
10-11	20	51	21	55	24	48	12	21	29	50
11-12	27	50	-	-	31	57	16	29	26	47
12-13	29	55	-	-	33	61	21	36	38	63
13-14	29	58	-	-	31	59	28	47	34	61
14-15	24	49	-	-	29	58	13	32	30	58
15-16	14	37	-	-	16	44	8	21	11	32
16-17	3	14	-	-	2	21	2	12	1	15
17-18	-3	4	-	-	-6	4	-3	2	-	-

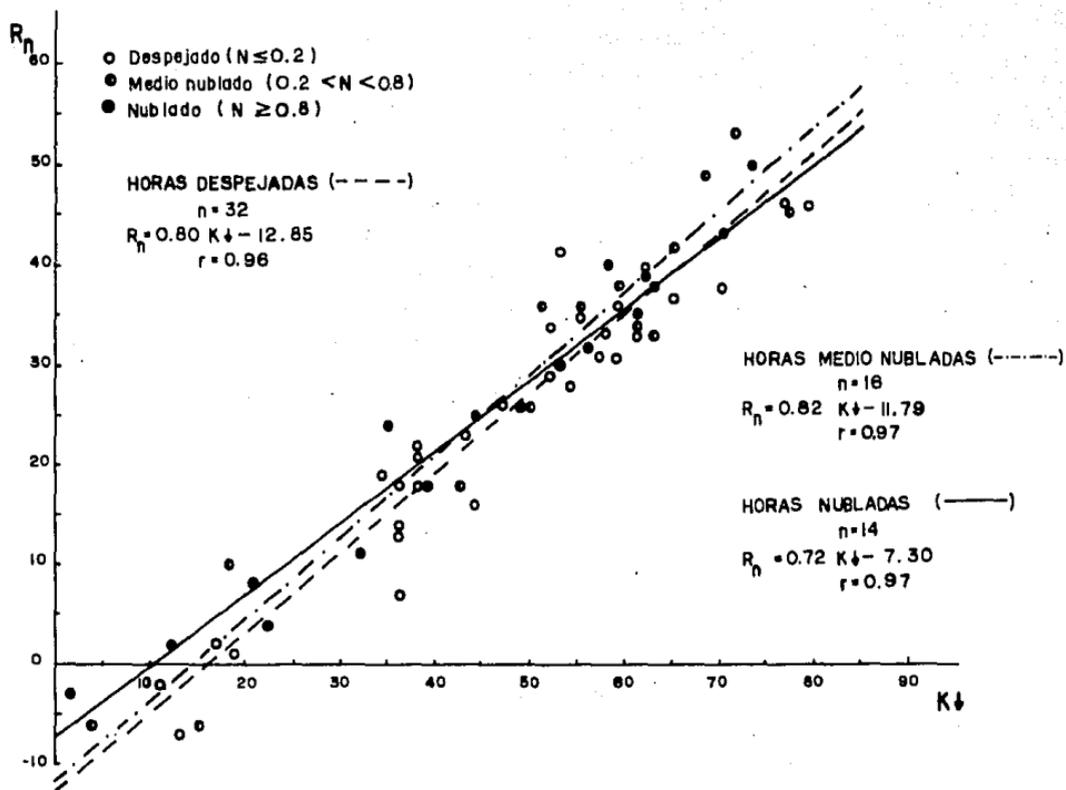


Fig. 3.3 Ciudad Universitaria, Invierno, 1976. Totales horarios de radiación neta (concreto) vs radiación global. (ly/hora)

Tabla 3.3. Ciudad Universitaria, Invierno, 1976. Totales horarios en langleys de radiación neta R_n y radiación global $K\downarrow$ clasificados según la condición nubosa, y ecuaciones de regresión.

Despejados (32)				Medio-Nublados (16)		Nublados (14)	
R_n	$K\downarrow$	R_n	$K\downarrow$	R_n	$K\downarrow$	R_n	$K\downarrow$
46	74	14	36	-6	4	8	20
46	77	28	54	34	61	2	12
42	53	37	65	10	18	-3	2
1	18	1	20	-6	15	11	32
13	36	21	38	18	43	39	62
31	57	34	52	36	55	18	39
33	61	19	34	50	73	32	56
31	59	18	38	36	56	26	49
16	44	22	38	29	52	30	53
38	63	35	55	26	50	35	61
2	17	39	62	38	59	25	44
18	36	43	70	42	65	24	35
26	47	23	43	49	68	40	58
36	59	38	70	46	77	4	22
33	57	7	36	33	63		
2	17	-7	13	53	71		

$R_n = 0.80 K\downarrow - 12.85$	$R_n = 0.82 K\downarrow - 11.79$	$R_n = 0.72 K\downarrow - 7.30$
$r = 0.96$	$r = 0.97$	$r = 0.97$
ermc = 3.9	ermc = 4.5	ermc = 3.2

Para todos los valores juntos (62) :

$$R_n = 0.78 K\downarrow - 11.08$$

$$r = 0.96$$

$$\text{ermc} = 4.1$$

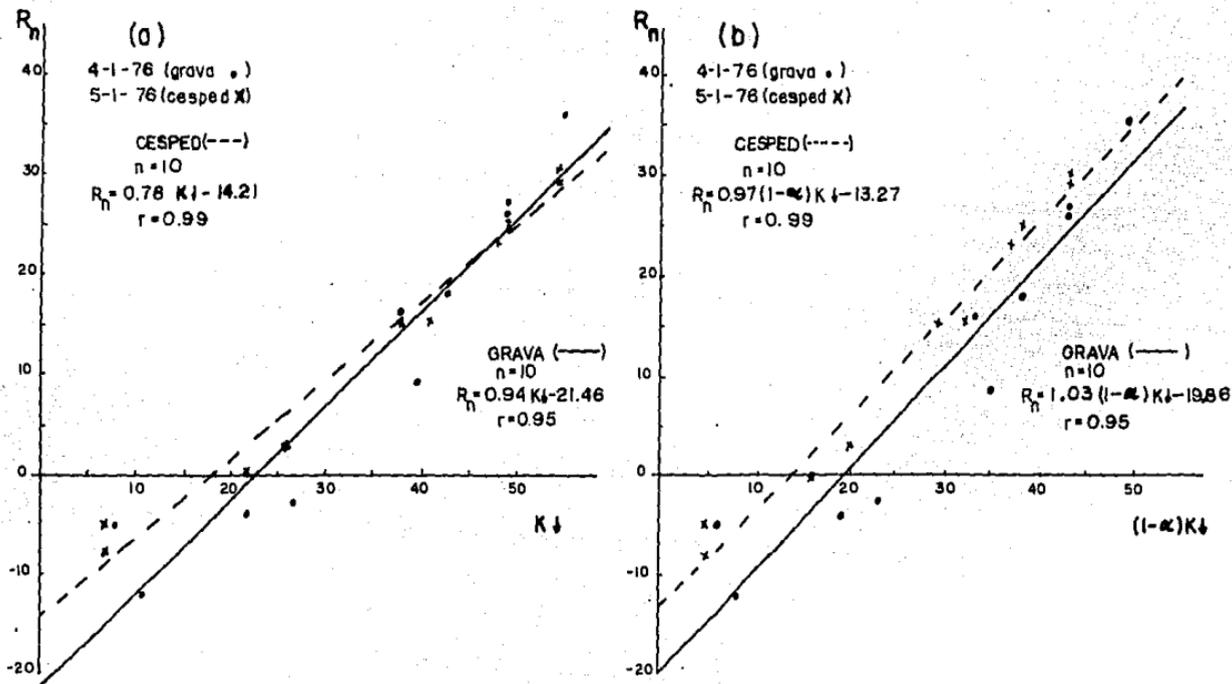


Fig. 3.4 Chihuahua, Invierno. Totales horarios de (a) radiación neta vs radiación global y de (b) radiación neta vs radiación global absorbida (ly/hora)

Tabla 3.4. Chihuahua, Invierno, 1976. Totales horarios en langleys de radiación neta R_n , radiación global $K\downarrow$ y radiación global absorbida $(1-\alpha)K\downarrow$; y ecuaciones de regresión.

Hora Local	4 De Enero (Grava)			5 De Enero (Césped)		
	R_n	$K\downarrow$	$(1-\alpha)K\downarrow$	R_n	$K\downarrow$	$(1-\alpha)K\downarrow$
8-9	-5	8	6	-5	7	5
9-10	-4	22	19	0	22	16
10-11	16	38	33	15	38	29
11-12	27	49	43	23	48	37
12-13	36	55	49	29	54	43
13-14	26	49	43	30	54	43
14-15	18	43	38	25	49	39
15-16	9	40	35	15	41	31
16-17	-3	27	23	3	26	20
17-18	-12	11	8	-8	7	5
$R_n = 0.94 K\downarrow - 21.46$ $r = 0.95$ ermcc = 4.8				$R_n = 0.78 K\downarrow - 14.21$ $r = 0.99$ ermcc = 2.2		
$R_n = 1.03 (1-\alpha)K\downarrow - 19.86$ $r = 0.95$ ermcc = 4.8				$R_n = 0.97 (1-\alpha)K\downarrow - 13.27$ $r = 0.99$ ermcc = 1.9		

CONCLUSIONES

- 1) Ciertos autores [15, 86] mencionan, refiriéndose a la radiación térmica atmosférica, que "la comparación hecha por Lonqvist de más de veinte procedimientos muestra que la precisión de una fórmula de radiación tiene poca relación con la cantidad de teoría que fundamenta su derivación". Acerca de esta afirmación es necesario señalar que es correcta si las fórmulas se aplican para la estimación de valores en períodos de tiempo cortos y en localidades específicas; pero es incorrecta si las fórmulas se aplican en un contexto climatológico o geográfico, ya que de acuerdo con los trabajos más recientes una mayor fundamentación teórica se traduce en una validez más general de las fórmulas. Las ecuaciones empíricas más fundamentadas teóricamente muestran una mayor generalidad geográfica y estacional en sus constantes, lo cual hace más confiable su aplicación en épocas y lugares en donde no es posible verificar el desempeño de cada una de las distintas ecuaciones.
- 2) La afirmación hecha por Kondratyev en el sentido que las ecuaciones empíricas son útiles exclusivamente para la estimación de valores climatológicos de los flujos de radiación térmica no se puede considerar correcta. Ciertamente, existe una mayor justificación teórica para aplicar las ecuaciones empíricas en períodos de tiempo largos, sin embargo, los resultados de Paltridge e Idso muestran que si se aplica una corrección para cada hora del día las ecuaciones empíricas son capaces de proporcionar una buena estimación de la radiación térmica en períodos de tiempo cortos (horas). Estas desviaciones con

la hora del día se pueden explicar en términos del "efecto opacidad mo dificado" propuesto por Idso como un desarrollo del "efecto opacidad" de Swinbank.

- 3) Las cartas de radiación subestiman frecuentemente la radiación térmica atmosférica ya que no toman en cuenta la contribución de los aerosoles atmosféricos al flujo radiativo de onda larga [14, 87-91] . Es de esperarse que por la misma razón el Método Teórico Simplificado de Kon dratyev también la subestime en muchas ocasiones. En cambio, las constantes de las ecuaciones empíricas son susceptibles de contener información sobre una contribución media de los aerosoles a la radiación térmica atmosférica, lo cual representa una ventaja predictiva sobre los métodos teóricos simplificados, y contribuye a cuestionar aún más la afirmación hecha por Sutton [92] que "ninguna expresión (Ångström, Brunt) se compara en precisión con las estimaciones individuales hechas mediante cartas de radiación".
- 4) Kon dratyev e Idso están de acuerdo en que la precisión de las ecuaciones de Ångström y de Brunt es similar (utilizando constantes adecuadas), con siderando que es preferible emplear la ecuación de Brunt ya que sólo con tiene dos constantes empíricas mientras que la de Ångström contiene tres. Idso concluye además que por encima de 0°C las ecuaciones de Swinbank y de Idso-Jackson son igualmente adecuadas, mientras que por abajo de 0°C es preferible utilizar la de Idso-Jackson.
- 5) De las ecuaciones empíricas para estimar radiación efectiva ensayadas en Ciudad Universitaria y en Chihuahua, la ecuación de Brunt con cons-

tantes $a' = 0.560$ y $b = 0.080$ proporcionó los mejores resultados seguida por la Brutsaert. Esto era de esperarse ya que de acuerdo con Idso las ecuaciones que dependen de la temperatura del aire y de la tensión del vapor de agua (v.g. Brunt y Brutsaert) proporcionan una mejor estimación en períodos de tiempo cortos que las ecuaciones que dependen únicamente de la temperatura del aire (Swinbank e Idso-Jackson). El mejor desempeño de la ecuación de Brunt (con las constantes indicadas) sobre la de Brutsaert se debe seguramente a que las constantes de la ecuación de Brutsaert fueron derivadas analíticamente para una atmósfera aproximadamente Estándar que no es la atmósfera típica de nuestras localidades.

- 6) Ninguna de las ecuaciones empíricas existentes incluye adecuadamente la dependencia de la emisividad efectiva de la atmósfera con la temperatura del aire en todo su rango de variación por encima y por abajo de 0°C (la ecuación de Idso-Jackson es la que más se aproxima a este objetivo); por tanto persiste la necesidad de desarrollar una formulación válida para todo el rango de temperaturas alcanzables sobre la superficie terrestre. Estudios adicionales son requeridos también en relación con una mejor inclusión en las formulaciones del efecto de la nubosidad sobre los flujos de radiación térmica en superficie.
- 7) Al ensayar la ecuación de regresión $R_n = AK\downarrow + B$ con datos de las distintas estaciones del año de 1976 en Ciudad Universitaria se observa una variación de las constantes empíricas con la estación del año, aunque siendo estas constantes muy parecidas para la Primavera y el

Verano, y para el Otoño y el Invierno, no obstante estas similitudes, lo recomendable parece ser establecer la regresión para cada estación del año, especialmente si se trabaja con localidades situadas en latitudes extratropicales.

- 8) Ciertos autores [37, 57, 64] han obtenido correlaciones altas al ensayar la ecuación de regresión entre R_n y $K\downarrow$ sin hacer distinción entre los datos por el grado de nubosidad presente. En este trabajo no se obtuvo una mejora importante al agrupar los valores según la condición nubosa en relación con la consideración conjunta de todos estos valores. Sin embargo, este resultado no es concluyente y estudios adicionales son requeridos para esclarecer este punto.
- 9) Los resultados obtenidos en esta tesis concuerdan con resultados de trabajos previos [58, 68] en el sentido que la ecuación de regresión $R_n = AK\downarrow + B$ es altamente correlacionada y que ninguna ventaja predictiva adicional ofrece la ecuación $R_n = a(1 - \alpha)K\downarrow + b$ al considerar explícitamente al albedo del suelo.
- 10) Los modelos empíricos de la radiación neta tienen un carácter descriptivo y predictivo pero no explicativo, esto es, no son útiles para representar los complejos procesos de intercambio radiativo en la superficie terrestre. Esto está asociado con el fracaso del "coeficiente de calentamiento" (β) y del "coeficiente de intercambio de onda larga" (λ) en su intento de representar las propiedades radiativas de las superficies y la interacción de éstas con el "habitat" radiante.

REFERENCIAS

1. Chacko, O.: Further studies on the heat radiation from the night sky at Poona. *Indian J. Met Geoph.* 2, No. 3 (1951).
2. Berlyand, M.E. y Berlyand, T.G.: Measurement of the effective radiation of the earth with varying cloud amounts. *IZV. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geofiz.*, No. 1 (1952).
3. Kondratyev, K. Ya.: Radiative heat exchange in the atmosphere. New York: Academic Press (1965).
4. Ångström, A.: A study of the radiation of the atmosphere. *Smithsonian Inst., Misc. Coll.* 65, 1-159 (1915).
5. Brunt, D.: Notes on radiation in the atmosphere. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 58, 389-418 (1932).
6. Ångström, A.: Über die Gegenstrahlung der Atmosphäre. *Meteorol Z.* 33, 529-538 (1916).
7. Swinbank, W.C.: Long-Wave radiation from clear skies. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 89, 339-348 (1963).
8. Bannon, J.K.: *Met. Res. Cttee. M.R.P.*, No. 978 (1956).
9. Bannon, J.K. y Steele, L.P.: *Met. Res. Cttee., M.R.P.*, No. 1075 (1957).
10. Dines, W.H. y Dines, L.H.: Monthly mean values of radiation from various parts of the sky at Benson, Oxfordshire. *Mem. Roy. Met. Soc.*, 2, No. 11 (1927).
11. Gates, D.M.: Radiant energy, its receipt and disposal. *Agricultural Meteorology, Met. Mon.* 28, pp. 1-26, American Meteorological Society, Boston, Mass. (1965).
12. Idso, S.B. y Jackson, R.D.: Thermal radiation from the atmosphere. *J. Geoph. Res.* 74 (23), 5397-5403 (1969).
13. Dorsey, N.E.: *Properties of Ordinary Water-Substance*, 673 pp., Reinhold, New York (1940).
14. Robinson, G.D.: Notes on the measurement and estimation of atmospheric radiation (1). *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 73, 127-150 (1947).

15. Monteith, J.L.: An empirical method for estimating long-wave radiation exchanges in the British Isles. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 87, 171-179 (1961).
16. Paltridge, G.W.: Day-time long-wave radiation from the sky. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 96, 645-653 (1970).
17. Idso, S.B.: Systematic deviations of clear sky atmospheric thermal radiation from predictions of empirical formulae. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 98, 399-401 (1972).
18. Idso, S.B.: On the use of equations to estimate atmospheric thermal radiation. *Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B*, 22, 287-299 (1974).
19. Monteith, J.L.: Long-wave radiation from clear skies. *Discussion. Quart. J. Roy. Met. Soc.* 90, 488-493 (1964).
20. Swinbank, W.C.: Long-wave radiation from clear skies. *Discussion. Quart. J. Roy. Met. Soc.* 90, 488-493 (1964).
21. Deacon, E.L.: The derivation of Swinbank's long-wave radiation formula. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 96, 313-319 (1970).
22. Wartena, L., Palland, C.L. y v.d. Vossen, G.H.: Checking of some formulae for the calculation of long wave radiation from clear skies. *Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B*, 21, 335-348 (1973).
23. Brutsaert, W.: On a derivable formulae for long-wave radiation from clear skies. *Water Resour. Res.* 11, 742-744 (1975).
24. Aase, J.K. e Idso, S.B.: A comparison of two formula types for calculating long-wave radiation from the atmosphere. *Water. Resour. Res.* 14, 623-625. (1978).
25. Kirillova, T.V.: A comparison of various methods of determining effective radiation at the earth's surface. *Trudy GGO*, No. 27 (89), (1951).
26. Lonngvist, O.: Synthetic formulae for estimating effective radiation to a cloudless sky and their usefulness in comparing various estimation procedures. *Ark. Geofy.* 2, 245-294 (1954).
27. Garret, A.J.: A comparison of the observed longwave radiation flux to calculations based on Kondratyev's and Brunt's Methods. *Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B*, 25, 127-134 (1977).
28. Chumakova, M.S.: A contribution to the method of approximate calculation. *Meteorol. i Gidrol. Inf. Sb.*, No. 4 (1974).

29. Bolz, H. M.: Die Abhängigkeit der infraroten Gegenstrahlung von der Bewölkung. *Z. Met.*, No. 7 (1949).
30. Kretz, E.: Registrierungen der langwelligen Gegenstrahlung in Frankfurt. *Geof. Pura e Appl.* 28 (1954).
31. Budyko, I., Berlyand, T.G. y Zubenok, L.I.: The thermal balance of the earth's surface. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geogr.*, No. 3 (1954).
32. Sellers, W.D.: *Physical climatology*. Chicago: The University of Chicago (1965).
33. Pochop, L.O., Shanklin, M.D. y Horner, D.A.: Sky cover influence on total hemispheric radiation during daylight hours. *J. Appl. Met.* 7, 484-489 (1968).
34. Specht, H.: Über die absorbtion -und Emissions- strahlung der atmosphärischen Ozonschicht bei der wellenlänge 9.6 . *Mitt. Max-Planck-Inst. Aeron.*, No. 29 (1967).
35. Tanner, C.B.: Energy balance approach to evaporation from crops. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 24, 1-9 (1960).
36. Tanner, C.B. y Pelton, W.L.: Potencial evapotranspiration estimates by the approximate energy balance method of penman. *J. Geophys. Res.* 65, 3391-3413 (1960).
37. Chang, Jen-hu: Microclimate of sugar cane. *Hawaiian Planters' Record* 56, 195-225 (1961).
38. Tanner, C.B. y Lemon, E.R.: Radiant energy used in evapotranspiration. *Agron. J.* 54, 207-211 (1962).
39. Penman, H.L.: Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc., London A*193, 120-145 (1948).
40. Pasquill, F.: Air Ministry, *Met. Res. Cttee.*, M.R.P. No. 579 (1950).
41. House, G.J., Rider, N.E. y Tugwell, C.P.: A surface energy-balance computer. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 86, 215-231 (1960).
42. Aizenshtat, B.A.: On the heat balance of the ground at Tashkent. *Izv. Akad. Nank SSSR, Ser. Geogr. i Geofiz.*, No. 1 (1951).

43. Aizenshtat, B.A. y Ageshina, E.I.: Some results of the study of the thermal balance of the ground at Tashkent. Trudy TGO, No. 5(6), (1951).
44. Sapzhnikova, S.A.: Microclimate and local climate. Gidrometeoizdat, Leningrado (1950).
45. Sapozhnikova, S.A.: Approximate calculations of the variation of the radiation balance during day and their use in predicting the beginning and end of the nocturnal inversion. Trudy NIU GUGMS, Ser. 1, No. 24 (1946).
46. Aizenshtat, B.A.: A device for determining soil temperature - the soil thermograph. Trudy TGO, No. 7(8), (1952).
47. Chikirova, G.A.: The radiation balance derived from observations made at Dolgoprudnaya station. Trudy GGO, No. 16(78), (1949).
48. Aizenshtat, B.A., Kirillova, T.V., Laikhtman, D.L., Ogneva, T.A., Timofeyev, M.P. y Tseitin; G.Kh.: Changes in the heat balance of the effective surface during irrigation. Trudy GGO, No. 39 (101), (1953).
49. Aizenshtat, B.A. y Kirillova, T.V.: A comparison of the radiation balance components of a semi-desert and a cotton field. Dokl. Akad. Nauk Uzb. SSSR, No. 2 (1954).
50. Pivovarova, Z.I.: The radiation balance of the effective surface. Trudy NIU GUGMS, Ser. 1, No. 39 (1947).
51. Aizenshtat, B.A. y Zuyev, M.V.: Some features of the thermal balance of a sand desert. Trudy GGO, No. 6 (7), (1952).
52. Laikhtman, D.L. y Chudnovsky, A.F.: Physics of the surface Layer of the Atmosphere. Goztekhlzdat, Moscú-Leningrado (1949).
53. Fleischer, R.: Der Jahresgang der Strahlungsbilanz und ihrer Komponenten. Ann. Met. 6, 357-364 (1953).
54. Shaw, R.H.: A comparison of solar radiation and net radiation. Bull. Am. Met. Soc. 37, 205-206 (1956).
55. Scholte-Ubing, D.W.: Over straling de warmtebalans en de verdamping van grass. Mededel. Landbouwhoogeschool. Wageningen 59, 1-93 (1959).
56. Ekern, P.C.: The fraction of sunlight retained as net radiation in Hawaii, J. Geophys. Res. 70(4), 785-793 (1965).

57. Davies, J.A.: A note on the relationship between net radiation and solar radiation. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 93, 109-115 (1967).
58. Fritschen, L.J.: Net and solar radiation relations over irrigated field crops. *Agr. Met.* 4, 55-62 (1967).
59. Federer, C.A.: Spatial variation of net radiation, albedo and surface temperature of forests. *J. Appl. Met.* 7, 789-795 (1968).
60. Idso, S.B., Baker, D.G. y Blad, B.L.: Relations of radiation fluxes over natural surfaces. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 95, 244-257 (1969).
61. Tuller, S.E. y Van Heuklon, T.: The relation of net and solar radiation over bare sand surfaces. *Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B*, 20, 179-190 (1972).
62. Monteith, J.L. y Szeicz, G.: The radiation balance of bare soil and vegetation. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 87, 159-170 (1961).
63. Monteith, J.L. y Szeicz, G.: Radiative temperature in the heat balance of natural surfaces. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 88, 496-507 (1962).
64. Stanhill, G., Hofstede, G.H. y Kalma, J.D.: Radiation balance of natural and agricultural vegetation. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 92, 128-140 (1966).
65. Nkemdirim, L.C.: Relation of radiation fluxes over prairie grass. *Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B*, 23-40 (1972).
66. Gay, L.W.: The regression of net radiation upon solar radiation. *Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B*, 19, 1-14 (1971).
67. Moore, C.J.: A comparative study of radiation balance above forest and grassland. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 102, 889-899 (1976).
68. Idso, S.B.: An analysis of the heating coefficient concept. *J. Appl. Met.* 7, 716-717 (1968).
69. Idso, S.B.: Relations between net and solar radiation. *J. Met. Soc. Jap.* 49, 1-12 (1971).
70. Gay, L.W.: Comments on "Spatial variation of net radiation, albedo and surface temperature of forests". *J. Appl. Met.* 8, 701-702 (1969).
71. Polavarapu, R.J.: A comparative study of global and net radiation measurements at Guelph, Ottawa and Toronto. *J. Appl. Met.* 9, 809-814 (1970).

72. Linacre, E.T.: Estimating the net-radiation flux. *Agric. Met.* 5, 49-49-63 (1968).
73. Chang, Jen-hu: Global distribution of net radiation according to a new formula. *Annals, Association of American Geographers*, 60, 340-351 (1970).
74. Budyko, M.I.: The heat balance of the earth surface. U.S. Dept. of Commerce, Washington, D.C. (1956).
75. Ojo, O.: Solar radiation, net radiation and temperature in Argonne, Chicago. *Solar Energy* 15, 155-170 (1973).
76. Terjung, W.H., Kickert, R.N., Kochevar, R.J., Mrowka, J.P., Ojo, S.O., Potter, G.L. y Tuller, S.E.: The annual march of the topoclimatic spatial patterns of net radiation in Southern California. *Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B*, 17, 21-50 (1969).
77. Buettner K. J.K. y Kern, C.D.: The determination of infrared emissivities of terrestrial surfaces. *J. Geophy. Res.* 70, 1329-1337 (1965).
78. Gayevsky, V.L.: Surface temperatures of large territories. *Trans. Main Geophys. Obs.* issue 26 (88), Leningrado (1951).
79. Golssa, N.I.: Some regularities of the daily and annual variation of the net radiation of the underlying surface and net radiation components. *Trans. Ukrainian Hydromet. Res. Inst.*, issue 31 (1962).
80. Tooming, H.: Daily and seasonal albedo variations of some natural surfaces in the Estonian S.S.R. *Investigations in Atm. Phys.* 2, Tartu (1960).
81. Barashkova, Ye. P., Gaevsky, V.L., Dyachenko, L.N., Luchina, K.M. y Pivovarova, Z.I.: Radiation Regime of the U.S.S.R. Territory. *Gidrometeoizdat, Leningrado* (1961).
82. Loginova, Z.A. y Yanishevsky, Yu. D.: Calibration of balance meters and pyrgeometers. *Trudy GGO, No. 46(108)*, (1955).
83. Robinson, G.D.: Surface measurements of solar and terrestrial radiation during the IGY and IGC. *Ann. Int. Geophys. Yearbk.* 32, 17-61 (1964).
84. Berlyand, M.E.: Diurnal variations of temperature, turbulent exchange and radiation balance *Trudy GGO, No. 48 (110)*, (1954).

85. Gushchin, G.P.: Investigation of Atmospheric Ozone. Gidrometeoizdat, Leningrado (1963).
86. Viswanadham, Y. y Ramanadham, R.: Studies of night radiation at some Indian stations. Pure and Appl. Geophys. 68, 214-228 (1967).
87. Robinson, G.D.: Notes on the measurement and estimation of atmospheric radiation (2). Quart. J. Roy. Met. Soc. 76, 37-51 (1950).
88. Idso, S.B.: Radiation fluxes during a dust storm. Weather 27, 204-208 (1972).
89. Rouse, W.R., Noad, D. y Mc Cutcheon, J.: Radiation, temperature and atmospheric emissivities in a polluted urban atmosphere at Hamilton, Ontario. J. Appl. Met. 12, 798-807 (1973).
90. Ackerman, T.P.: A model of the effect of aerosols on urban climates with particular application to the Los Angeles Basin. J. Atmos. Sci. 34, 531-547 (1977).
91. Dalrymple, G.J. y Unsworth, M.H.: Long wave radiation at the ground: IV. Comparison of measurement and calculation of radiation from cloudless skies. Quart. J. Roy. Met. Soc. 104, 989-977 (1978).
92. Sutton, O.G.: Micrometeorology. McGraw-Hill, London (1953).
93. Gelger, R.: The climate near the ground. Harvard University Press, Cambridge (1966).
94. Galindo, I. y Chávez, A.: Estudio del Clima Solar en la República Mexicana. Servicio Meteorológico Nacional, México, D.F. 1977.
95. Chávez, A.: Estimation of Global Solar Radiation in Short-Term Periods. Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B, 27, 335-348 (1979).