



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

Escuela Nacional de Estudios Profesionales "ARAGON"

INGENIERIA

**ANALISIS DE MODELOS MATEMATICOS DE
PREDICCION DE RADIACION SOLAR.**

T E S I S

Que para obtener el título de:

INGENIERO MECANICO ELECTRICO

P r e s e n t a :

LORENZO ZAMBRANO SALGADO



Universidad Nacional
Autónoma de México



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 esta 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.

I N D I C E

	Pág.
Introducción	1
Capítulo I LA RADIACION SOLAR	8
I.1 La Radiación Solar Extraterrestre	9
I.1.1 El Sistema Solar	9
I.1.2 Algunas Características del Sol	12
I.1.3 Radiación Emitida por el Sol	15
I.1.4 El Sistema Sol - Tierra	15
I.1.5 El Tiempo Solar	18
I.1.6 La Constante Solar y su Distribución Espectral	19
I.2 Características Principales de la Tierra	24
I.3 Influencia de la Atmósfera sobre la Radiación Solar	26
I.4 Radiación Solar Incidente en la Superficie de la Tierra	30
I.4.1 Factores que Determinan la Radiación Solar Instantánea	33
I.4.2 La Radiación Solar en México	33
I.5 Conclusión	38
Capítulo II MODELOS MATEMATICOS DE PREDICCIÓN	39
II.1 Masa de Aire Atmosférica	41
II.2 Distribución Espectral de la Radiación Solar en la Superficie Terrestre.	44

II.2.1	Dispersión Molecular de Rayleigh	44
II.2.2	Absorción por el Ozono	45
II.2.3	Absorción del Vapor de Agua	47
II.2.4	Absorción por Mezcla de Gases	48
II.2.5	Transmitancia por Aerosoles	48
II.3	Modelos de Predicción de Radiación - Solar Directa	52
II.3.1	Modelo de Allen	52
II.3.2	Modelo de Atwater y Ball	52
II.3.3	Modelo de Majumdar	53
II.3.4	Modelo de Watt	54
II.3.5	Modelo de Douglas V. Hoyt	56
II.3.6	Modelos Bird	59
II.3.7	Modelo de Hoyt C. Hottel	60
II.3.8	Modelo de Moon	62
II.3.9	Modelo de Paltridge	64
II.3.10	Modelo de S. Bárbaro et-al	64
II.4	Modelos de Predicción de Radiación Solar Difusa	66
II.4.1	Modelo de Douglas V. Hoyt	66
II.4.2	Modelo de S. Bárbaro et-al	66
II.4.3	Modelo de Robert R. Morgan et-al	67
II.4.4	Modelo ASHRAE	70
II.5	Modelos de Predicción de Radiación Solar Global	72
II.5.1	Modelo de Rapp y Hoffman	72
II.5.2	Modelo de Douglas V. Hoyt	73
II.5.3	Modelo de S. Bárbaro et-al	75
II.6	Conclusión	76

Capítulo III	MEDICION DE VARIABLES METEOROLOGICAS Y DE INSOLACION	77
--------------	--	----

III.1	Definición de Términos	78
III.2	Mediciones Meteorológicas	79
	III.2.1 Temperatura Ambiente	80
	III.2.2 Presión Atmosférica	83
	III.2.3 Humedad Relativa	87
	III.2.4 Precipitación Atmosférica	90
	III.2.5 La Nubosidad	93
III.3	Mediciones de Insolación	95
	III.3.1 Radiación Solar Directa	97
	III.3.2 Radiación Solar Global	99
	III.3.3 Radiación Solar Difusa	103
	III.3.4 El Albedo Terrestre	105
III.4	Aspectos a Considerar al Efectuar las Mediciones	106
III.5	Consideraciones sobre los Paráme <u>tro</u> s Meteorológicos Empleados	107
III.6	Mediciones en las Instalaciones del IIE	108
III.7	Conclusión	111
Capítulo IV	OBTENCION DE LOS PARAMETROS DE LOS MODE <u>LO</u> S	113
IV.1	Modelo a Utilizar	114
IV.2	Datos Meteorológicos y de Insola <u>ció</u> n Requeridos por el Modelo de Allen	115
	IV.2.1 Presión Parcial del Vapor de Agua y Presión Atmosf <u>é</u> rica Local.	115
	IV.2.2 Radiación Solar Directa - Normal	118

IV.3	Descripción del Método de Linealización y de Estimación de los Parámetros	121
IV.4	Influencia de las Variaciones de la Humedad Relativa	123
IV.5	Influencia del Vapor de Agua sobre el Modelo de Allen	138
IV.6	Promedios Mensuales y Anuales de los Parámetros Estimados.	141
IV.7	Recomendaciones para el Mejoramiento de la Predicción del Modelo de Insola- ción Modificado	145
IV.8	Conclusión	145
Capítulo V VALIDACION DE LOS MODELOS DE PREDICCION		147
V.1	Requerimientos para la Evaluación de los Modelos de Predicción	148
	V.1.1 Identificación de la Información	148
	V.1.2 Datos de Insolación	149
	V.1.3 Datos Meteorológicos	149
V.2	Criterios para la Evaluación de un Modelo.	150
V.3	Validación del Modelo Modificado e Implementado en el IIE	150
	V.3.1 Comparación de la Insolación Instantánea Directa de Incidencia Normal Medida y Calculada	153
	V.3.2 Comparación de los Promedios Mensuales de la Insolación Directa de Incidencia Normal Medida y Calculada.	167
V.4	Recomendaciones para el Uso del Modelo	170
V.5	Conclusión	171

CONCLUSIONES	172
APENDICES	
Apéndice "A"	176
Apéndice "B"	180
Apéndice "C"	183
Apéndice "D"	186
Apéndice "E"	193
Apéndice "F"	194
REFERENCIAS	196
SIMBOLOGIA	202

INTRODUCCION

Las actuales necesidades energéticas de cualquier país son en general satisfechas por los combustibles fósiles - (carbón, petróleo y gas natural) y por lo tanto es sobre ellos que descansa la economía mundial. Su posible agotamiento ha motivado la búsqueda de nuevas fuentes de energía, como la nuclear, la solar, la geotermia, la eólica, las caídas de agua y la biomasa. El propósito de este trabajo es hablar de la segunda fuente de energía que es la solar.

La energía solar (radiación solar) es abundante confiable y gratuita. El sol ha entregado su energía sobre la tierra por más de 4000 millones de años y continuará así por varios miles de millones de años más. La inconstancia del sol es regional y estacional; no es arbitraria ni política; por lo tanto su utilización puede predecirse y planearse.

En México existen diferentes instituciones como universidades, institutos de investigación, organismos descentralizados, etc, que participan en el estudio y desarrollo de la energía solar como son el Centro de Investigación de Estudios Avanzados (CIEA) del IPN, el Instituto de Ingeniería (II) y el Instituto de Investigación de Materiales (IIM) de la UNAM, el Instituto de Investigaciones Eléctricas (IIE), Institutos tecnológicos, etc.

En el Instituto de Investigaciones Eléctricas (IIE) - dentro del Departamento de Fuentes no Convencionales de Energía, se están realizando investigaciones para establecer la posibilidad de construir plantas helioeléctricas (42, 43).

Entre estas investigaciones se realiza el proyecto --- "análisis de tecnologías helioeléctricas en los conceptos de receptor central y fotovoltaico". Actualmente este tipo de tecnologías se están investigando a nivel mundial (E.U, RUSIA, JAPON, FRANCIA, etc.) con el objeto de desarrollar

sistemas de conversión de energía solar (energía no convencional) a energía térmica eléctrica ya que presenta una alta factibilidad técnica y económica y se contempla que para la década de los 90's esto podría ser llevado a la realidad teniéndose una tecnología madura y para el año 2025, esta opción podría satisfacer el 75% de las necesidades de energía consumida por el hombre*.

En México Existe el recurso solar en forma abundante ya que estudios efectuados en el país sobre la cantidad de radiación solar aprovechable, muestra que este recurso es grande con una insolación promedio observada de las más altas del mundo⁽¹²⁾ (ver párrafo I.4.2 del capítulo I). Del mapa anual de insolación global, se dedujo que cerca del 70% del territorio nacional recibe más de 400 Langleys/día (1 Langley = 1 Cal/cm²), Además en nuestro país existen grandes extensiones de superficies con zonas desérticas y semidesérticas, y esto posibilita la captación de la radiación solar a gran escala, sin originar problemas respecto a la utilización de superficies donde se instalarían las plantas helioeléctricas.

El presente trabajo forma parte de las investigaciones que se realizan en el IIE y se concreta al estudio de los aspectos meteorológicos y de insolación. Sin embargo mencionaremos en una forma muy general los subsistemas de que están compuestos una planta helioeléctrica.

Una planta helioeléctrica del tipo receptor central (PHRC) la integran básicamente cinco subsistemas y son mostrados por las figuras a y b⁽⁴²⁾.

- Colector
- Receptor
- De almacenamiento
- De generación eléctrica
- De control maestro

* La Perspectiva Solar, Denis Hayes, "La Tercera Transición", 1977 (puntos de vista sobre el futuro de la energía).

Una planta Helioléctrica de tipo fotovoltaico (PHF) la integran básicamente cuatro subsistemas y son mostrados por la figura c⁽⁴⁴⁾.

- Colector
- De almacenamiento
- De acondicionamiento de potencia
- De control

El objetivo principal de este trabajo es el de efectuar un análisis de los modelos de predicción instantánea de Radiación Solar Directa, Difusa y Global existentes, haciendo énfasis en los modelos de predicción de radiación solar directa de incidencia normal por el uso que se les da en las plantas helioeléctricas; e implementar uno de ellos a nuestras condiciones locales y sentar las bases para aplicarlo en un futuro no lejano a la predicción en cualquier punto local de la República Mexicana.

Esto es con el fin de conocer con más exactitud la cantidad de insolación (directa, difusa y global) que posee nuestro territorio nacional, y de esta forma contribuir a la explotación de los lugares más favorables para la instalación de las plantas helioeléctricas.

En el capítulo I, se presentan los principios básicos de la radiación solar, la distribución espectral de la radiación solar en función de su longitud de onda y se menciona la influencia de la atmósfera terrestre sobre la radiación solar extraterrestre. Se tratan los diferentes tipos de radiación solar que llega a la superficie terrestre y se describen algunos factores geofísicos que influyen sobre la disponibilidad de la radiación solar existente en un punto local de la tierra.

En el capítulo II, se analizan las propiedades de atenuación de la atmósfera sobre la radiación solar y se hace el análisis de algunos modelos matemáticos de predicción instan

tánea de radiación solar directa, difusa y global.

En el capítulo III, se presentan las mediciones de algunas variables meteorológicas y de insolación, explicando con que instrumento y la forma en que se realizan, pues algunas de estas variables son utilizadas por algunos modelos matemáticos para su predicción. Además para las aplicaciones de nuestro interés (generación helioeléctrica) se menciona la necesidad de hacer este tipo de mediciones en el sitio local, y se mencionan algunas variables meteorológicas y de insolación que han sido y serán realizadas en el IIE.

En el capítulo IV, se presenta una metodología para la adaptación de los parámetros de un modelo de predicción instantánea de radiación solar directa. Los datos meteorológicos utilizados por el modelo, los problemas encontrados con las mediciones de insolación, y la influencia de la humedad relativa sobre la radiación solar directa incidente en el lugar de medición (IIE) son analizados en detalle.

En el capítulo V, se presenta como validar los modelos de predicción y se proporcionan los resultados obtenidos con el modelo retenido para estudio. Su validación se basa en el análisis de los errores entre medición y predicción, y finalmente se dan algunas recomendaciones para utilizar el modelo adaptado.

Posteriormente se presentan las conclusiones generales de este trabajo. En los Apéndices se encuentran las demostraciones de algunas de las ecuaciones utilizadas en este trabajo, y también la bibliografía y referencias utilizadas.

Finalmente la lista de todos los símbolos utilizados se encuentra al final de este trabajo.

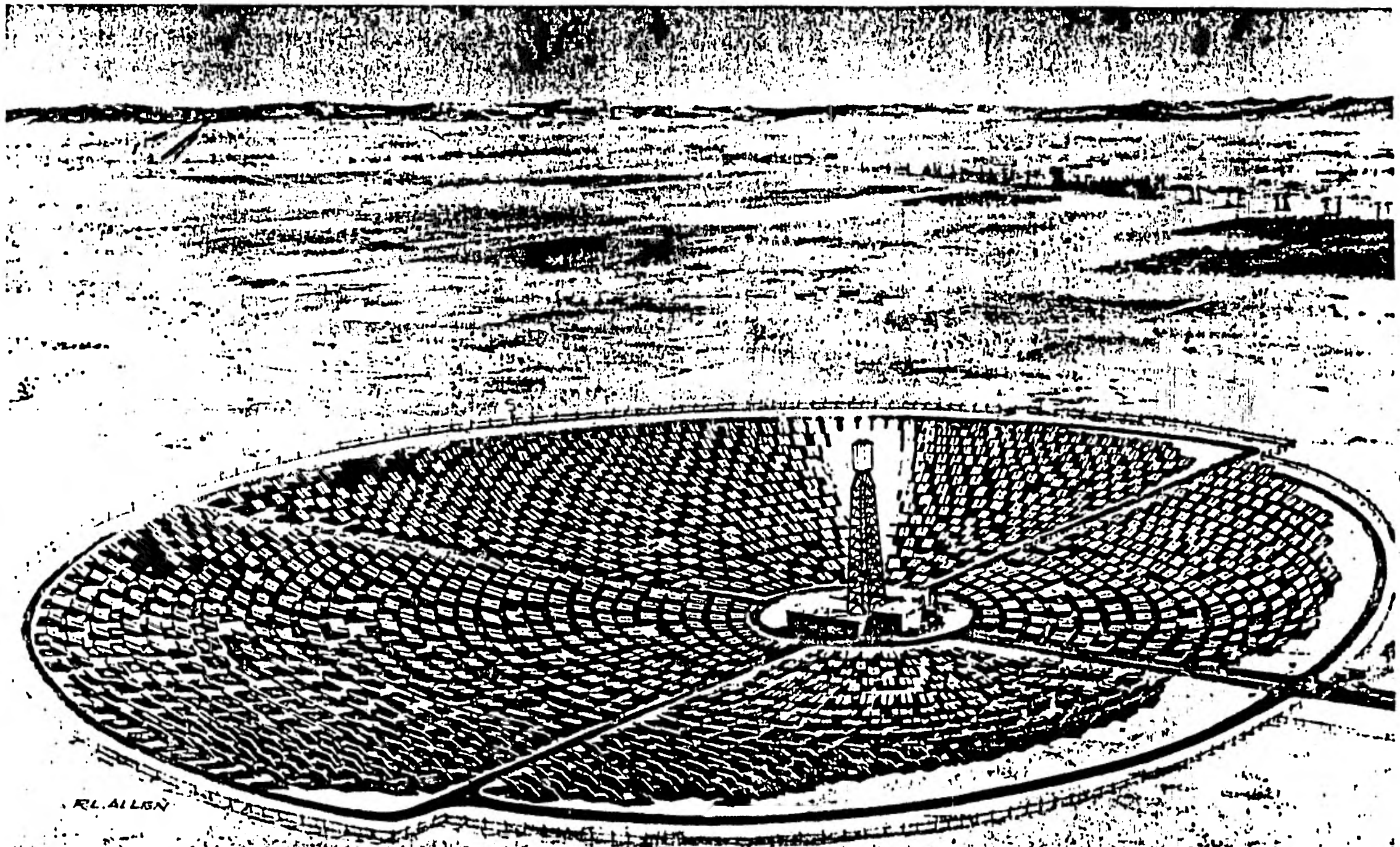


Figura a Representación esquemática de una Planta Helioléctrica de Receptor Central.

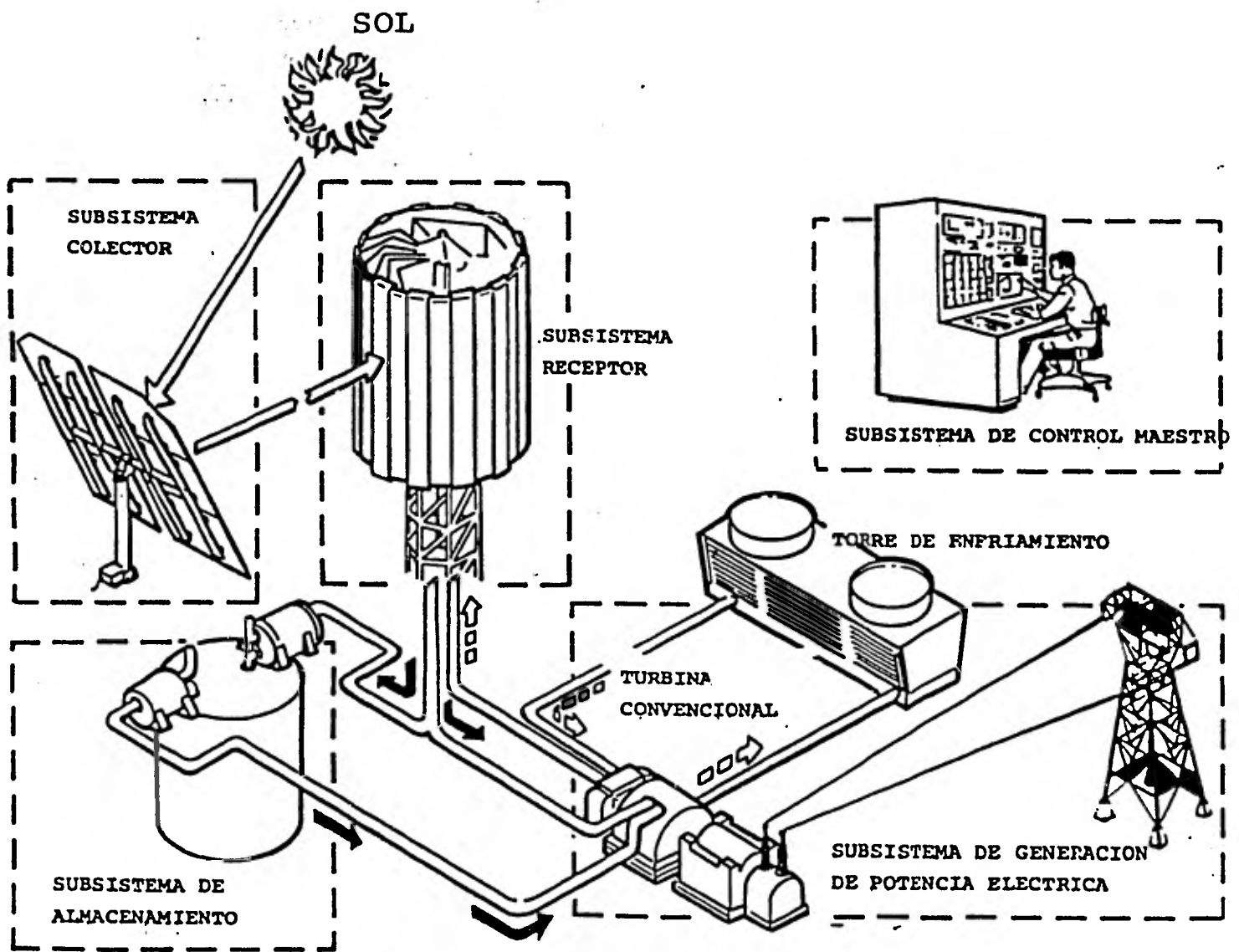


Figura b Representación de la interacción de los diferentes subsistemas de una PHRC .

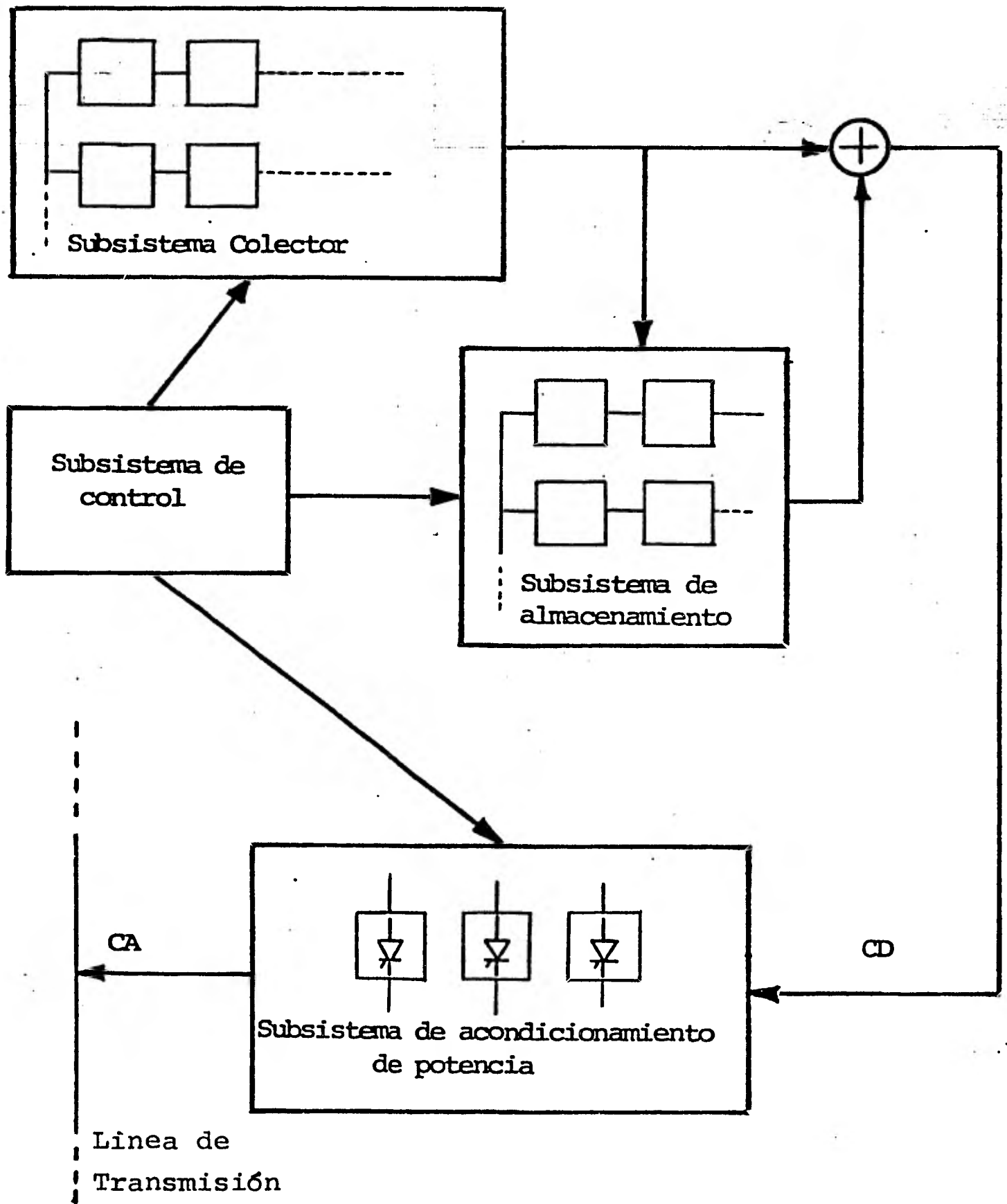


Figura c Diagrama de bloques de una Planta Helioélectrica Fotovoltaica de potencia.

C A P I T U L O I

LA RADIACION SOLAR

- I.1 La Radiación Solar Extraterrestre
 - I.I.1 El Sistema Solar
 - I.I.2 Algunas Características del Sol
 - I.I.3 Radiación Emitida por el Sol
 - I.I.4 El Sistema Sol - Tierra
 - I.I.5 El Tiempo Solar
 - I.I.6 La Constante Solar y su Distribución Espectral
- I.2 Características Principales de la Tierra
- I.3 Influencia de la Atmósfera sobre la Radiación Solar
- I.4 Radiación Solar Incidente en la Superficie de la Tierra
 - I.4.1 Factores que Determinan la Radiación Solar Instantánea
 - I.4.2 La Radiación Solar en México
- I.5 Conclusión

Para poder comprender apropiadamente los sistemas y procesos para captar, transformar y utilizar la energía solar, es necesario que primero entendamos la naturaleza y características de la misma.

En este capítulo se describen algunas consideraciones teóricas sobre la radiación solar.

Se mencionan los principios básicos de la radiación solar extraterrestre, además se da a conocer la repartición espectral de la radiación en función de la longitud de onda, se dan algunas características de la tierra y sus principales parámetros geofísicos, se menciona además el efecto de la atmósfera sobre la radiación solar extraterrestre, y se determinan los diferentes tipos de radiación solar que llegan a la superficie terrestre, así como la descripción de algunos de los parámetros que influyen sobre la disponibilidad de la radiación solar.

Finalmente se menciona la distribución de radiación solar global en nuestro país.

I.1 La Radiación Solar Extraterrestre

I.1.1 El Sistema Solar

El universo está formado por un inmenso número de galaxias que son sistemas formados por millones de estrellas y que muestran diferentes tipos de estructuras, por ésta razón se clasifican principalmente en galaxias espirales, esféricas, elipsoidales e irregulares.

Nuestro sistema solar se encuentra en la galaxia llamada VIA LACTEA, que es del tipo espiral. Existen dos teorías principales acerca del origen del sistema solar⁽¹⁾ de las cuales no se hablará detalladamente; estas teorías son la hipótesis de la condensación y la teoría de la fragmentación;

y han sido tan modificadas por los adelantos de la astronomía, que difícilmente podrían ser reconocidas por aquéllos que las propusieron.

Nuestro sistema solar está compuesto por una serie de planetas y satélites que giran en la misma dirección alrededor del sol, describiendo una trayectoria elíptica partiendo del sol, la distribución de los planetas es: Mercurio, Venus, Tierra, Marte, Júpiter, Saturno, Urano, Neptuno y Plutón; - como se muestra en la figura I.1

Los planetas se han clasificado en dos grupos: Los interiores, como mercurio, venus, tierra y marte, por ser pequeños y densos y por contener poco hidrógeno y helio. Los exteriores como Júpiter, saturno, urano y neptuno, que son planetas grandes y ligeros que contienen en gran cantidad los dos elementos mencionados, al igual que el sol.

Algunas características son las distancias relativas - entre el sol y los planetas, así como la variación de tamaño y composición de las partes del sistema, como se muestra en la tabla I.1

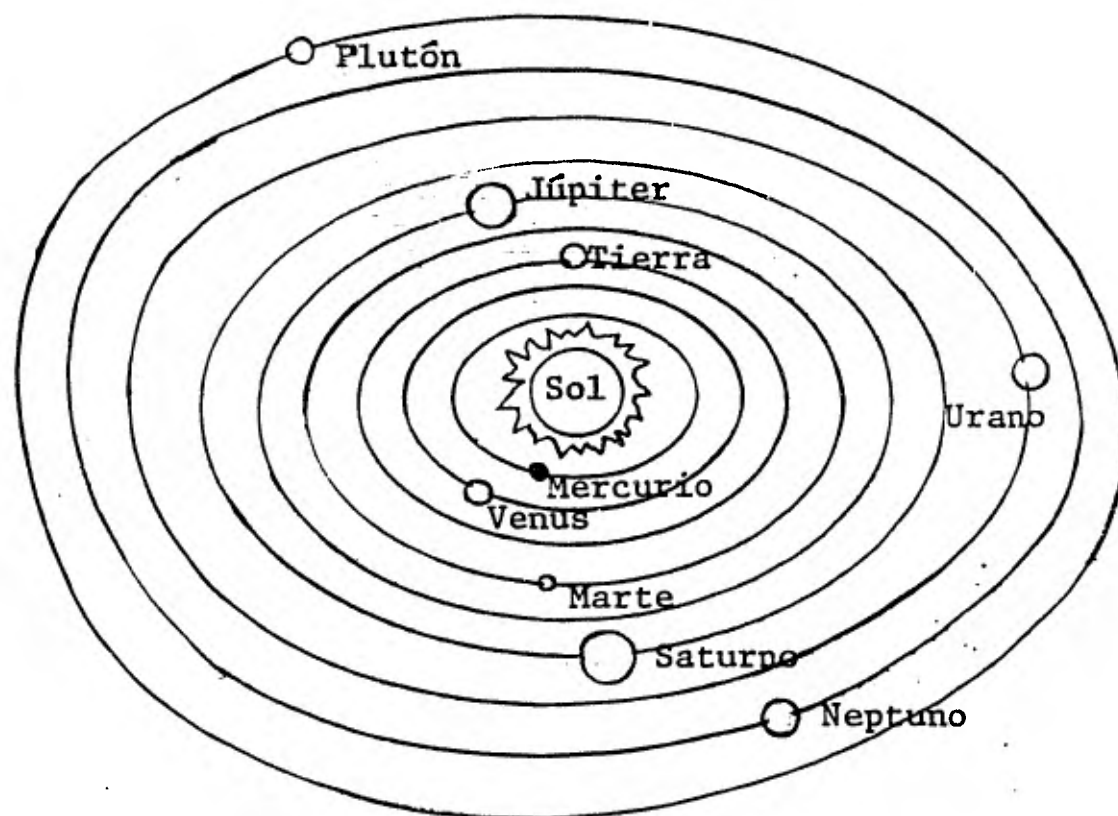


Figura I.1 El sistema solar y la distribución de los planetas ⁽¹⁾.

CUERPO	DISTANCIA DEL SOL (U.A)	RADIO MEDIO (km)	DENSIDAD MEDIA (kg/m ³)	NUMERO DE SATELITES
Sol	- -	696 000	1 420	- -
Mercurio	0.39	2 490	4 800	0
Venus	0.72	6 200	4 900	0
Tierra	1.0	6 370	5 510	1
Marte	1.5	3 400	3 950	2
Júpiter	5.2	71 300	1 340	12
Saturno	9.6	59 600	0 690	9
Urano	19.25	25 800	1 360	5
Neptuno	30.2	22 300	1 300	0
Plutón	39.6	2 900	- -	0

Tabla I.1 Algunas características de los planetas ⁽¹⁾

U.A = Unidad Astronómica

1 U.A = 149.6×10^6 km

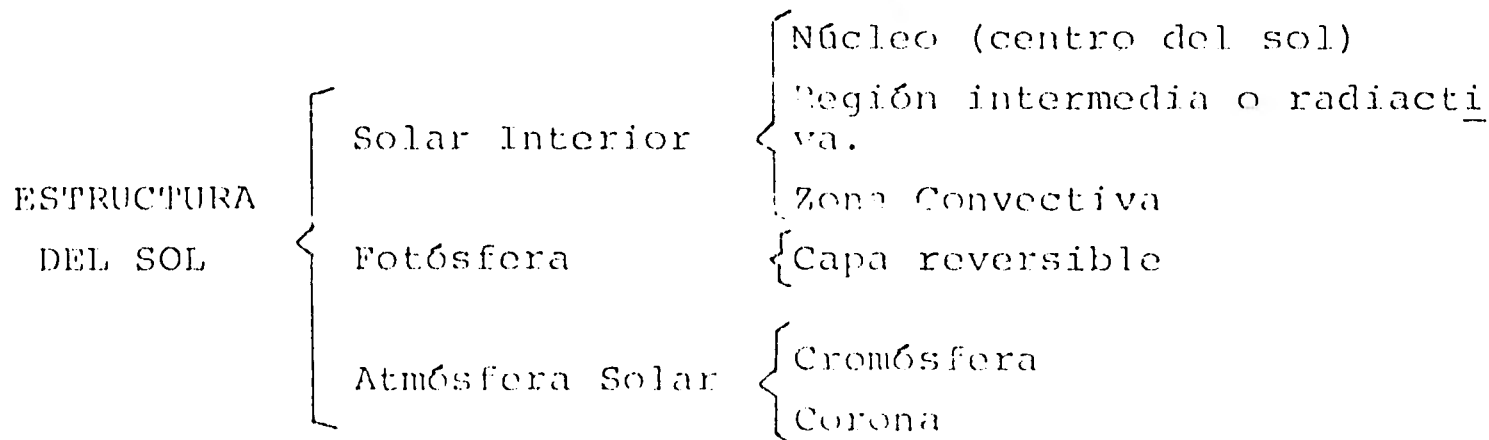
I.1.2 Algunas Características del Sol

El sol, centro de nuestro sistema planetario, es una esfera gaseosa no homogénea de materia muy caliente y brillante, que gira alrededor de su propio eje y efectúa una revolución en aproximadamente cuatro semanas⁽³⁾, en la tabla I.2 se muestran algunos parámetros geofísicos del sol.

Radio Medio	6.960×10^5	km
Masa	1.991×10^{30}	kg
Densidad Media	1.410	kg/m ³
Rotación sobre su eje (Duración del día	25.33 días terrestres = 27 días observados	desde la tierra
Atmósfera	Hidrógeno (H ₂) Helio (He)	

Tabla I.2 Algunos parámetros del sol (2,5)

Dado que el sol no es una esfera homogénea, la astrofísica ha dividido su estructura en tres zonas principales que son: La Solar Interior, La Fotósfera y la Atmósfera Solar y éstas a su vez constan de diferentes capas^(3,4), como se muestra a continuación en la figura I.2



El sol es un horno atómico que convierte materia en energía y esta se genera constantemente por reacciones complejas de fusión nuclear producidas en el centro del sol o núcleo, a temperaturas del orden de $20 \times 10^6 \text{ }^\circ\text{K}$ ⁽⁴⁾ y presiones de 250 000 millones de atmósferas (una atmósfera es equivalente al peso de una atmósfera terrestre al nivel del mar*)

En la reacción de fusión, el hidrógeno se convierte en helio con emisión de rayos gama de alta energía y después de la zona convectiva se emiten rayos X, rayos extravioleta, rayos ultravioleta, luz visible, luz infrarroja y hertziana. La figura I.2 muestra la descomposición de la radiación solar. En la zona de convección la temperatura es de $5000 \text{ }^\circ\text{K}$ y la densidad de 10^{-5} kg/m^3 aproximadamente⁽³⁾.

La energía generada en el núcleo del sol atraviesa gradualmente el cuerpo del mismo por radiación hasta la fotosfera, que tiene un espesor de 300 a 400 kilómetros, donde la temperatura efectiva de toda la capa emisora es de unos $6000 \text{ }^\circ\text{K}$ ⁽⁶⁾ y la energía irradiada por ésta, constituye casi toda la energía emitida por el sol hacia el espacio y la longitud de onda corresponde principalmente a los rayos gama de luz visible.

La atmósfera solar consta de dos capas, la cromósfera y la corona, ambas son transparentes y pueden ser observadas con instrumentos especiales durante un eclipse solar total.

La cromósfera, que se encuentra en la parte superior de la fotosfera, adquiere una temperatura de $4\ 300 \text{ }^\circ\text{K}$ y de ésta salen las masas de gases llamadas protuberancias que provienen de las regiones menos calientes de la fotosfera llamadas manchas solares. La corona forma la envoltura exterior del sol y es un gas cuya temperatura alcanza un valor de $1 \times 10^6 \text{ }^\circ\text{K}$ que se extiende a una distancia de $1.5 \times 10^8 \text{ km}$ o más⁽⁶⁾.

* 1. Atmósfera (Atm) = 760 mmHg

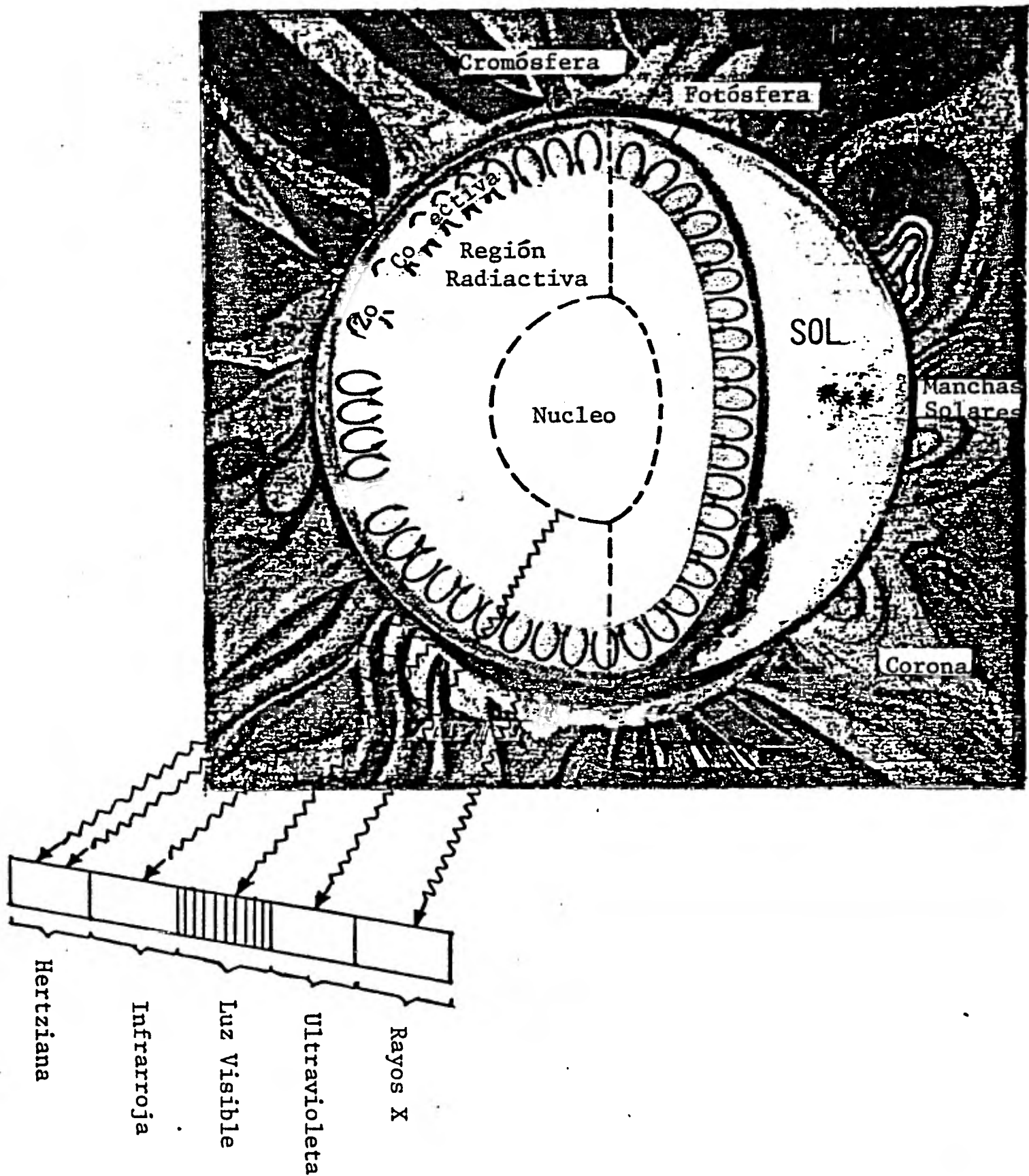


Figura I.2 Representación esquemática del sol donde se muestra sus partes interiores y exteriores, así como la descomposición de la radiación solar (4,6).

I.1.3 Radiación Emitida por el Sol

La superficie del sol es 12 000 veces mayor que la terrestre y emite energía a razón de 3.80×10^{33} - - erg/s = 1.05564×10^{20} kWh/s (3.80×10^{23} kW) ⁽⁷⁾ y la energía que recibe la tierra en un año alcanza un valor de 1.4892×10^{18} kWh (1.7×10^{14} kW) ^(6,7).

La potencia energética del sol, debida a sus reacciones termonucleares es inmensa, un gramo de hidrógeno al convertirse en helio produce 170 000 kW, y cada segundo se convierten 600 millones de toneladas de hidrógeno en 596 millones de toneladas de helio, los restantes 4 millones de toneladas se convierten en energía y constituye la pérdida de masa del sol por radiación electromagnética descargada al espacio. Al abandonar la superficie solar, la radiación emitida por el sol abarca a los diferentes tipos de longitudes de onda que se encuentran en el espectro electromagnético y esta radiación tarda aproximadamente 8 minutos y 19 segundos en llegar a la tierra, después de un recorrido de 150×10^6 km viajando a la velocidad de la luz.

I.1.4 El Sistema Sol - Tierra

La tierra gira alrededor del sol describiendo una trayectoria elíptica y el tiempo necesario para completar una revolución sobre su órbita es de aproximadamente 365 días, 5 horas, 48 minutos y 48 segundos. El eje geográfico de la tierra (Norte-Sur) se encuentra inclinado con respecto a la normal al plano de la órbita llamada eclíptica formando un ángulo aproximado de 23.45° ⁽⁷⁾, (el plano eclíptico está engendrado por la línea que une el centro de la tierra con el centro del sol, al moverse la tierra alrededor de éste). La figura I.3 muestra el comportamiento del sistema sol - tierra.

Durante el movimiento de la tierra alrededor del sol, la tierra pasa por diferentes estaciones del año, en los equinoccios, la distancia entre la tierra y el sol es la más corta - (Rp), y es de aproximadamente 147.10×10^6 km, (perihelio), - en los solsticios se tiene la mayor distancia (Ra), y es igual a 152.10×10^6 km (afelio) . La distancia media entre la tierra y el sol (Ro), es de 149.6×10^6 km⁽²⁾, y se utiliza como unidad astronómica (U.A) de medición y se obtiene por la ecuación I.1

$$R_o = \frac{1}{2} (R_a + R_p) = 1 \text{ U.A} \quad (\text{I.1})$$

Debido a la inclinación del eje geográfico de la tierra y al movimiento alrededor del sol; el sol describe un movimiento aparente que determina lo que se llama DECLINACION SOLAR (δ) que se define como el ángulo que forman los rayos -- del sol con respecto al plano ecuatorial de la tierra o bien el ángulo entre el plano eclíptico y el plano ecuatorial. La declinación varía dependiendo de la época del año, la máxima declinación del sol hacia el norte es de $+ 23.45^\circ$ y se alcanza en el solsticio de verano que ocurre el 21 o el 22 de Junio, la mínima declinación del sol hacia el sur es de $- 23.45^\circ$ y ocurre en el solsticio de invierno que es el 21 o el 22 de diciembre, la declinación es nula durante los equinoccios de primavera y otoño, que ocurren el 21 de marzo y el 22 de septiembre, como se muestra en la figura I.3

Para cualquier día del año, la declinación del sol puede calcularse mediante una fórmula empírica dada por Cooper⁽³⁾.

$$\delta = 23.45^\circ \text{ Sen } 360 \frac{(284 + N)}{365} \quad (\text{I.2})$$

Donde N, es el número del día del año a partir del día primero de enero. La derivación de la ecuación (I.2) se encuentra en el apéndice A.

Inclinación del eje geográfico de la tierra con respecto al plano de la órbita (eclíptica).

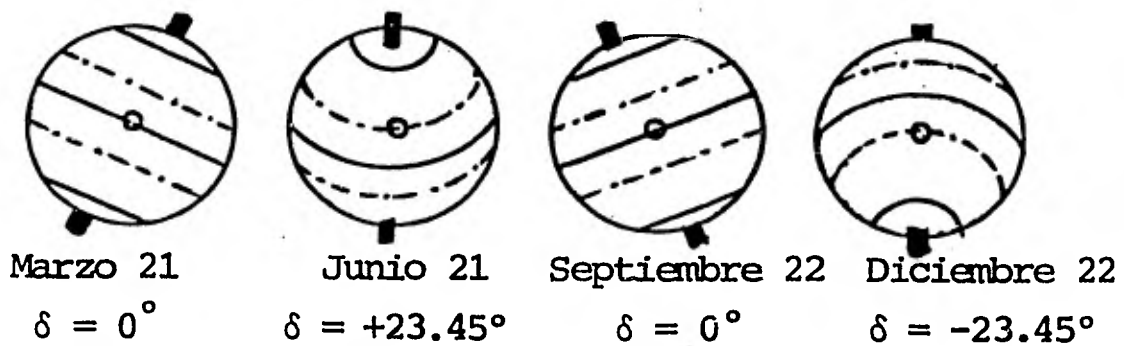
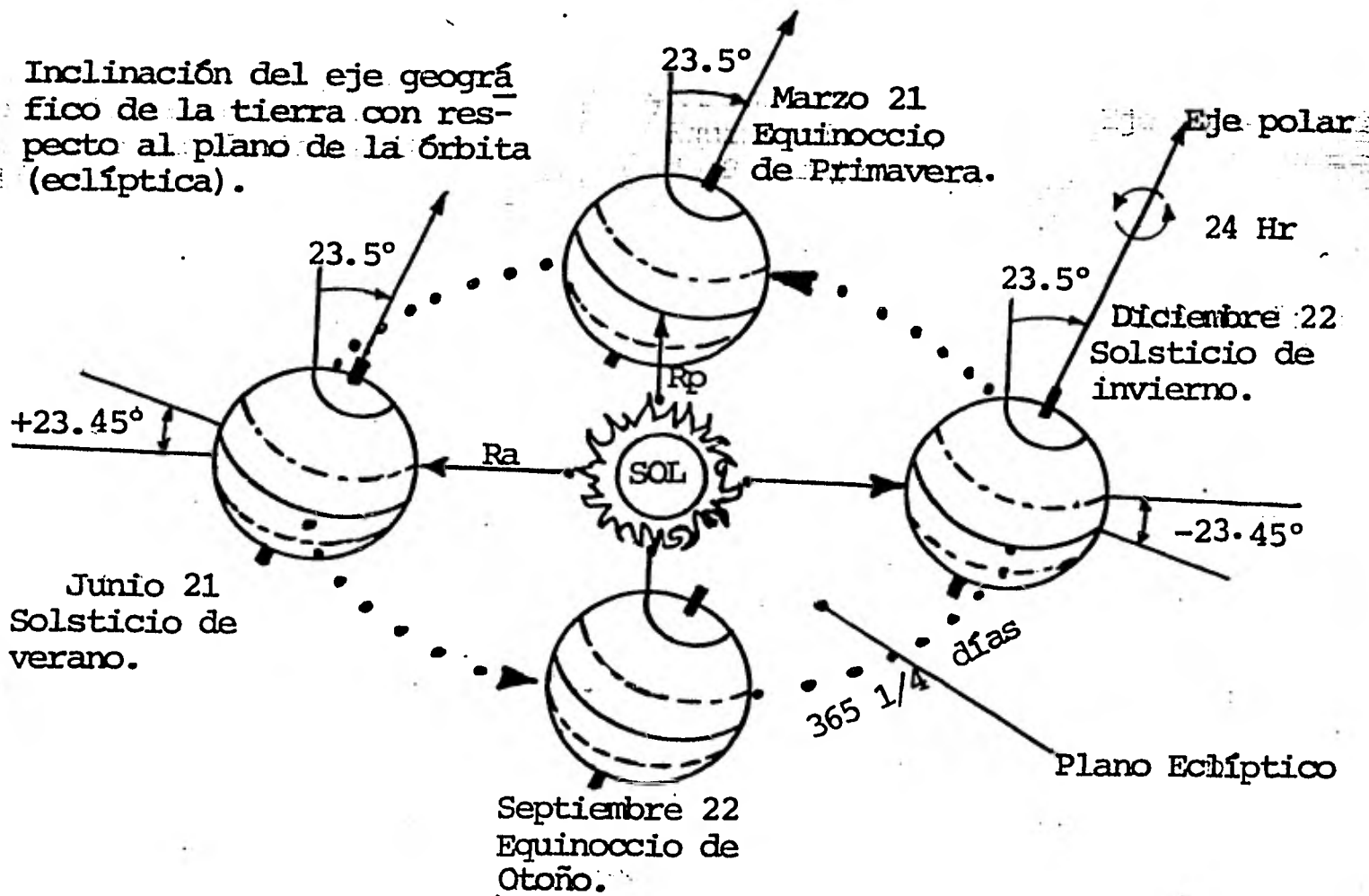


Figura I.3 Representación esquemática del movimiento de la tierra alrededor del sol (7).

I.1.5 El Tiempo Solar

Para un observador sobre la tierra, el sol se mueve aparentemente de Este a Oeste, describiendo un semicírculo en el cielo y el tiempo que transcurre entre la salida del sol (orto) en el horizonte y su ocaso, es lo que llamamos horas de sol. El día queda dividido en 24 horas, tiempo en que la tierra completa una revolución de 360 grados sobre su eje, y el sol en su movimiento aparente recorre 15 grados en una hora.

El tiempo se puede proporcionar de tres formas⁽⁷⁾:

Tiempo Medio de Greenwich TMG o Tiempo Universal, es el que está sujeto a las longitudes de referencia (meridianos).

Tiempo Medio Local TML o Tiempo Medio Solar (convencional), es el que generalmente marcan los relojes y es fijado por los países dependiendo de los meridianos a que corresponde y a su zona territorial.

El Tiempo Solar TS, es el tiempo del sistema astronómico el cual el sol siempre cruza el verdadero meridiano Norte - Sur a las 12 del día en tiempo solar. Este sistema difiere del tiempo local según la longitud, la zona de tiempo y la ecuación del tiempo.

La determinación del verdadero tiempo solar se logra a partir del tiempo medio local, esto se hace mediante un factor de corrección llamado ECUACION DEL TIEMPO, que se define como la cantidad que suma algebraicamente al tiempo medio local del verdadero tiempo solar, esta cantidad cambia día con día y puede ser positiva o negativa. La Ecuación del Tiempo (EQT) puede calcularse mediante la ecuación siguiente:

$$\begin{aligned} \text{EQT} = & 0.007 \cos\left(\frac{2\pi N}{366}\right) - 0.05 \cos\left(\frac{4\pi N}{366}\right) - 0.0015 \cos\left(\frac{6\pi N}{366}\right) - 0.122 \\ & \sin\left(\frac{2\pi N}{366}\right) - 0.156 \sin\left(\frac{4\pi N}{366}\right) - 0.005 \sin\left(\frac{6\pi N}{366}\right) \quad (\text{hr}) \quad (\text{I.3}) \end{aligned}$$

Para determinar el verdadero tiempo solar en un lugar - sobre la tierra y en algún día del año se puede lograr mediante la siguiente expresión:

$$TS = TML + (LR - LL)/15 + E.Q.T \quad (I.4)$$

Donde: TS Es el Tiempo Solar (hrs)
 TML Es el Tiempo Medio Local ó TL (hrs)
 LR Es la Longitud de referencia
 (meridiano de la zona)
 LL Es la Longitud Local
 EQT Es la Ecuación del Tiempo (hrs)

En la figura I.4 se muestra el comportamiento gráfico - de la ecuación del tiempo.

I.1.6 La Constante Solar y su Distribución Espectral

El concepto de una "Constante Solar" fué introducida por A. Pouillet en 1837⁽¹¹⁾, con el objeto de facilitar los cálculos de la potencia radiada por el sol que es de 3.80×10^{23} kW⁽⁷⁾. El primer método para la determinación de dicho valor fué dado por Langley en 1881⁽¹¹⁾.

La "Constante Solar", I_0 , se define como la potencia - por unidad de área en W/m^2 ó en $Cal. cm^{-2}/min$, que incide normalmente fuera de la atmósfera terrestre a la distancia media R_0 , entre el sol y la tierra y puede ser calculada mediante la siguiente expresión:

$$E_s = 4\pi R_0^2 I_0 \quad (I.5)$$

E_s = Radiación emitida por el sol 3.80×10^{23} kW

R_0 = Distancia media (Sol - Tierra) 149.6×10^9 m

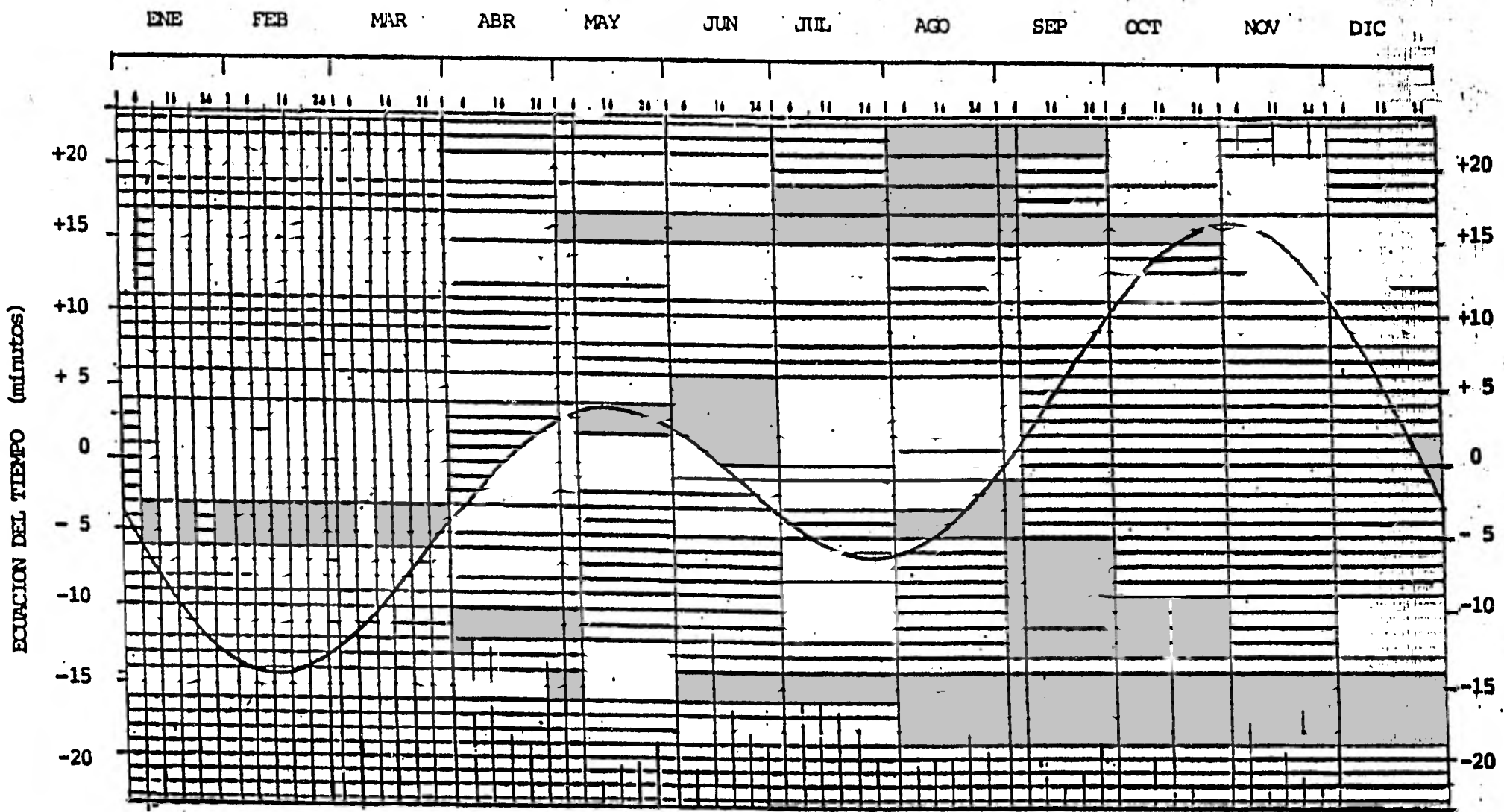


Figura I.4 Grafica de la Ecuación del Tiempo (EQT) en función del día del año.

$$I_0 = \text{Constante Solar kW/m}^2$$

La ecuación anterior nos sirve para calcular la constante solar I_0 , pero en la práctica, el procedimiento es a la inversa. La constante solar I_0 , se determina experimentalmente lo cual no ha sido algo fácil, incluso con el uso de satélites, varios investigadores han obtenido resultados diferentes y se ha llegado a dudar de que la constante solar sea en realidad una constante.

La figura I.5 muestra los diferentes valores de la constante solar medidos por globos sonda y por vehículos espaciales a diferentes altitudes de la atmósfera terrestre y las líneas horizontales muestran los intervalos de incertidumbre apreciados por cada autor. El valor de la constante solar aceptado por la NASA/ASTM, es de $1353 \pm 21 \text{ W/m}^2$ (8).

Los valores indicados en la figura I.5 se obtuvieron para una distancia media diaria entre la tierra y el sol, pero estas distancias varían en el transcurso del año (5), debido a la trayectoria elíptica de la tierra alrededor del sol. La radiación solar extraterrestre, I_{0n} , para cualquier día del año captada en una superficie perpendicular a los rayos del sol se calcula mediante la ecuación I.6 (9)

$$I_{0n} = I_0 \left(1 + 0.033 \cos \left(360 \frac{N}{365} \right) \right) \quad \text{I.6}$$

La figura I.6 muestra la curva de la distribución espectral de la constante solar publicada por la NASA/ASTM (8) en el rango de longitud de onda de $0.3 \mu\text{m}$ a $2.6 \mu\text{m}$ y la tabla I.3 da los valores numéricos de la irradiancia y su integración.

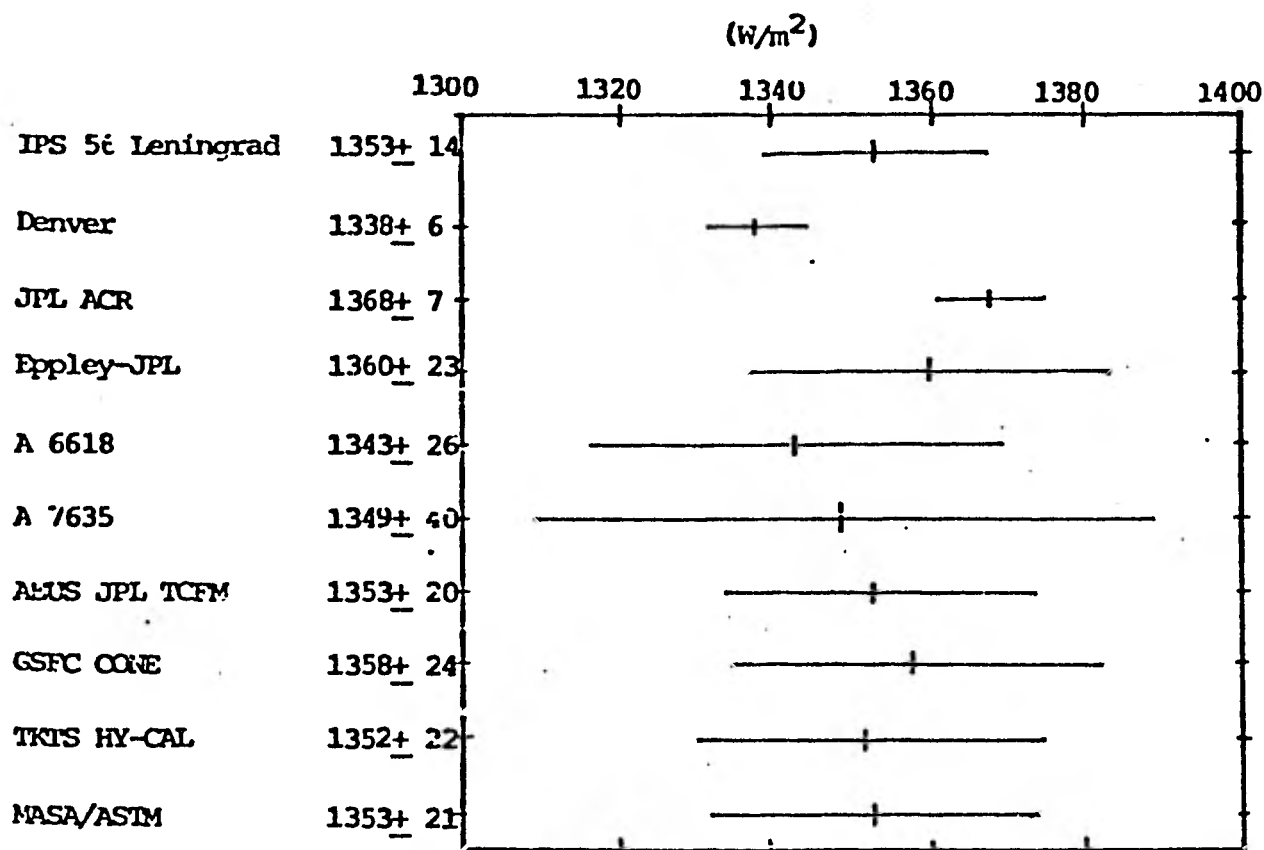


Figura I.5 Diferentes valores de la constante solar^(8,11).

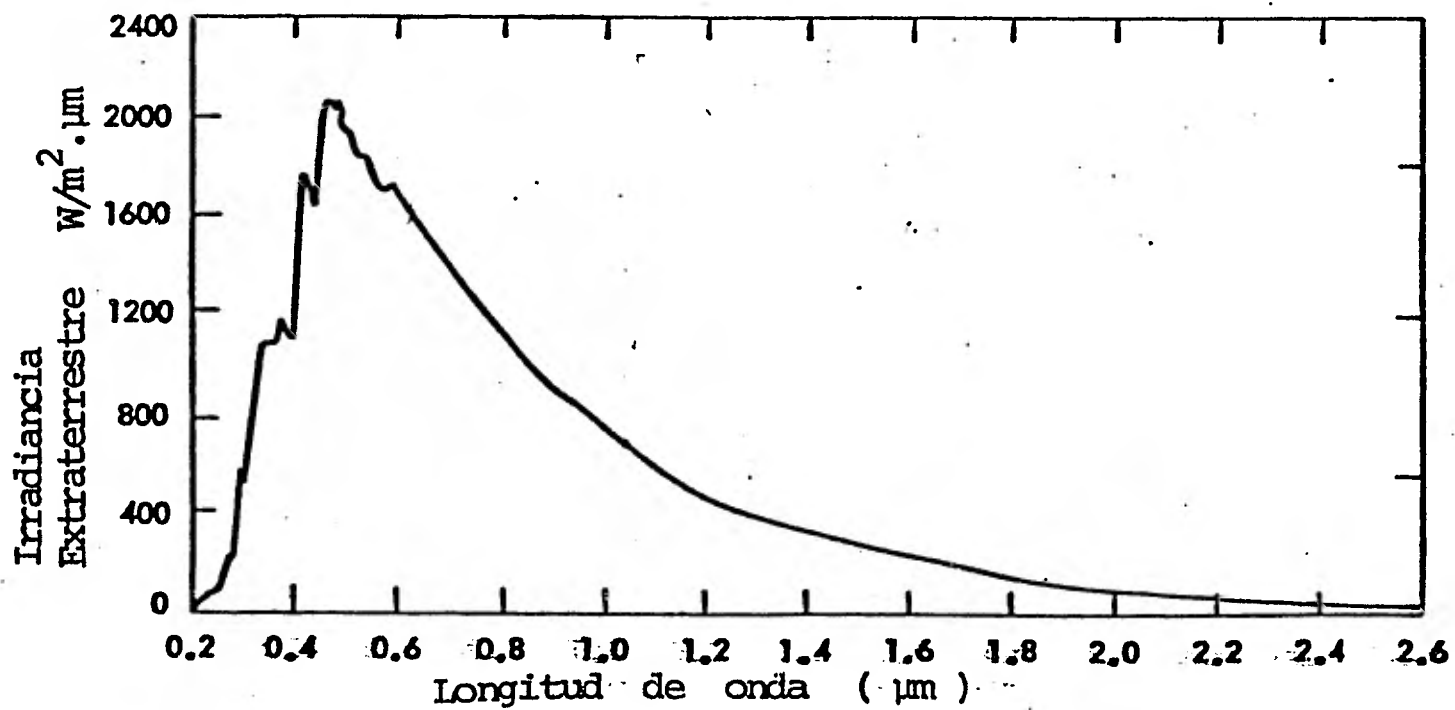


Figura I.6 Distribución espectral de la irradiancia solar extraterrestre⁽⁸⁾.

- λ - Longitud de onda (μm)
 E_{λ} - Irradiancia espectral solar ($\text{W}/\text{m}^2 \cdot \mu\text{m}$)
 $E_{0-\lambda}$ - Irradiancia solar integrada en un intervalo de cero a λ
 $D_{0-\lambda}$ - Porcentaje de la constante solar en el intervalo de cero a λ

Tabla I.3 Valores de la irradiancia espectral y de su integración solar (5,8).

λ	E_{λ}	$E_{0-\lambda}$	$D_{0-\lambda}$	λ	E_{λ}	$E_{0-\lambda}$	$D_{0-\lambda}$	λ	E_{λ}	$E_{0-\lambda}$	$D_{0-\lambda}$
.115	.007	.0025	.0001	.510	1882	324.926	74.815	1.55	267	1146.109	87.665
.120	.900	.0048	.0002	.515	1873	334.214	74.701	1.60	245	1198.909	88.611
.125	.007	.0070	.0005	.520	1863	343.379	75.379	1.65	223	1210.609	89.475
.130	.007	.0071	.0005	.525	1852	352.591	76.059	1.70	202	1221.234	90.261
.140	.030	.0073	.0005	.530	1842	361.826	76.742	1.75	180	1230.784	90.967
.150	.070	.0078	.0005	.535	1831	370.976	77.418	1.80	159	1239.259	91.593
.160	.230	.0092	.0006	.540	1821	379.979	78.084	1.85	142	1246.784	92.149
.170	.630	.0136	.0010	.545	1811	388.821	78.737	1.90	126	1253.484	92.644
.180	1.250	.0230	.0016	.550	1801	397.519	79.380	1.95	114	1259.484	93.082
.190	2.710	.0428	.0031	.555	1792	406.131	80.017	2.00	102	1264.909	93.489
.200	10.7	.1698	.0081	.560	1895	414.669	80.648	2.1	90	1274.559	94.2024
.210	22.9	.2778	.0205	.565	1885	423.169	81.276	2.2	79	1283.009	94.8269
.220	57.5	.6798	.0502	.570	1875	431.711	81.907	2.3	69	1290.409	95.3739
.225	64.9	.9458	.0728	.575	1871	440.289	82.541	2.4	62	1296.959	95.8580
.230	66.7	1.3148	.0971	.580	1865	448.874	83.176	2.5	55	1302.809	96.2903
.235	59.3	1.6298	.1204	.585	1861	457.441	83.809	2.6	48	1307.959	96.6710
.240	62.0	1.9356	.1430	.590	1856	465.971	84.439	2.7	43	1312.509	97.0173
.245	72.3	2.2738	.1680	.595	1852	474.476	85.064	2.8	39	1316.609	97.3303
.250	70.4	2.6306	.1944	.600	1848	482.966	85.683	2.9	35	1320.309	97.5831
.255	104.8	3.0666	.2266	.605	1844	491.079	86.295	3.0	31	1323.609	97.8277
.260	130	3.6516	.269	.61	1825	499.284	86.902	3.1	28.0	1326.459	98.0302
.265	185	4.4291	.328	.62	1802	515.469	88.098	3.2	22.6	1328.809	98.2179
.270	232	5.4816	.405	.62	1570	531.329	89.270	3.3	19.2	1330.979	98.3774
.275	204	6.5716	.485	.64	1544	546.899	90.421	3.4	16.6	1332.769	98.5047
.280	222	7.8366	.564	.65	1511	562.174	91.550	3.5	14.6	1334.329	98.6280
.285	315	8.9791	.663	.66	1486	577.159	92.657	3.6	13.5	1335.734	98.7238
.290	482	10.9716	.810	.67	1456	591.869	93.744	3.7	12.3	1337.024	98.8192
.295	584	13.6366	1.007	.68	1427	606.284	94.810	3.8	11.1	1338.194	98.9056
.300	534	16.3816	1.210	.69	1402	620.429	95.855	3.9	10.3	1339.264	98.9847
.305	602	19.1743	1.417	.70	1369	634.284	96.879	4.0	9.5	1340.254	99.0579
.310	609	22.4043	1.655	.71	1344	647.849	97.882	4.1	8.70	1341.1643	99.12571
.315	764	26.0266	1.924	.72	1314	661.139	98.864	4.2	7.80	1341.9899	99.18818
.320	830	30.0216	2.218	.72	1290	674.159	99.826	4.3	7.10	1342.7343	99.24124
.325	975	34.5341	2.552	.74	1260	686.909	100.769	4.4	6.50	1343.4141	99.29150
.330	1059	39.6191	2.928	.75	1225	699.384	101.691	4.5	5.92	1344.0351	99.33740
.335	1081	44.9691	3.323	.76	1211	711.614	102.595	4.6	5.35	1344.5986	99.37905
.340	1074	50.2556	3.721	.77	1185	723.594	103.480	4.7	4.86	1345.1091	99.41678
.345	1084	55.7141	4.117	.78	1159	735.314	104.346	4.8	4.47	1345.5757	99.45127
.350	1093	61.3191	4.517	.79	1134	746.779	105.194	4.9	4.11	1346.0049	99.48299
.355	1063	66.5591	4.919	.80	1109	757.994	106.023	5.0	3.79	1346.3999	99.51219
.400	1068	71.9366	5.316	.81	1085	768.966	106.834	6	1.8200	1349.2049	99.71950
.365	1122	77.4366	5.723	.82	1060	779.694	107.627	7	.9900	1350.6999	99.82335
.370	1161	83.2191	6.150	.83	1036	790.174	108.401	8	.5850	1351.9974	99.88355
.375	1157	89.0641	6.582	.84	1012	800.419	109.158	9	.2670	1353.1734	99.91673
.380	1170	94.7566	7.003	.85	990	810.434	109.899	10	.7410	1354.2774	99.93920
.385	1098	100.3016	7.413	.86	968	820.224	110.622	11	.1650	1355.3104	99.95420
.390	1090	105.7916	7.819	.87	947	829.799	111.330	12	.1170	1356.2714	99.96462
.395	1189	111.5091	8.241	.88	926	839.164	112.022	13	.0851	1357.1724	99.97209
.400	1429	118.0541	8.725	.89	908	848.334	112.700	14	.0624	1358.0167	99.97758
.405	1644	125.7366	9.293	.90	891	857.329	113.365	15	.0481	1358.7524	99.98178
.410	1751	134.224	9.928	.91	868	866.184	114.019	16	.037100	1359.3850	99.98485
.415	1774	143.036	10.571	.92	849	874.929	114.665	17	.029100	1359.9261	99.98730
.420	1747	151.829	11.222	.92	828	883.564	115.304	18	.023100	1360.3857	99.98923
.425	1693	160.439	11.858	.94	847	892.089	115.934	19	.018607	1360.7751	99.99077
.430	1629	168.769	12.473	.95	827	900.509	116.556	20	.015206	1361.1020	99.99202
.435	1662	177.024	13.083	.96	820	908.794	117.168	21	.01178	1361.3654	99.99396
.440	1610	185.706	13.725	.97	803	916.909	117.768	22	.009797	1361.5683	99.99665
.445	1622	195.036	14.415	.98	785	924.849	118.355	23	.008102	1361.7197	99.99850
.450	2006	204.856	15.148	.99	767	932.609	118.928	24	.006947	1361.8250	99.99927
.455	2057	215.014	15.891	1.00	748	940.184	119.488	25	.006291	1361.8927	99.99946
.460	2066	225.321	16.653	1.05	668	975.584	122.105	30	.003999	1362.2956	99.99967
.465	2248	235.606	17.413	1.10	593	1007.109	124.435	40	.0006160	1362.9981	99.99986
.470	2023	245.809	18.167	1.15	525	1035.309	126.519	100	.00007570	1363.9990	99.99992
.475	2044	256.001	18.921	1.20	485	1068.809	128.404	125	.00001260	1365.2994	99.99995
.480	2074	266.796	19.681	1.25	428	1083.694	130.189	150	.00000522	1366.9997	99.99997
.485	1976	276.421	20.430	1.30	397	1104.759	131.852	200	.00000164	1368.9999	99.99999
.490	1950	286.236	21.155	1.35	358	1123.634	133.407	250	.00000070	1371.9999	99.99999
.495	1968	296.011	21.878	1.40	337	1141.809	134.831	300	.00000034	1375.9999	99.99999
.500	1942	305.766	22.594	1.45	312	1157.234	136.130	400	.00000011	1381.9999	99.99999
.505	1920	315.421	23.312	1.50	288	1172.734	137.339	1000	.00000000	1393.0000	100.00000

I.2 Características Principales de la Tierra

La tierra, planeta en que vivimos se encuentra aislada en el espacio, rotando sobre su eje una vez cada 24 horas y alrededor del sol una vez cada 365 días.

La tierra es de forma casi esférica ligeramente achata-da en los polos y está dividida en dos hemisferios: Norte y Sur, separados por el Ecuador y cada uno de ellos dividido - en dos zonas principales a diferentes latitudes como se mues-tra en la figura I.7 . Los principales parámetros geofísicos de la tierra son^(1,2):

Radio Ecuatorial	$R_{eq} = 6\ 378.099$	km
Radio Polar	$R_p = 6\ 356.631$	km
Radio Medio	$R = 6\ 370$	km
Rotación sobre su eje	23 horas, 56 min, 4 seg	
Superficie	$Area = 510\ 101\ 000$	km^2

La tierra posee una envoltura gaseosa llamada atmósfera, que está constituida por una mezcla de gases y vapores conte-nidos en suspensión (O_2 , N_2 , CO_2 , H_2O , principalmente), mate-rias sólidas finamente divididas, así como iones y hasta par-tículas nucleares en las regiones más alejadas de la superfi-cie terrestre. La atmósfera de la tierra protege de longitu-des de onda de radiación solar dañina a las diferentes formas de vida terrestre, por ejemplo el Ozono absorbe la mayor par-te de la radiación ultravioleta.

La estructura de la atmósfera, depende esencialmente de la altitud sobre el nivel del mar, su densidad decrece expo-nencialmente y además su composición cambia. La densidad del aire disminuye con la altitud y está relacionada con la pre-sión, con la temperatura y en menor grado con la humedad. Por ejemplo, $1\ m^3$ de aire a una altura de 6 km, pesa casi la mi-tad que en el suelo.

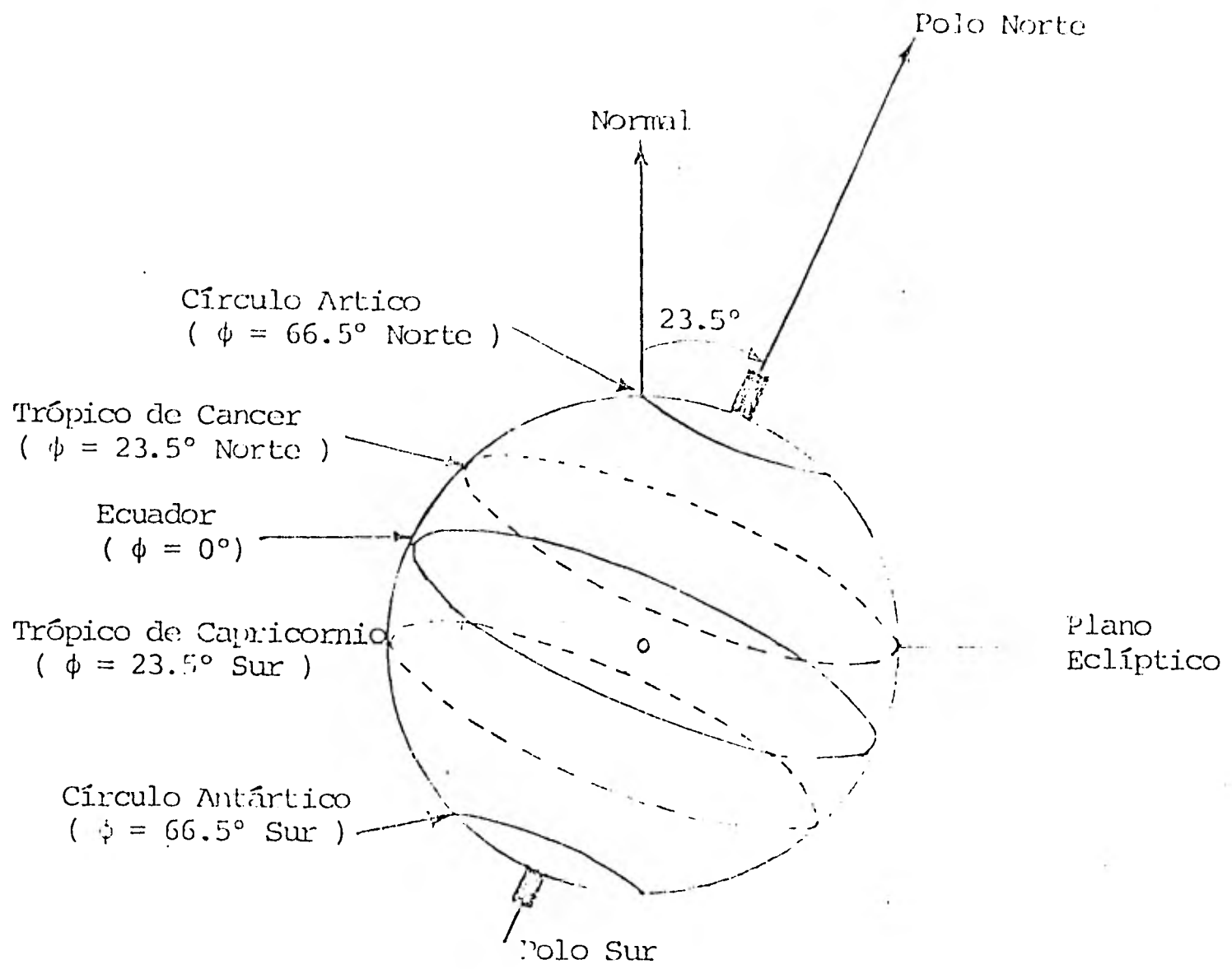


Figura I.7 Representación esquemática de las diferentes zonas trópicas en que se divide la tierra (7)

De acuerdo a la estructura térmica general de la atmósfera, ésta se puede dividir en 5 regiones principales ⁽¹⁰⁾.

- 1) TROPOSFERA (0 - 12 km): La temperatura decrece con un gradiente medio de 1°C cada 180 m.
- 2) ESTRATOSFERA INFERIOR (12 - 30 km): La temperatura se mantiene casi constante y en su parte inferior contiene al Ozono.
- 3) MESOSFERA (30 - 80 km): La temperatura asciende hasta un máximo que oscila alrededor de los + 80°C a los 50 - 55 km, y luego vuelve a descender hasta - 80°C a los 80 km de altura.
- 4) IONOSFERA (80 - 600 km): Se divide en varias capas - (D, F1, F2, E) ^(1,6) cuyo espesor y densidad varía del día a la noche, según la estación del año y de la actividad solar y además reflejan la radiación solar de mayor longitud de onda.
- 5) EXOSFERA (600 - 1000 km): Es la región más elevada de la atmósfera y su densidad es tan pequeña, que las colisiones entre las partículas no se producen con la frecuencia necesaria como para regresar a las regiones más bajas de mayor densidad, sin embargo para las partículas que llegan a esta región, están destinadas a caer, debido a la acción de la gravedad o a alejarse de la tierra si llevan suficiente velocidad.

I.3 Influencia de la Atmósfera sobre la Radiación Solar.

La radiación solar recibida en la superficie de la tierra es atenuada por la atmósfera terrestre, y en un día totalmente claro, la radiación solo sufre un 15% de atenuación del valor original fuera de la atmósfera. La atenuación es causada por los siguientes fenómenos:

- REFLEXION:** Cuando la radiación solar incide en la atmósfera terrestre, parte de ella es reflejada por moléculas de aire, polvos, nubes y por la superficie de la tierra, hacia el espacio.
- DISPERSION;** Parte de la radiación solar extraterrestre es desviada de su dirección original en todas direcciones por moléculas de aire, vapor de agua y aerosoles, hasta su llegada a la superficie de la tierra, la cantidad de dispersión producida, la dirección con la cual la radiación solar es dispersada y la polarización, son funciones del tamaño de las partículas y de las longitudes de onda.
- ABSORCION:** Es presentada por los gases de la atmósfera y principalmente por el Ozono (O_3) en el ultravioleta, por el oxígeno (O_2), el vapor de agua (H_2O) y el dióxido de carbono (CO_2) en el infrarrojo, y por el polvo y cenizas, en las regiones Visible e Infrarroja. Este último fenómeno de absorción (por aerosoles) recibe también el nombre de turbidez atmosférica.

La atenuación que sufre la radiación solar directa incidente en una atmósfera seca y limpia es menor que en el caso de una atmósfera húmeda o contaminada, pues el vapor de agua, polvo y aerosoles influyen de una manera importante sobre el tipo y valor de la radiación solar final.

En la figura I.8 se muestra la distribución espectral de la radiación solar en la superficie terrestre y en la figura I.9 se muestran los valores de Reflexión, Absorción y Dispersión de la Radiación Solar incidente, a la tierra en un día claro.

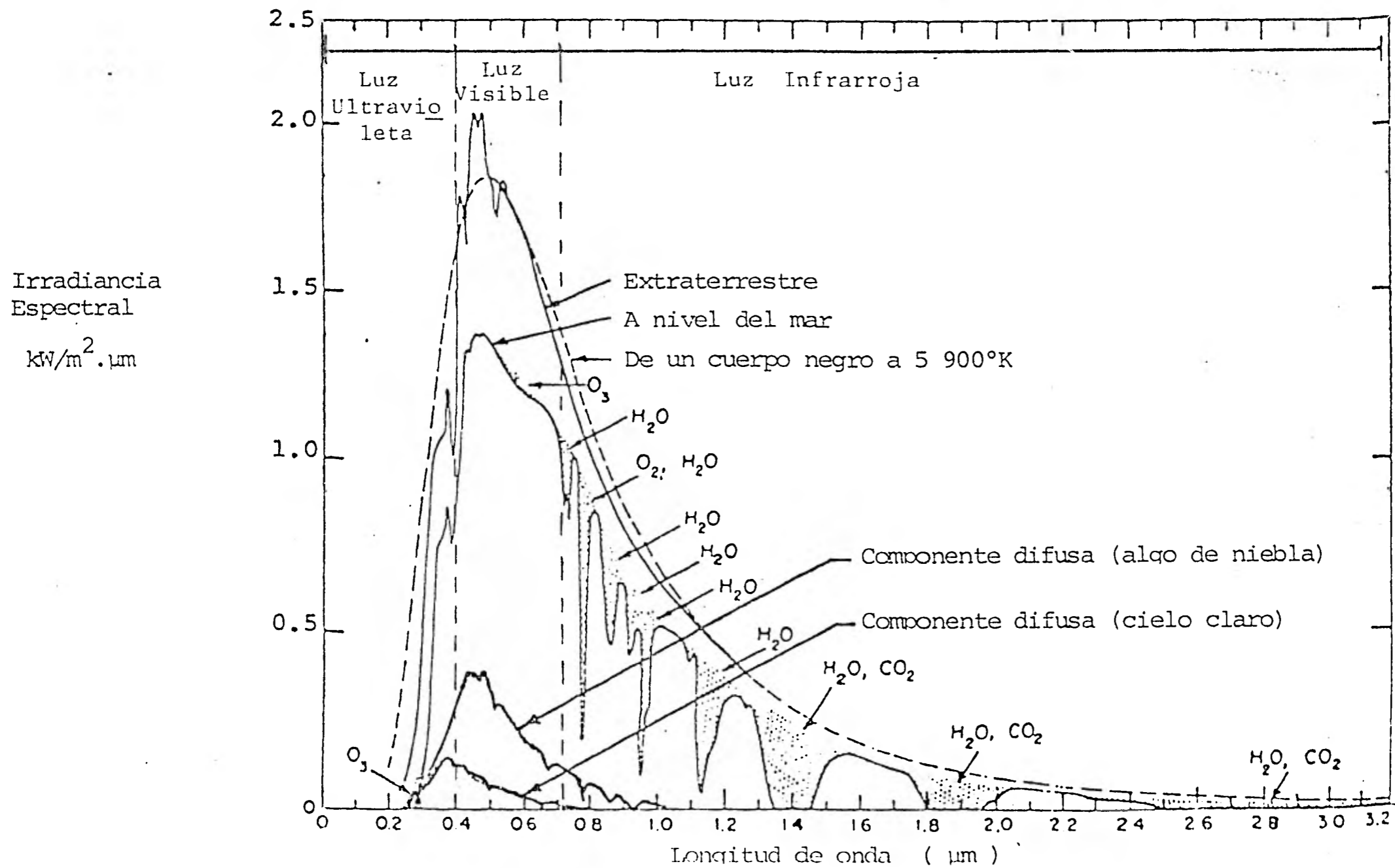


Figura I.8 Curva de la Irradiancia Espectral del Sol⁽²⁾.

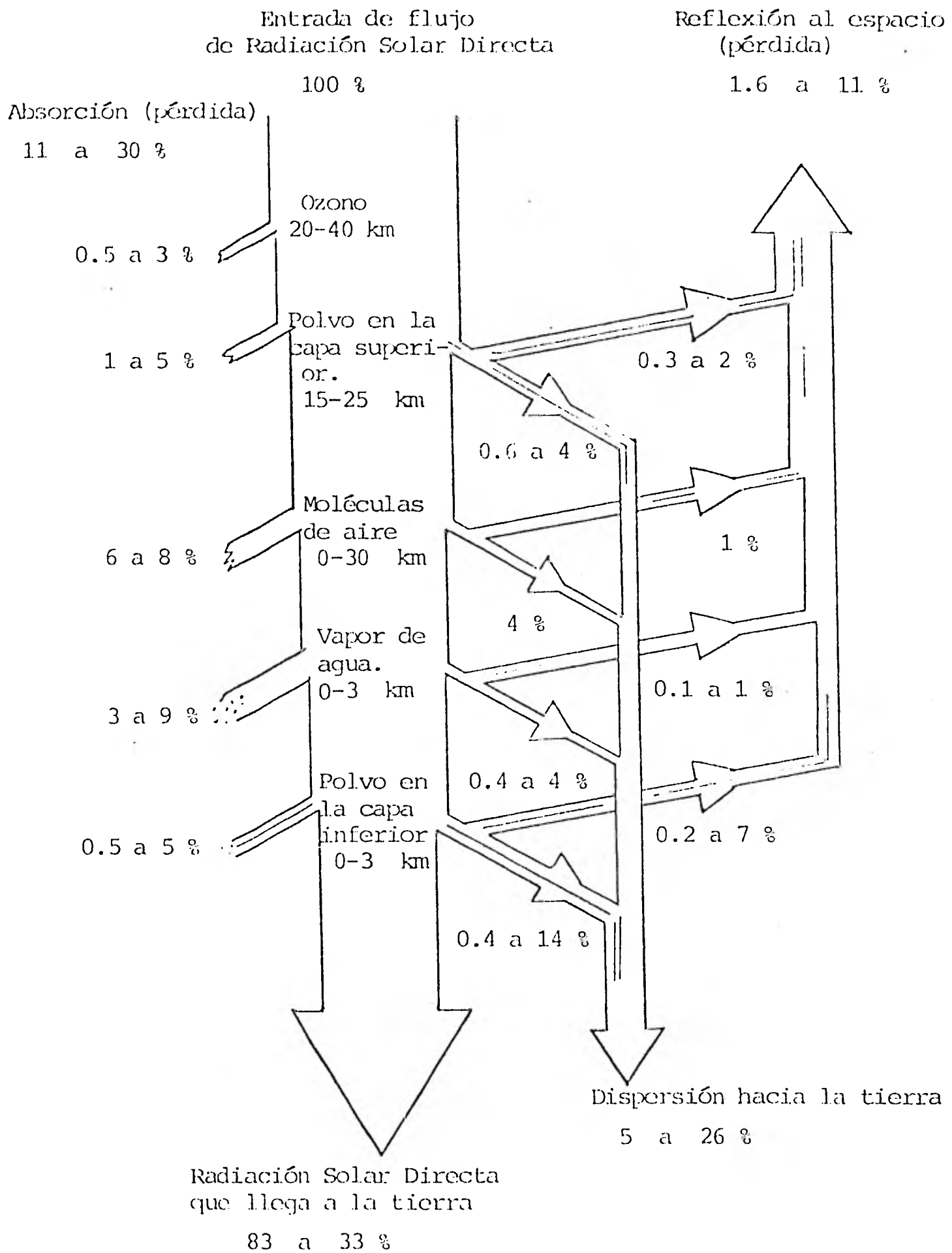


Figura I.9 Porcentajes de Absorción, Reflexión y dispersión de la radiación solar directa que incide a la superficie de la tierra en una atmósfera de cielo claro⁽²⁾. Estos valores son típicamente para una masa de aire.

Las nubes son un factor que influye preponderantemente sobre la radiación solar incidente en la superficie terrestre, y de acuerdo a su altitud y forma, las nubes se clasifican en 3 grupos: ALTAS (8 - 12 km), MEDIAS (3 - 6 km) y BAJAS (0.5 - 2 km), formando diferentes tipos como:

- a) CIRRUS: Nubes filamentosas o fibrosas que se encuentran en la parte superior de la tropósfera, donde las temperaturas son de 30 a 50°C bajo cero y están formadas por cristales de hielo, su espesor es mínimo y no producen sombra.
- b) CUMULOS: Son nubes redondas o globosas y son frecuentes por la tarde en los meses cálidos, su color es blanco, muy brillante en las partes expuestas al sol y gris oscuro en las partes sombreadas.
- c) ESTRATOS: Extendidas horizontalmente en capas de espesor uniforme y continuo, y generalmente traen lluvia y llovizna.
- d) NIMBUS: Son formaciones densas, oscuras y confusas que constituyen por lo general un presagio de lluvia.

Dependiendo de su altitud, composición y tamaño, las nubes reflejan, dispersan y absorben en mayor o menor grado la radiación solar incidente hacia la tierra. En el capítulo III, se tratará de evaluar ésta influencia con mayor detalle.

I.4 Radiación Solar Incidente en la Superficie de la Tierra.

Se ha mencionado anteriormente que la radiación solar al atravesar las capas atmosféricas es sometida

a fenómenos de absorción, dispersión y reflexión, que modifican su intensidad y su distribución espectral, como se muestra en la figura I.10 dando lugar a tres tipos de radiación solar: Directa, Difusa y Global.

La radiación solar directa I_{dn} , es aquella que llega a la superficie terrestre como un haz unidireccional sin sufrir modificaciones substanciales a su naturaleza y se acostumbra medirla con sensores colocados sobre un plano perpendicular a los rayos del sol. La radiación solar Difusa D , está constituida por rayos omnidireccionales y llega a la tierra después de haber sufrido procesos de dispersión en las capas de la atmósfera, principalmente causados por las nubes y es medida sobre un plano horizontal. A la suma de éstos dos tipos de radiación, la directa corregida a plano horizontal más la difusa se le llama radiación global o total G , que puede también ser medida directamente sobre un plano horizontal o puede obtenerse de la siguiente expresión:

$$G = D + I_{dn} \text{ Sen } \theta_e \quad (I.7)$$

Donde θ_e es el ángulo de elevación solar.

A la fracción de radiación solar que nuevamente es reflejada por la tierra, se llama albedo terrestre y desempeña un papel muy importante en la determinación de los balances de energía local y en los valores de la radiación global. El albedo provoca cambios en la temperatura y modifica las masas de aire⁽¹⁰⁾. (Que es otro efecto atmosférico que se estudiará en el capítulo II).

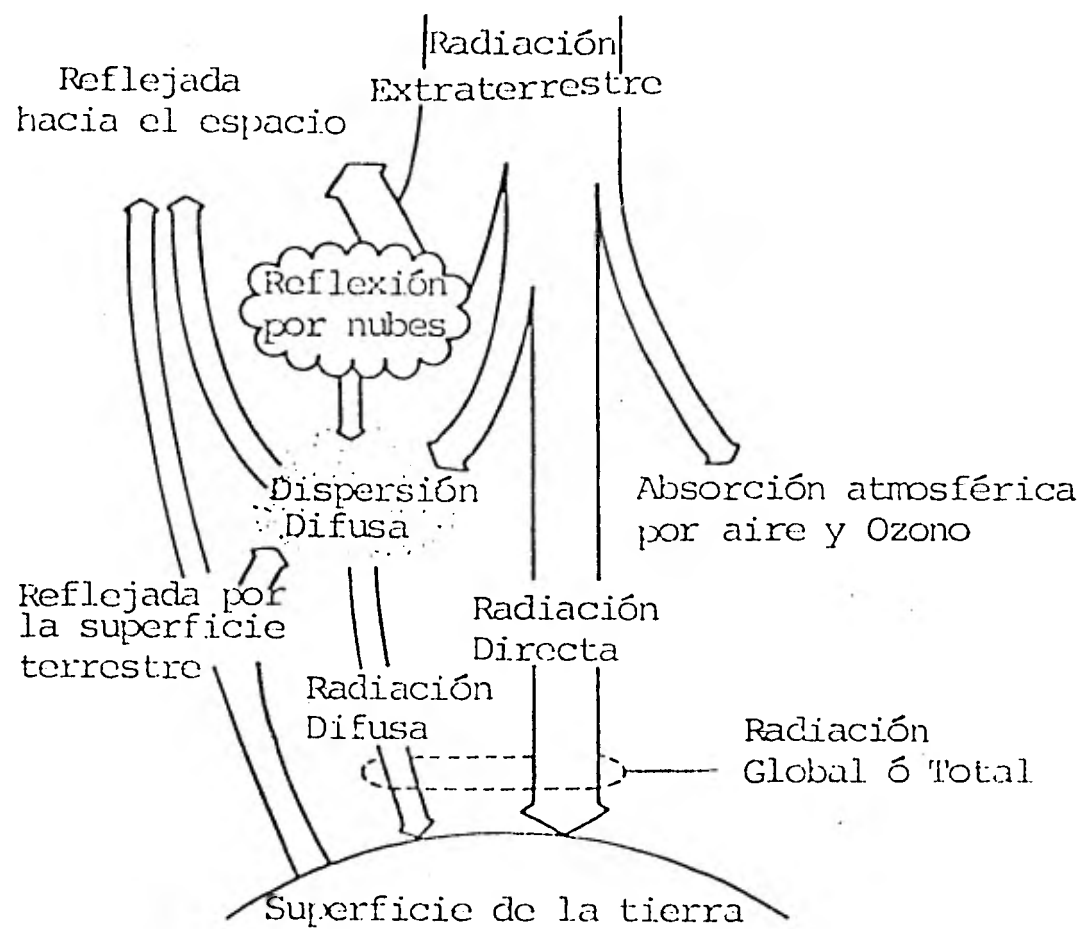


Figura I.10 Tipos de radiación solar que llega a la superficie terrestre. (7).

1.4.1 Factores que determinan la Radiación Solar Instantánea.

La cantidad de radiación solar recibida por una superficie sobre la tierra depende de diversos factores que hacen variar la intensidad de la radiación directa, difusa y global, los principales factores son:

a) La época del año que depende de:

- La distancia sol - tierra.
- La declinación solar (δ)
- El ángulo horario (τ)

b) Los factores geofísicos:

- Latitud (ϕ)
- Longitud (L)
- Altitud sobre el nivel del mar (Λ)
- La localidad (costas, ciudades, desiertos, etc)

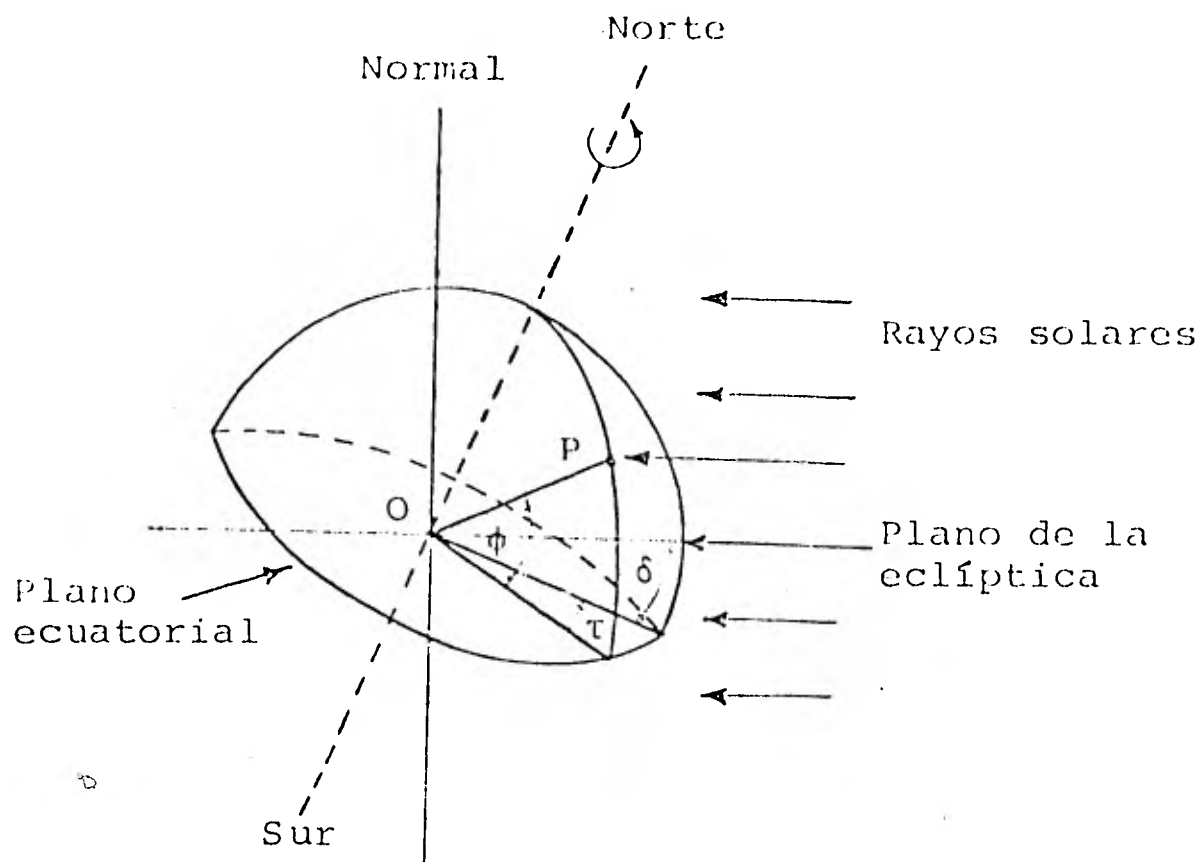
c) Los factores meteorológicos:

- La nubosidad
- El albedo terrestre
- % de humedad

En las figuras I.11 y I.12 se representan algunos de estos factores y se da la explicación de cada uno de ellos.

1.4.2 La Radiación Solar en México

En nuestro país se han efectuado estudios sobre la distribución de radiación solar global en el territorio nacional.



δ - Declinación Solar

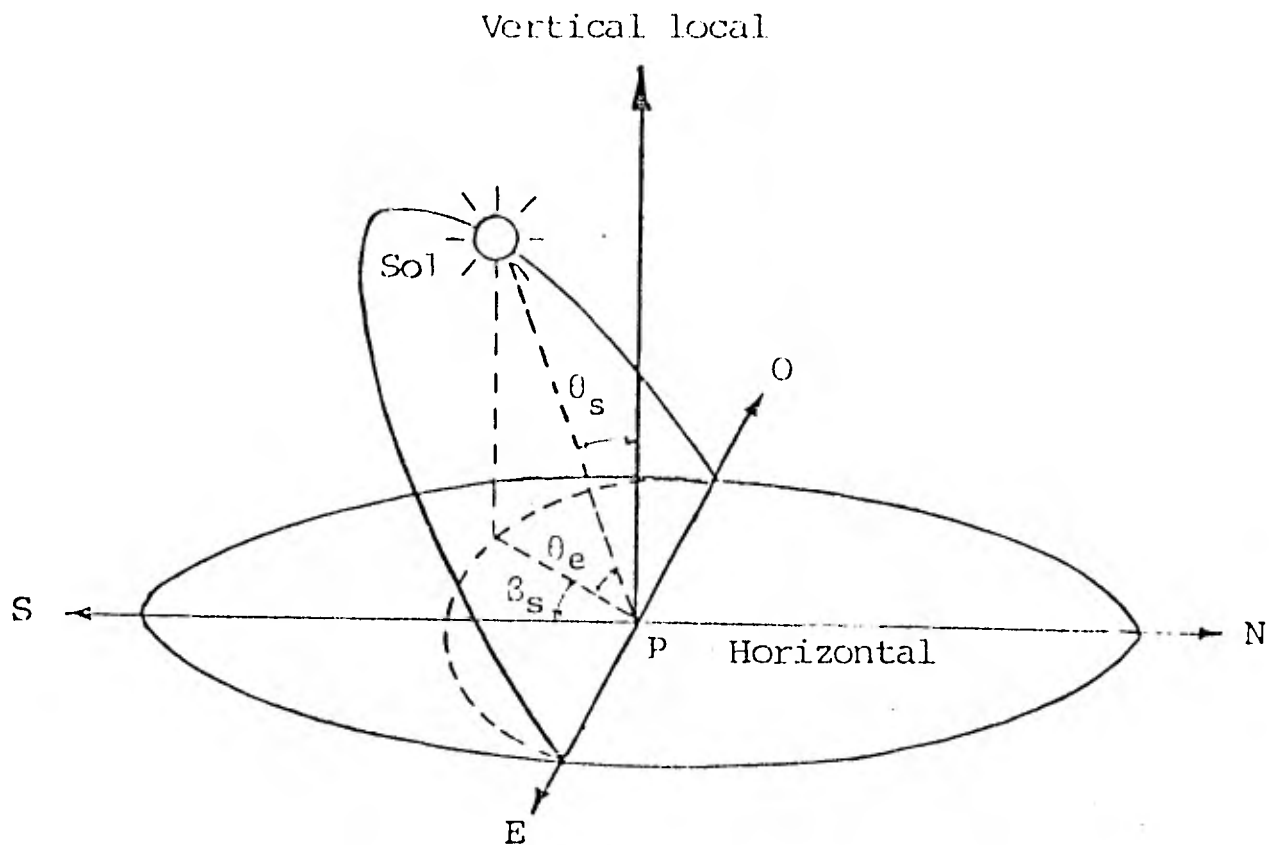
ϕ - Latitud: Es el ángulo que se forma entre el plano ecuatorial y una línea del centro de la tierra a un punto de la tierra.

τ - Angulo horario: Es el medido en el plano ecuatorial entre la proyección OP y la proyección de una línea desde el centro del sol al centro de la tierra, y está dado por:

$$\begin{aligned} \tau &= (12 - TS) 15^\circ && \text{en la mañana} \\ \tau &= (TS - 12) 15^\circ && \text{en la tarde} \end{aligned} \quad 1.8$$

TS es la hora del día en tiempo solar correspondiente a un tiempo medio local (TML).

Figura I.11 Representación de los ángulos δ , ϕ y τ .



- θ_s - Cénit Angulo que forman los rayos del sol con respecto a la vertical local.
- θ_e - Elevación Angulo que forman los rayos del sol con respecto a la horizontal.
- β_s - Acimut Es el ángulo formado por la proyección de los rayos solares sobre el plano horizontal, medido con respecto al eje Sur.

Figura I.12 Representación de los ángulos θ_s , θ_e y β_s tomando como origen el punto del observador P .

La evaluación es efectuada mediante la fotointerpretación de la nubosidad observada por los satélites meteorológicos NIMBUS III y ESSA-8 durante tres años, de 1969-1971, los satélites reportaron los porcentajes mensuales de días despejados y parcialmente despejados, para 117 localidades de México, representativas de una región de aproximadamente 130 km² cada una.

Los datos de nubosidad para los días señalados fueron empleados por un modelo que predice la insolación global⁽¹²⁾, media diaria (mensual y anual), y se hace notar que no son valores instantáneos.

Los resultados obtenidos por este procedimiento muestran una diferencia del 6% anual con respecto a una serie de datos experimentales de insolación del período 1969-1971, medidas en México, D.F.

Los mapas elaborados de los promedios de radiación solar global indican que las líneas de Iso-Radiación trazadas en las zonas fronterizas, se aproximan a aquéllas que han sido obtenidas por investigadores norteamericanos con otros métodos⁽¹³⁾, lo cual constituye una verificación del método empleado.

La figura I.13 muestra la distribución de Radiación Solar Global anual en nuestro país, y en el apéndice B, se muestran algunos mapas de promedios mensuales.

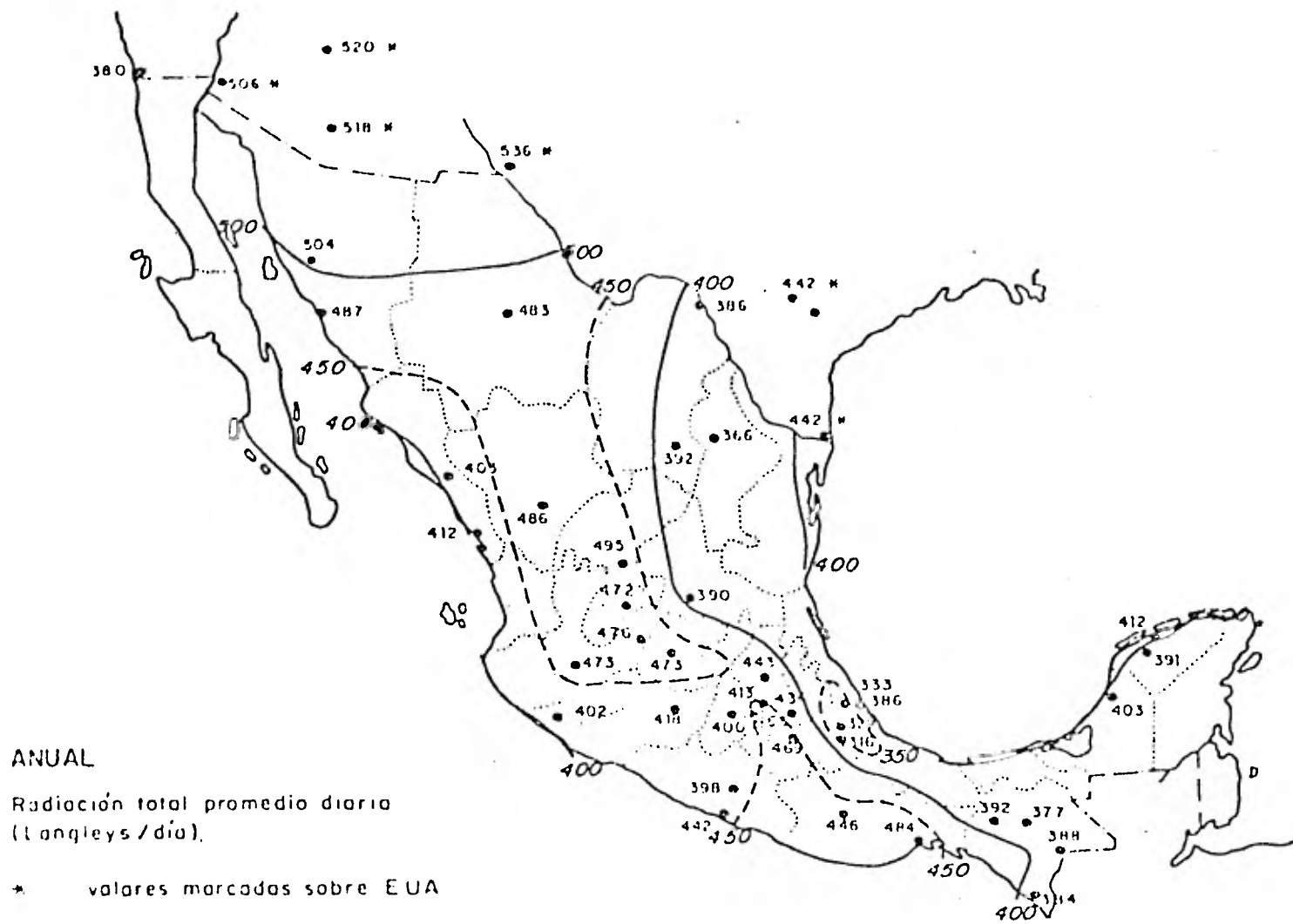


Figura I.13 Distribución de la radiación solar global anual en nuestro país, (México).

I.5 Conclusión

El dimensionamiento de los diferentes sistemas solares requiere de los datos de Radiación Solar del lugar de implantación, por lo cual es necesario que primero entendamos la naturaleza y características de la misma.

En el presente capítulo se presentaron algunas características sobre la Radiación Solar Extraterrestre, conociendo su repartición espectral en función de la longitud de onda.

Se mencionó también la importancia de conocer la Constante Solar Extraterrestre, el Tiempo Solar y su relación existente con el Tiempo Local.

Se conoció la influencia de la atmósfera sobre la Radiación Solar que incide a la tierra y los diferentes tipos de Radiación Solar que llegan a la Superficie Terrestre.

Dependiendo de la proporción entre los diferentes tipos de Radiación dependerá en gran parte de las condiciones geográficas en que se encuentre un lugar en estudio y además esta distribución para un mismo lugar dependerá de la época del año.

C A P I T U L O II

MODELOS MATEMATICOS DE PREDICCIÓN

- II.1 Masa de Aire Atmosférica
- II.2 Distribución Espectral de la Radiación Solar en la Superficie Terrestre
 - II.2.1 Dispersión Molecular de Rayleigh
 - II.2.2 Absorción por el Ozono
 - II.2.3 Absorción del Vapor de Agua
 - II.2.4 Absorción por Mezcla de Gases
 - II.2.5 Transmitancia por Aerosoles
- II.3 Modelos de Predicción de Radiación Solar Directa
 - II.3.1 Modelo de Allen
 - II.3.2 Modelo de Atwater y Ball
 - II.3.3 Modelo de Majumdar
 - II.3.4 Modelo de Watt
 - II.3.5 Modelo de Douglas V. Hoyt
 - II.3.6 Modelos Bird
 - II.3.7 Modelo de Hoyt C. Hottel
 - II.3.8 Modelo de Moon
 - II.3.9 Modelo de Paltridge
 - II.3.10 Modelo de S. Bárbaro et-al
- II.4 Modelos de Predicción de Radiación Solar Difusa
 - II.4.1 Modelo de Douglas V. Hoyt
 - II.4.2 Modelo de S. Bárbaro et-al
 - II.4.3 Modelo de Robert R. Morgan et-al
 - II.4.4 Modelo ASHRAE

II.5 Modelos de Predicción de Radiación Solar Global

II.5.1 Modelo de Rapp y Hoffman

II.5.2 Modelo de Douglas V. Hoyt

II.5.3 Modelo de S. Bárbaro et-al

II.6 Conclusión

En el presente estudio son presentadas las propiedades de atenuación de la atmósfera, en una forma que permite calcular la irradiancia espectral en la superficie de la tierra. Posteriormente se hace el análisis de algunos modelos matemáticos de predicción instantánea de radiación solar directa, difusa y global (insolación). En estos modelos las letras T significan Transmitancias y A significa Absortancia (a excepción de casos particulares) y los subíndices r, o₃, w, m_q, a, etc, son los componentes de la atmósfera influyendo sobre la transmitancia como resultado de la dispersión ó absorción de la luz solar.

En la mayoría de los modelos, las masas de aire (las que atravieza la luz solar según la hora del día) son calculadas de diferentes maneras. Nosotros utilizaremos una sola ecuación para evaluar estas masas de aire, ecuación ampliamente aceptada en la literatura como de gran precisión. Entonces, en todos los modelos, las masas de aire se calcularán con dicha ecuación. Además se hace mayor énfasis en los modelos de radiación directa por el uso que se le dá en el estudio y diseño de plantas Helioeléctricas de receptor central y en fotovoltaice en caso de usarse con concentración, pues éstas solo aprovechan principalmente este tipo de radiación.

II.1 Masa de Aire Atmosférica

La cantidad de atenuación de la radiación solar depende exponencialmente de la trayectoria recorrida por los rayos del sol al atravezar la atmósfera, como se muestra en la figura II.1.

Se tiene que para una atmósfera homogénea en la que se desprecia el efecto de la refracción del aire:

$$m_r = \frac{1}{\sin \theta_c} = \sec \theta_c \quad \text{II.1}$$

Donde m_r , representa la masa de aire relativa o simplemente masa de aire y θ_e , es el ángulo de elevación solar. m_r corresponde al número de atmósferas existentes entre el observador y el sol, tal que $m_r=1$ para $\theta_e=90^\circ$, $m_r=2$ para $\theta_e=30^\circ$, etc.

Debido a la curvatura de la tierra la expresión II.1, no es muy precisa cuando θ_e es pequeño ($\theta_e < 15^\circ$); considerando la curvatura de la tierra uniforme, como se muestra en la figura II.2, las masas de aire de una atmósfera homogénea, están dadas por la siguiente expresión.

$$m_r = \left\{ \left(\frac{R}{H} \operatorname{sen} \theta_e \right)^2 + 2 \frac{R}{H} + 1 \right\}^{1/2} - \frac{R}{H} \operatorname{sen} \theta_e \quad \text{II.2}$$

Donde R es el radio medio de la tierra (6370 km) y H es la profundidad del aire (8.430 km a 15°C) requeridos para producir una presión de una atmósfera de referencia (760 mmHg).

$$\theta_e = 90^\circ - \theta_s \quad \text{II.3}$$

θ_s es el ángulo del Cénit del sol y se determina por:

$$\theta_s = \cos^{-1}(\operatorname{sen}\phi \operatorname{sen}\delta + \cos\phi \cos\delta \cos\tau) \quad \text{II.4}$$

Donde ϕ es la latitud del lugar, δ es la declinación solar y su valor diario se puede conocer por la ecuación I.2 τ es el ángulo horario en grados y se conoce por la ecuación I.3. La demostración de la ecuación II.2 se encuentra en el apéndice C.

La expresión de m_r (ecuación II.2) proporciona con una precisión aceptable los valores obtenidos por Bemporat⁽¹⁴⁾ mediante radio sondeos y los proporcionados por Like⁽¹⁵⁾ usados en la astronomía y en los que se toma en cuenta a la refracción del aire. Su precisión es de 5% para $\theta_e=1^\circ$ (para el sol en el horizonte $m_r=34$).

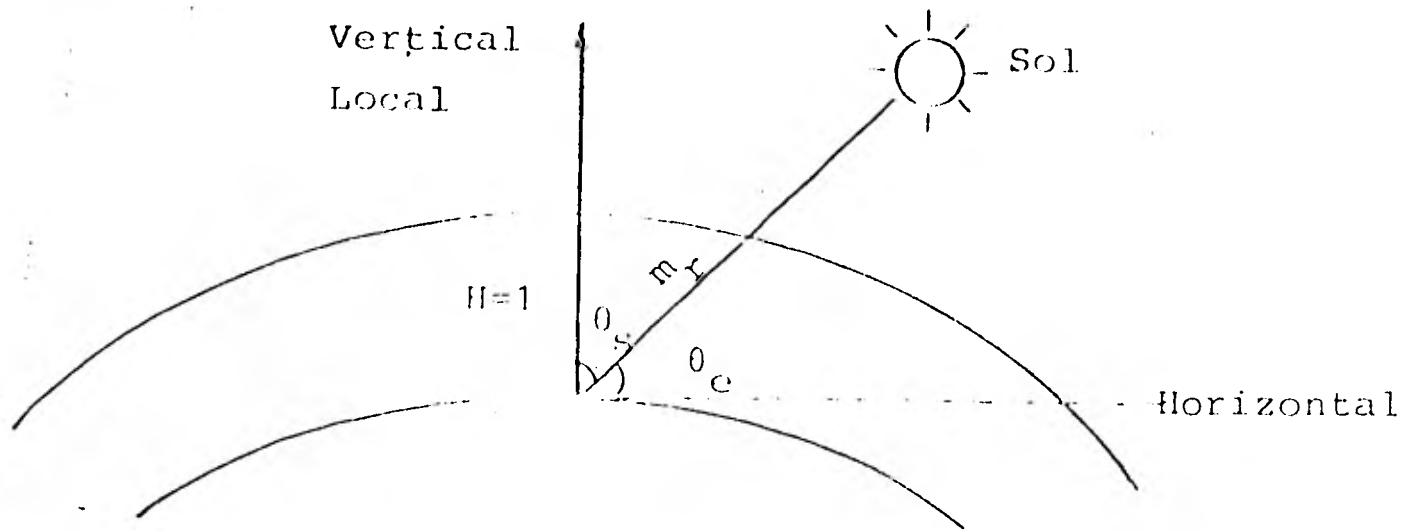


Figura II.1 Representación de las masas de aire m_r .

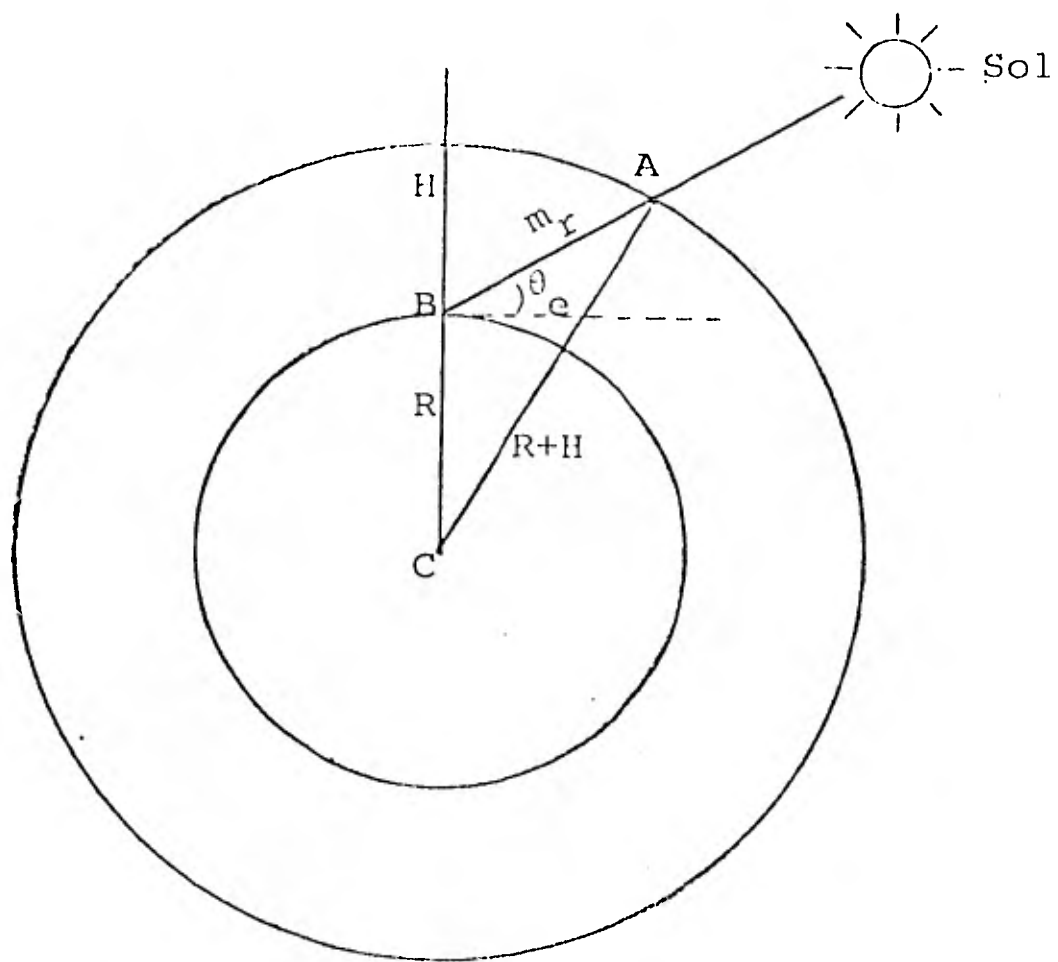


Figura II.2 Representación de las masas de aire m_r para una atmósfera homogénea en función del radio medio de la tierra $R^{(9)}$.

Debido a la reducción de la masa de aire con la altitud del lugar, la presión atmosférica varía sobre todo para altitudes mayores a los 1000 metros. En tales condiciones se aplica un factor de corrección altimétrico $\frac{P_b}{P_0}$ y así se obtiene la llamada masa de aire verdadera m , también llamada masa absoluta⁽¹⁴⁾ o masa de aire local (a diferencia de m_r que representa la masa de aire a nivel del mar).

$$m = m_r \left(\frac{P_b}{P_0} \right) \quad \text{II.5}$$

II.2 Distribución Espectral de la Radiación Solar en la Superficie Terrestre

La distribución espectral de la irradiancia solar directa $I(\lambda)$, para cada longitud de onda λ (como se muestra en la figura I.8), incidente sobre un plano perpendicular a los rayos del sol sobre la superficie de la tierra, está dada por la siguiente fórmula⁽¹⁶⁾.

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) \cdot Tr(\lambda) \cdot To_3(\lambda) \cdot Tw(\lambda) \cdot Tmg(\lambda) \cdot Ta(\lambda) \quad \text{II.6}$$

En esta ecuación se consideran los siguientes fenómenos $I_0(\lambda)$ es la irradiancia solar existente en el límite de la atmósfera terrestre, Tr , To_3 , Tw , Tmg y Ta son las Transmisiones espectrales por dispersión molecular de Rayleigh (N_2 , O_2 , y otros componentes moleculares), absorción por Ozono, Vapor de agua, Mezcla de gases (CO_2 , NO_2 , CH_4 , O_2) y absorción y dispersión por aerosoles.

II.2.1 Dispersión Molecular de Rayleigh

La dispersión molecular de rayleigh es un coeficiente de extinción causado por Nitrógeno, Oxígeno y otros componentes moleculares contenidos en la atmósfera y

Y puede ser conocida por⁽¹⁷⁾ :

$$\text{Tr}(\lambda) = \text{Exp} \left\{ - \frac{8\pi^2}{3} \frac{(\eta-1)^2}{N_1 \rho^2} \frac{P}{\lambda^4} \cdot m \right\} \quad \text{II.7}$$

Donde N_1 es el número de moléculas por kg (para el aire

$$N_1 = 2.28 \times 10^{25})$$

ρ es la densidad del gas (para el aire $\rho=1.29 \text{ kg/m}^3$)

η es el factor de refracción (para el aire $\eta=0.00063$)

P es la presión atmosférica ($P_0=10332 \text{ kg/m}^2$ al nivel del mar).

Obteniéndose:

$$\text{Tr}(\lambda) = \text{Exp} (- 0.0089 \lambda^{-4} \cdot m) \quad \text{II.8}$$

II.2.2 Absorción por el Ozono

El ozono absorbe la radiación solar incidente sobre la superficie de la tierra principalmente en las llamadas bandas Hartley⁽¹⁷⁾, en el rango ultravioleta de 0.18 a 0.34 μm . Dentro del rango visible de 0.44 a 0.74 μm (bandas Champuis) el ozono produce una absorción muy débil de tal manera que la transmitancia del ozono en la trayectoria vertical a través de la atmósfera es⁽¹⁸⁾ :

$$T_{O_3}(\lambda) = \text{Exp} (- K_{O_3}(\lambda) \cdot L \cdot m) \quad \text{II.9}$$

Donde L es el espesor en cm del ozono contenido en la columna vertical, que varía con la latitud y época del año y se puede conocer mediante la tabla II.1 . $K_{O_3}(\lambda)$ es el coeficiente de absorción espectral por cm de espesor de ozono dado en (1/cm) y sus valores son dados en la tabla II.2 - para una longitud de onda λ , que varía de 0.29 a 0.83 μm .

Latitud	Mes											
	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
90 N	0.33	0.39	0.46	0.42	0.39	0.34	0.32	0.30	0.27	0.26	0.28	0.30
80 N	0.34	0.40	0.46	0.43	0.40	0.36	0.33	0.30	0.28	0.27	0.29	0.31
70 N	0.34	0.40	0.45	0.42	0.40	0.36	0.34	0.31	0.29	0.28	0.29	0.31
60 N	0.33	0.39	0.42	0.40	0.39	0.36	0.34	0.32	0.30	0.28	0.30	0.31
50 N	0.32	0.36	0.38	0.38	0.37	0.35	0.33	0.31	0.30	0.28	0.29	0.30
40 N	0.30	0.32	0.33	0.34	0.34	0.33	0.31	0.30	0.28	0.27	0.25	0.29
30 N	0.27	0.25	0.29	0.30	0.30	0.30	0.29	0.28	0.27	0.26	0.26	0.27
20 N	0.24	0.26	0.26	0.27	0.28	0.27	0.26	0.26	0.26	0.25	0.25	0.25
10 N	0.23	0.24	0.24	0.25	0.26	0.25	0.25	0.24	0.24	0.23	0.23	0.23
0	0.22	0.22	0.23	0.23	0.24	0.24	0.24	0.23	0.23	0.22	0.22	0.22
10 S	0.23	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.23
20 S	0.24	0.25	0.24	0.25	0.25	0.25	0.25	0.26	0.26	0.26	0.26	0.25
30 S	0.27	0.28	0.26	0.27	0.28	0.28	0.29	0.31	0.32	0.32	0.29	0.29
40 S	0.30	0.29	0.28	0.29	0.31	0.33	0.35	0.37	0.38	0.37	0.34	0.32
50 S	0.31	0.30	0.29	0.30	0.32	0.36	0.39	0.40	0.40	0.39	0.37	0.35
60 S	0.32	0.31	0.30	0.30	0.33	0.38	0.41	0.42	0.42	0.40	0.39	0.35
70 S	0.32	0.31	0.31	0.29	0.34	0.39	0.43	0.45	0.43	0.40	0.38	0.34
80 S	0.31	0.31	0.31	0.28	0.35	0.40	0.44	0.46	0.42	0.38	0.36	0.32
90 S	0.31	0.30	0.30	0.27	0.34	0.38	0.43	0.45	0.41	0.37	0.34	0.31

Tabla II.1 Variación del espesor de ozono L (cm)
A Presión y Temperatura Normal (PTN)
Obtenidos por Goetz

λ	K_{O_3}	λ	K_{O_3}	λ	K_{O_3}	λ	K_{O_3}	λ	K_{O_3}
0.290	58.000	0.445	0.005	0.515	0.005	0.585	0.115	0.660	0.015
0.295	20.000	0.450	0.003	0.520	0.005	0.590	0.115	0.710	0.018
0.300	10.000	0.455	0.002	0.525	0.007	0.595	0.110	0.720	0.014
0.305	4.000	0.460	0.002	0.530	0.005	0.600	0.115	0.730	0.011
0.310	2.000	0.465	0.002	0.535	0.010	0.605	0.120	0.720	0.010
0.315	1.350	0.470	0.005	0.540	0.015	0.610	0.120	0.750	0.009
0.320	0.800	0.475	0.012	0.545	0.020	0.620	0.105	0.760	0.007
0.325	0.500	0.480	0.014	0.550	0.025	0.630	0.080	0.770	0.004
0.330	0.300	0.485	0.017	0.555	0.035	0.640	0.075	0.780	0.0
0.335	0.075	0.490	0.021	0.560	0.105	0.650	0.067	0.790	0.0
0.340	0.050	0.495	0.025	0.565	0.110	0.660	0.057	0.800	0.0
0.345	0.019	0.500	0.030	0.570	0.120	0.670	0.048	0.810	0.0
0.350	0.007	0.505	0.035	0.575	0.125	0.680	0.038	0.820	0.0
0.355	0.0	0.510	0.040	0.580	0.130	0.690	0.028	0.830	0.0

Tabla II.2 Coeficientes de absorción espectral
de ozono ⁽¹⁸⁾ (1/cm) .

II.2.3 Absorción del Vapor de Agua

El vapor de agua absorbe la radiación solar en el rango de bandas de longitud de onda que van de 1.32 a 1.54 μm y la máxima absorción se efectúa a 1.4 μm , existe también una débil absorción de la radiación solar en el rango de bandas de 0.85 a 0.98 μm y de 1.1 a 1.18 μm ⁽¹⁷⁾. Según Mc Clathey⁽¹⁸⁾ el factor de transmisión de vapor de agua en función de cada longitud de onda está dada por la fórmula siguiente:

$$T_w(\lambda) = \text{Exp} \left(- \frac{0.3K_{wi} \cdot X_w \cdot m}{(1+25.25K_{wi} \cdot X_w \cdot m)^{0.45}} \right) \quad \text{II.10}$$

Donde X_w es la masa efectiva del vapor de agua en una columna vertical en g/cm^2 (humedad absoluta) y K_{wi} es el coeficiente de absorción para $X_w=1 \text{ g/cm}^2$. La tabla II.3 muestra los valores de K_{wi} en función de la longitud de onda.

De acuerdo a los cálculos de Mc Clathey X_w está dada por:

$$X_w = 181 \rho_w = 0.795 W \quad | \text{ kg/m}^2 | \quad \text{II.11}$$

Donde ρ_w es la densidad del vapor de agua a nivel de la superficie terrestre en kg/m^3 y W es el espesor de agua condensable contenido en la trayectoria vertical de la atmósfera, medido por meteorología en cm.

En lugares donde se dispone de valores de la humedad relativa H_r , y de la temperatura absoluta T_0 , la densidad del vapor de agua se puede calcular mediante la siguiente expresión:

$$\rho_w = \frac{H_r \cdot P_s}{R \cdot T_0} \quad \text{kg/m}^3 \quad \text{II.12}$$

Donde la constante del gas $R=461.51 \frac{\text{N} \cdot \text{m}}{\text{kg} \cdot ^\circ\text{K}}$ y P_s es la presión de saturación del vapor de agua y se calcula mediante una expresión semiempírica⁽¹⁸⁾; que sólo es válida para rangos pequeños de temperatura ambiente del orden de 0°C a 50°C .

$$P_s = \text{Exp} \left(- \frac{5416}{T_0} + 26.23 \right) \quad \text{N/m}^2 \quad \text{II.13}$$

Para estimar el valor de W se utiliza la fórmula de Hann's⁽¹⁹⁾ dada por la ecuación siguiente:

$$W = 0.17 P_w \quad \text{cm} \quad \text{II.14}$$

donde P_w es la presión de vapor de agua en la superficie dada en mb y la constante 0.17 es un valor promedio anual que depende las condiciones locales. La tabla II.4 muestra la distribución geográfica del vapor de agua contenido en la atmósfera basado en datos publicados por Flohn, Valko y Shand's .

II.2.4 Absorción por Mezcla de Gases

Se calcula de la misma forma que para la absorción del vapor de agua⁽¹⁸⁾.

$$T_{mg}(\lambda) = \text{Exp} \left(- \frac{0.3 K_{gi} \cdot X_{gi} \cdot m}{(1 + 25.25 K_{gi} \cdot X_{gi} \cdot m)^{0.45}} \right) \quad \text{II.15}$$

Donde $K_{gi} = 4.71 \text{ km}$ es la longitud efectiva de la trayectoria de radiación solar a través del gas y K_{gi} es el coeficiente de absorción espectral del gas para una trayectoria de 1 km dado en 1/km. La tabla II.5 muestra los valores de K_{gi} en función de la longitud de onda.

II.2.5 Transmitancia por Aerosoles

La dispersión y absorción por los aerosoles es un fenómeno mucho más complejo de cuantificar que la dispersión molecular. Los efectos de los aerosoles dependen de sus propiedades ópticas y de sus dimensiones. La transmi-

tancia por los aerosoles es calculada usando la fórmula de Angstrom⁽¹⁸⁾:

$$T_a = \text{Exp} (- \beta \lambda^{-\alpha} . m) \quad \text{II.16}$$

Donde β es el coeficiente de turbidez de Angstrom medido a una longitud de onda (λ) de $0.5 \mu\text{m}$, se han determinado un valor de $\beta=0.02$ para una atmósfera relativamente clara (cielo despejado) y un valor de $\beta=0.04$ para una atmósfera turbia⁽⁵⁾. El exponente α de la longitud de onda varía según la naturaleza de los aerosoles y teóricamente varía de 0 a 4, y experimentalmente se han encontrado los valores de 0.5 a 3. Los valores más frecuentes de α están en el intervalo de $0.8 \leq \alpha \leq 2$ ⁽²⁰⁾, los valores más grandes son para las partículas más pequeñas e inversamente para las partículas más grandes.

Angstrom sugiere un valor de α constante de 1.3 para atmósferas de cielo claro y turbio⁽²⁰⁾. La figura II.3 muestra la absorción y extinción o dispersión de los aerosoles.

0.79	0.1600	-01	0.86	0.1550	-00	0.99	0.1250	+00	1.20	0.1100	+00	2.90	0.0800	+00
0.70	0.2400	-01	0.85	0.1000	-02	1.00	0.1500	+00	1.25	0.2000	+01	3.00	0.1400	+01
0.71	0.1250	-01	0.86	0.1000	-00	1.05	0.1000	-00	1.30	0.1500	+01	3.10	0.1200	+00
0.72	0.1600	+01	0.87	0.1000	-00	1.10	0.1200	+01	1.35	0.1500	+00	3.20	0.1100	+00
0.73	0.2200	+00	0.88	0.1200	-00	1.15	0.1500	+00	1.40	0.2000	+00	3.30	0.1300	+00
0.74	0.2100	-01	0.89	0.1200	-01	1.20	0.1200	-01	1.45	0.1500	+00	3.40	0.1200	+00
0.75	0.1000	-02	0.90	0.1100	+01	1.25	0.1500	-00	1.50	0.2000	+01	3.50	0.1300	+01
0.76	0.1600	-00	0.91	0.1000	+01	1.30	0.1500	+01	1.55	0.2000	+00	3.60	0.1100	+01
0.77	0.1600	-00	0.92	0.1000	+01	1.35	0.1600	+00	1.60	0.2000	+00	3.70	0.1100	+01
0.78	0.2100	-01	0.93	0.1200	+00	1.40	0.1100	+00	1.65	0.1500	+00	3.80	0.1200	+01
0.79	0.1250	-01	0.94	0.1200	+00	1.45	0.1500	+00	1.70	0.2000	+00	3.90	0.1300	+00
0.80	0.1200	-01	0.95	0.1100	+00	1.50	0.1500	+00	1.75	0.2000	+00	4.00	0.1400	+00
0.81	0.1200	+00	0.96	0.1200	+00	1.55	0.1500	-00	1.80	0.2000	+00			
0.82	0.1550	+01	0.97	0.1100	+01	1.60	0.1000	-00	1.85	0.2000	+00			
0.83	0.1700	+00	0.98	0.1000	+01	1.65	0.1000	-01	1.90	0.2000	+00			

Tabla II.3 Coeficientes de absorción espectral de vapor de agua, en g/cm³(18).

Altitud (presión Atmosférica)	Latitud					
	0°	30°	45°	60°	70°	
Clíma cálido o humedo						
1000 mb	medio	5.0	4.0	2.5	2.0	1.8
	min	2.0	2.0	1.0	0.7	0.7
	max	10.0	7.0	4.0	4.0	4.0
900 mb	medio	3.0	1.9	1.6	1.25	1.1
	min	1.0	0.7	0.7	0.4	0.4
	max	7.0	4.0	4.0	2.0	2.0
800 mb	medio	2.0	0.5	1.0	0.8	0.7
	min	1.0	0.7	0.4	0.4	0.2
	max	4.0	4.0	2.0	2.0	2.0
700 mb	medio	1.0	0.8	0.5	0.4	0.35
	min	0.4	0.4	0.2	0.2	0.1
	max	2.0	2.0	1.0	1.0	1.0
Clíma frío o seco						
1000 mb	medio	3.0	1.5	0.8	0.5	0.3
	min	1.0	0.4	0.4	0.2	0.1
	max	7.0	4.0	2.0	1.0	1.0
900 mb	medio	2.0	1.0	0.5	0.35	0.2
	min	0.7	0.4	0.2	0.2	0.1
	max	4.0	2.0	1.0	1.0	0.7
800 mb	medio	1.0	0.6	0.3	0.2	0.1
	min	0.4	0.2	0.1	0.1	0.05
	max	2.0	2.0	1.0	0.7	0.2
700 mb	medio	0.6	0.3	0.15	0.1	0.05
	min	0.2	0.1	0.1	0.05	0.02
	max	1.0	1.0	0.4	0.2	0.1

Tabla II.4 Vapor de agua condensable W, contenido en la atmósfera (en cm de precipitación de agua)

0.76	0.300E+01	1.70	0.770E-03	1.90	0.210E-02	2.20	0.770E-03	3.40	0.170E+01
0.77	0.311E+00	1.95	0.110E-01	1.95	0.200E+01	2.20	0.310E+03	3.70	0.270E-01
		1.70	0.770E-03	2.00	0.200E+01	2.30	0.110E+03	3.70	0.100E-01
1.25	0.220E-02	1.65	0.165E-02	2.10	0.240E+00	2.90	0.110E+00	3.70	0.190E-02
1.36	0.240E-03	1.70	0.100E-04	2.20	0.290E-03	3.00	0.210E-02	3.90	0.010E-02
1.35	0.110E-03	1.75	0.100E-06	2.30	0.110E-02	3.10	0.100E-02	3.90	0.290E+00
1.40	0.100E-04	1.80	0.100E-04	2.40	0.120E-04	3.20	0.300E+00	4.00	0.210E-01
1.45	0.660E-01	1.85	0.165E-03	2.50	0.160E-03	3.30	0.110E+01		

Tabla II.5 Coeficientes de absorción espectral de la mezcla de gases (CO_2 , NO_3 , CH_4 , O_2) en 1/km

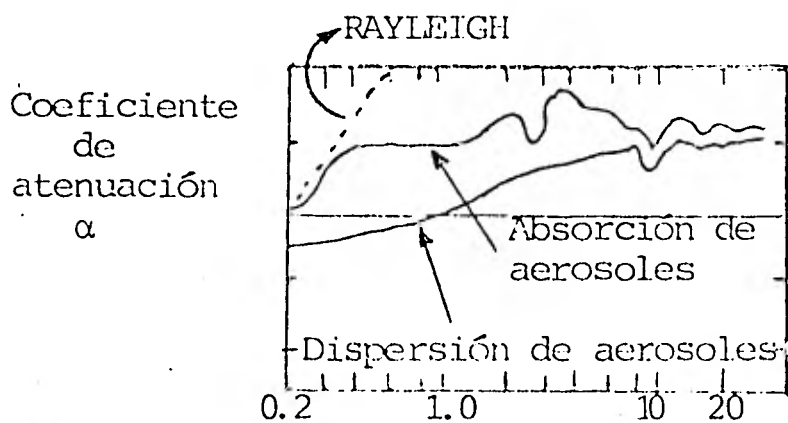


Figura II.3 Coeficiente de atenuación por transmitancia de aerosoles α (absorción y dispersión total) (17).

II.3 Modelos de Predicción de Radiación Solar Directa

II.3.1 Modelo de Allen

Un modelo para captar la radiación solar directa incidente en una superficie sobre la tierra perpendicular a los rayos del sol, es propuesto por C.W.Allen⁽²¹⁾ y se describe en el siguiente cuadro:

<u>MODELO</u>		
$I_{dn} = I_o (1 - \text{Absorción})$	W/m^2	II.17
<u>PARAMETROS</u>		
$\text{Absorción} = 0.263 \left(\frac{W + 0.272}{W + 0.5} \right) \cdot m$ (alfa)		II.18
$\text{alfa} = 0.367 \left(\frac{W + 1.153}{W + 0.788} \right)$		II.19
$W = \text{Vapor de agua condensable (cm)}$		
$P_b = \text{Presión atmosférica local (mmHg)}$		

Este modelo es útil para una atmósfera de cielo despejado y limpio y fué aplicado en Inyokern California (latitud = 35.68°) en 1963 bajo las siguientes condiciones $P_o=760$ mmHg y $W=1.44$ cm, los resultados obtenidos por el modelo fueron comparados con los medidos obteniéndose un error del -14.7% en el promedio anual.

II.3.2 Modelo de Atwater y Ball

Un modelo para la predicción de radiación solar directa fué publicado recientemente por Atwater y Ball⁽²²⁾ y este es una modificación de un modelo publicado anteriormente por Atwater y Brow⁽²³⁾, este último incluye una formulación para la radiación solar difusa y el efecto de la nubosidad, pero ninguno de estos aspectos es discutido en el modelo que a continuación se muestra.

<u>MODELO</u>		
$I_{dn} = I_o (T_{mg} - A_w) T_a$	W/m^2	II.20
<u>PARAMETROS</u>		
$T_{mg} = 1.041 - 0.15 (m_r (949 \times 10^{-6} P_b + 0.051))^{0.5}$	*	II.21
$A_w = 0.077 (W \cdot m_r)^{0.3}$		II.22
$T_a = \text{Exp} (- \alpha_o \cdot m)$		II.23

Donde A_w es la absorción por vapor de agua y el término α_o es la profundidad óptica de banda amplia de los aerosoles (coeficiente de absorción volumétrico de aerosoles) y se determina teóricamente dependiendo de las condiciones locales por lo que es algo difícil de determinar y se sugiere tomar el valor de τ_a dado por la ecuación II.53, del modelo Bird. El modelo propuesto por Atwater y Ball, fué aplicado en 50 estaciones de los Estados Unidos en 1972 dando errores de ± 5 a $\pm 30\%$ y en 1977 fué aplicado en 35 estaciones.

El modelo es útil para una atmósfera de cielo claro.

II.3.3 Modelo de Majumdar

Un modelo para la predicción de radiación solar Directa en plano normal ha sido establecido por Majumdar⁽¹⁹⁾, este modelo es útil para condiciones de cielo claro y un contenido mínimo de aerosoles (humo y polvo), por lo que el efecto de turbidez atmosférica no se considera.

<u>MODELO</u>		
$I_{dn} = I_o ((0.8644)^m \cdot (0.8507) (W \cdot m_r)^{0.25})$	W/m^2	II.24

* Atwater y Ball recientemente publicaron un ARRATA en la revista Solar Energy, Vol 23, Página 275, cambiando el coeficiente 0.15 de la ecuación II.21 a 0.16 .

Donde el modelo utiliza una constante solar $I_0=1331 \text{ W/m}^2$ y W se calcula por la ecuación II.14. Este modelo fue aplicado en la India y las constantes de la ecuación fueron obtenidas estadísticamente a partir de 161 mediciones de insolación precisas en tres estaciones a diferentes altitudes sobre el nivel del mar y bajo diferentes condiciones de humedad, 94 mediciones fueron realizadas a una altitud de 0.22 km, 22 mediciones a 3.50 km y 45 mediciones a 4.13 km, las mediciones fueron analizadas por medio de regresión lineal obteniendo así las constantes del modelo.

Las precisiones de la predicción del modelo es de $\pm 10\%$ dentro de límites de confianza del 95% y la desviación estándar de los valores medidos es de 5.06%.

II.3.4 Modelo de Watt

Un modelo para la predicción de radiación solar Directa ha sido construido por Watt^(24,2), para condiciones de cielo claro y para cualquier localización.

<u>MODELO</u>		
$I_{dn} = I_0 \cdot T_w \cdot T_{as} \cdot T_{o_3} \cdot T_{ws} \cdot T_l \cdot T_u$	W/m^2	II.25
<u>PARAMETROS</u>		
$T_w = 0.93 - 0.033 \log(W \cdot m_2)$		II.26
$T_{as} = 10^{-(0.045 (\frac{P_b}{P_0} \cdot m_1))}$		II.27
$T_{o_3} = 10^{-(0.0071 + 0.001 L \cdot m_4)}$		II.28
$T_{ws} = 10^{-(0.0095 W \cdot m_2)}$		II.29
$T_l = 10^{-\tau_l \cdot m_2^{(0.7)}}$		II.30
$T_u = 10^{-\tau_u \cdot m_3}$		II.31

Donde T_{as} es la transmitancia por dispersión y absorci-

ón de aire seco, T_{ws} es la transmitancia por dispersión de vapor de agua, T_l es la transmitancia por dispersión y absorción de aerosoles en la capa inferior, T_u es la transmitancia por dispersión y absorción de aerosoles en la capa superior. De las ecuaciones II.30 a II.31 τ_L y τ_u son los parámetros de turbidez atmosférica de banda amplia en las capas altas y bajas (profundidad óptica) y se calculan mediante las siguientes ecuaciones:

$$\tau_L = 0.6(\tau_{0.5} - 0.01W - 0.03) \quad \text{II.32}$$

$\tau_{0.5}$ es la turbidez atmosférica a una longitud de onda de $0.5\mu\text{m}$ y se tienen diferentes valores dependiendo de las condiciones atmosféricas. La tabla II.8 da los valores correspondientes de $\tau_{0.5}$.

$$\tau_u = - \frac{\log \frac{I_{obs}}{I_0} - \tau_L \left(\frac{m_2}{m_3} \right)}{m_3} \quad \text{II.33}$$

Donde I_{obs} es la radiación solar directa observada o medida instantáneamente en las condiciones locales.

Para calcular los diferentes valores de las masas de aire m_i ($i = 1, 2, 3, 4$) en función de las altitudes correspondientes a cada lugar y a cada elemento se calcula con la siguiente ecuación:

$$m_i = \frac{h_2 F_{z2} - h_1 F_{z1}}{h_2 - h_1} \quad \text{II.34}$$

h_1 y h_2 son los límites inferiores y superiores donde se encuentra cada elemento y los valores correspondientes de h_i para cada elemento en una atmósfera no contaminada y de cielo claro son:

<u>ELEMENTO</u>	<u>RANGO DE ALTURAS</u>	
Contenido de polvo y vapor de agua en la capa inferior	$h_1=0$ km	$h_2=3$ km
Aire seco	$h_1=0$ km	$h_2=30$ km
Contenido de polvo en la capa superior	$h_1=15$ km	$h_2=25$ km
Ozono	$h_1=20$ km	$h_2=40$ km

El parámetro F_{zi} que corresponde a la altura del elemento es calculada usando la siguiente expresión:

$$F_{zi} = \left(\left(\frac{R}{h_i} \cos \theta_s \right)^2 + 2 \frac{R}{h_i} + 1 \right)^{1/2} - \frac{R}{h_i} \cos \theta_s \quad \text{II.35}$$

El modelo de Watt dado por la expresión II.25 ha sido aplicado en varias estaciones de los Estados Unidos principalmente en Albuquerque N.M y ha dado variaciones con un buen grado de exactitud.

II.3.5 Modelo de Douglas V. Hoyt

La ecuación de predicción de radiación solar Directa es (25):

<u>MODELO</u>		
$I_{dn} = I_o (1 - \text{Absorción}) T_a \cdot Tr$	W/m^2	II.36
<u>PARAMETROS</u>		
$\text{Absorción} = A_w + A_{CO_2} + A_{O_3} + A_{O_2} + A_a$		II.37
$A_w = 0.11 (X_w + 0.000631)^{0.3} - 0.0121$		II.38
$A_{CO_2} = 0.00235 (U_c + 0.0129)^{0.26} - 0.00075$		II.39
$A_{O_3} = 0.045 (I_1 + 0.000834)^{0.38} - 0.0031$		II.40

$$A_{O_2} = 0.0075 (m)^{0.875} \quad \text{II.41}$$

$$A_a = 0.05 (g(\beta))^m \quad \text{II.42}$$

$$T_a = (g(\beta))^m \quad \text{II.43}$$

$$T_r = (f(m))^m \quad \text{II.44}$$

Donde A_{CO_2} es la absorción por el dióxido de carbono, A_{O_3} es la absorción por el Ozono, A_{O_2} es la absorción por el oxígeno y A_a por los aerosoles. En la ecuación II.39 el término U_c es la suma del Dióxido de carbono contenido en la trayectoria vertical en cm ($U_c = 126$ cm para masas de aire $m = 1$), en la ecuación II.42 el término $g(\beta)$ es una relación que varía en función de la dispersión por polvo y aerosoles y está relacionada con el coeficiente de turbidez de Angstrom β , y se obtiene de la tabla II.6, el término $f(m)$ es otra relación que varía en función de la dispersión de aire puro y depende de las variaciones de las masas de aire como se muestra en la tabla II.7 .

El modelo propuesto por Douglas V. Hoyt⁽²⁵⁾ es para un día de cielo claro y ha sido aplicado en 26 estaciones de la red piranométrica de la National Weather Service (NWS) que dispone además de los valores reales de transmisión atmosférica al medio día solar. Para 3 de estas estaciones en las que se dispone de la radiación solar directa al medio día solar y de valores de transmisión confiables, se compararon las observaciones con los cálculos del modelo. En 18 localidades fueron comparadas las insolaciones medias calculadas y medidas para días claros y en una estación fueron comparados estos valores de igual forma bajo las mismas condiciones y se encontró que las diferencias no han sido mayores al 2.7%, valor dentro del rango de la precisión de medición ($\pm 5\%$) de los piranómetros.

β	$g(\beta)$
0.00	1.000
0.02	0.972
0.04	0.945
0.06	0.919
0.08	0.894
0.10	0.870
0.12	0.846
0.14	0.824
0.16	0.802
0.18	0.780
0.20	0.758
0.24	0.714
0.28	0.670
0.32	0.626

Tabla II.6 Variación de la función $g(\beta)$ en la trayectoria óptica a $1 \mu\text{m}$ de β (25).

m	$f(m)$
0.0	1.000
0.5	0.909
1.0	0.917
1.5	0.921
2.0	0.925
2.5	0.929
3.0	0.932
3.5	0.935
4.0	0.937

Tabla II.7 Variación de la función $f(m)$ para aire puro, en función de las masas de aire m (25).

II.3.6 Modelos Bird

Richard Bird y Roland L. Hulstrom⁽²⁴⁾ formularon dos modelos que formalizan el uso de los modelos que se desarrollaron anteriormente. El primer modelo de predicción de radiación solar Directa Normal está dado por:

<u>MODELO</u>		
$I_{dn} = I_0(0.9662) (Tr \cdot T_{O_3} \cdot T_{mg} - A_w) T_a$	W/m^2	II.45
<u>PARAMETROS</u>		
$Tr = \text{Exp} (- 0.0903(m)^{0.84} (1+m-m^{1.01}))$		II.46
$T_{O_3} = 1 - 0.1611 X_o (1 + 139.48 X_o)^{-0.3035}$		
$- 0.002715 X_o (1 + 0.044X_o + 0.0003X_o^2)^{-1}$		II.47
$X_o = L \cdot m_r$		II.48
$T_{mg} = \text{Exp} (- 0.0127 (m)^{0.26})$		II.49
$A_w = 2.4959 Z_o ((1+79.034Z_o)^{0.6828} + 6.385Z_o)^{-1}$		II.50
$Z_o = W \cdot m_r$		II.51
$T_a = \text{Exp} (- \tau_a^{0.873} (1+\tau_a - \tau_a^{0.7088}) \cdot m_r^{0.9108})$		II.52
$\tau_a = 0.2758\tau_{(0.38)} + 0.35 \tau_{(0.5)}$		II.53

De la ecuación II.53 los términos $\tau_{0.38}$ y $\tau_{0.5}$ son valores de turbidez atmosférica a longitudes de onda indicadas por los subíndices, y son obtenidos en la práctica con un medidor de turbidez.

El National Weather Service (NWS) hizo mediciones de turbidez a $0.38\mu m$ y $0.5\mu m$ respectivamente, considerando dos estados de condiciones atmosféricas, Latitud Media en Verano (LMS) y Subártico Invierno (SAW) y cada uno de estas con rango de visibilidad V , de 23 km para una atmósfera de cielo claro y 5 km para una atmósfera turbia, ambas al nivel del mar. La tabla II.8 muestra los valores de $\tau_{0.38}$ y $\tau_{0.5}$

bajo las condiciones mencionadas.

	(LMS)		(SAW)	
	V=23 km	V=5 km	V=23 km	V=5 km
$\tau_{0.38}$	0.3469	1.1727	0.3469	1.1727
$\tau_{0.5}$	0.2733	0.9243	0.2733	0.9243

Tabla II.8 Valores de turbidez atmosférica a 0.38 μm y 0.5 μm obtenidos por la NWS, bajo dos condiciones atmosféricas.

Los valores de $\tau_{0.38}$ y $\tau_{0.5}$ han sido aplicados en varios modelos y han dado buenos resultados⁽²⁴⁾.

El segundo modelo está dado en el siguiente cuadro.

<u>MODELO</u>	
$I_{dn} = I_0 (0.9662) (T_{mg} - A_w) T_a$	W/m^2 II.54
<u>PARAMETROS</u>	
A_w y T_a son igual a las ecuaciones II.22 y II.23 .	
$T_{mg} = 1.041 - 0.15(m_r (9.368 \times 10^{-4} P_b + 0.051))^{0.5}$	II.55

Estos modelos han sido comparados contra otros modelos de predicción y han dado buenos resultados con diferencias muy pequeñas, pero no han sido comparados contra mediciones.

II.3.7 Modelo de Hoyt C. Hottel

Hottel⁽²⁶⁾ propone un modelo simple para la estimación de la radiación solar Directa normal en función de la transmitancia de la radiación solar directa T_d para un cielo claro, produciendo un error de 0.4% .

MODELO

$$I_{dn} = I_0 \cdot T_d \quad W/m^2 \quad II.56$$

$$T_d = a_0 + a_1 \text{Exp}^{-k_0 \cdot m} \quad II.57$$

PARAMETROS para un rango de visibilidad V=23 km

$$a_0^* = 0.4237 - 0.00821 (6 - \Lambda)^2 \quad II.58$$

$$a_1^* = 0.5055 + 0.00595 (6.5 - \Lambda)^2 \quad II.59$$

$$k_0^* = 0.2711 + 0.01858 (2.5 - \Lambda)^2 \quad II.60$$

PARAMETROS para un rango de visibilidad V=5 km

$$a_0^* = 0.2538 - 0.0063 (6 - \Lambda)^2 \quad II.61$$

$$a_1^* = 0.7678 + 0.0010 (6.5 - \Lambda)^2 \quad II.62$$

$$k_0^* = 0.249 + 0.081 (2.5 - \Lambda)^2 \quad II.63$$

Factores de corrección r_0 , r_1 y r_k para cada tipo de clima.

Tipo de clima	r_0		r_1	r_k
	V=23 km	V=5 km		
Tropical	0.95	0.92	0.98	1.02
Altitud Media en verano	0.97	0.96	0.99	1.02
Verano Subártico	0.99	0.98	0.98	1.01
Altitud Media en invierno	1.03	1.04	1.01	1.00

El cálculo de a_0 , a_1 y k_0 se determina por:

$$a_0 = r_0 a_0^* \quad II.64$$

$$a_1 = r_1 a_1^* \quad II.65$$

$$k_0 = r_k k_0^* \quad II.66$$

Las constantes a_0 , a_1 y k_0 son funciones de la altitud sobre el nivel de mar de la turbidez atmosférica (rango de visibilidad) y del tipo de clima.

La figura II.4 muestra las variaciones de las constantes a_0^* , a_1^* y k_0^* en función de la altitud sobre el nivel del mar y la figura II.5 muestra el comportamiento gráfico de la transmitancia de radiación solar directa T_d en función de las masas de aire y de la altitud.

II.3.8 Modelo de Moon

El modelo presentado por p.moon^(21,27) calcula la radiación solar para una atmósfera limpia para cualquier localización, y para cualquier contenido de vapor de agua, ozono y polvo contenido en la atmósfera. las constantes del modelo han sido calculadas bajo las siguientes condiciones:

$$p_0 = 760 \text{ mmhg}$$

$$W = 0.20 \text{ cm}$$

$$d = 300 \text{ Partículas/cm}^3 \quad (\text{contenido de aerosoles})$$

$$L = 0.28 \text{ cm}$$

La ecuación del modelo es la siguiente:

MODELO

$$I_{dn} = I_0 (0.183 \text{ Exp}(-m/0.48) + 0.715 \text{ Exp}(-m/4.15) + 0.102) \quad W/m^2 \quad \text{II.67}$$

Este modelo ha sido comparado con los modelos de Allen, Gates y Paltridge⁽²¹⁾ y sus resultados son muy aproximados a ambos, pero no ha sido comparado con datos experimentales por lo que su validación no es del todo satisfactoria.

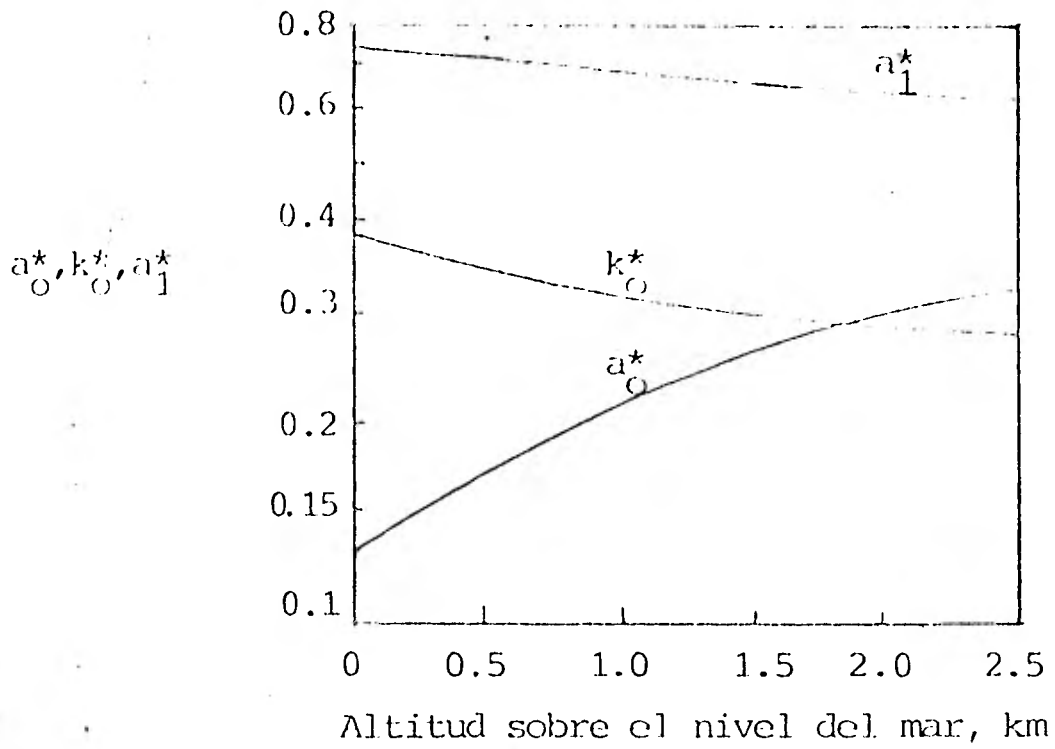


Figura II.4 Constantes de la ecuación de Transmitancia de radiación solar directa T_d (26).

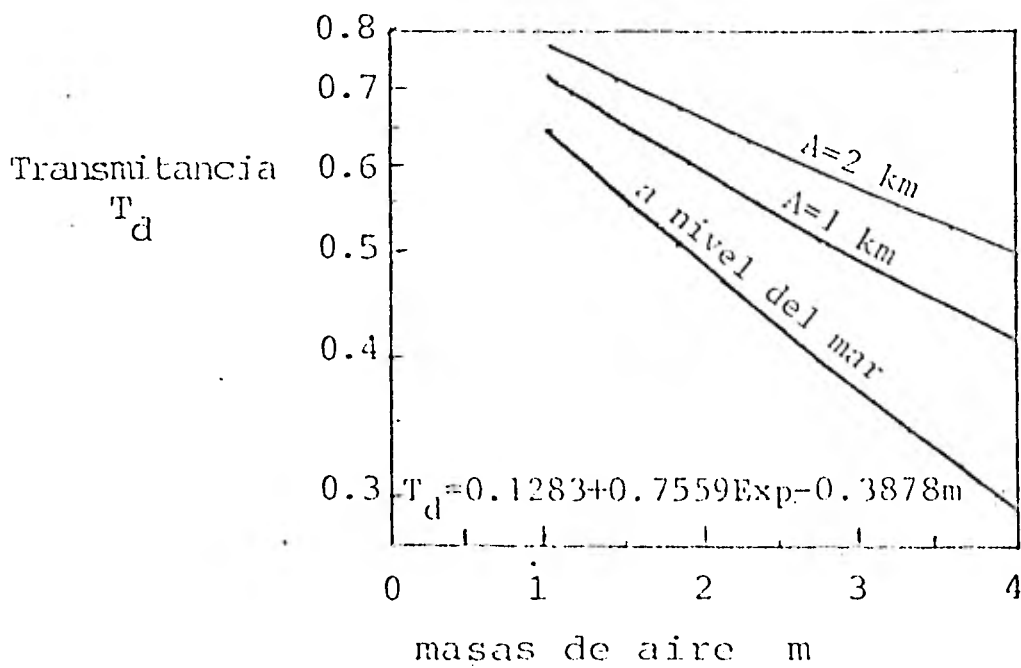


Figura II.5 Relación de la transmitancia solar directa T_d con las masas de aire m, para tres Altitudes con rango de visibilidad de 23 km (26).

II.3.9 Modelo de Paltridge

Paltridge⁽²¹⁾ propone un modelo para el cálculo de radiación solar directa, para una atmósfera de cielo claro (cuando el coeficiente de turbidez β sea menor que 0.2) y solo depende del ángulo de elevación θ_e .

MODELO

$$I_{dn} = I_0 (1 - \text{Exp}(- \theta_e / 13.13^\circ)) \quad \text{W/m}^2 \quad \text{II.68}$$

Este modelo utiliza una constante solar $I_0 = 1030 \text{ W/m}^2$ y ha sido comparado con los modelos de Gotes, Moon y Allen y sus resultados son muy aproximados a los valores obtenidos por estos modelos.

El interés por este modelo es la sencillez del cálculo pero necesita de su validación experimental.

II.3.10 Modelo de S.Barbaro et.al

Los autores⁽²⁸⁾ describen un modelo de predicción de radiación solar directa, basado en el modelo atmosférico de Cole's. este modelo es útil para un cielo turbio, e incorpora de una manera simple los efectos de los procesos de atenuación (absorción y dispersión) de la radiación solar en la atmósfera y además forma parte de un método para el cálculo de radiación solar difusa el cual se describirá posteriormente.

El modelo de S.Barbaro et.al se describe en el siguiente cuadro:

MODELO

$$I_{dn} = I_{on} \{ \text{Exp}(\Lambda_1 + B_1 W - \Lambda_3 (d - 400)) \times \\ \text{Exp}(-(\Lambda_2 + B_2 W + B_3 (d - 400)) m) \} W/m^2 \quad 11.69$$

PARAMETROS

I_{on} esta dada por la ecuación 1.6 (capítulo 1)

Los coeficientes de Λ y B tienen los valores siguientes.

$$\begin{array}{lll} \Lambda_1 = - 0.13491 & \Lambda_2 = 0.13708 & \Lambda_3 = 0.368 \times 10^{-4} \\ B_1 = - 0.00428 & B_2 = 0.00261 & B_3 = 1.131 \times 10^{-4} \end{array}$$

Este modelo fue propuesto en 1978 y sus resultados fueron comparados con datos experimentales del periodo de 1970 a 1974 obtenidos por el Instituto de Hidraulica Agraria de la Universidad de Palermo Italia, dando una desviación media no mayor al 10% . d es el número de partículas/ cm^3 .

II.4 Modelos de Predicción de Radiación Solar Difusa

II.4.1 Modelo de Douglas V. Hoyt

Douglas V. Hoyt⁽²⁵⁾ propone también un modelo teórico para obtener la radiación solar difusa incidente en una superficie horizontal a partir de la ecuación siguiente.

MODELO

$$D = I_0 (1 - \text{Absorción}) \{ (1 - Tr)0.5 + (1 - Ta)0.75 \} \text{Cos}\theta_s$$

----- W/m² II.70

PARAMETROS

Absorción está dada por la ecuación II.37

Ta y Tr son igual a las ecuaciones II.43 y II.44

El modelo mostrado es útil para una atmósfera con cielo claro y ha sido aplicado junto con el modelo de radiación solar directa propuesto por el mismo Hoyt dado por la ecuación II.36, a las mismas estaciones y bajo las mismas condiciones.

II.4.2 Modelo de S.Barbaro Et.Al

La radiación solar difusa instantánea medida sobre una superficie horizontal puede ser calculada por la siguiente relación propuesta por S.Barbaro⁽²⁸⁾.

<u>MODELO</u>		
$D = Kz (Iwz - Idn)$	W/m^2	II.71
<u>PARAMETROS</u>		
$Kz = 0.5 \cos^{1/3}(\theta_s)$		II.72
$Iwz = I_{on}(0.938 \text{ Exp}(-0.0154 \text{ m.W})) + 0.004 (\text{m.W})^{2.1}$ $- 1.1086 \times 10^{-5} (\text{m.W})^3$ $+ (121.948(1 + \text{m.W})) / (1 + 10(\text{m.W})^2) W/m^2$		II.73
I _{on} esta dada por la ecuación I.6 (Capítulo I)		
I _{dn} es dada por la ecuación II.69		

Kz es un coeficiente empírico que depende de la altitud solar.

Iwz es la radiación solar directa instantánea en ausencia de la dispersión y solo depende de la absorción atmosférica que se debe principalmente al vapor de agua.

El modelo propuesto ha sido aplicado bajo las mismas condiciones del modelo de radiación solar directa propuesto por s.barbaro dado por la ecuación II.69.

II.4.3 Modelo de Robert R. Morgan Et.Al

El modelo propuesto por Morgan Et.Al⁽²⁾ es utilizable en una atmósfera de cielo claro y turbio o brumoso y esta basado en 7 principales componentes de la atmósfera como se muestra en la figura II.6 .

La ecuación que se propone se muestra en el siguiente cuadro.

MODELO

$$\begin{aligned}
 D = I_0 \{ & 0.8 A_s (1 + A_g (A_s + 0.7 S_c)) (1 - 0.7 S_c) (1 + \text{sen} \theta_e)^{1/2} \\
 & + 0.5 \alpha_{sc} (A_g (A_s + 0.7 S_c)) (1 - 0.7 S_c) \text{sen} \theta_e \\
 & + 0.5 A_s (1 - S_c) \text{sen} \theta_e \\
 & + 0.3 \alpha_{sc} S_c (1 - S_c^4) (\text{sen} \theta_e)^{1/2} \} \quad \text{W/m}^2 \quad \text{II.74}
 \end{aligned}$$

PARAMETROS

$$A_s = \alpha_{sc} (1 - 10^{-(0.003 (\frac{pb}{po}) + 0.001W + 0.4T)}) \quad \text{II.75}$$

$$\alpha_{sc} = (0.93 - 0.033 \log W) 10^{-(0.006 (pb/po) + 0.4T)} \quad \text{II.76}$$

$$T = \tau_L + \tau_u \quad \text{II.77}$$

A_g es el albedo causado por la superficie terrestre y tiene los siguientes valores en función del lugar geográfico:

Bosque	0.03 - 0.1
Campo Silvestre	0.03 - 0.2
Desiertos	0.2 - 0.3
Campo de Nieve	0.7 - 0.8
Bosque con Nieve	0.3 - 0.5
Ciudades	0.1 - 0.3

A_s es el albedo causado por el cielo, y los valores de reflexión para un cielo claro son de un 5 a un 9% dependiendo de la altitud, vapor de agua y turbidez atmosférica.

S_c es la capa o espesor del cielo verdadero y está dado por:

$$S_c = 1 - \% \text{ de claridad del brillo del sol (sunshine)}$$

Componentes de la radiación solar Difusa.

- (1) difusión por cielo claro.
- (2) primera reflexión por cielo claro del primer término difuso despues de la reflexión por el suelo.
- (3) primera reflexión por nubes del primer término difuso despues de la reflexión por el suelo.
- (4) término reflejado por el cielo del término directo de la reflexión por el suelo.
- (5) término reflejado por las nubes del término directo de la reflexión por el suelo.
- (6) término circumsolar (seguido por el sol).
- (7) término de reflexión directa hacia los lados por las nubes.

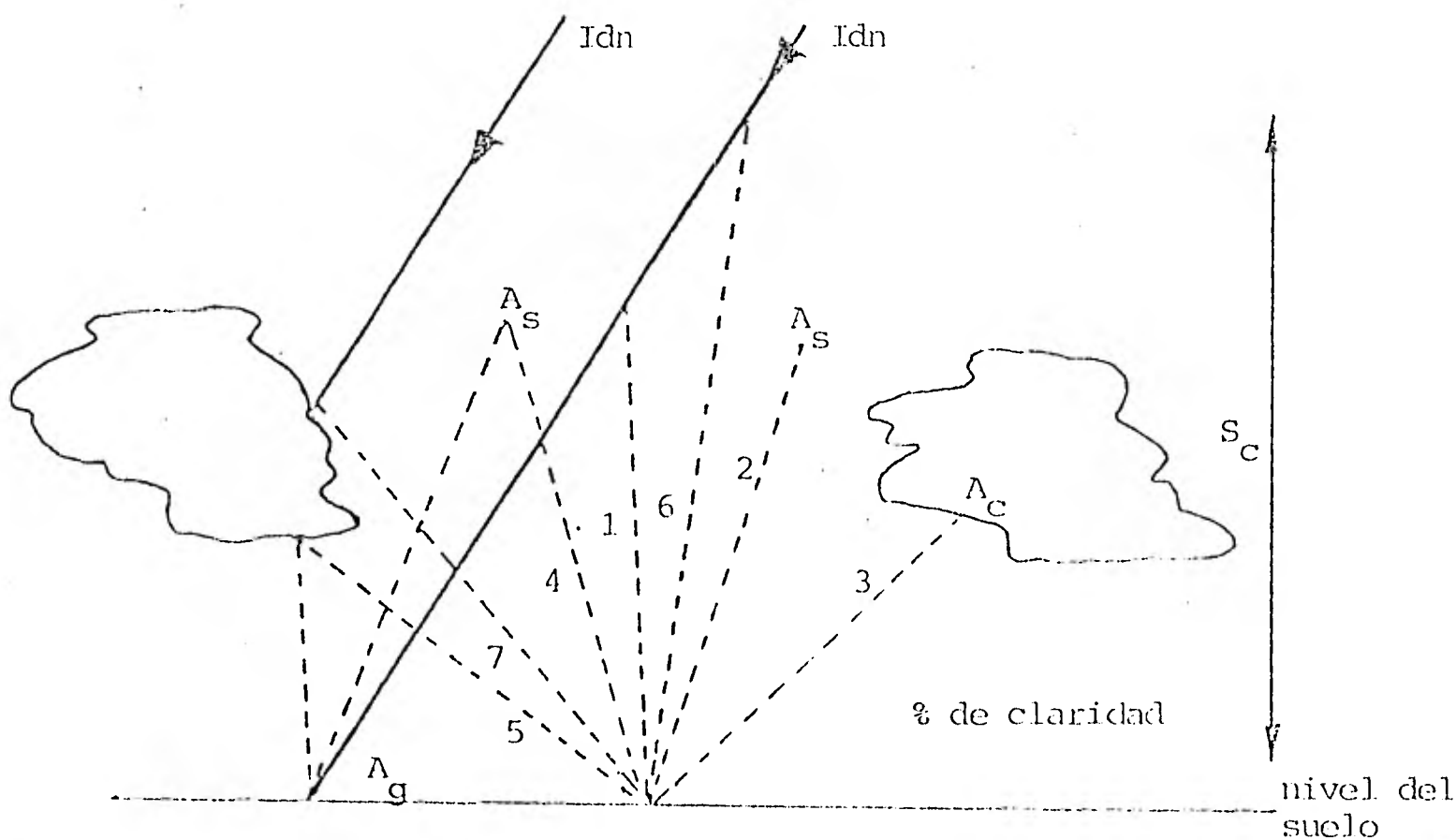


Figura II.6 Componentes que influyen en la radiación solar Difusa del modelo propuesto por Morgan et.al⁽²⁾.

T es la Turbidez total causada por el polvo en la capa superior (τ_u) e inferior (τ_l), las cuales se conocen por las ecuaciones II.32 y II.33 . Generalmente τ_u es de 0.02 para un cielo claro.

De la figura II.6 el componente A_c es la reflexión por nubes y se sugiere un valor de 0.2 para nubes Tenues y un valor de 0.6 a 0.8 para nubes gruesas. El modelo propuesto por Morgan utiliza un valor de 0.7 :

II.4.4 Modelo ASHRAE

La "American Society de Heating Refrigeración and Air conditioning Engineers" (ASHRAE) ⁽³⁰⁾ publicó un modelo simple para la estimación de la radiación solar difusa captada en una superficie horizontal y en plano inclinado. Este método es útil para condiciones de cielo claro y además solo es aplicable para localizaciones en el hemisferio norte.

MODELO

$$D = C \text{ Idn } F_{ss} \quad \text{W/m}^2 \quad \text{II.78}$$

PARAMETROS

$$\text{Idn} = \dot{\lambda} \text{ Exp}(- B.m) \quad \text{W/m}^2 \quad \text{II.79}$$

$$F_{ss} = (1 + \cos \Sigma) / 2 \quad \text{II.80}$$

donde Σ es el ángulo formado por la superficie inclinada y el plano horizontal.

$$F_{ss} = 0.5 \quad \text{Para una superficie vertical}$$

$$F_{ss} = 1.0 \quad \text{Para una superficie horizontal.}$$

$\dot{\lambda}$ es la radiación solar aparente a $m = 0$
(no es la constante solar)

B es un coeficiente de extinción atmosférica

C es un factor de radiación solar difusa.

Los valores de A, B y C varían durante el año por los cambios de polvo, vapor de agua contenido en la atmósfera y por la distancia sol - tierra. Estos valores son promedios mensuales tomados los días 21 de cada mes y están dados en la tabla II.9.

Mes	I_0 (W/m^2)	EQT (min)	δ (grad)	A (W/m^2)	B	C
Ene	1395.611	-11.2	-20.0	1229.47	0.142	0.058
Feb	1384.262	-13.9	-10.8	1213.71	0.144	0.060
Mar	1363.456	- 7.5	0.0	1185.34	0.156	0.071
Abr	1340.758	+ 1.1	+11.6	1134.90	0.180	0.097
May	1320.582	+ 3.3	+20.0	1103.37	0.196	0.121
Jun	1309.863	- 1.4	+23.45	1087.61	0.205	0.134
Jul	1311.124	- 6.2	+20.6	1084.46	0.207	0.136
Ago	1324.050	- 2.4	+12.3	1106.52	0.201	0.122
Sep	1344.541	+ 7.5	0.0	1150.66	0.177	0.092
Oct	1366.924	+15.4	-10.5	1191.64	0.160	0.073
Nov	1387.730	+13.8	-19.8	1220.01	0.149	0.063
Dic	1398.44	+ 1.6	-23.45	1232.62	0.142	0.057

Tabla II.9 Intensidad de la radiación solar extraterrestre y datos relacionados por los primeros 20 días de cada mes tomados en el año de 1964⁽³⁰⁾.

II.5 Modelos de Predicción de Radiación Solar Global

II.5.1 Modelo de Rapp y Hoffman

La intensidad de radiación global captada en una superficie horizontal puede ser predicha por un modelo de insolación propuesto por Rapp y Hoffman⁽²⁹⁾ el cual ha sido aplicado en diferentes lugares de los Estados Unidos el paso Texas, Fort Worth Texas, fort Hood Texas y Albuquerque Nuevo México. El modelo predice valores instantáneos y para un cielo claro.

MODELO

$$G = I_H F_I \quad \text{W/m}^2 \quad \text{II.81}$$

PARAMETROS

$$I_H = \left\{ \Lambda_1 + \Lambda_2 \sin\left(180 \frac{D_s}{365}\right) + \Lambda_3 \exp(-\Lambda_4 (D_s - \Lambda_5)^2) \right\} \\ \times \left\{ \cos((TS - 12)(\Lambda_6 - \Lambda_7 d_s)) \right\} \quad \text{II.82}$$

D_s es el día del año solar (de 1 a 365 días) contando a partir del día 21 de diciembre y se puede conocer mediante las siguientes ecuaciones:

$$D_s = (N + 11) - 365 \quad \text{del 21 al 31 de diciembre}$$

$$D_s = (N + 11) \quad \text{del 1 de enero al 20 de diciembre}$$

d_s es el menor número de días transcurridos o por transcurrir referidos al día 1 del año solar (21 de diciembre) y se puede conocer mediante las ecuaciones siguientes:

$$d_s = D_s \quad \text{del 21 de diciembre al 21 de junio}$$

$$d_s = 365 - D_s \quad \text{del 22 de junio al 20 de diciembre.}$$

Los valores de Λ_1 y Λ_2 son determinados principalmente

por la latitud del lugar y para latitudes altas Λ_2 se incrementa mientras que Λ_1 disminuye. Los parámetros Λ_6 y Λ_7 son valores promedio para los 4 lugares en los que fué aplicado el modelo tomando los siguientes valores:

$$\Lambda_6 = 0.34 \quad \text{y} \quad \Lambda_7 = 0.00056$$

los valores de las otras constantes son dados en la tabla II.10.

F_I es un factor empírico que depende del % de nubosidad C , contenido en la atmósfera y del rango de visibilidad V , a diferentes altitudes.

a).- $V \geq 11 \text{ km}$

$$F_I = 1.008 - 0.0008C - 0.008 \text{Exp}^{0.039C} \quad \text{II.83}$$

b).- $10 \geq V \geq 6 \text{ km}$

$$F_I = 0.97 - 0.002C - 0.01 \text{Exp}^{0.39C} \quad \text{II.84}$$

c). $V \leq 5 \text{ km}$

$$F_I = 0.15 \quad \text{II.85}$$

Para un rango de visibilidad ilimitado $V \geq 11 \text{ km}$ F_I varía gradualmente de 0.91 a 1 con una capa de nubosidad de 0 a 50%, estas funciones son dadas en la figura II.7 .

El modelo propuesto por Rapp y Hoffman predice con una desviación estandar de $\pm 5\%$ con respecto al medido.

II.5.2 Modelo de Douglas V. Hoyt

Hoyt⁽²⁵⁾ también propone un modelo de predicción de radiación solar global captada sobre una superficie horizontal y es simplemente la suma algebraica de la radiación solar directa corregida a plano horizontal más la difusa (ver párrafos II.3.5 y II.4.1) y ha sido aplicado bajo las mismas condiciones que se mencionaron en dichos párrafos.

Localización	El Paso	Albuquerque	Ft. Hood	Ft. Worth
Λ_1 (Langleys/hr)	56	53	52	54
Λ_2 (Langleys/hr)	34	39	35	30
Λ_3 (Langleys/hr)	9	7	0	9
Λ_4	0.0009	0.0009	—	0.0009
Λ_5	123	123	—	123

Tabla II.10 Constantes de la ecuación II.82, que dependen de la Latitud, Altitud y Humedad⁽²⁹⁾.
 1 Langley/hr = 11.638733 W/m²

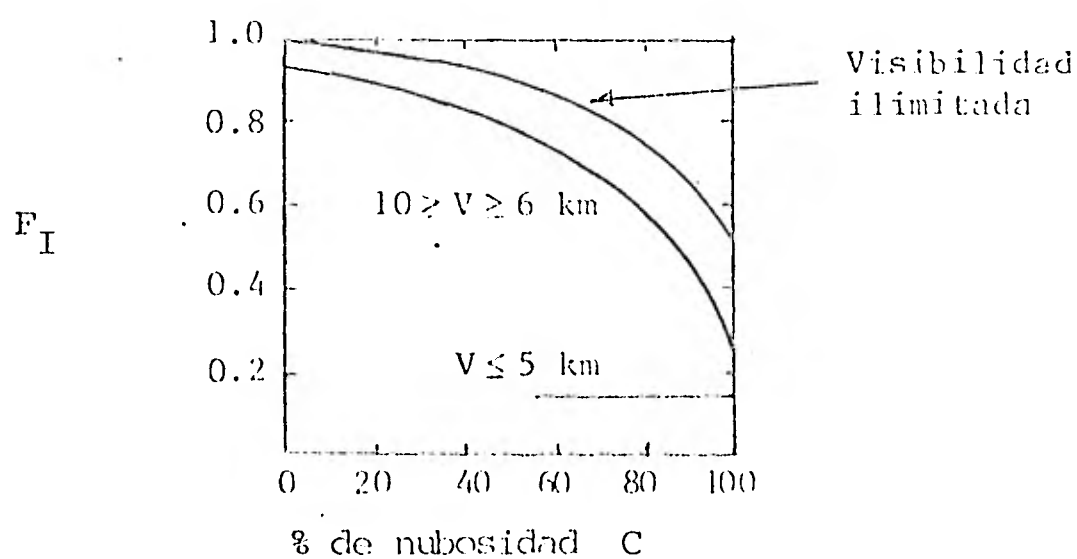


Figura II.7 Factor F_I en función del % de nubosidad C y el rango de visibilidad V . Curvas formadas por la NWSFW. (National Weather Service Ft. Worth)⁽²⁹⁾.

MODELO

$$G = I_{dn} \cos \theta_s + D \quad \text{W/m}^2 \quad \text{II.86}$$

Donde:

I_{dn} está dada por la ecuación II.36

D está dada por la ecuación II.70

Las diferencias entre la predicha y la medida no han sido mayores al 2.7% .

II.5.3 Modelo de S.Barbaro Et.Al

Como en el caso anterior el modelo de S.Barbaro⁽²⁸⁾ se obtiene como :

MODELO

$$G = I_{dn} \cos \theta_s + D \quad \text{W/m}^2 \quad \text{II.87}$$

En donde

I_{dn} se conoce mediante la ecuación II.69

D se conoce mediante la ecuación II.71

El modelo ha sido aplicado bajo las mismas condiciones que ha sido aplicado el modelo de radiación solar directa y Difusa propuesto por el autor, dando una desviación media no mayor al 10% .

II.6 Conclusión

En este capítulo se presentaron 10 modelos de predicción instantánea de radiación solar directa, 4 de radiación solar difusa y 3 de radiación solar global.

Se hizo énfasis en los modelos de radiación solar directa, pues es este tipo de radiación la que puede aprovecharse en el caso de las plantas helioeléctricas, de receptor central y en el fotovoltaico en caso de usarse con concentración, siendo estos dos sistemas los estudiados actualmente en el IIE.

De los modelos podemos decir que son de mayor interés aquéllos que fueron validados experimentalmente (como el de Allen, Douglas V. Hoyt, S. Bárbaro, Rapp y Hoffman, etc).

Es también importante considerar la complejidad matemática de los modelos y la accesibilidad a la estimación de los parámetros que involucran, pues en general será necesario un ajuste de los mismos, para cada lugar geográfico donde se pretendan aplicar.

Derivado de lo anterior, se presentan necesidades muy variadas, como la de instrumentación requerida para medir los diferentes tipos de radiación solar directa, difusa y global, así como para la medición de algunos parámetros meteorológicos.

Es muy importante considerar este tipo de necesidades, pues no siempre se podrá disponer del instrumental requerido y este criterio también influirá en la selección de los modelos más viables a estudiar.

C A P I T U L O I I I

MEDICION DE VARIABLES METEOROLOGICAS Y DE INSOLACION

- III.1 Definición de Términos
- III.2 Mediciones Meteorológicas
 - III.2.1 Temperatura Ambiente
 - III.2.2 Presión Atmosférica
 - III.2.3 Humedad Relativa
 - III.2.4 Precipitación Atmosférica
 - III.2.5 La Nubosidad
- III.3 Mediciones de Insolación
 - III.3.1 Radiación Solar Directa
 - III.3.2 Radiación Solar Global
 - III.3.3 Radiación Solar Difusa
 - III.3.4 El Albedo Terrestre
- III.4 Aspectos a Considerar al Efectuar las Mediciones
- III.5 Consideraciones Sobre los Parámetros Meteorológicos Empleados
- III.6 Mediciones en las Instalaciones del IIE
- III.7 Conclusión

En este capítulo se presenta un estudio sobre mediciones de variables meteorológicas y de insolación. Dadas las grandes perspectivas que ofrece la conversión fototérmica y fotovoltaica de la radiación solar, como sustituto y/o complemento de las fuentes convencionales de energía que cada día son más escasos y costosos, conocer cuantitativamente este recurso del país se hace cada vez más necesario.

III.1 Definición de Términos

LEGIBILIDAD, éste término indica la facilidad con la cual puede leerse la escala de un instrumento.

Se entiende por DISCRIMINACION a la menor diferencia entre dos indicaciones que se puedan detectar en la escala del instrumento. Tanto la legibilidad como la discriminación dependen de la longitud de la escala del espaciamiento de las graduaciones, del tamaño del indicador (o pluma si se utiliza un graficador) y de los efectos de paralaje.

La SENSIBILIDAD es la capacidad del instrumento para detectar cambios pequeños en el valor de la variable medida.

Se dice que un instrumento presenta histéresis cuando para un mismo valor de la excitación, existe una diferencia en las lecturas debida a que el proceso de medición se haya realizado en forma ascendente o descendente. La histéresis puede ser el resultado de fricción mecánica, efectos magnéticos, deformación elástica o efectos térmicos.

La EXACTITUD de un instrumento, indica la desviación de la lectura respecto a una entrada conocida. Comúnmente la exactitud se expresa como un porcentaje de la lectura a escala plena.

La PRECISION de un instrumento indica la habilidad para reproducir las lecturas con una exactitud dada.

La exactitud puede mejorarse por medio de la calibración pero no más allá de la precisión del instrumento⁽³¹⁾.

III.2 Mediciones Meteorológicas

La meteorología es una ciencia que estudia la atmósfera y sus fenómenos y especialmente el tiempo y su predicción.

Las variaciones de temperatura, humedad del aire, presión atmosférica, nubosidad, lluvia y demás fenómenos atmosféricos fueron conocidos empíricamente por el hombre desde los tiempos más primitivos, y la observación sistemática de los mismos pudo ser comenzada hasta que fueron avanzando las más remotas civilizaciones.

En la actualidad la meteorología es una ciencia muy extensa que desde el punto de vista teórico, está estrechamente relacionada con la física, la química, la estadística, la geofísica y la oceanografía. Desde el punto de vista de aplicaciones presta su ayuda a la geografía, la botánica, la minerología, la agricultura, la industria, la medicina, la marina, la aeronáutica, la aerología, el turismo y la economía.

Como teoría puede dividirse en dos ramas principales, que son:

- 1).- La Dinámica, se ocupa de los movimientos de la atmósfera del calor y de la humedad de la misma.
- 2).- La Física del aire o Meteorología Física, abarca el estudio de la radiación solar, de la irradiación terrestre, de la temperatura, de la evaporación, de la condensación, de las nubes, de las precipitaciones (lluvia, nieve y granizo) etc, así como también de los fenómenos acústicos, ópticos y eléctricos de la atmósfera.

Son muy crecientes y variadas las aplicaciones de la -

meteorología, pero principalmente es útil para la predicción del tiempo, tomando en cuenta que la variación diaria y anual de las condiciones meteorológicas depende de la radiación solar, de la época del año y de los factores geográficos.

III.2.1 Temperatura Ambiente

Ya hemos explicado con anterioridad que la radiación solar es absorbida por la atmósfera en una pequeña porción, y que el resto de ella llega hasta la superficie de la tierra que la recibe y la transforma en calor.

Este calor a su vez, se transmite hacia las capas profundas de la tierra o del agua y se radia hacia el aire.

Las transmisiones en cada elemento se realizan principalmente por estos medios: En la tierra por CONDUCTIVIDAD, en el agua por conductividad y además por CONVECCION y TURBULENCIAS y en el aire por éstos tres medios y por radiación.

El fenómeno de convección se presenta en el aire, por ejemplo cuando se calienta una superficie que lo limita entonces las partículas calientes, ascienden por ser más ligeras, y las frías descienden, las cuales a su vez, se calientan y también ascienden, esto produce una serie de corrientes de origen térmico, mediante las cuales se va transmitiendo el calor por toda la masa de aire, elevando su temperatura.

El termómetro por expansión de líquido, es uno de los dispositivos más comunes para medir temperatura⁽³²⁾ como se muestra en la figura III.1, la parte inferior del termómetro consta de un bulbo que contiene la mayor parte del líquido que se expande a medida que se calienta y asciende por el tubo capilar, en el cual se ha marcado una escala apropiada que proporciona el valor de la temperatura.

Los líquidos generalmente utilizados para esta aplica-

ción son alcohol y mercurio. El alcohol tiene la desventaja de poseer mayor coeficiente de expansión que el mercurio y su uso se limita a mediciones de baja temperatura, pues su punto de ebullición es bajo 66°C, por otro lado, el mercurio no puede utilizarse a temperaturas menores que las de su punto de fusión - 38.5°C . Las dimensiones del tubo capilar dependen del tamaño del bulbo del líquido empleado y del rango deseado.

Las escalas de temperatura más usuales son la Fahrenheit y la Celsius. Estas escalas se obtienen al dividir en un número de partes iguales, el intervalo de temperatura comprendido entre los puntos de fusión y ebullición del agua a la presión atmosférica estandar.

La escala centígrada asigna 100 unidades entre ambos puntos, mientras que la Fahrenheit asigna 180 unidades. La escala centígrada absoluta recibe el nombre de escala Kelvin mientras que la escala Fahrenheit absoluta se denomina Rankine, el cero en ambas escalas absolutas representa el mismo estado físico, además el cociente de dos valores de temperatura equivalentes en ambas escalas es el mismo independientemente de la escala utilizada, es decir:

$$\frac{T_2}{T_1} \text{ Rankine} = \frac{T_2}{T_1} \text{ Kelvin} \quad \text{III.1}$$

El punto de ebullición del agua se considera como 100° en la escala centígrada, y 212° en la escala Fahrenheit. La relación entre ambas escalas se muestra en la figura III.2, o bien se obtiene de las siguientes relaciones:

$$\begin{aligned} ^\circ\text{F} &= 32.0 + \frac{9}{5} ^\circ\text{C} \\ ^\circ\text{R} &= \frac{9}{5} ^\circ\text{K} \\ ^\circ\text{R} &= ^\circ\text{F} + 459.69 \\ ^\circ\text{K} &= ^\circ\text{C} + 273.16 \end{aligned} \quad \text{III.2}$$

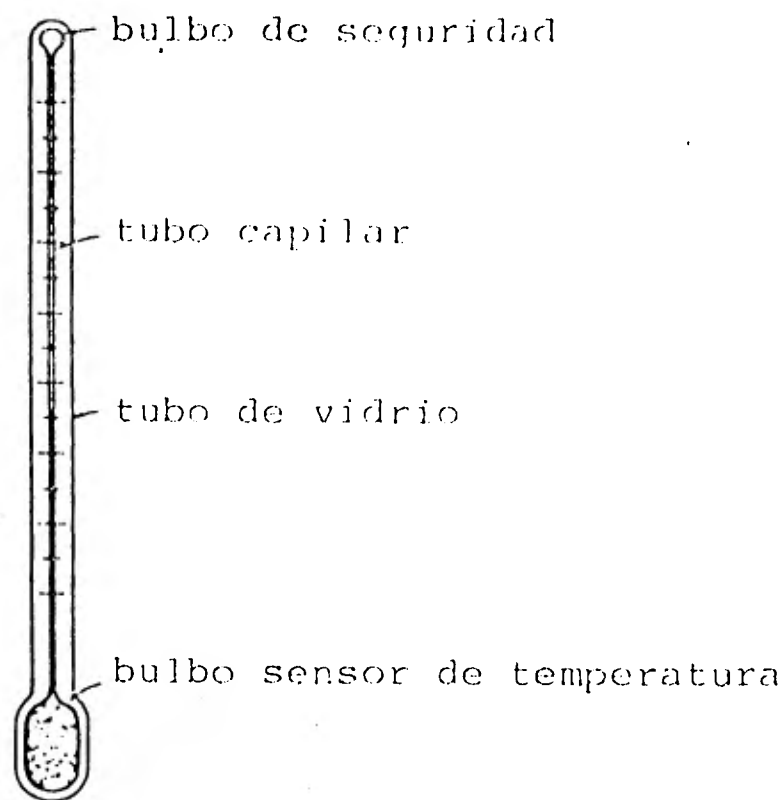


Figura III.1 Diagrama esquemático de un termómetro de mercurio.

$^{\circ}\text{K}$	$^{\circ}\text{C}$	$^{\circ}\text{F}$	$^{\circ}\text{R}$
273.16	0	32	491.69
273.16	100	212.0	671.69
373.16	100	212.0	671.69
473.16	200	392	851.69
573.16	300	572	1031.69
673.16	400	752	1211.69
773.16	500	932	1391.69
1273.16	1000	1832	2291.69
1773.16	1500	2732	3191.69
2273.16	2000	3632	4091.69
233.16	-40	-40	419.69
173.16	-100	-148	311.69

Figura III.2 Relación entre la escala Fahrenheit y la Centígrada.

Para observar la temperatura constantemente se recurre a medios mecánicos y eléctricos. El termógrafo, es un instrumento que registra continua y precisamente la temperatura - del aire, del agua o del suelo, está formado por una caja metálica y opera con un bulbo capilar lleno de mercurio cuya - expansión y contracción se convierte en movimiento mecánico por medio de una unidad sensible consistente en un tubo de Bourdón.

Este movimiento mecánico acciona una pluma que escribe sobre una banda de papel enrollada a un tambor que da una - vuelta diaria o cada semana, mediante un aparato de relojería.

Otro método para medir la temperatura ambiente o del - aire consiste en colocar un termómetro o termógrafo en el - centro de una casilla de madera (garita) cuya función es la de aislar de la radiación, procurando que el aire exterior - circule libremente por la casilla poniéndose en contacto con el termómetro o termógrafo.

La temperatura experimenta cambios en cada capa de aire del suelo hasta 1.50 - 2 metros de altura los valores varían y a partir de esta altura hasta aproximadamente 10 metros de elevación es casi constante. Por esta razón se ha establecido situar todos los termómetros a 1.50 m., del nivel del suelo.

III.2.2 Presión Atmosférica

La presión es la fuerza por unidad de - área que ejerce un fluido sobre una envolvente. La presión absoluta se refiere al valor absoluto de la fuerza que por unidad de área ejerce un fluido sobre una pared. La presión manométrica representa la diferencia entre la presión absoluta y la presión atmosférica local. El vacío parcial representa la cantidad excedente de la presión atmosférica sobre la presión absoluta. A partir de estas definiciones vemos -

que la presión absoluta no puede ser negativa y que el vacío no puede ser mayor a la presión atmosférica local. Los tres términos definidos se ilustran gráficamente en la figura -- III.3

Para nuestro propósito definiremos a la presión atmosférica como la fuerza por unidad de área que ejerce la masa de aire (N_2 , O_2 , CO_2 , H_2O) que rodea la tierra, sobre el nivel del suelo. Es de importancia mencionar que la presión atmosférica local depende de muchas variables, siendo las más importantes, la elevación sobre el nivel del mar, la velocidad del viento, la densidad y la temperatura del aire.

La presión atmosférica local se mide con un barómetro - de mercurio, que consiste en un tubo de vidrio cerrado en un extremo y lleno de mercurio colocado de manera que el extremo abierto esté sumergido en un recipiente con mercurio, como se muestra en la figura III.4 . Este tubo tiene inscrita una escala para que pueda medirse la altura de la columna Rx.

En la parte superior del tubo aparece el llamado vacío de Torricelli ocupado por un pequeño residuo de aire y vapor de mercurio que ejerce una presión insignificante.

Al nivel del mar Rx es la más alta y disminuye conforme a la altitud, el método más usado para medir presión atmosférica es el Barógrafo, como se muestra en la figura III.5, - que consiste en un cilindro de paredes elásticas en cuyo interior se ha hecho el vacío, el cual tiende a aplastarse por efecto de las variaciones de la presión atmosférica ejerciendo un movimiento y transmitiéndolo mediante un juego de palancas a una aguja que lleva en su extremo una pluma y frente a ésta hay un tambor giratorio, en el que la pluma marca sobre una banda de papel (gráfica) las variaciones de la presión atmosférica. Además el juego de palancas tiene un anillo bimetalico que opera como compensador⁽¹⁰⁾, de los cambios - de temperatura sobre el cilindro.

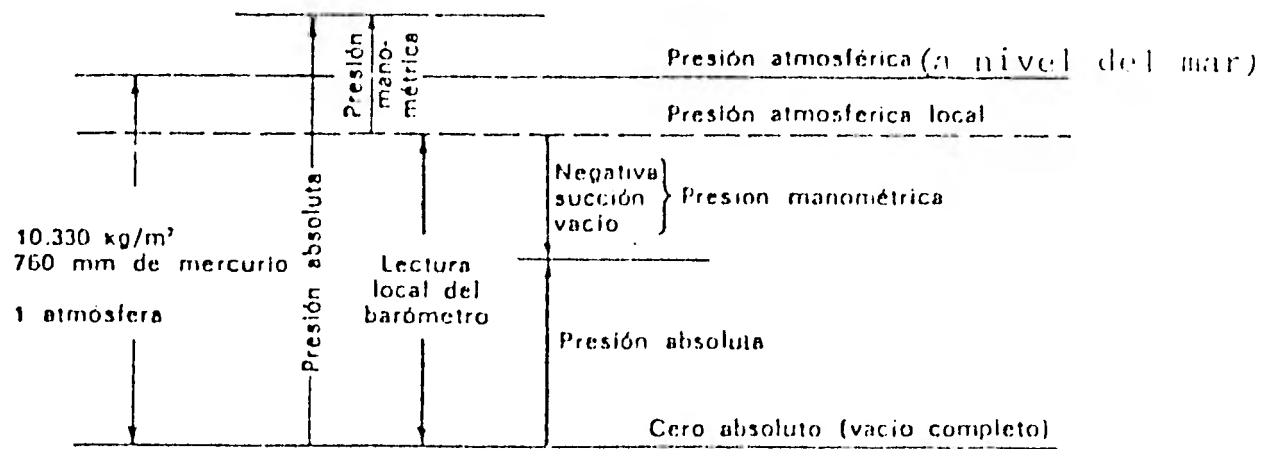


Figura III.3 Unidades y escalas para medir la presión así como la relación entre los diferentes términos de presión.

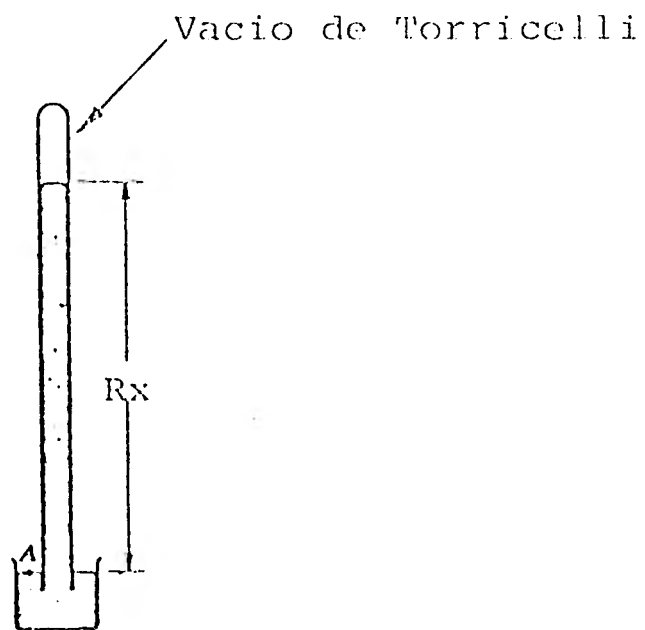


Figura III.4 Barómetro de mercurio

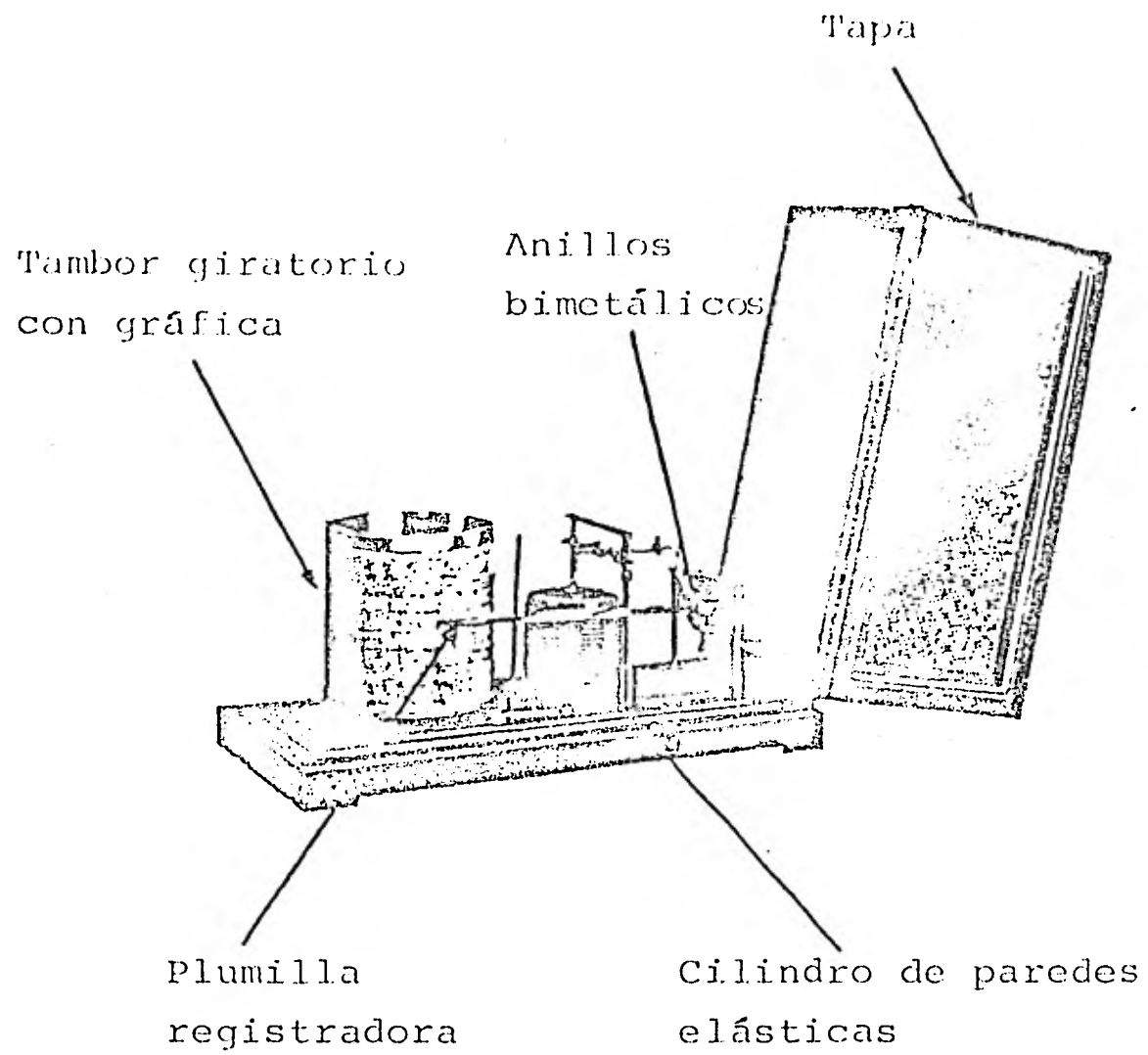


Figura III.5 Representación esquemática de un barógrafo.

III.2.3 Humedad Relativa

La absorción y dispersión de radiación solar depende en parte de la humedad o contenido de vapor de agua del aire. En esta sección discutiremos algunas técnicas básicas para la medición de este parámetro e introduciremos las siguientes definiciones:

Humedad Específica o Relación de Humedad, es la masa de vapor de agua por unidad de masa de aire seco.

Temperatura de Bulbo Seco, es la temperatura que mide un termómetro expuesto a la mezcla aire - vapor de agua.

Temperatura de Bulbo Húmedo, es la temperatura que indica un termómetro, cuyo bulbo está rodeado de una cubierta de tela saturada de líquido, una vez que al arreglo se le ha permitido alcanzar el equilibrio de evaporación con la mezcla como se indica en la figura III.6

Punto de Rocío de la mezcla, es la temperatura a la cual el vapor empieza a condensarse cuando la mezcla se enfría a presión constante.

La Humedad Relativa H_r , se define como el cociente de la masa de vapor del agua entre la masa de vapor que se requiere para producir una mezcla saturada a la misma temperatura. Si el vapor se comporta como un gas ideal entonces:

$$H_r = \frac{m_w}{m_s} = \frac{P_w V / R_w T}{P_s V / R_w T} = \frac{P_w}{P_s} \quad \text{III.3}$$

Donde P_w es la presión parcial del vapor de agua y P_s , es la presión de saturación a la temperatura de la mezcla. La humedad específica es:

$$\omega = \frac{m_w}{m_a} \quad \text{III.4}$$

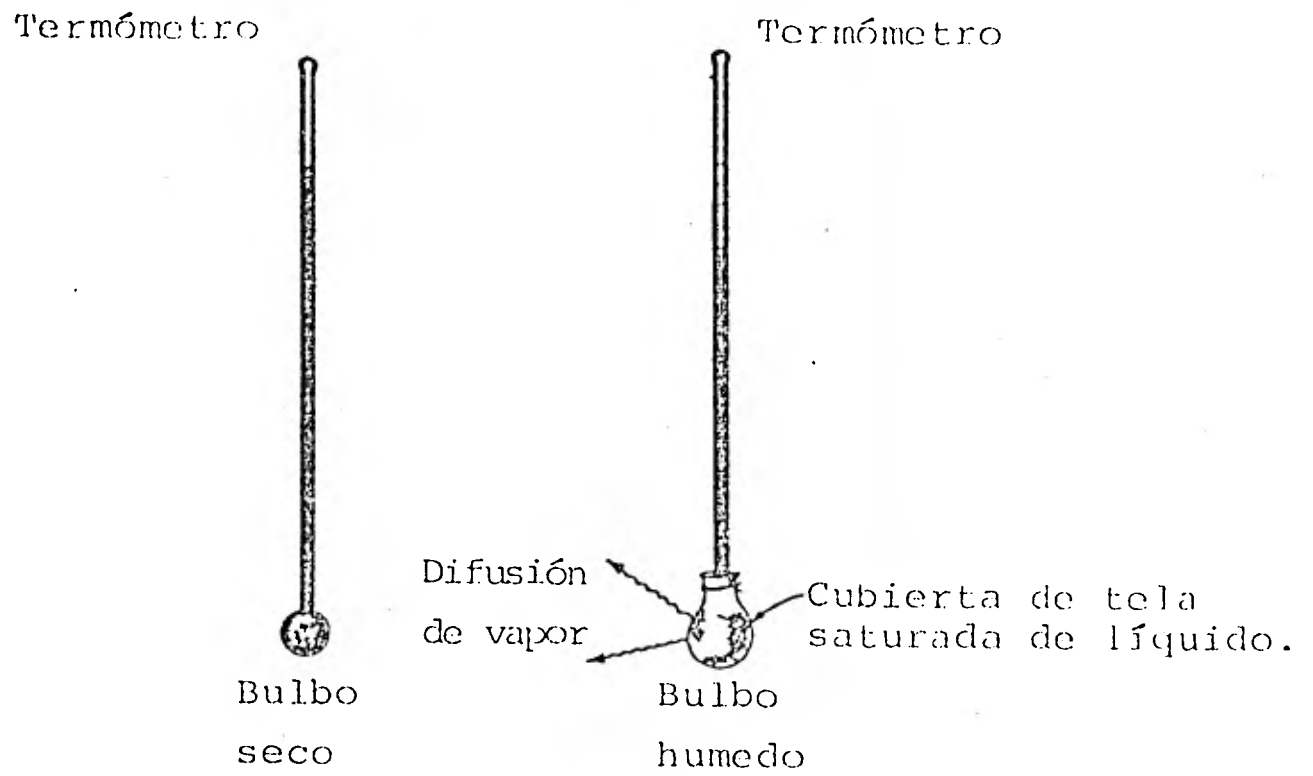


Figura III.6 Medición de las temperaturas de bulbo seco y bulbo húmedo.

Donde m_a es la masa de aire, la cual para comportamiento de gases ideales se vuelve:

$$\omega = 0.622 \frac{P_w}{P_a} \quad \text{III.5}$$

Donde P_a es la presión parcial del aire.

El método primario para medir la humedad es de tipo gravimétrico y es el que emplea la Oficina Nacional de Normas para propósitos de calibración. El procedimiento consiste en exponer una muestra de la mezcla de aire - vapor de agua a sustancias adecuadas hasta que el agua se absorba.

A continuación las sustancias se pesan y se determinan la cantidad de vapor absorbida. Con este método se pueden alcanzar incertidumbres tan bajas como 0.1%

Existe una relación analítica definida entre la temperatura de bulbo seco, bulbo húmedo, punto de rocío de una mezcla y su humedad, así, si se determinan dos cualesquiera de estas temperaturas, se puede calcular la humedad. El método clásico que se utiliza para determinar la humedad relativa - en espacios abiertos y amplios, consiste en medir la temperatura de bulbo seco y bulbo húmedo con un Psicrómetro de cadena, el cual consta de dos termómetros que se hacen girar a una velocidad aproximada de 5.08 m/s, y se registran ambas temperaturas. De esta forma se puede calcular la presión de vapor de la mezcla de acuerdo con la ecuación de Carrier,

dada por:

$$P_w = P_s - \frac{(P_t - P_s) (T_{db} - T_{wb})}{2800 - T_{wb}} \quad \text{III.6}$$

Donde:

P_w = Presión del vapor de agua (Psia)

P_s = Presión de saturación correspondiente a la temperatura de bulbo seco, obtenida de --

tablas de vapor⁽³³⁾ (Psia)

P_t = Presión total de la mezcla (Psia)

T_{db} = Temperatura de bulbo seco °F

T_{wb} = Temperatura de bulbo húmedo °F

Con estos datos se calcula la humedad relativa y la específica usando las ecuaciones III.3 y III.5 respectivamente.

Existe también el Psicrómetro registrador que es de doble elemento bimetalico y registra simultáneamente la temperatura de bulbo seco y bulbo húmedo para así calcular la humedad con toda precisión, por medio de fórmulas o tablas.

Existen aparatos un poco menos precisos, éstos son llamados Higrómetros de cabello o similares. En estos aparatos se logra una medida aproximada sobre el estado higroscópico de la atmósfera circulante, obtenida por un indicador en forma de aguja unida a un cabello o a cualquier sustancia higroscópica y cuya longitud dependa de la cantidad de agua absorbida. Estos aparatos deben calibrarse previamente de modo que a cada posición del sistema indicador corresponda un determinado valor de humedad relativa.

III.2.4 Precipitación Atmosférica

El conjunto de aguas meteóricas recogidas en la alta atmósfera por condensación del vapor de agua en forma de nubes, caen a la superficie de la tierra en varias formas: lluvia, nieve y granizo. Este fenómeno es llamado precipitación pluvial o atmosférica.

Se ha calculado que solo una quinta parte de las nubes dá lugar a fenómenos de precipitación. Así pues, únicamente en condiciones especiales las gotas de agua en una nube (o las agujas de hielo) mantenidas en suspensión por efectos de la turbulencia del aire, adquieren dimensiones adecuadas --

para la precipitación, sobre todo, para llegar a la tierra - pese a la evaporación a que están sujetas en su descenso.

Los movimientos verticales del aire tienen una importancia en la génesis de las precipitaciones, tanto de origen - térmico (convección), como dinámico; por lo que las precipitaciones están siempre vinculadas al grado de inestabilidad - del aire. Si se examina su distribución zonal sobre la tierra vemos que se dá un máximo en la franja ecuatorial, o sea en la región de más elevada inestabilidad atmosférica y de máximo desarrollo de los movimientos ascensionales. Más allá de esta zona los valores van disminuyendo cada vez más hacia los polos, en una forma irregular, de hecho se tiene un mínimo - tropical es decir en latitudes donde la presión es alta y luego un máximo secundario en latitudes medias, y finalmente -- otro mínimo que corresponde a los casquetes polares.

El vapor de agua precipitable en forma de lluvia, nieve o granizo, es útil para el estudio del clima de un lugar e - interviene en modelos de predicción de radiación solar.

Es importante conocer la cantidad anual de precipitaciones y también su frecuencia, es decir prácticamente el número de días lluviosos por año. Interesa asimismo su intensidad (relación entre el espesor de agua y el tiempo en que ha caído) y su régimen, o sea la repartición en el curso del -- año.

Para medir la cantidad de agua que llega a la superficie de la tierra se emplean los aparatos llamados pluviómetros - como se muestra en la figura III.7, este instrumento está - formado por un tubo cilíndrico que tiene en la parte superior un anillo receptor con un área circular de 200 cm^2 , perfectamente limitada por un anillo de bronce.

El agua recogida por la parte receptora cae mediante un embudo a un recipiente interior que queda aislada del cilindro exterior por una capa de aire intermedia, evitándose de

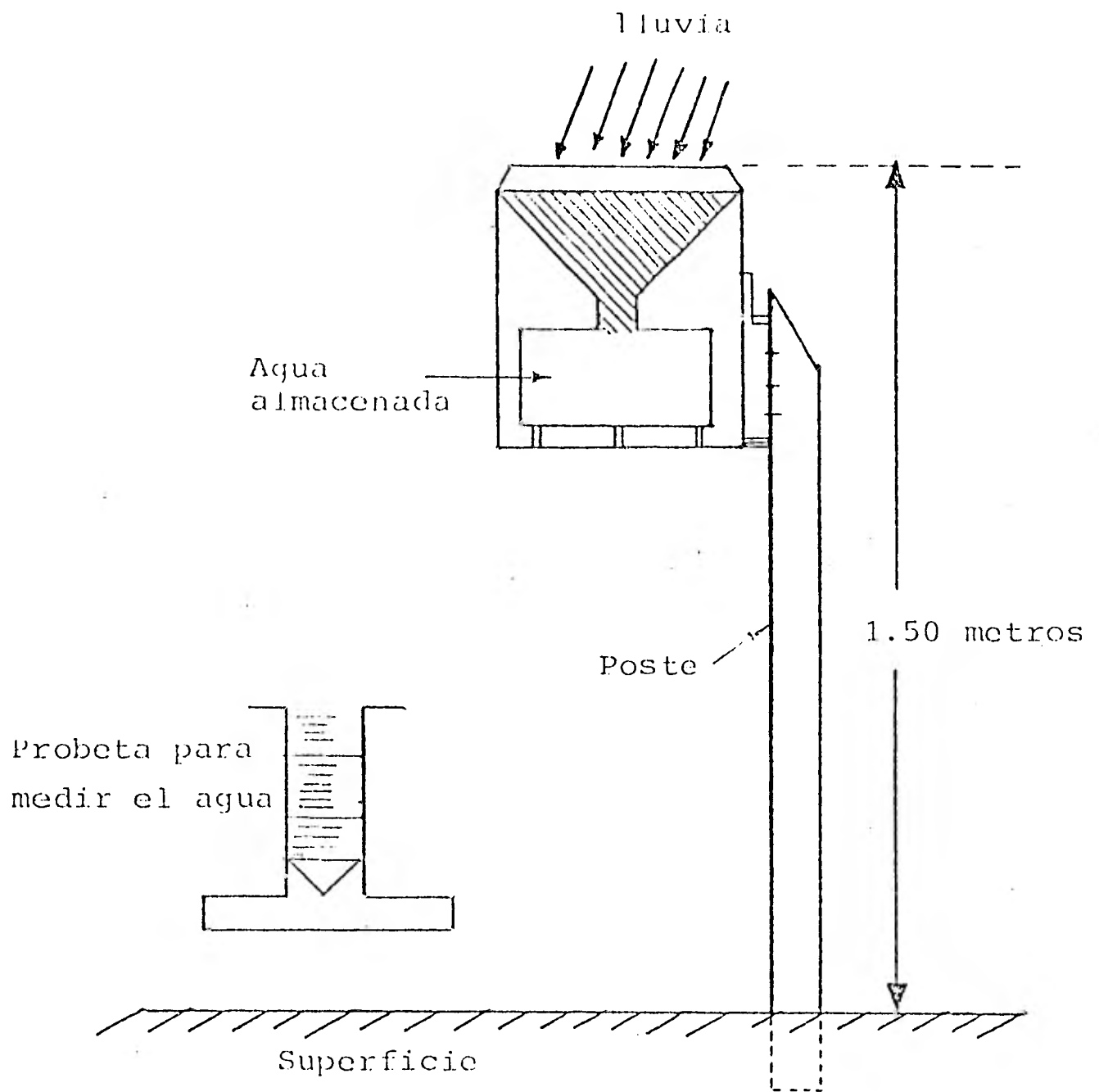


Figura III.7 Pluviómetro de Hellmann.

esta forma la evaporación del agua recogida.

El agua recogida se mide con una probeta graduada y se da en milímetros de agua. El pluviometro debe estar colocado a cierta distancia de los edificios y de los árboles para que la lluvia no sea interceptada por estos obstáculos. Por ejemplo, la instalación de los pluviómetros en terrazas de edificios, no es recomendable debido a que los remolinos del aire que se forman en los bordes de los techos alejan las gotas de lluvia.

Dado que la lluvia cae en ocasiones con una cierta inclinación por la acción del viento, se han diseñado pluviómetros con anillo de recepción inclinado y orientado con una veleta o provistos de anillos de recepción en varias direcciones. La menor cantidad de lluvia que mide un pluviómetro es de 0.1 mm; y si no se alcanza este valor se dice que la lluvia es inapreciable.

Para determinar la precipitación durante un cierto período de tiempo se emplean los pluviógrafos, uno de los más empleados es el de sifón, como se muestra en la figura III.8 y opera de la siguiente forma; conforme va cayendo la lluvia va llenando un depósito, y en éste hay un flotador unido a una plumilla que marca sobre un tambor giratorio, movido por un aparato de relojería, cuando el depósito se ha llenado, éste se vacía por un sifón, hacia un recipiente colector.

III.2.5 La Nubosidad

La nubosidad es un fenómeno atmosférico - cuya génesis radica en el enfriamiento de una masa de aire, este enfriamiento puede producirse a raíz de movimientos de convección de origen térmico o mecánico o bien por mezclas de masas de aire a temperaturas distintas.

Las variaciones de la presión y de la radiación solar, pueden ser finalmente otras causas de condensación del vapor

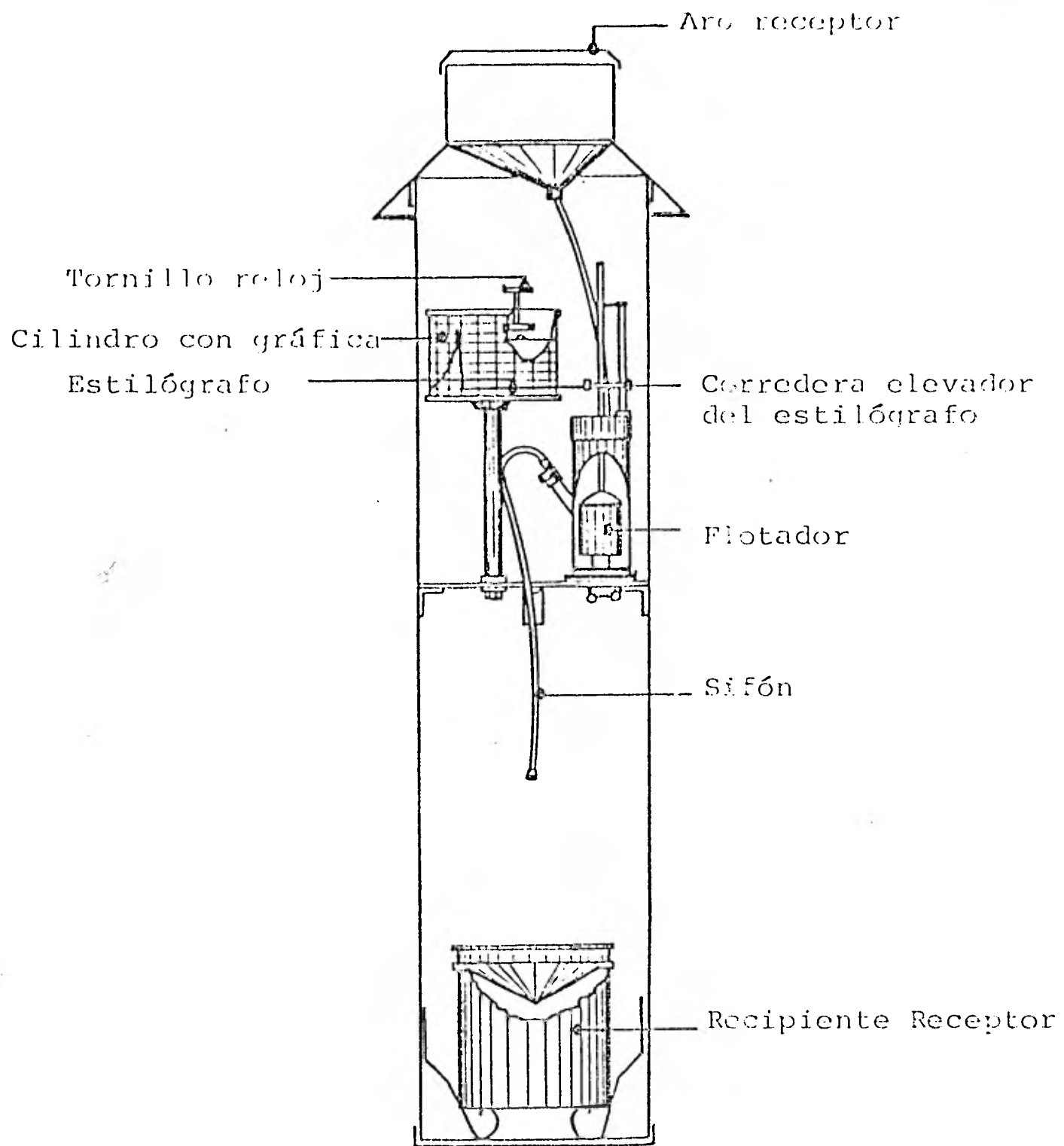


Figura III.8 Pluviógrafo de sifón

atmosférico y por tanto de la formación de nubes y de niebla.

En nuestro país se han realizado estudios sobre la distribución de la nubosidad a escala nacional, mediante la fotointerpretación de datos proporcionados por los satélites meteorológicos NIMBUS III Y ESSA-8 durante un período de tres años (1969-1971).

Las variaciones latitudinales y longitudinales de la nubosidad pueden ser observadas a partir de los mapas que contienen los valores medios mensuales, estacionales y anuales⁽³⁴⁾. La figura III.9 muestra la distribución de la nubosidad media anual.

Un conocimiento más completo de la nubosidad es de importancia porque permite la evaluación de los coeficientes de transmisión, reflexión y absorción de la radiación solar en su trayecto atmosférico desde la estratosfera hasta la superficie terrestre, con lo cual se puede avanzar un poco más en el conocimiento de los balances de radiación solar. Estos balances son importantes ya que son los que finalmente determinan las características de clima de cada región.

III.3 Mediciones de insolación

En el capítulo I párrafo I.4 se introdujeron los diferentes tipos de radiación solar incidente en la superficie terrestre así como la forma en que se miden. En esta sección se tratan con mayor detalle los métodos de medición e instrumentos con que se mide a la radiación solar directa, difusa y global.

Los instrumentos comúnmente usados para determinar la disponibilidad de radiación solar (flujo de potencia) recibida en cualquier punto local de la tierra son los piranómetros y los pirheliómetros, estos instrumentos usan sensores de captación de radiación que pueden ser de dos tipos: detectores térmicos y fotodetectores.

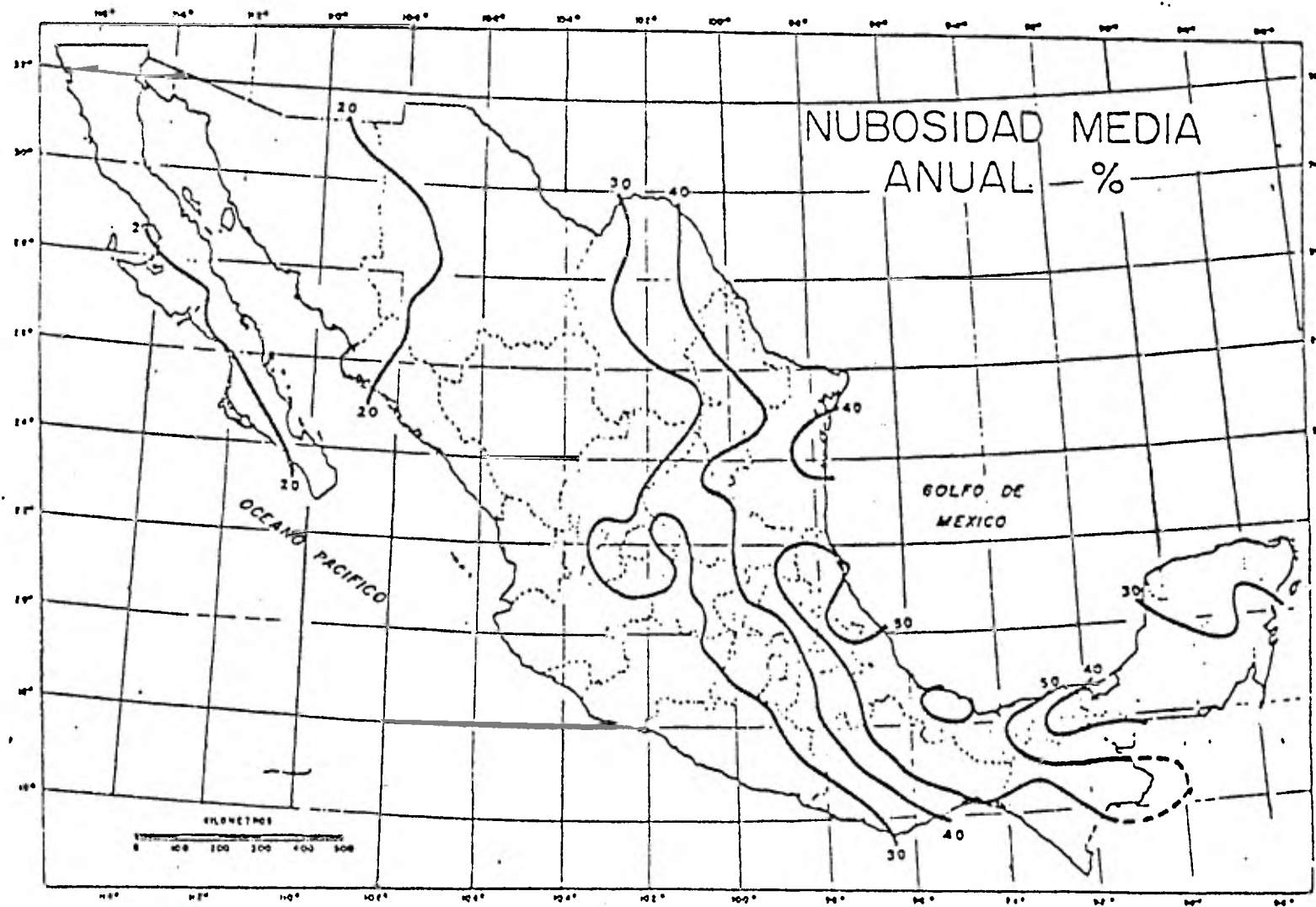


Figura III.9 Representación gráfica de la distribución de la nubosidad media anual de México.

La medición de la radiación térmica es básicamente una medición de flujo de energía radiante. La detección de este flujo de energía puede llevarse a cabo por medio de medición de la temperatura de una tira de metal delgada que se exponga a la radiación, la tira generalmente se ennegrece para que absorba la mayor parte de radiación incidente y se construye lo más delgada posible para minimizar su inercia térmica. Dentro de los detectores térmicos se encuentran los sensores como el termopar, termopilas, el bolómetro de metal, termistores y bimetales, y dentro de los fotodetectores se encuentran los sensores como el fotovoltaico, fotoconductor o fotoemisor, etc.

III.3.1 Radiación Solar Directa

La intensidad de radiación solar directa normal al plano de incidencia, generalmente es medida con un pirheliómetro. Este instrumento posee un tubo por el cual penetran los rayos solares e inciden perpendicularmente sobre un sensor a base de termopilas que genera un potencial a la intensidad de radiación solar directa. El sensor tiene una vista de captación o de campo de 5.7° , en la figura III.10 se muestra un esquema de este tipo de pirheliómetro.

Existen varias clases de pirheliómetros y son clasificados por la comisión de instrumentos y métodos de observación de la World Meteorological Organization (WMO) en instrumentos de tipo estándar, primera clase y segunda clase⁽³⁵⁾ de acuerdo a los siguientes criterios, como se muestra en la tabla III.1.

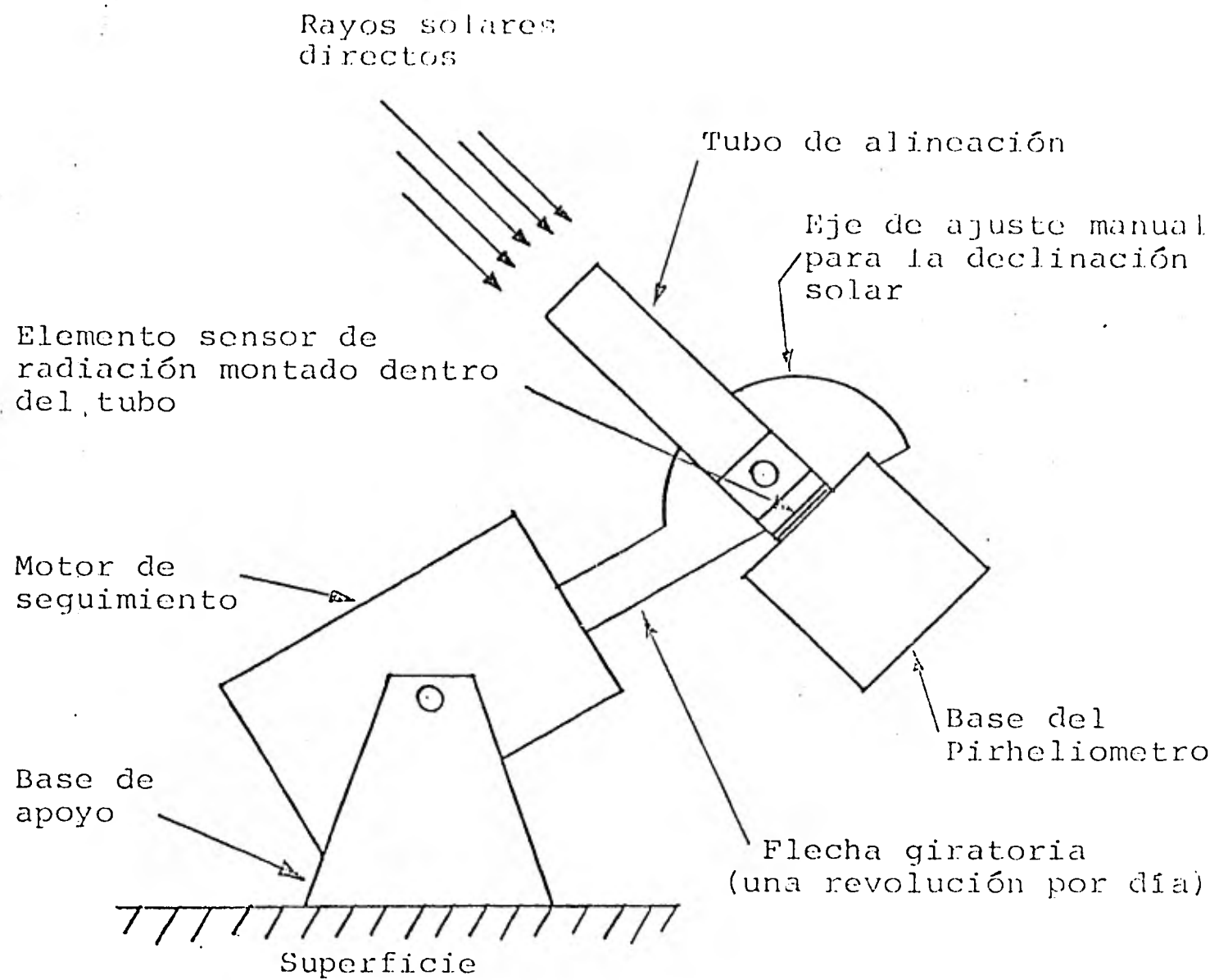


Figura III.10 Diagrama esquemático de un pirheliómetro de incidencia normal.

	estándar	Primera clase	segunda clase
Sensibilidad (mW/cm^2)	± 0.2	± 0.4	± 0.5
Estabilidad (% cambio por año)	± 0.2	± 1.0	± 2.0
Temperatura (máximo error debido a cambios de temperatura ambiente %)	± 0.2	± 1.0	± 2.0
Selectividad (máximo error debido a la desviación asumida por respuesta espectral %)	± 1.0	± 1.0	± 2.0
Linealidad (máximo error debido a la no linealidad %)	± 0.5	± 1.0	± 2.0
Tiempo de respuesta (máximo)	25 seg	25 seg	1 min

Tabla III.1 Criterios para la clasificación de Pirheliómetros⁽³⁵⁾.

III.3.2 Radiación Solar Global

La radiación solar global o total es medida con un Piranómetro que tiene una vista de captación o de campo de 180° y recibe radiación solar del hemisferio celeste en todas direcciones como se muestra en la figura III.11.

La mayoría de los piranómetros tiene un sensor de termopilas especialmente diseñadas y herméticamente selladas dentro de una semiesfera de cristal o cúpula cuya función es la de refractar los rayos solares a cualquier parte centrada de las termopilas. El piranómetro se complementa con un integrador y un registrador de los datos medidos, la banda de longitudes de onda medidas por un piranómetro de termopilas es de 0.3 a $3 \mu m$, como se indica en la figura III.13, que cubre prácticamente a todo el espectro solar.

Existe otro piranómetro con sensor de celda fotovoltaica de silicio como se muestra en la figura III.12 y en este caso la respuesta espectral es de 0.35 a $1.2 \mu m$ como se indica en la figura III.13, y es necesario introducir un fac -

tor de corrección obtenido de un piranómetro patron a base de termopilas. Por lo tanto son menos precisos, sin embargo son aproximadamente cinco veces más económicos que los piranómetros de termopilas. Los piranómetros fotovoltaicos proporcionan prácticamente las mismas medidas que los de termopilas en condiciones de cielo claro, pero el fotovoltaico se vuelve menos confiable conforme la nubosidad aumenta.

Existen varias clases de piranómetros y son clasificados por la comisión de instrumentos y métodos de observación de la WMO, en instrumentos de primera, segunda y tercera clase⁽³⁵⁾ de acuerdo a los criterios dados en la tabla III.2

	Primera clase	segunda clase	tercera clase
Sensibilidad (mW/cm^2)	± 0.1	± 0.5	± 1.0
Estabilidad (% cambio por año)	± 1.0	± 2.0	± 5.0
Temperatura (máximo error debido a cambios de temperatura ambiente %)	± 1.0	± 2.0	± 5.0
Selectividad (máximo error debido a la desviación asumida por respuesta espectral %)	± 1.0	± 2.0	± 5.0
Linealidad (máximo error debido a la no linealidad %)	± 1.0	± 2.0	± 3.0
Tiempo de respuesta (máxima)	25 seg	1 min	4 min
Respuesta Coseno (desviación que se asume tomando un ángulo de elevación (θ_e) de 10° , para un día claro %)	± 3.0	$\pm 5-7$	± 10.0
Respuesta Azimuth (desviación que se asume tomando un día claro %)	± 3.0	$\pm 5-7$	± 10.0

Tabla III.2 Criterios para la clasificación de piranómetros⁽³⁵⁾.

Para registrar la radiación solar global en plano horizontal, se utiliza también el piranómetro bimetalico llamado Actinógrafo⁽³⁵⁾, como se muestra en la figura III.14, este aparato funciona por el activamiento de dos elementos bimeta

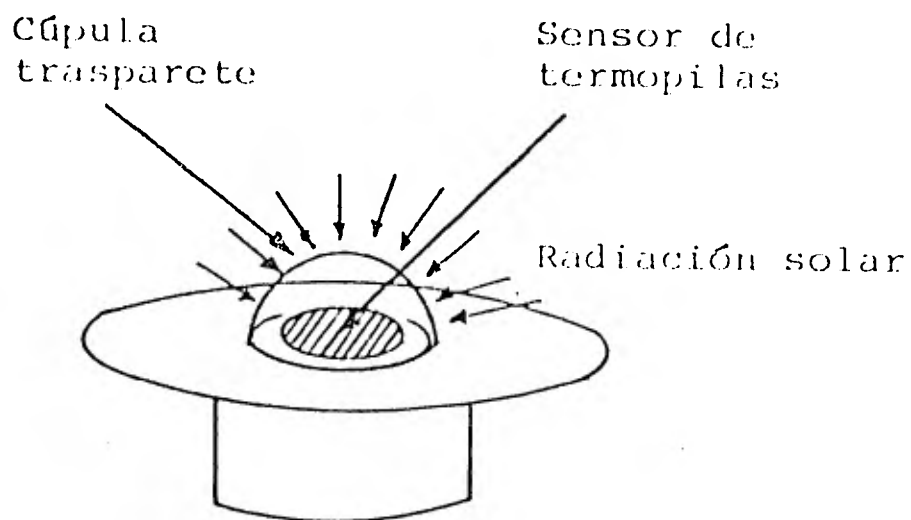


Figura III.11 Diagrama esquemático de un piranómetro de termopilas, usado para medir radiación solar global.

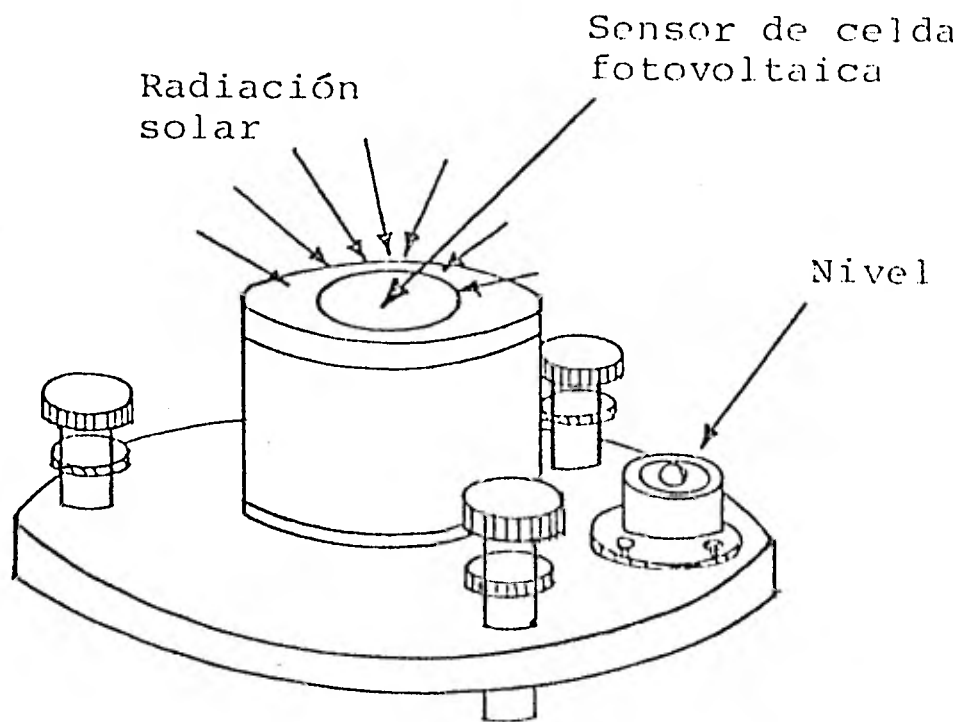


Figura III.12 Representación esquemática de un piranómetro de celda fotovoltaica.

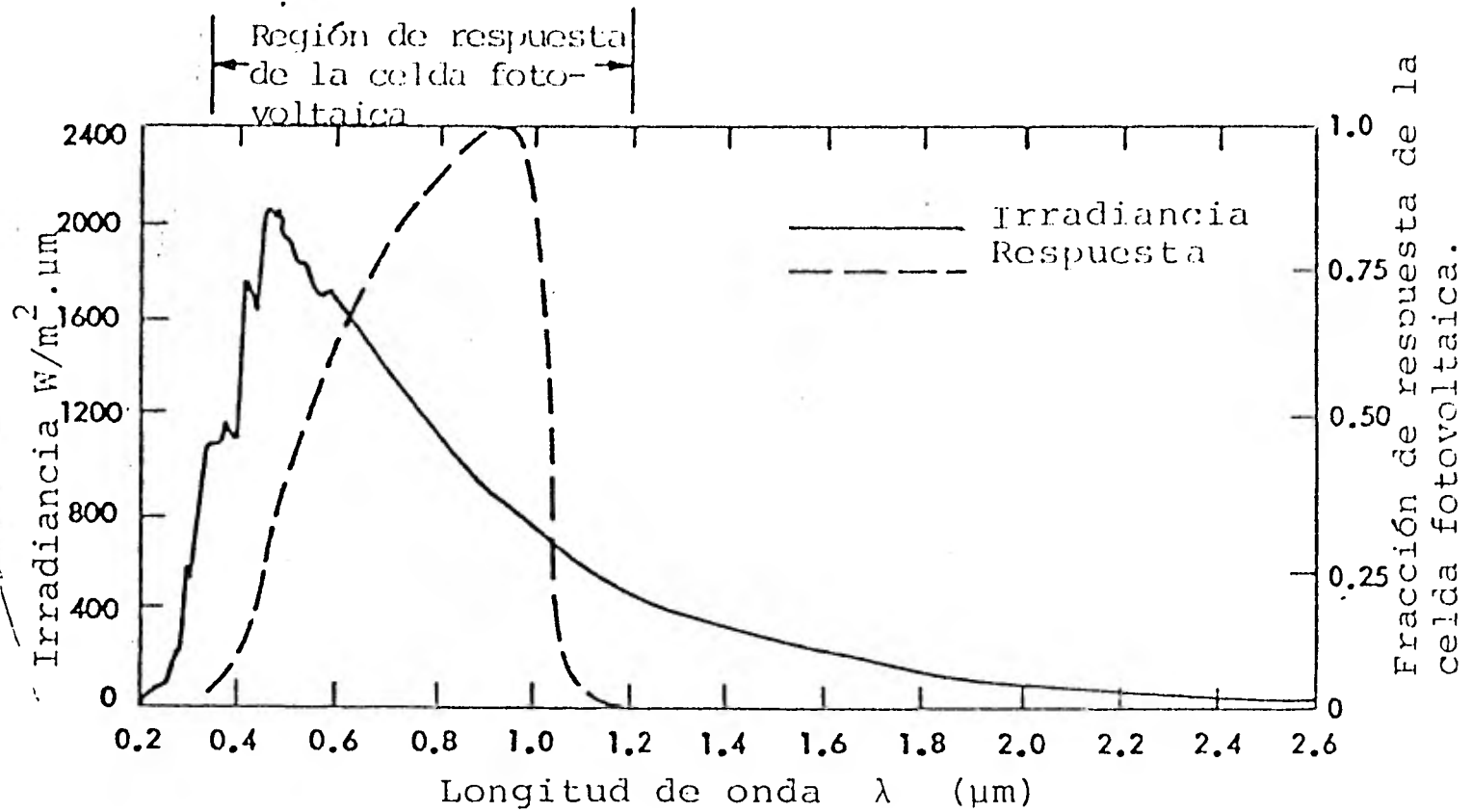


Figura III.13 Diagrama de la respuesta espectral de algunos tipos de piranómetros.

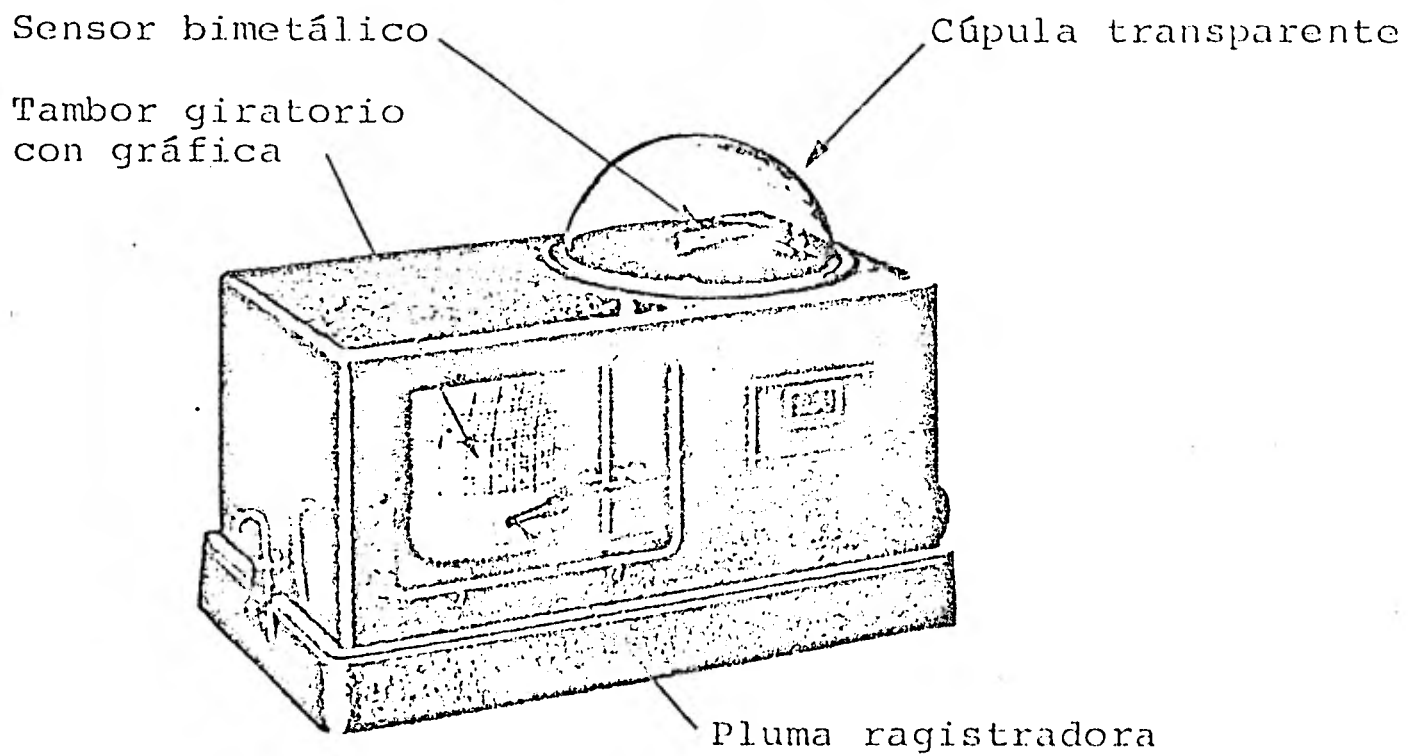


Figura III.14 Actinógrafo o piranógrafo bimetallic.

licos idénticos uno de ellos pintado de negro y el otro de blanco con una pintura especial altamente reflejante, el elemento negro se expone a la temperatura ambiente y a la radiación solar, mientras que el otro solo se expone a la temperatura del medio ambiente pero protegida de la radiación solar. Los dos elementos bimetalicos estan conectados entre sí de tal forma que la diferencia de temperaturas produce un movimiento en la plumilla quedando registrados estos movimientos en la gráfica que se encuentra en el cilindro giratorio.

Este instrumento capta radiaciones de longitudes de onda de 0.36 a 2.0 μm y su retrazo es de 2 minutos, su precisión esta dentro del $\pm 5\%$ y su sensibilidad es de 0.1 Caloria gramo por centimetro cuadrado por minuto. Este instrumento es muy utilizado en lugares aislados (campo) donde no se dispone de energía eléctrica.

III.3.3 Radiación Solar Difusa

De la medición de radiación solar difusa se puede obtener la componente de radiación solar directa incidiendo sobre una superficie horizontal, conociendo la global. Los Piranómetros también se usan para este tipo de medición (difusa en plano horizontal), pero es necesario bloquear la componente directa de la radiación con un "Anillo de sombra^(2,35)" que evita que la radiación solar directa llegue al sensor, de esta manera el piranómetro solo captará la radiación solar difundida en todas direcciones por la atmósfera.

El anillo de sombra es un aro de ancho y diámetro específicos, sostenido por un soporte en el que es logrado el ajuste de la latitud local y declinación solar, como se muestra en la figura III.15. La sombra producida por el aro sobre el sensor forma un ángulo aproximadamente de 5° y además el aro debe estar orientado de Este a Oeste⁽²⁾.

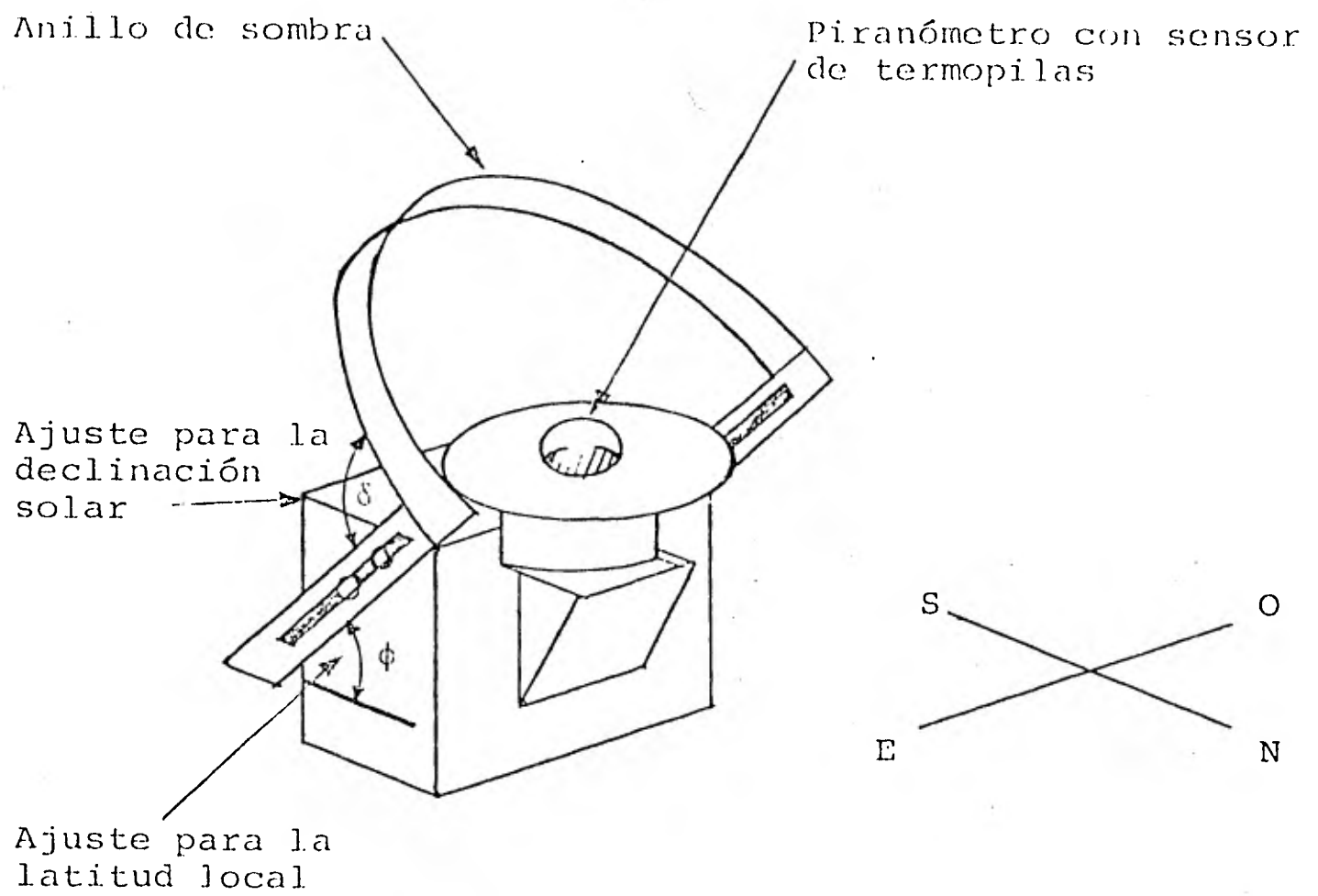


Figura III.15 Representación esquemática de un piranómetro con sensor de termopilas y su anillo de sombra para medir la radiación solar difusa (Difusómetro).

La ventaja que se tiene al medir la radiación solar difusa en plano horizontal junto con la global, es el de obtener por diferencia de Global menos Difusa la radiación solar Directa en plano horizontal, transformando está última a plano normal, evitando así medir la radiación solar directa en plano de incidencia normal, pues esta requiere de un poco más de atención si no se cuenta con un pirheliómetro con motor de seguimiento del sol.

III.3.4 El Albedo Terrestre

La determinación de la radiación solar reflejada por la superficie de la tierra, se efectúa colocando un piranómetro en posición horizontal con el sensor hacia el suelo y otro en la misma posición pero con el sensor invertido (hacia el cielo), la diferencia de este último valor medido menos el primero determina el Albedo terrestre. La medición varía con la longitud de onda, con el calor, con el contenido de humedad de la superficie y con el ángulo de incidencia de los rayos solares sobre el sensor, es de hacer notar que el Albedo influye sobre el valor de la radiación solar global sobre un plano horizontal, pues la radiación reflejada por la tierra puede una vez más ser redirigida hacia la tierra por obstáculos o nubes y de esta forma contribuir a la medición, transformando la radiación visible o luminosa en radiación infrarroja o calorífica.

La superficie terrestre refleja la radiación solar según sea su naturaleza, por ejemplo la nieve refleja de 80% a 90% de la radiación solar incidente, la superficie acuosa refleja solamente el 40%, la arena entre el 10% y el 20%, los bosques y tierras de cultivo alrededor de un 5%. el albedo interviene en parte en la evapotranspiración y en la fotosíntesis de las plantas.

III.4 Aspectos a Considerar al Efectuar las Mediciones

Algunos meteorólogos han encontrado que las mediciones de insolación realizadas en sus diferentes formas (directa, difusa y global) procedentes de buenos observatorios y siguiendo procedimientos muy cuidadosos, son de una precisión de $\pm 5\%$ respecto a las mediciones estándar, mientras que en la práctica los errores más usuales son de $\pm 10\%$.

Para obtener una calidad aceptable en el lugar donde se realizan las mediciones se deben tomar en cuenta las siguientes condiciones de trabajo:

- El lugar donde se realicen las mediciones de insolación y de algunas variables meteorológicas debe estar libre de obstáculos .
- Los piranómetros y pirheliómetros así como algunos instrumentos meteorológicos deben estar correctamente nivelados.
- La superficie de cristal u otro material de exposición de todos los instrumentos debe limpiarse cuidadosamente y constantemente.
- Las lecturas de los instrumentos deben compararse periódicamente con los de instrumentos estándar o patrones y en particular los de medición de insolación deben ser calibrados una o dos veces al año.
- Se sugiere que las mediciones de insolación se efectúen en zonas fuera de las ciudades, pues la nubosidad es de 5% a 10% mayor sobre las ciudades que en las afueras de la misma.

La calibración de los instrumentos tiene por objetivo verificar la precisión de las mediciones con respecto a un estándar o patrón conocido y por lo tanto reducir los posibles errores o desviaciones por uso y envejecimiento. El procedimiento de la calibración involucra una comparación del

instrumento en particular con:

- 1.- Un patrón primario proporcionado por una institución oficial reconocida para tales fines.
- 2.- Un patrón secundario con una mayor precisión que la del instrumento que va a calibrarse (la precisión del medidor debe estar certificada por una institución reconocida).
- 3.- Una excitación conocida (se refiere a la exactitud del medidor que debe ser especificada por una fuente respetable).

III.5 Consideraciones Sobre los Parámetros Meteorológicos empleados

Como consecuencia de la irregularidad orográfica de nuestro país, existen gran variedad de climas que en muchos casos varían en distancias muy cortas. Por consiguiente, una localidad específica podría caracterizarse por un microclima particular. El microclima no excede por lo general a superficies mayores de 1 km^2 , mientras que el mesoclima o clima regional, comprende superficies más extensas.

Dado a este hecho, los datos empleados en los modelos como nubosidad, temperatura, humedad relativa, presión atmosférica, precipitación pluvial, etc, no corresponden a localidades específicas sino a regiones donde se ha designado una localidad de referencia y como consecuencia los resultados obtenidos deberán ser considerados de la misma forma, es decir regionales. Estos datos pueden obtenerse por ejemplo del Atlas del Agua de la República Mexicana ⁽³⁶⁾.

Por este motivo en las aplicaciones de nuestro interés (generación helioeléctrica) es necesario hacer mediciones meteorológicas y de insolación en el sitio local, para poder seleccionar los sitios más favorables para desarrollar esta nueva tecnología. Obviamente también se obtiene un mayor co-

nocimiento de la climatología solar en esos lugares de utilidad para otras aplicaciones.

III.6 Mediciones en las Instalaciones del IIE

En el Instituto de Investigaciones Electricas (IIE) se estudian las tecnologías helioeléctricas en el departamento de fuentes no convencionales de energía. Una de las actividades de este proyecto consiste en efectuar mediciones meteorológicas y de insolación.

Dentro de las mediciones meteorológicas y de insolación que han sido realizadas durante el período 1980-1981 se encuentran las siguientes:

- 1.- Temperatura y Humedad Relativa, se midieron con un higrómetro, quedando los datos registrados en forma continua en una gráfica durante las 24 horas del día.
- 2.- Insolación Directa Normal, realizadas con un pirheliómetro Reflex Insolar modelo XZK (distribuido por la casa de instrumentos Insolar de México) con sensor de termopilas, realizando el seguimiento del sol manualmente y tomando este tipo de mediciones cada hora del día. Las especificaciones de este instrumento se indican en el cuadro siguiente:

- Dos termopilas de "película delgada" con 20 pares cada una acoplada en "Push - Pull".
- Sensibilidad nominal 50 milivolts por Langley/minuto
- Tiempo de respuesta 1.2 seg, para 2/3 de la amplitud total.
- Ambito de medición: 4 Langleys/minuto
- constante de calibración 32.93 milivolts/langley/min

- 3.- Insolación Global en plano horizontal, realizadas con

un piranómetro compensado Insolar modelo ZKC (distribuido por la casa de instrumentos Insolar de México) con sensor de termopilas, montado sobre una base horizontal a nivel, tomando estas mediciones durante cada hora del día. Las especificaciones de este instrumento se indican en el cuadro siguiente:

- Dos termopilas de película delgada
- 20 elementos por termopila
- Sensibilidad nominal 50 mv.ly/min
- Tiempo de respuesta 1.2 Seg para 2/3 de la amplitud total
- Ambito de mediciones 4 langley/minuto
- Constante de calibración 50.3 milivolts/ly/min
- Las termopilas estan cubiertas por un domo de vidrio transparente a la radiación de longitudes de onda de 0.3 hasta 3.0 μm

Sin embargo se cuenta ya con una estación meteorológica automática CLIMATRONICS mostrada esquemáticamente en la figura III.16, la cual tendrá por objeto realizar este tipo de mediciones con mayor detalle, registrando los datos en forma continua.

o Los datos geográficos del lugar son:

Longitud	99.23°	Este
Latitud	18.88°	Norte
Altitud	1350	metros sobre el nivel del mar

o Dentro de las mediciones meteorológicas a realizar se encuentran las siguientes:

- a). Humedad Relativa
- b). Temperatura Ambiente
- c). Precipitación Atmosférica o Pluvial

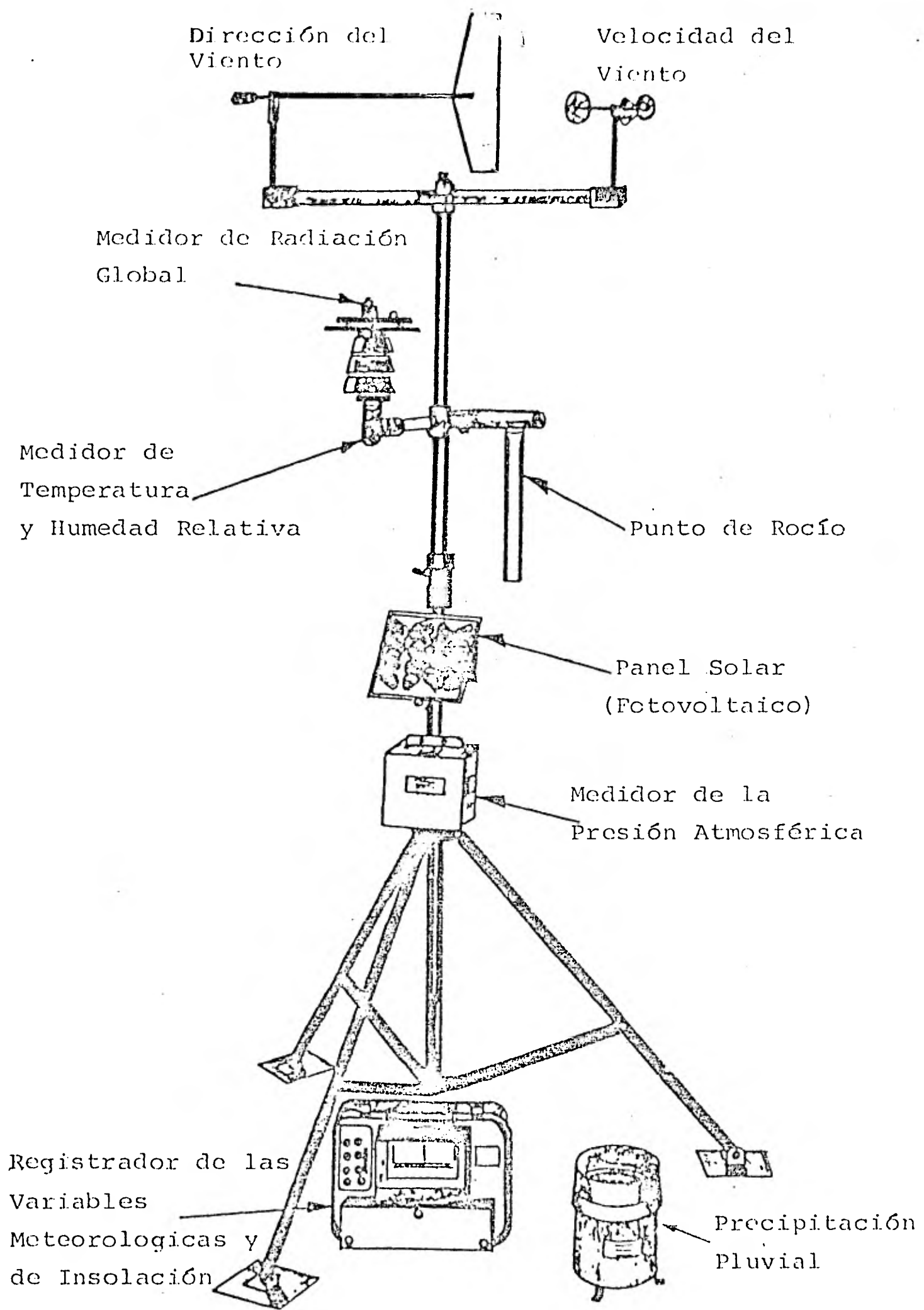


Figura III.16 Estación Meteorológica automática.

- d). Presión Atmosférica
- e). Velocidad y Dirección del Viento
- f). Otras variables (punto de rocío, etc)

° Dentro de las mediciones de insolación a realizar se encuentran las siguientes:

- a). Radiación Solar Directa en plano normal (se cuenta con un pirheliómetro)
- b). Radiación Solar Global en plano horizontal (se cuenta con tres piranómetros):
 - 1 con sensor de termopilas
 - 2 con sensor fotovoltaico
 - 1 actinógrafo con sensor bimetálico
- c). Radiación Solar Difusa en plano horizontal (se cuenta con una banda de sombra y un piranómetro con sensor fotovoltaico.

La realización de estas mediciones tiene por objeto:

- Contar con datos experimentales del sitio
- Desarrollar modelos matemáticos de predicción de radiación solar.
- Utilizar estos modelos y/o los datos para estudios de diseño y operación de plantas helioeléctricas de receptor central y fotovoltaicas.

III.7 Conclusión

El propósito de este capítulo fué el de proporcionar la forma en que se deben medir algunas de las variables meteorológicas utilizadas por los modelos de predicción y las formas más usuales que se utilizan para medir la radiación solar.

Recientemente se ha incrementado el interés para realizar mediciones de insolación global, difusa y directa, en -

superficies inclinadas u horizontales. En ciertos países la falta de mediciones confiables crea dificultades a los investigadores e ingenieros, que se ven obligados a sobredimensionar los diferentes sistemas solares para evitar riesgos, y esto es origen de un sobreprecio no justificado en muchas de las aplicaciones.

Varios países reconocen la necesidad inmediata de información más completa sobre estas mediciones y se están promoviendo programas amplios con los siguientes objetivos:

- ° Aumentar el número de observatorios meteorológicos y de insolación en todo el mundo.
- ° Obtener mediciones de insolación en superficies inclinadas.

Además se requiere de trabajo en la producción y tratamiento y presentación de datos como por ejemplo:

- ° La publicación de anuarios meteorológicos de consulta. Esto supone la recopilación de datos de radiación solar directa, difusa y global durante varios años y sobre una base horaria. También se necesitan los datos anuales de todos los climas. (variables meteorológicas). Estos datos se pueden utilizar para simular por computadora el funcionamiento y rendimiento de todo el sistema solar y también pueden aplicarse en algunos modelos matemáticos de predicción de Radiación Solar.

Es de mencionar que los datos para superficies inclinadas pueden calcularse a partir de los datos de radiación sobre superficies horizontales. Sin embargo, es necesario extender la actual Red de medición de la Radiación Solar, tal que puedan verificarse estos cálculos.

C A P Í T U L O I V

OBTENCION DE LOS PARAMETROS DE LOS MODELOS

- IV.1 Modelo a Utilizar
- IV.2 Datos Meteorológicos y de Insolación Requeridos por el Modelo de Allen
 - IV.2.1 Presión Parcial del Vapor de Agua y Presión Atmosférica Local.
 - IV.2.2 Radiación Solar Directa Normal
- IV.3 Descripción del Método de Linealización y de Estimación de los Parámetros
- IV.4 Influencia de las Variaciones de la Humedad Relativa
- IV.5 Influencia del Vapor de Agua sobre el Modelo de Allen
- IV.6 Promedios Mensuales y Anuales de los Parámetros Estimados
- IV.7 Recomendaciones para el Mejoramiento de la Predicción del Modelo de Insolación Modificado
- IV.8 Conclusión

Los modelos de predicción de radiación solar directa, difusa y global, son generalmente aplicables bajo condiciones particulares de localización, por lo tanto es necesario adecuarlos al sitio que se pretende estudiar y en este capítulo se hace un esfuerzo en esta dirección.

Nuestro interés recae en el análisis y modificación de un modelo de radiación solar directa debido a la importancia y aplicación que tiene este tipo de radiación como fuente energética primaria de las plantas helioeléctricas de receptor central y fotovoltaicas (en caso de usarse con concentración de radiación solar). La forma en que es analizado - este modelo da idea de como se pueden estudiar otros diferentes modelos de radiación solar directa, difusa y global (ver capítulo II). El ajuste de parámetros se realiza linealizando al modelo empleando un método de regresión lineal.

No se hace presentación extensa del método de regresión lineal, aunque sí indicaremos algunas de las pruebas más importantes para validar los resultados, como por ejemplo la determinación de la desviación estándar, sin embargo no se ha sido exhaustivo con estas pruebas estadísticas en este trabajo y el lector interesado puede consultar la referencia (37) en la cual el tema es tratado ampliamente. Finalmente - el modelo analizado se adecuó a las condiciones locales del IIE (Instituto de Investigaciones Eléctricas, Cuernavaca, Morelos) usando datos experimentales de insolación directa obtenidos durante un año en estas instalaciones.

IV.1 Modelo a Utilizar

Los modelos de predicción instantánea de radiación solar directa descritos en el capítulo II párrafo - II.3 han sido aplicados en lugares específicos y bajo ciertas condiciones atmosféricas y para poder utilizar un modelo en otras condiciones locales (geográficas y atmosféricas)

puede ser necesario modificar algunos de los parámetros usados en el modelo.

Se seleccionó el modelo de Allen (capítulo II Párrafo II.3.1) por varias razones:

- 1). Predice la radiación solar directa normal instantánea
- 2). Es relativamente sencillo implementarlo
- 3). Requiere de los parámetros meteorológicos fácilmente obtenibles; Presión parcial del vapor de Agua y presión atmosférica.
- 4). Ya fué aplicado e inclusive en la simulación numérica del funcionamiento de la planta piloto de receptor central construyéndose en Barstow California.

Lo anterior no implica que todos los otros modelos no sean interesantes, pero fué necesario tomar una decisión de estudiar sólo uno de ellos dentro del contexto de este trabajo.

IV.2 Datos Meteorológicos y de Insolación Requeridos por el Modelo de Allen

El estudio se hace para los días despejados con cielo claro de cada mes, siempre y cuando se disponga de los datos necesarios. El lugar donde se efectuaron las mediciones es en el IIE en Cuernavaca Morelos, que corresponde con una latitud de 18.88° Norte y una altitud sobre el nivel del mar de 1350 metros.

IV.2.1 Presión Parcial del Vapor de Agua y Presión Atmosférica Local

La expresión dada por Allen como ya se menciono requiere de los datos de presión parcial del vapor de agua p_w y de la presión atmosférica local P_b . En la tabla IV.1 se representan los datos mensuales de P_b , Humedad rela-

tiva Hr y de temperatura T, obtenidos del Atlas del Agua de la República Mexicana⁽³⁶⁾ y de Normales Climatológicas del Servicio Meteorológico Nacional⁽³⁸⁾. Se proporcionan también los datos mensuales de la presión parcial del vapor de agua P_w , de la presión de saturación Ps y del vapor de agua condensable contenido en la atmósfera W. Estos tres últimos datos (P_w , Ps y W) fueron obtenidos por las ecuaciones siguientes:

$$Ps = \text{Exp} \left(- \frac{5416}{T_0} + 26.23 \right) \quad \text{N/m}^2 \quad \text{IV.1}$$

$$P_w = Hr \cdot Ps \quad \text{mb} \quad \text{IV.2}$$

$$W = 0.17 P_w \quad \text{cm} \quad \text{IV.3}$$

Donde: Ps es sustituida en la ecuación IV.3 en mb
 Hr es la humedad relativa en fracciones de 1
 To es la temperatura absoluta en grados Kelvin

$$T_0 = T(^{\circ}\text{C}) + 273.16 \quad ^{\circ}\text{K}$$

Es muy importante notar que una pequeña variación de temperatura y humedad, afectan el cálculo de Ps, P_w y W por lo que estas variaciones en cuanto al valor a introducir en el modelo condicionara los resultados que se obtengan.

Sin embargo lo importante es que se dispondrá de una metodología y que una vez instalados los instrumentos de medición de T, Hr, P_w , en el IIE, al volver aplicarse permitira mejorar substancialmente las estimaciones de los parámetros de interés.

Mes	Presión atmosférica Pb (mmHg)	Humedad relativa Hr (%)	Temperatura T (°C)	Presión de saturación Ps (N/m ²)	Presión parcial del vapor de agua P _w (mb)	vapor de agua condensable W (cm)
enero	641.86	45	18.9	2177.35	9.7967	1.665
febrero	641.86	40	20.2	2363.84	9.4542	1.607
marzo	641.86	30	22.2	2678.62	8.0346	1.365
abril	641.86	40	23.4	2884.92	11.5388	1.961
mayo	641.86	40	23.2	2849.59	11.3975	1.937
junio	641.86	50	21.9	2629.14	13.1450	2.234
julio	641.86	50	20.9	2470.04	12.3492	2.099
agosto	641.86	50	20.8	2454.61	12.2719	2.086
septiembre	641.86	60	20.2	2363.84	14.1819	2.410
octubre	641.86	50	19.9	2319.58	11.5975	1.971
noviembre	641.86	40	19.8	2305.00	9.2196	1.567
diciembre	641.86	45	19.1	2205.16	9.9220	1.686

Tabla IV.1 Diferentes valores de Pb, Hr, T, Ps y W (36,38)

IV.2.2 Radiación Solar Directa Normal

Los datos de radiación solar directa, fueron tomados cada hora en tiempo local y son utilizables solo aquéllos que corresponden a los días con cielo claro y limpio que supone el modelo de Allen.

a).- Datos Disponibles

Se dispone de algunas mediciones de radiación solar directa medidas cada hora a partir de una hora después de que salió el sol ($\theta_e = 15''$) hasta su ocaso, otras solamente fueron tomadas hasta el medio día en tiempo local (12 horas) y se considerará que las mediciones faltantes son simétricas. En ambos casos se tienen disponibles estos datos que corresponden a un año de mediciones (aproximadamente).

b).- Problemas Encontrados

Una consideración muy importante es que los datos de insolación fueron medidos con un pirhelimetro insolar (ver párrafo III.6 del capítulo III) y que en ocasiones se hicieron reparaciones debido a descomposturas, por lo tanto y puesto que no se dispone de un instrumento patrón, la precisión y repetividad de las mediciones queda sujeta a comprobación, además debido a tantas descomposturas a partir de la última, se decidió no reparar al instrumento y no fué posible seguir realizando las mediciones de radiación solar directa normal. En adelante la radiación solar directa se obtendrá por diferencia entre la global y la difusa por lo cual se adquirieron dos piranómetros.

c).- Decisiones Tomadas

Respecto a los días claros en los que se tienen pocos datos de insolación directa normal se buscó obtenerlos indirectamente para los días de los que no se cuenta con mediciones de radiación solar directa normal tratándolos de obtener a partir de las curvas continuas de un actinógrafo Rosbach -

que mide radiación global en plano horizontal, se procedió de la siguiente manera; se escogió un día en el que se tienen mediciones de radiación solar directa normal transformándolos a su valor en plano horizontal mediante la relación siguiente:

$$I_{dh} = I_{dn} \text{ Sen } \theta_e$$

IV.4

y se comparó con los datos de radiación global obtenidos por el actinógrafo, la tabla IV.2 y la figura IV.1 muestran los resultados.

Como se observa solo de 10 A.M a 3 P.M las diferencias son aceptables ($< \pm 10\%$), y en otras horas se llega a más de 50% de diferencia, por lo tanto se descartó esta alternativa para generar datos de insolación directa y se decidió utili--

26 - Noviembre - 1980					
Hora (TL)	Medición de I_{dn} en Plano Normal W/m^2	θ_e ($^\circ$)	Plano Horizontal I_{dh} W/m^2	Medición de G del Actinógrafo W/m^2	% de error $G/I_{dh} - 1$
7:00	0.0	0.986	0.0	0.0	0.0
8:00	587.415	13.75	139.62	205.02	46.84
9:00	790.996	25.71	343.18	397.24	15.75
10:00	797.358	36.32	472.33	512.56	8.51
11:00	835.529	44.62	586.91	589.45	0.43
12:00	858.856	49.16	654.28	653.52	- 0.11
13:00	880.062	48.67	660.93	640.71	- 3.05
14:00	842.253	43.33	582.08	563.82	- 3.13
15:00	805.840	34.51	456.54	461.31	1.04
16:00	746.462	23.59	298.72	358.74	20.09
17:00	551.364	11.44	109.43	166.58	52.22
18:00	0.0	0.0	0.0	12.81	0.0

Tabla IV.2 Resultados medidos de I_{dn} , transformados a plano horizontal I_{dh} , y comparados con la radiación global G en plano horizontal del Actinógrafo.

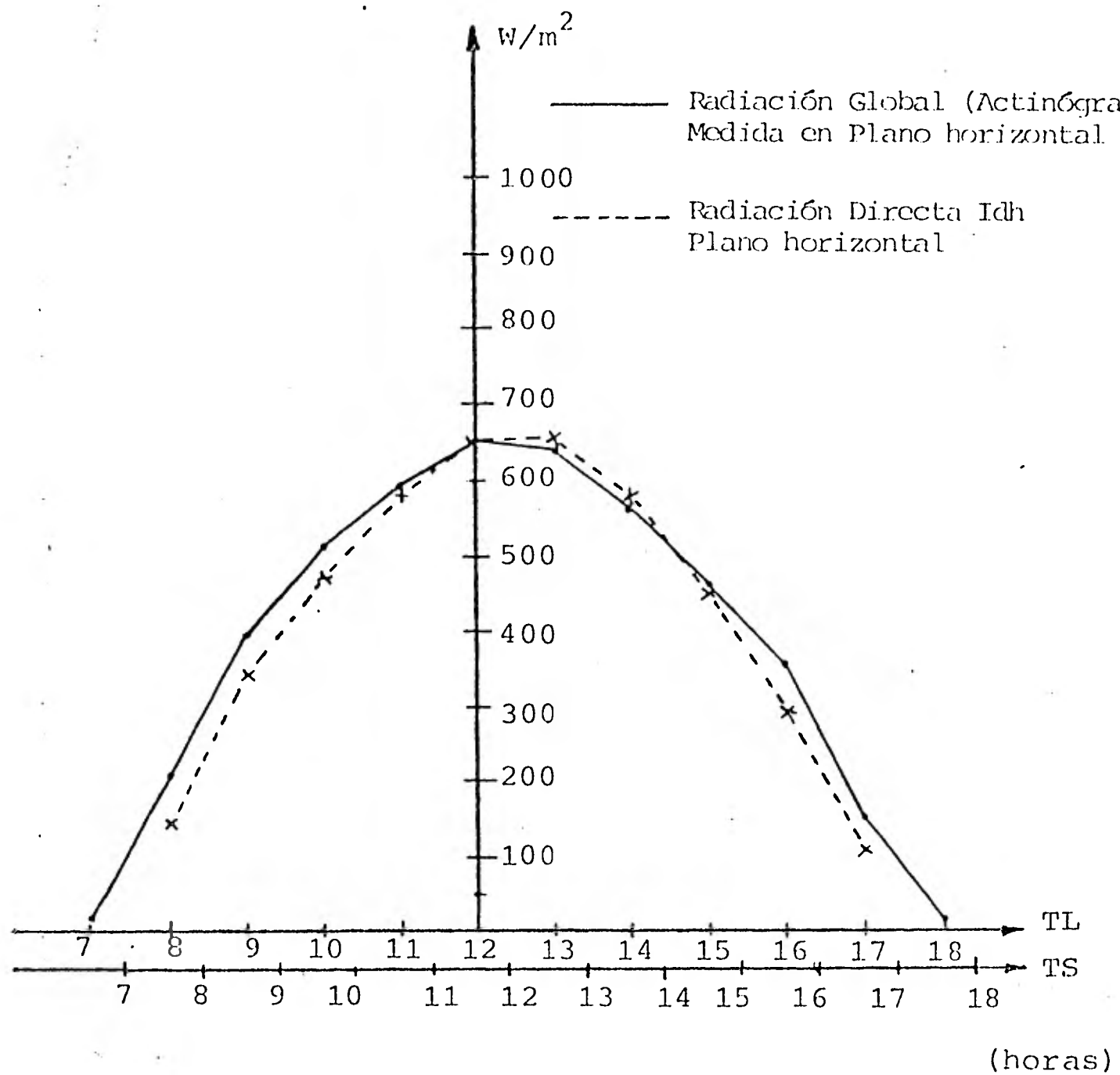


Figura IV.1 Comportamiento gráfico de la radiación global (actinógrafo) y la radiación directa en plano horizontal.

zar sólo las pocas mediciones de I_{dn} de que se disponían y enfocarse a establecer la metodología a seguir, estando conscientes de las limitaciones en cuanto a resultados obtenibles.

IV.3 Descripción del Método de Linealización y de Estimación de los Parámetros

El modelo original de predicción instantánea de radiación solar directa de incidencia normal propuesto por Allen⁽²¹⁾ es :

$$I_{dn} = I_o \left(1 - 0.263 \left(\frac{W + 0.272}{W + 0.5} \right) \right) \cdot m^{0.367 \left(\frac{W+1.153}{W+0.788} \right)} \quad \text{IV.5}$$

siendo: I_o = La constante solar (1353 W/m^2)
 W = Vapor de agua condensable (cm)
 m = Masas de aire absolutas (calculadas con la ecuación II.5 del Capítulo II)

Considerando que $K_1=0.263$ y $K_2=0.367$, son los parámetros ó coeficientes a modificar entonces la ecuación IV.5 queda de la siguiente forma:

$$I_{dn} = I_o \left(1 - K_1 \left(\frac{W + 0.272}{W + 0.5} \right) \right) \cdot m^{K_2 \left(\frac{W+1.153}{W+0.788} \right)} \quad \text{IV.6}$$

sean:

$$Z = 1 - \frac{I_{dn}}{I_o} \quad \text{IV.7}$$

$$P_1 = K_1 \left(\frac{W + 0.272}{W + 0.5} \right) \quad \text{IV.8}$$

$$P_2 = K_2 \left(\frac{W + 1.153}{W + 0.788} \right) \quad \text{IV.9}$$

quedando la ecuación IV.6 en la forma:

$$Z = P_1 \cdot m^{P_2} \quad \text{IV.10}$$

Obteniendo el logaritmo en base 10 se tiene que:

$$\text{Log } Z = \log P_1 + P_2 \log m \quad \text{IV.11}$$

que es de la forma:

$$Y = a + bX \quad \text{IV.12}$$

Donde:

$$Y = \log Z \quad \text{Variable dependiente} \quad \text{IV.13}$$

$$a = \log P_1 \quad \text{Ordenada al origen (constante de regresión)} \quad \text{IV.14}$$

$$b = P_2 \quad \text{Pendiente (coeficiente de regresión)} \quad \text{IV.15}$$

$$X = \log m \quad \text{Variable independiente} \quad \text{IV.16}$$

Para la obtención de los parámetros de K_1 y K_2 se desarrolló un programa principal en lenguaje Fortran IV en el que se calculan los valores de X, Y , para n valores medidos de radiación solar directa I_{dn} , en el día especificado. Los valores de X, Y se utilizan como datos de entrada en un subprograma, en el que se aplica el método de regresión lineal del cual se obtiene la pendiente y la ordenada al origen de la recta de la ecuación IV.12 .

El subprograma utilizado (clave GO2CAF) para este análisis forma parte de un paquete estadístico de la computadora VAX (Digital Equipment Corporation) que se encuentra en el IIE. Los cálculos que realiza y los resultados que entrega son mencionados más ampliamente en el apéndice D . De las estimaciones de la pendiente y de la ordenada al origen se obtienen fácilmente los parámetros K_1 y K_2 :

$$K_1 = \frac{\text{antilog } a}{\left(\frac{W+0.272}{W+0.5}\right)} \quad \text{IV.17}$$

$$K_2 = \frac{b}{\left(\frac{W+1.153}{W+0.788}\right)} \quad \text{IV.18}$$

la figura IV.2 muestra el diagrama de bloques del programa que fué desarrollado para efectuar todos los calculos y las variables que intervienen se encuentran definidas en la lista de simbolos al final de este trabajo; en el apéndice D se muestra el listado de este programa de computación.

IV.4 Influencia de las Variaciones de la Humedad Relativa

a).- Condiciones de Experimentación

Cielo claro y limpio

presión atmosférica local: 641.86 mmHg

vapor de agua condensable: 1.567 cm

(promedios mensuales del mes de noviembre)

La humedad relativa es un indicador del contenido del vapor de agua en la atmósfera y por lo tanto de la influencia de este parámetro sobre la radiación solar absorbida.

En el sitio de medición (IIE) se han observado variaciones muy importantes del valor de humedad en períodos cortos (en un mismo día y entre 1-3 días). En la figura IV.3 se muestran las evoluciones de la humedad para los días 13 y 14 de noviembre de 1980, se nota que en las horas de experimentación (8-17 hrs) hay diferencias hasta del 20% de humedad y que esta decrece de 60% y 55% a 38% y 18% conforme el día avanza para volver a aumentar al final del día. También se observa una diferencia en las pendientes de la humedad; por la mañana la disminución es lenta y por la tarde el aumento es mucho más rápido. Es de notar que estas variaciones reper-

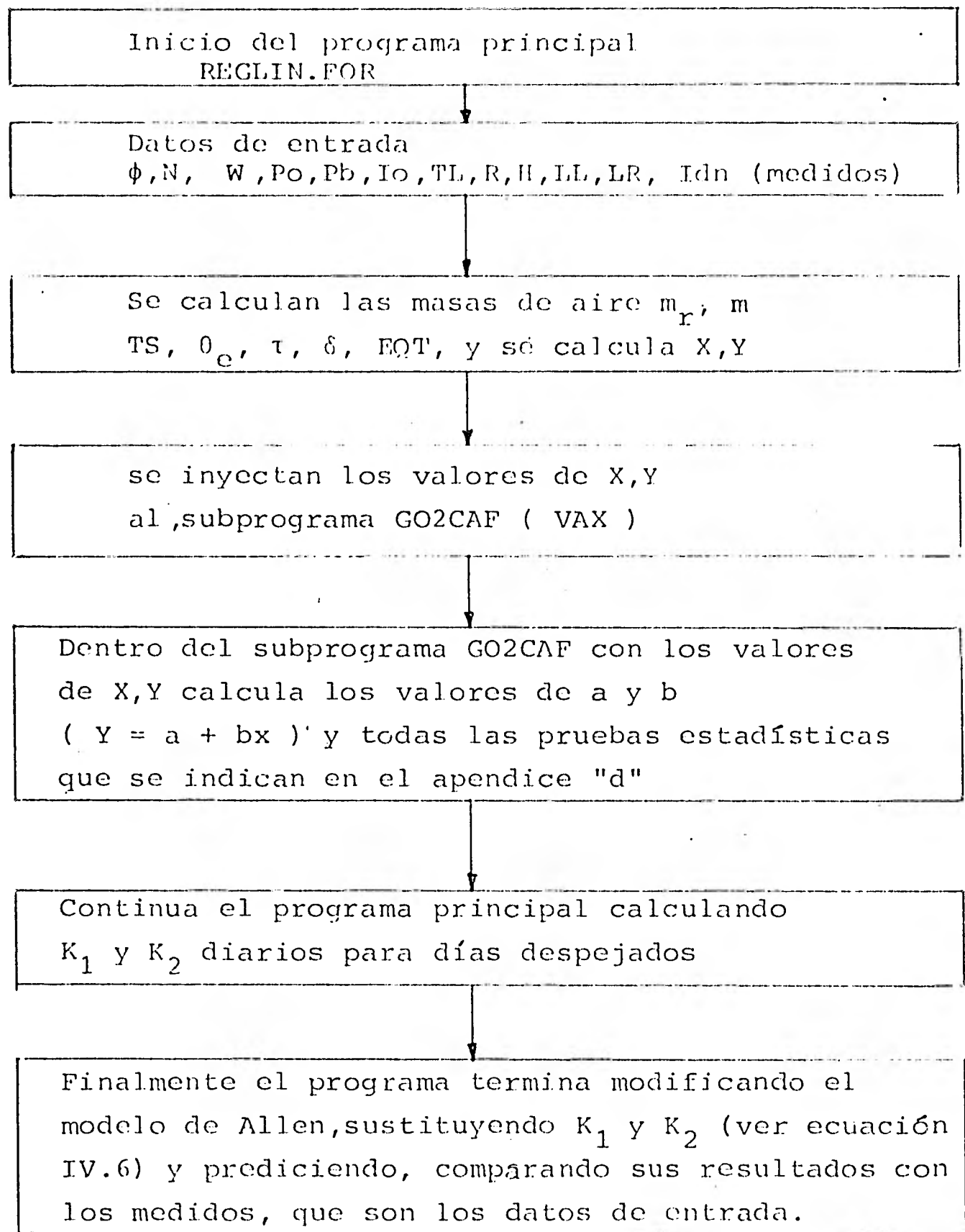


Figura IV.2 Diagrama de bloques del programa de simulación.

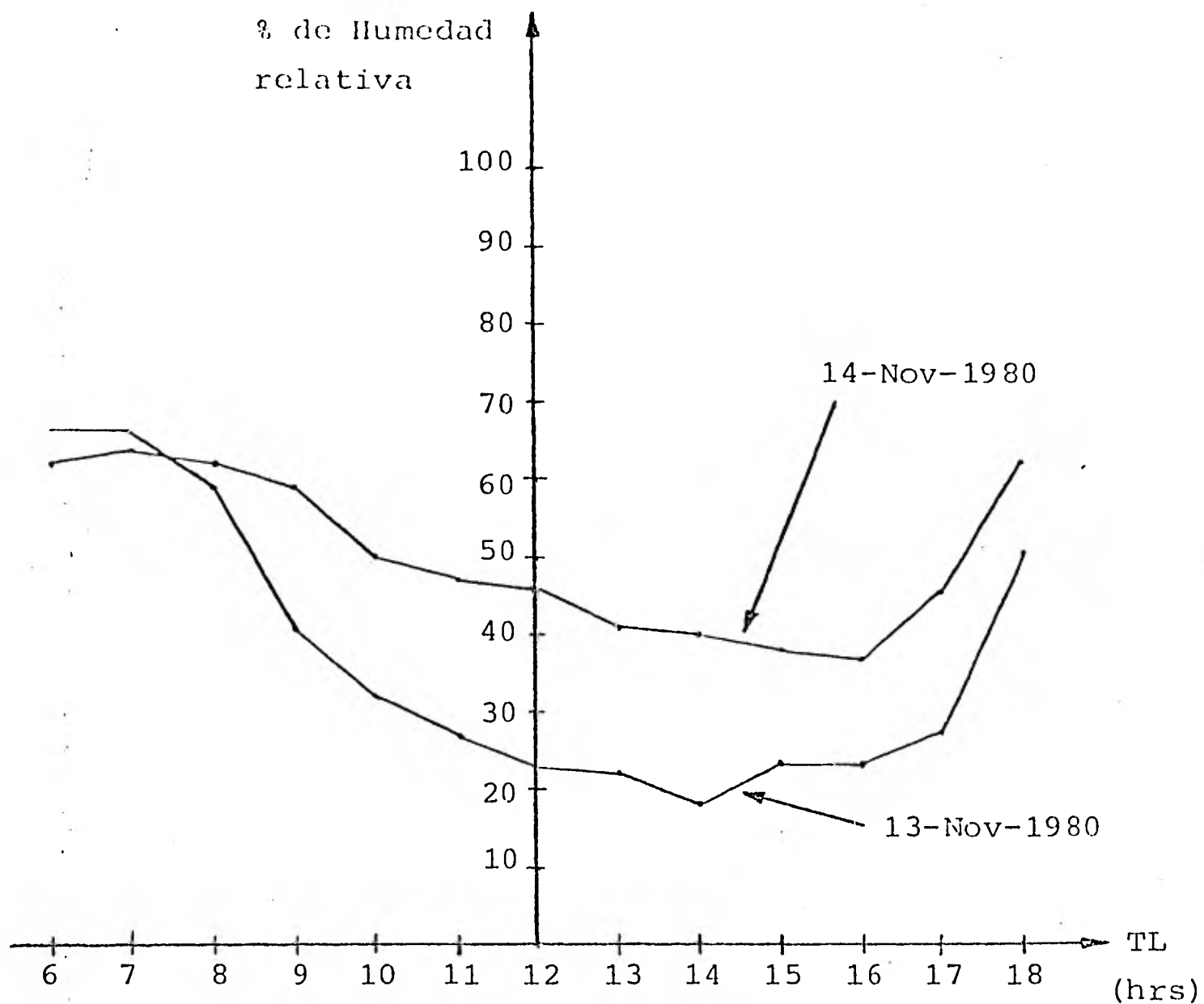


Figura IV.3 Comportamiento gráfico de la humedad relativa para los días 13 y 14 de noviembre de 1980.

cuten primero en la atmósfera y con retardo se registran al nivel del suelo.

En la figura IV.4 se muestra la evolución de la humedad relativa para los días 18 y 19 de noviembre de 1980, aquí se nota que en las horas de experimentación (8-17 hrs) las diferencias son pequeñas hasta un 6% y la humedad decrece de un 73% y 78% a un 31% y 34% conforme el día avanza y vuelve a aumentar al final del día.

b).- Aplicación del Método de Linealización

Inicialmente se efectuaron 30 experimentos escogiendo diferentes días del año con cielo despejado y se encontro que cerca del 90% de estos experimentos la correlación era aceptable $0.8 \leq r \leq 1$ no así en el resto $r < 0.8$. Se presenta un experimento de cada caso.

Para las condiciones del día 14 de noviembre de 1980 los resultados obtenidos al aplicar el método de estimación de parámetros se muestran en la figura IV.5; se notan diferencias hasta de -37% entre medición y predicción de I_{dn} como se muestra en la tabla IV.3. La falta de simetría de los valores medidos de I_{dn} respecto alas 12 horas solar (aproximadamente 12.36 tiempo local), es notoria, observándose una fuente de atenuación después del medio día. En esta figura aparece tambien la evolución de la humedad relativa y se observa el fuerte incremento registrado a partir de las 16 horas locales. La parte más plana de la evolución de la humedad, considerando un retardo se presentaría en los momentos de mayor insolación registrada. Esta discrepancia se manifiesta en los parámetros estadísticos que entrega el programa de computación.

- . Valor medio de la variable independiente $X \quad \bar{X} = 0.2179$
- . Valor medio de la variable dependiente $Y \quad \bar{Y} = 0.2895$
- . Coeficiente de correlación $r = 0.7368$
- . Coeficiente de regresión $b = 0.4131$

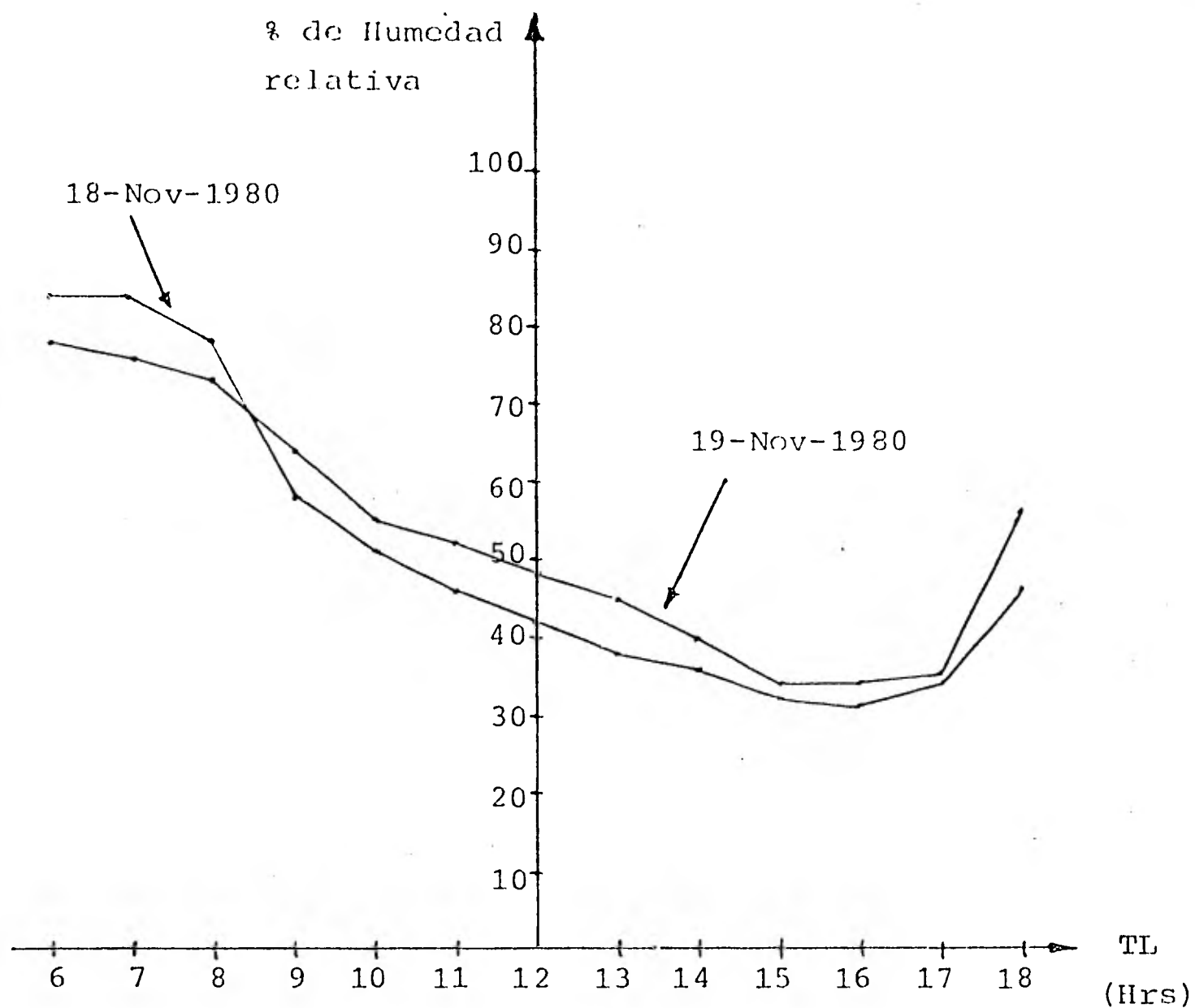


Figura IV.4 Comportamiento gráfico de la humedad relativa para los días 18 y 19 de noviembre de 1980.

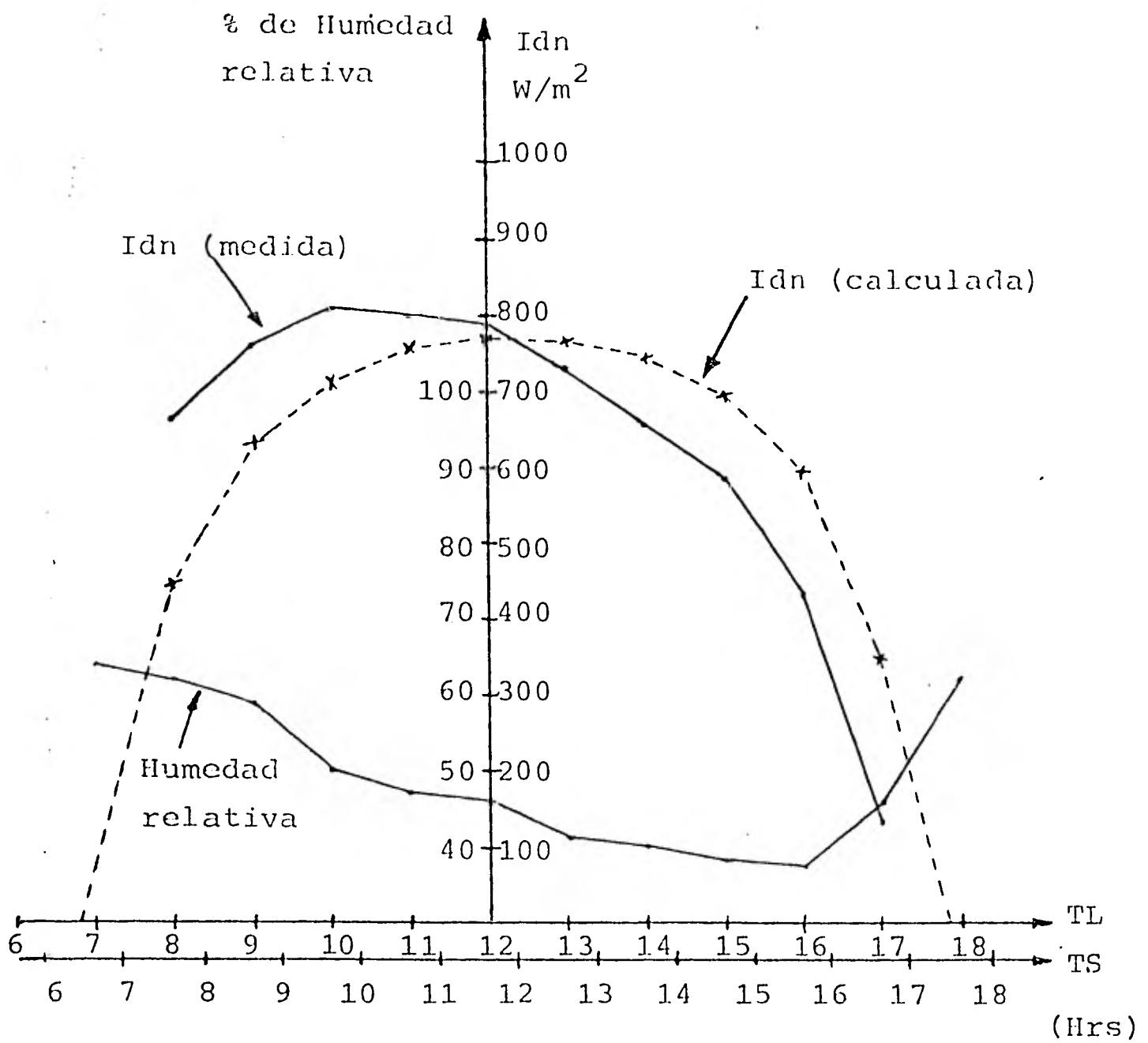


Figura IV.5 Comportamiento gráfico de la radiación solar directa medida y calculada para el día 14 de noviembre de 1980.

- . Constante de regresión a = -0.3795
- . Error estándar de b Se(b) = 0.1340
- . Error estándar de a Se(a) = 0.0388

De tal forma que el modelo equivalente en forma linealizada queda como:

$$Y = -0.3795 + 0.4131 X \quad \text{IV.19}$$

14 - Noviembre - 1980			
Hora (TL)	Idn (medida) W/m ²	Idn (calculada) W/m ²	% de error
8:00	665.878	445.652	-33.07
9:00	763.427	630.197	-17.45
10:00	805.840	712.709	-11.55
11:00	799.478	753.963	- 5.69
12:00	793.116	770.700	- 2.82
13:00	727.377	768.073	5.59
14:00	653.155	745.286	14.10
15:00	581.053	695.006	19.61
16:00	432.609	594.023	-37.31
17:00	127.238	345.662	-171.66

Tabla IV.3 Valores de insolación directa normal medida y calculada para el día 14 de noviembre de 1980.

Siendo el coeficiente de correlación $r = 0.7368$ no se puede esperar que los puntos experimentales estén muy próximos a la recta de regresión como se muestra en la figura IV.6 en donde se gráfica la ecuación IV.19.

Con los valores obtenidos de a y b encontrados anteriormente y de la ecuación IV.17 y IV.18 se obtienen los valores de K_1 y K_2 :

$$K_1 = 0.469096$$

$$K_2 = 0.537628$$

quedando el modelo de Allen modificado para el día analizado (14-nov-1980) con los siguientes valores:

$$I_{dn} = I_o \left(1 - 0.469096 \left(\frac{W + 0.272}{W + 0.5} \right) \right) \cdot m^{0.357628 \left(\frac{W+1.153}{W+0.788} \right)} \quad \text{IV.20}$$

que es el que se utilizó para generar los valores ya mostrados en la tabla IV.3 .

Considerando una distribución normal, (Gaussiana) para los parámetros estimados a y b , con una probabilidad del - 0.95, los valores verdaderos de a y b se encontrarán en el rango:

$$R_a = a \pm 2 \text{ se}(a)$$

$$R_b = b \pm 2 \text{ se}(b)$$

Esto es:

$$R_a = -0.3795 \pm 0.0776 \quad (P_a=0.95/a \in (-0.4571, -0.3019))$$

$$R_b = 0.4131 \pm 0.2680 \quad (P_b=0.95/b \in (0.6810, 0.1451))$$

Se nota que las variaciones son grandes y por lo tanto la incertidumbre sobre estos valores estimados.

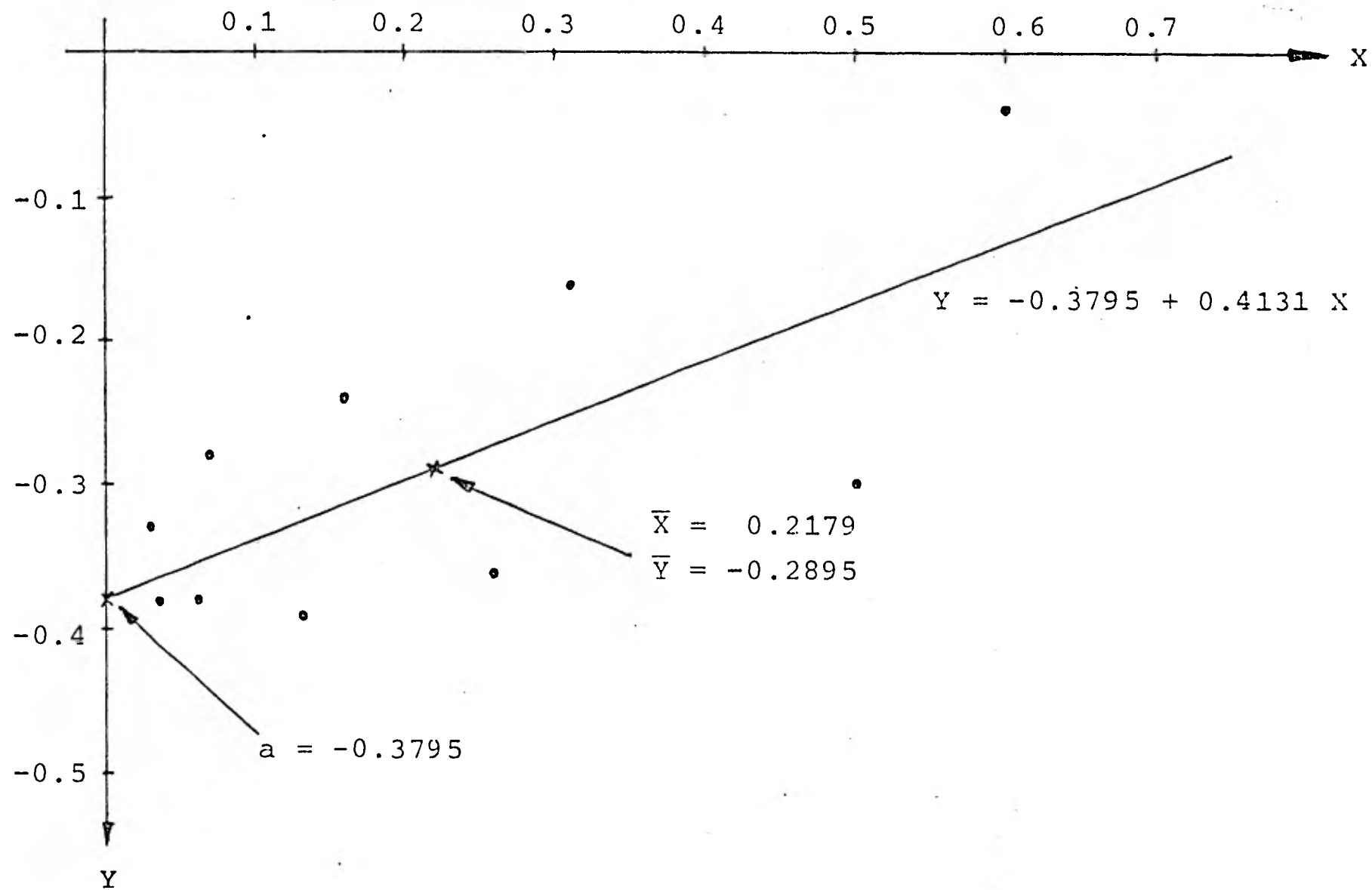


Figura IV.6 Comportamiento gráfico del análisis de puntos de X,Y para el día 14-Noviembre-1980.

En la figura IV.7 se muestra como segundo caso los resultados obtenidos al aplicar el método de estimación de parámetros al día 19 de noviembre de 1980.

Se observa que existen diferencias pequeñas, máximo de +5.21% entre medición y predicción como se muestra en la tabla IV.4 y se nota que existe una mejor simetría de los valores medidos respecto a las 12 horas solar (aproximadamente 12.37 tiempo local), sin embargo se observa que la fuente de atenuación después del medio día continúa existiendo aunque es mucho menor que en el primer caso (ver figura - IV.5)

En la misma figura IV.7 aparece también la evolución de la humedad relativa y se observa que los valores registrados de las 13 horas a las 17 horas locales permanecen casi constantes, esta puede ser la razón por la que la atenuación es menor, mejorando la simetría (comparan fig. IV.5 y IV.7)

El mejoramiento entre predicción y medición lo indican también los parámetros estadísticos que entrega el programa de computación.

. valor medio de la variable independiente x	$\bar{x} = 0.2268$
. valor medio de la variable dependiente y	$\bar{y} = -0.3986$
. coeficiente de correlación	$r_1 = 0.9620$
. coeficiente de regresión	$b = 0.3833$
. constante de regresión	$a = -0.4855$
. error estandar de b	$se(b) = 0.0384$
. error estandar de a	$se(a) = 0.0115$

De tal forma que $y = a + bx$ queda como:

$$Y = -0.4855 + 0.3833 X \quad \text{IV.21}$$

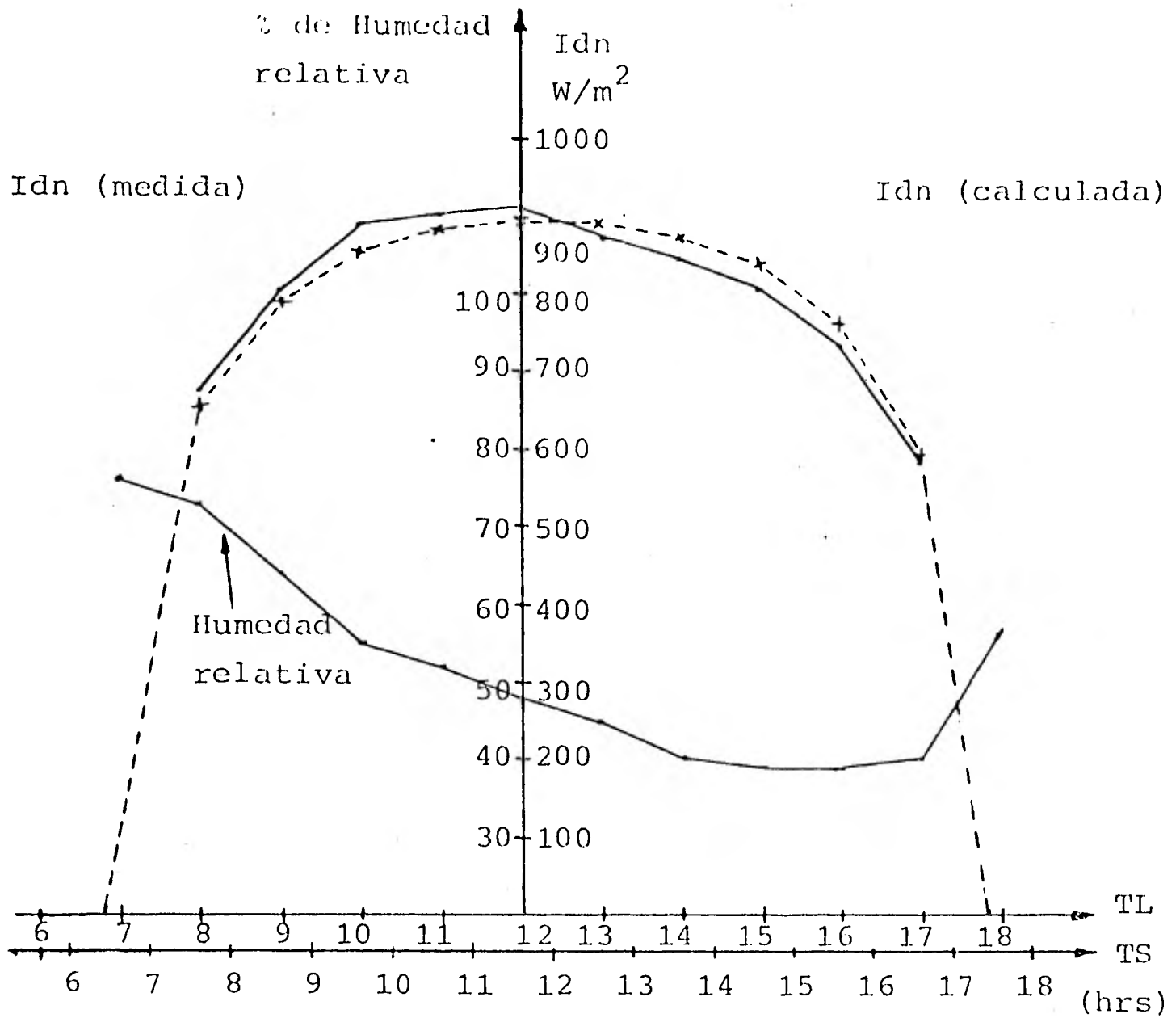


Figura IV.7 Comportamiento gráfico de la radiación solar directa medida y calculada para el día 19 de noviembre de 1980.

Siendo el coeficiente de correlación $r = 0.9620$ se puede esperar que los puntos experimentales estén muy próximos a la recta de regresión como lo muestra la figura IV.8 en donde se grafica la ecuación IV.21 (compárese con la figura IV.6).

Con los valores de a y b encontrados anteriormente y aplicando las ecuaciones IV.17 y IV.18 como en el caso anterior se obtiene que los valores de K_1 y K_2 son:

$$\begin{aligned} K_1 &= 0.367484 \\ K_2 &= 0.331863 \end{aligned}$$

quedando el modelo de Allen en su forma modificada para el día analizado (19-nov-1980) con los siguientes valores:

$$I_{dn} = I_o \left(1 - 0.367484 \left(\frac{W + 0.272}{W + 0.5} \right) \right) \cdot m^{0.331863 \left(\frac{W + 1.153}{W + 0.788} \right)} \quad \text{IV.22}$$

y esta ecuación es la que se utilizó para generar los valores ya mostrados en la tabla IV.4.

Existe una gran variedad de pruebas estadísticas que se pueden realizar^(37,39) como indicativas de la confiabilidad de nuestro análisis de regresión. Como en el caso anterior únicamente analizaremos la variación del coeficiente de regresión b (pendiente) y la variación de la constante de regresión a (ordenada al origen). Es importante mencionar que el error de medición del instrumento (pirheliómetro) es del $\pm 5\%$ y de la tabla IV.4 la diferencia entre medición y predicción es de ese mismo orden, lo cual ya indica que se obtendrán rangos de variación reducidos.

Considerando una distribución normal (gaussiana) para los parámetros estimados a y b se obtiene que su rango de variación es :

$$\begin{aligned} R_a &= a \pm 2 \text{ se}(a) \\ R_b &= b \pm 2 \text{ se}(b) \end{aligned}$$

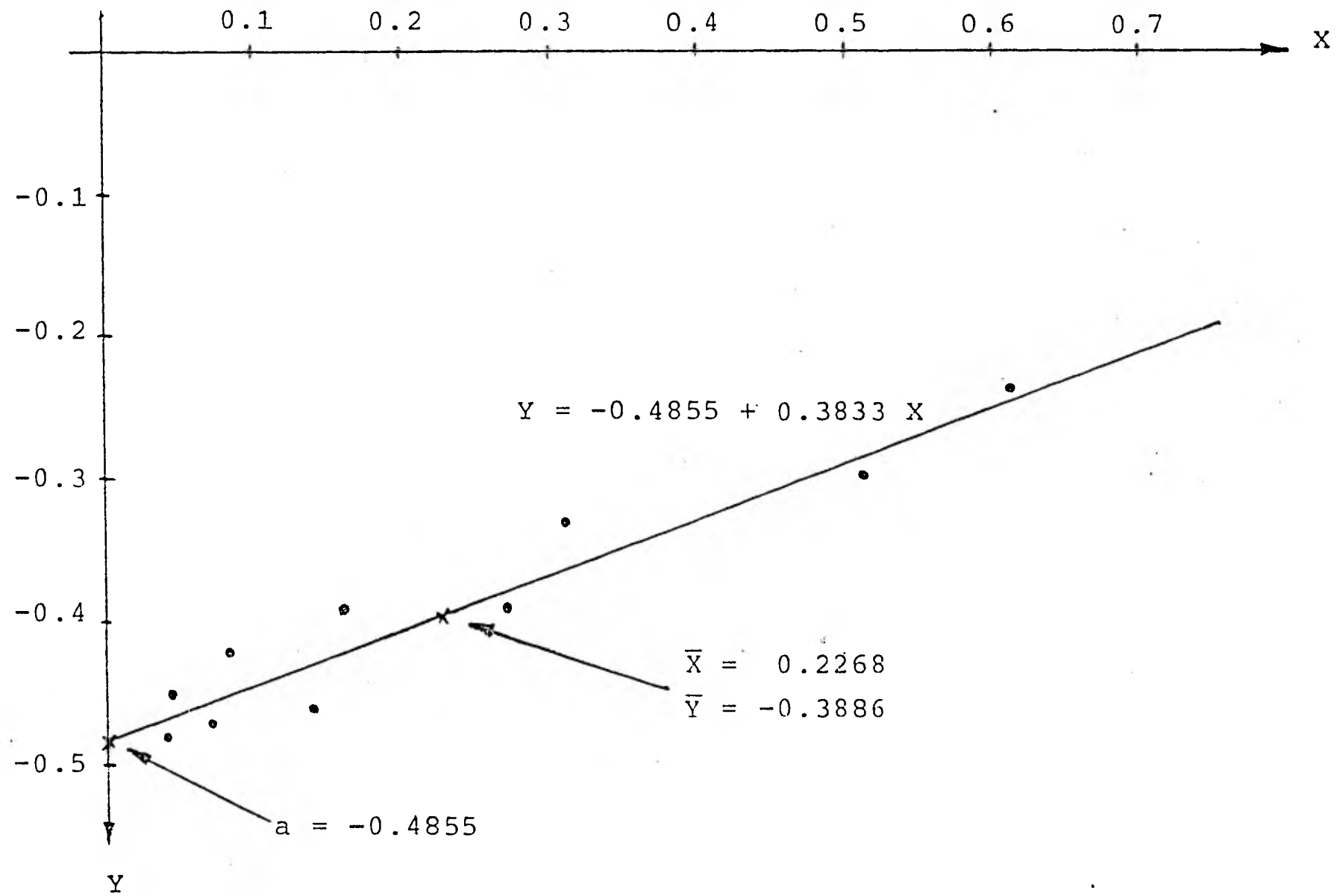


Figura IV.8 Comportamiento gráfico del análisis de puntos de X,Y para el día 19 - noviembre - 1980.

19 - Noviembre -1980			
Hora (TL)	Idn (medida) W/m ²	Idn (calculada) W/m ²	% de error
8:00	678.602	654.225	-3.59
9:00	805.840	790.870	-1.85
10:00	890.665	851.909	-4.35
11:00	901.269	882.539	-2.07
12:00	911.872	895.101	-1.83
13:00	877.942	893.386	1.75
14:00	848.253	876.910	3.37
15:00	810.081	840.456	3.74
16:00	729.497	767.560	5.21
17:00	583.174	589.975	1.16

Tabla .IV.4 Valores de insolación directa normal
medida y calculada para el día
19 de noviembre de 1980

Para que con una probabilidad del 0.95 se encuentren - los valores verdaderos de a y b en esos rangos se obtienen:

$$Ra = -0.4855 \pm 0.0230, (P_a = 0.95/a \in (-0.5085, -0.4625))$$

$$Rb = 0.3833 \pm 0.0768, (P_b = 0.95/b \in (0.3065, 0.4601))$$

Para comprobar lo anterior también en este último caso se realiza la prueba t de la distribución de student y es la siguiente⁽³⁹⁾:

$$t = \frac{b - bh}{S_{yx}/S_x} \sqrt{n - 2} \quad \text{IV.23}$$

Donde en este caso (19-Nov-80) se tiene:

$$\text{Desviación estandar de x} \quad S_x = 0.2036$$

$$\text{Desviación estandar de y} \quad S_y = 0.0811$$

$$n \text{ es el número de puntos} \quad n = 10$$

S_{yx} es la covarianza de Y sobre X, y se calcula de la siguiente forma:

$$S_{yx} = S_y \sqrt{1 - r^2} = 0.0221443 \quad \text{IV.24}$$

Si ensayamos la hipótesis de que $b=0.3833$ sea tan bajo como de 0.3 para una probabilidad del 0.95, entonces aplicando la ecuación IV.23 se tiene:

$$t = \frac{0.3833 - 0.3}{.0221443/0.2036} \sqrt{10 - 2} = 2.166 \quad \text{IV.25}$$

De la tabla E-1 del apéndice E se obtiene que $t_{0.95} = 1.86$ y $t_{0.975} = 2.31$ para $(10-2)=8$ grados de libertad.

Así pues, si tomamos $t_{0.95}=1.86$ y encontramos los rangos de confianza de a y b, se obtiene:

$$Ra = a \pm (t_{0.95}) (se(a))$$

$$Rb = b \pm (t_{0.95}) (se(b))$$

entonces se tiene que el valor verdadero de a y b con una probabilidad del 0.95 se encontrarán en los rangos siguientes:

$$R_a = -0.4855 \pm 0.02139, (P_a = 0.95/a \in (-0.5069, -0.4641))$$

$$R_b = 0.3833 \pm 0.07142, (P_b = 0.95/b \in (0.3118, 0.4547))$$

queda demostrado que tanto para la distribución normal Gaussiana y la distribución de Student, se obtienen aproximadamente los mismos resultados de los rangos de confianza de a y b .

Se nota que las variaciones de a y b son pequeñas en ambas pruebas y por lo tanto la incertidumbre es mucho menor en este caso que en el anteriormente expuesto.

De acuerdo a lo anterior se optó por tomar en cuenta sólo aquellos días en los que se tuviera un cielo totalmente claro y limpio y que al analizarlos por el método de regresión los resultados correspondieran a coeficientes de correlación mayores ó igual a 0.9.

IV.5 Influencia del Vapor de Agua Sobre el Modelo de Allen

Una prueba que se considera interese ante es la determinación de la sensibilidad de los parámetros K_1 y K_2 , en función del vapor de agua condensable (W), contenido en la atmósfera.

Las figuras IV.9 y IV.10 muestran el comportamiento gráfico de los parámetros K_1 y K_2 . En estas figuras se nota que para valores de $0 < W < 5$ cm, los parámetros son muy sensibles a las variaciones de W y para valores de $W > 6$ cm permanecen casi constante. Esto demuestra que la radiación solar directa de incidencia normal I_{dn} , calculada por el modelo de Allen es sensible a los cambios de W de 0 a 5 cm y poco sensible a los valores de $W > 6$ cm.

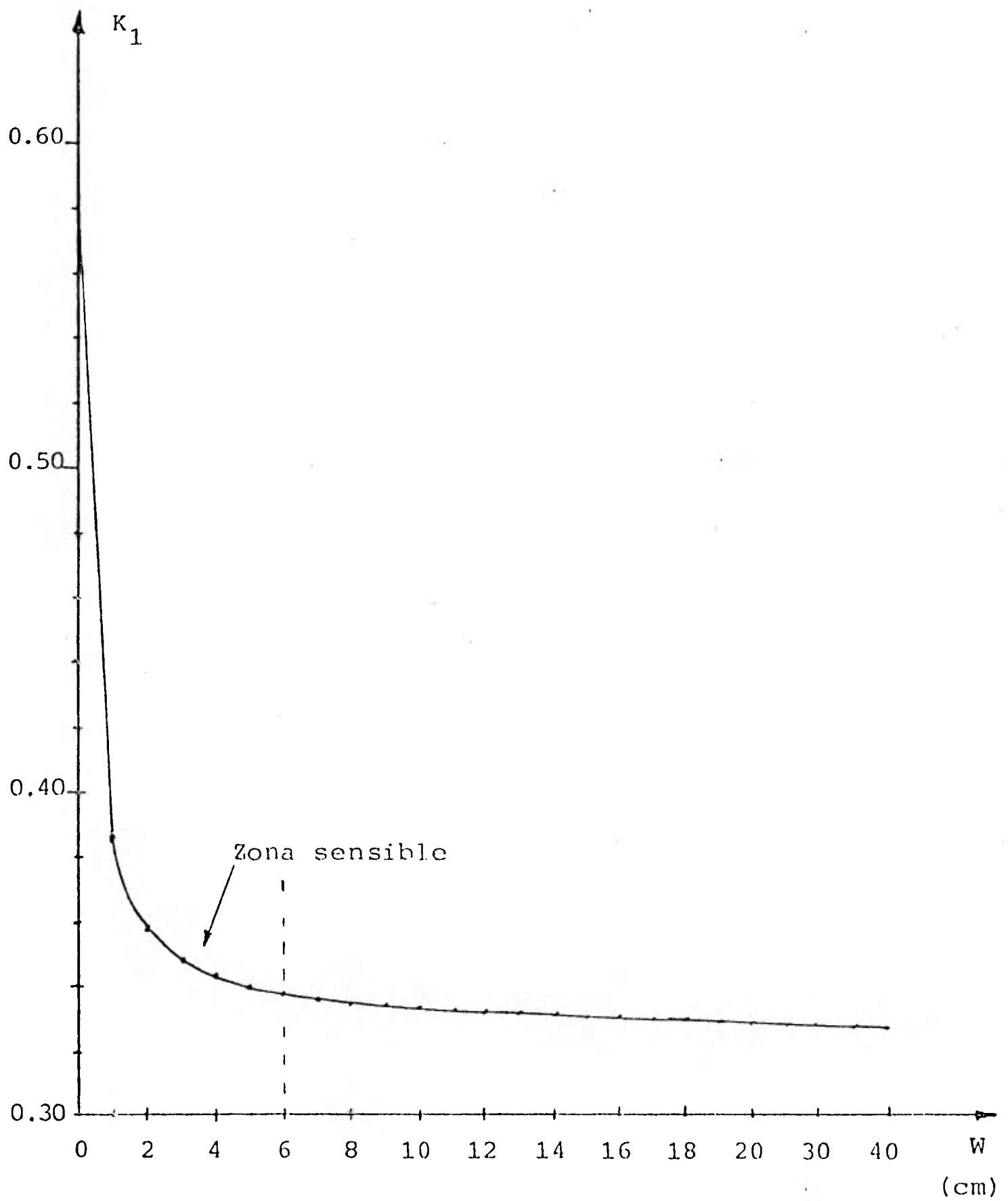


Figura IV.9 Variación del Parámetro K_1 en función de la variación de W .

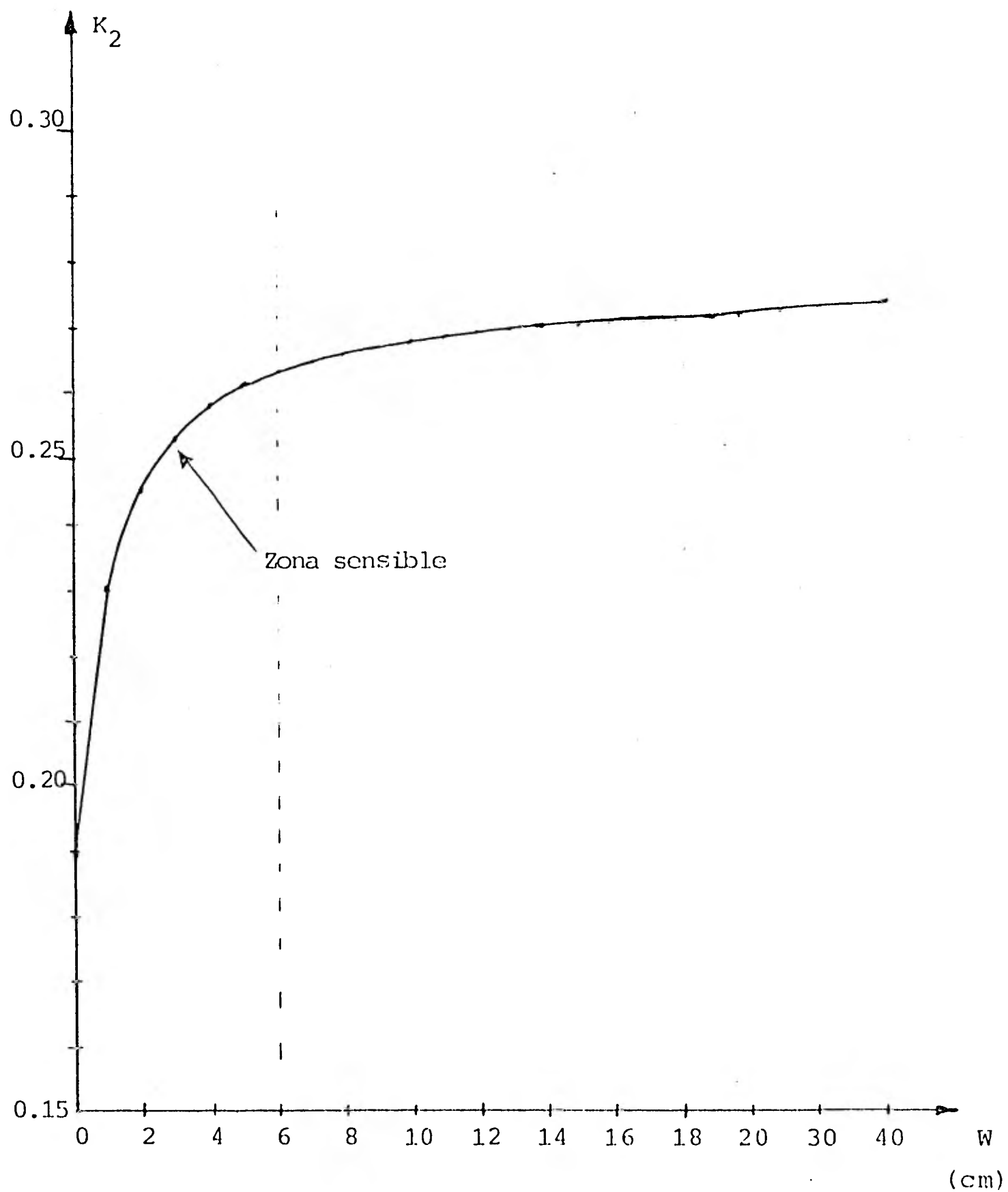


Figura IV.10 Variación del Parámetro K_2 en función de la variación de W .

En el lugar de medición (IIE) los meses de todo el año (desde enero hasta diciembre) corresponden a la zona sensible (ver los valores de W de la tabla IV.1). Es por lo tanto importante el disponer de mediciones precisas de W para mejorar la estimación de radiación solar en este sitio.

IV.6 Promedios Mensuales y Anuales de los Parámetros Estimados

Como se menciona en el párrafo IV.3 el método utilizado es una aproximación lineal simple de la forma $Y = a + b X$ y utilizando el programa y subprograma como lo muestra la figura IV.2 se obtuvieron los valores diarios de K_1 y K_2 reteniéndose sólo los días en que $r > 0.9$ como se muestra en la tabla IV.5. Se nota que son muy pocos los días analizados por mes, sin embargo eran los únicos datos con que se contaba a la fecha.

Sin embargo se describe como proceder para estimar adecuadamente a los parámetros, aplicando el método para los datos de que se dispone.

a). Promedio Mensual

La tabla IV.6 muestra los promedios mensuales obtenidos de la tabla IV.5 con la siguiente fórmula:

$$P_m = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n K_{1,2} (i) \quad \text{IV.26}$$

n = número de puntos por mes

Promediándose también el coeficiente de correlación r . Es de notarse en la tabla IV.6 que los valores promedios de K_1 permanecen casi constantes mientras que los valores promedios de K_2 son casi constantes para los meses de octubre, noviembre, diciembre, enero y febrero y para los meses de julio, agosto y septiembre son bajos. Las variaciones de estos últi

mos meses se debe a la época de lluvias.

b). Promedio Anual

Para obtener el promedio anual de K_1 y K_2 se podrían emplear dos formas:

$$P_{a1} = \frac{1}{N_m} \sum_{j=1}^{N_m} P_m (j) \quad \text{IV.27}$$

$$P_{a2} = \frac{1}{N_d} \sum_{k=1}^{N_d} K_{1,2} (k) \quad \text{IV.28}$$

N_m = número de meses

P_m = promedio mensual de K_1 ó K_2

N_d = número de días

La tabla IV.7 muestra los resultados obtenidos y en esta se nota que los promedios anuales de K_1 y K_2 obtenidos por las dos formas antes mencionadas son semejantes así como su desviación estándar. Nuestra decisión fué tomar los promedios anuales de K_1 y K_2 obtenidos por la segunda forma P_{a2} .

c). Modelo Modificado Retenido.

Con base en los valores de K_1 y K_2 con su desviación estándar obtenidos en promedio anual mostrados por la tabla IV.7, el modelo de Allen original dado por la ecuación IV.1 queda de la forma siguiente:

$$I_{dn} = I_o \left(1 - 0.406694 \left(\frac{W + 0.272}{W + 0.5} \right) \right) \cdot m^{0.32659 \left(\frac{W+1.153}{W+0.788} \right)} \quad \text{IV.29}$$

esta ecuación es la que se retiene inicialmente como la aplicable a las condiciones del lugar de medición (IIE) y deberá actualizarse conforme se aumenten el número de observaciones.

Mes	Día del mes	Año	Parámetros		Coeficiente de correlación r
			K ₁	K ₂	
julio	3	1980	0.421325	0.130930	0.9726
julio	11	1980	0.409780	0.248181	0.9671
agosto	21	1980	0.404020	0.248870	0.9875
agosto	25	1980	0.400841	0.386813	0.9448
septiembre	12	1980	0.471472	0.248240	0.9305
septiembre	19	1980	0.416473	0.130170	0.9801
octubre	2	1980	0.423301	0.325999	0.9216
octubre	6	1980	0.374978	0.351824	0.9858
octubre	9	1980	0.444364	0.350697	0.9985
noviembre	19	1980	0.367484	0.331863	0.9620
noviembre	20	1980	0.346875	0.375986	0.9241
noviembre	26	1980	0.389235	0.321297	0.9844
diciembre	4	1980	0.391357	0.396187	0.9507
diciembre	11	1980	0.428102	0.429717	0.9523
diciembre	19	1980	0.387271	0.391921	0.9448
enero	5	1981	0.479513	0.330551	0.9353
enero	7	1981	0.414246	0.388676	0.9601
enero	14	1981	0.405034	0.350524	0.9144
enero	26	1981	0.301654	0.340691	0.9305
enero	30	1981	0.423426	0.301446	0.9010
febrero	2	1981	0.426553	0.395481	0.9730
febrero	4	1981	0.358470	0.474669	0.9797
febrero	20	1981	0.468207	0.261036	0.9460

Tabla IV.5 Valores diarios de K₁ y K₂, calculados por el programa de simulación.

** Mes	Año	Días analiza dos (con cielo limpio)	Parámetros		Correla- ción r
			K ₁	K ₂	
julio	1980	2	0.415552	0.189555	0.9698
agosto	1980	2	0.402430	0.317841	0.9661
septiembre	1980	2	0.443972	0.189205	0.9553
octubre	1980	3	0.414214	0.342840	0.9686
noviembre	1980	3	0.367864	0.343048	0.9568
diciembre	1980	3	0.402243	0.405941	0.9492
enero	1981	5	0.404774	0.302377	0.9282
febrero	1981	3	0.417743	0.377062	0.9656
merzo	1981	*	-	-	-
abril	1981	*	-	-	-
mayo	1981	*	-	-	-
junio	1981	*	-	-	-

NOTA: ** valores utilizados de W y Pb de la tabla IV.1
* no se cuenta con mediciones de Idn

Tabla IV.6 Promedios mensuales de K₁ y K₂ obtenidos de la tabla IV.5 .

Promedio anual	Número de días ó meses	Parámetros		Correlación r
		K ₁	K ₂	
P _{a1}	8	0.408599 $\sigma_{k_1}=0.021$	0.313483 $\sigma_{k_2}=0.081$	0.957
P _{a2}	23	0.406694 $\sigma_{k_1}=0.041$	0.326598 $\sigma_{k_2}=0.084$	0.954

Tabla IV.7 Promedios anuales de K₁ y K₂ obtenidos de la tabla IV.5 y IV.6 .

IV.7 Recomendaciones para el Mejoramiento de la Predicción del Modelo de Insolación Modificado

Como consecuencia de la experiencia adquirida, las sugerencias que se recomiendan para mejorar aún más el modelo retenido son las siguientes:

- 1). Incrementar el número de datos de radiación solar directa, realizando las mediciones de I_{dn} en tiempos más cortos, cada 10 ó 15 minutos.
- 2). Continuar con estas mediciones por un periodo mínimo de 3 ó 5 años para dar validez estadística a los resultados.
- 3). Hacer mediciones meteorológicas como la presión parcial del vapor de agua (P_w), presión atmosférica (P_b), temperatura (T) y humedad relativa (H_r) en la localidad.
- 4). Incluir en el modelo de Allen la variación de la constante solar diaria I_0 (ver ecuación I:6 del capítulo I) y no el valor promedio anual $I_0 = 1353 \text{ W/m}^2$.

IV.8 Conclusión

El objetivo principal de este capítulo fué el de proporcionar un modelo utilizando el método de regresión lineal simple de la forma $Y=a+bX$ para adaptar los parámetros K_1 y K_2 del modelo original de predicción instantánea de radiación solar directa normal a condiciones locales.

La campaña de mediciones de radiación solar directa normal en nuestras condiciones locales fué de ocho meses y se seleccionaron ciertos días por mes para analizarlos en detalle ecogiéndose principalmente aquéllos con cielo claro y limpio. Se demostró la importancia de realizar otro tipo de

médiciones como son las de humedad relativa y las de temperatura, que dado el caso pueden auxiliar para explicar discrepancias posibles entre la radiación solar directa normal medida y calculada. Se encontró que en nuestro sitio de medición (IIE Cuernavaca Morelos) siempre se tiene un aumento pronunciado de la humedad relativa por las tardes y se cree que esta es la razón a la falta de simetría, respecto al medio día solar en las mediciones como se mencionó en el párrafo IV.4 .

Se demuestra que pese a los pocos datos disponibles de insolación directa normal, los resultados obtenidos son alentadores pues la diferencia entre medición y predicción del modelo fueron incluso menor a $\pm 5\%$ que es el rango de medición del instrumento utilizado (pirheliómetro) .

Por último se elaboró una metodología que puede emplearse para la modificación de los parámetros K_1 y K_2 bajo cualquier condición local. Una validación satisfactoria del modelo estudiado para las condiciones locales del IIE, requiere todavía de un mayor número de mediciones y esta actividad esta desarrollándose actualmente.

C A P I T U L O V

VALIDACION DE LOS MODELOS DE PREDICCIÓN

- V.1 Requerimientos para la Evaluación de los Modelos de Predicción
 - V.1.1 Identificación de la Información
 - V.1.2 Datos de Insolación
 - V.1.3 Datos Meteorológicos
- V.2 Criterios para la Evaluación de un Modelo
- V.3 Validación del Modelo Modificado e Implementado en el IIE
 - V.3.1 Comparación de la Insolación Instantánea Directa de Incidencia Normal Medida y - Calculada
 - V.3.2 Comparación de los Promedios Mensuales de la Insolación Directa de Incidencia Normal Medida y Calculada
- V.4 Recomendaciones para el Uso del Modelo
- V.5 Conclusión

En este capítulo se presentan los requerimientos y criterios con que debe cumplir un modelo de predicción instantánea de la radiación solar (directa, difusa y global) para su validación. Entre mayor sea el número de requerimientos sobre mediciones meteorológicas satisfechos mejor será la validación de los modelos que necesiten de estos datos.

Se presenta la validación del modelo de Allen estudiado en el capítulo anterior, pero los lineamientos generales son aplicables a otros casos.

V.1 Requerimientos para la Validación de los Modelos de Predicción

Hemos dicho con anterioridad que los modelos de predicción de insolación son aplicables a un lugar específico, sin embargo para darle validez a un modelo, es caracterizar cualitativamente y cuantitativamente a las variables meteorológicas y de insolación. La información podemos separarla en tres categorías: Su identificación, los datos de insolación y los datos meteorológicos.

V.1.1 Identificación de la Información

Esta categoría incluye a los factores que intervienen en el cálculo de la insolación de un modelo y algunos de ellos son obtenidos por fórmulas. Esta categoría se integra por:

- El número de estación de medición
- La fecha del año, mes y día
- La hora local
- El número del día del año (juliano)
- La hora solar
- La Latitud

- La longitud de referencia y local
- La altitud sobre el nivel del mar
- El ángulo de elevación
- El ángulo de azimuth
- La declinación solar

V.1.2 Datos de Insolación

En función del tipo de modelo de predicción se requiere de:

- La Radiación extraterrestre (constante solar) en su valor constante (1353 W/m^2) o su valor diario que se conoce mediante la ecuación I.6 del capítulo I.
- Medición de la Radiación solar global o total, captada en una superficie horizontal.
- Medición de la radiación solar difusa, captada en una superficie horizontal.
- Medición de la radiación solar directa con incidencia normal o bien obtenerla, por diferencia entre global y difusa.

V.1.3 Datos Meteorológicos

Los datos meteorológicos necesarios dependen de cada modelo y listamos la mayoría de ellos. En nuestro caso sólo se hace uso del vapor de agua condensable contenido en la atmósfera, de la presión atmosférica y de la humedad relativa.

Las principales variables de este grupo son ⁽⁴⁰⁾ :

- Capa de nieve
- Turbidez atmosférica
- Rango de visibilidad
- Pronóstico del tiempo y obstrucciones (lluvia, bruma, etc)
- Temperatura de bulbo seco y húmedo

- Capa de nubosidad
- Presión atmosférica
- Precipitación pluvial
- Velocidad y dirección del viento
- Humedad relativa
- Porcentaje de claridad del brillo del sol
- Capa de ozono
- Otras variables (como presión parcial del vapor de agua, oxígeno, nitrógeno, dióxido de carbono, etc).

V.2 Criterios para la Evaluación de un Modelo

La adaptación de un modelo de predicción se decide después de un proceso de evaluación que tiene por objeto revisar ciertos criterios. Los criterios típicos usados para este efecto son⁽⁴¹⁾ :

- Precisión del modelo
- Complejidad de utilización
- Costo de explotación que depende entre otras cosas de los datos meteorológicos requeridos
- Disponibilidad de datos poco comunes (contenido de ozono en la atmósfera, etc)
- Aplicabilidad geográfica

V.3 Validación del Modelo Modificado e Implementado en el IIE.

El modelo de Allen modificado analizado en el capítulo IV y dado por la ecuación V.1, es el que se estudiará.

$$I_{dn} = I_o \left(1 - 0.407 \left(\frac{W + 0.272}{W + 0.5} \right)^{0.327} \left(\frac{W + 1.153}{W + 0.788} \right) \right) \quad V.1$$

Este modelo cumple satisfactoriamente con los requeri-

mientos para la validación de un modelo. En la categoría de la identificación de la información, el modelo modificado, cuenta con los datos locales como son; latitud, longitud de referencia y local, y la altitud sobre el nivel del mar,-- con estos datos se calculan los demás factores indicados en esta categoría.

También cumple con los requerimientos de la segunda categoría que son los datos de insolación. Para nuestro interés se requiere de valores medidos de radiación solar directa con incidencia normal, por lo que fueron realizados en el lugar de experimentación y también se midió la radiación solar global en plano horizontal.

Dentro de la tercera categoría que son los datos meteorológicos el modelo modificado sólo requiere del vapor de agua condensable y de la presión atmosférica local, y se dispone de estos datos para su uso.

Posteriormente el modelo se evalúa de acuerdo a los criterios dados por el parrafo V.2 esto es:

- ° La complejidad del modelo modificado a utilizar es mínima
- ° Se cuenta con los datos meteorológicos requeridos por el modelo y su costo también es mínimo.
- ° Su aplicabilidad geográfica es para un cielo limpio y claro y se está utilizando bajo este criterio.
- ° Finalmente su precisión se mencionará al final de este capítulo, pues se presenta en forma detallada, el estudio de la precisión de la predicción de este modelo.

Se hace uso de un programa de computadora para la predicción de valores instantáneos de Idn. El programa está concebido en lenguaje Fortran IV y fué implementado en una microcomputadora CROMEMCO que pertenece al Departamento de Fuentes no Convencionales de Energía del IIE. La figura V.1 muestra el diagrama de bloque del programa utilizado y en el apéndice F se muestra el listado de este programa.

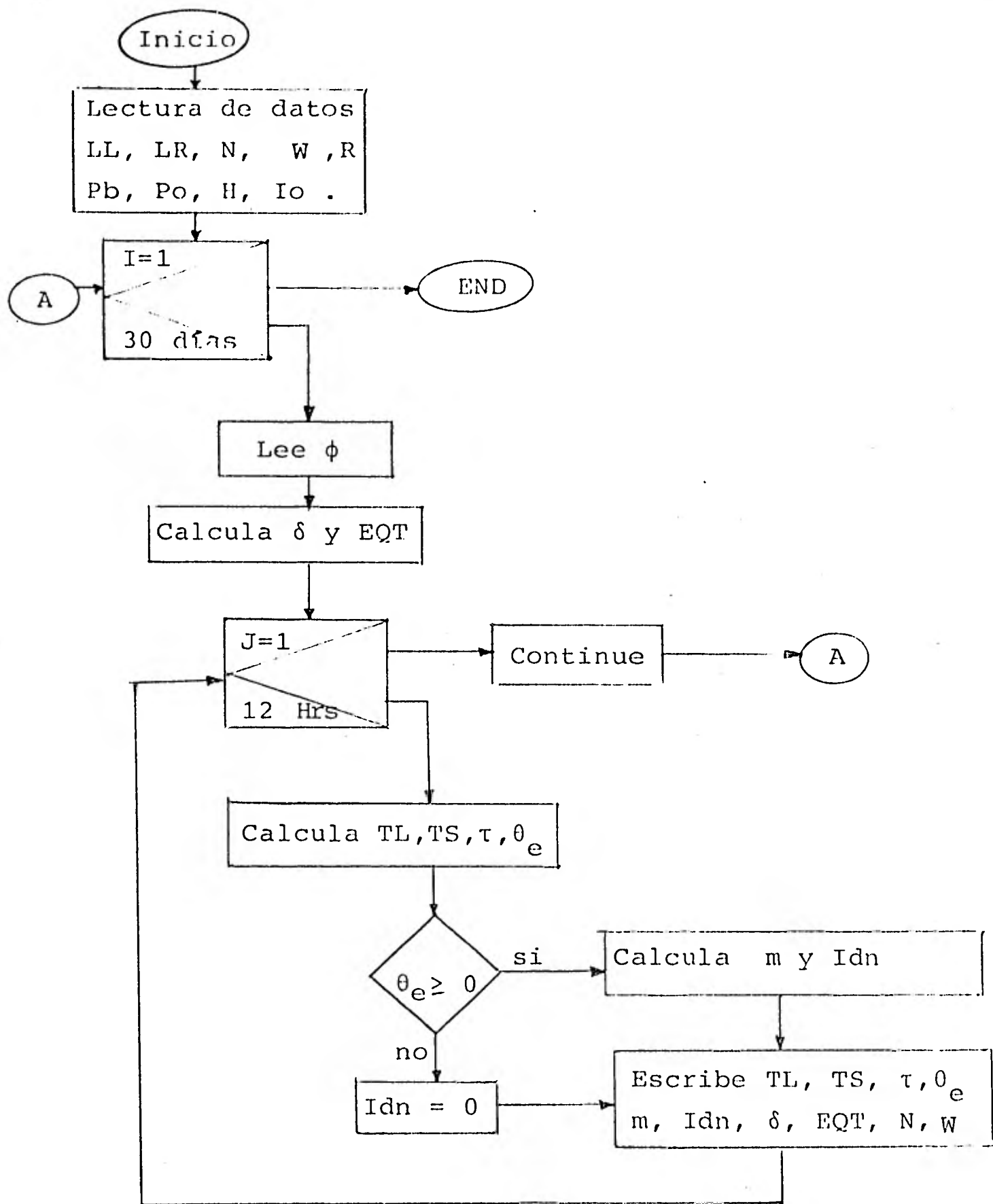


Figura V.1 Diagrama de bloques del algoritmo usado para el cálculo de los valores instantáneos de I_{dn} (ver lista de símbolos).

V.3.1 Comparación de la Insolación Instantánea Directa de Incidencia Normal Medida y Calculada

Se recuerda que algunas de las mediciones de insolación directa normal en el lugar de interés (ver párrafo IV.2.2 del capítulo IV) fueron tomadas cada hora del día a partir de una hora después de que salió el sol hasta el medio día en tiempo local y otras hasta su ocaso, realizando estas mediciones durante el período de 1980 - 1981 .

Las tablas V.1 a la V.4 muestran un día de cada mes - los valores de Idn instantáneos que fueron medidos hasta - el medio día, comparándolos con los valores de Idn calculados por la ecuación V.1 .

El comportamiento gráfico de cada uno de estos días es mostrado por las figuras V.2 a la V.5 .

De igual forma las tablas V.5 a la V.8 muestran un día de cada mes los valores de Idn instantáneos que fueron medidos durante algunos meses hasta su ocaso (todo el día) comparándolos con los valores de Idn calculados por la ecuación V.1 y el comportamiento gráfico de estos días se muestran en las figuras V.6 a la V.9 .

En todas las figuras (de la V.2 a la V.9) se indica con una línea continua el comportamiento gráfico de los valores de Idn medidos, y con una línea punteada los valores de Idn calculados. Tanto los valores medidos como los calculados se encuentran en tiempo local (TL) pero se presenta también la hora solar (TS) para observar la simetría de las curvas.

En cada una de las tablas mencionadas anteriormente - (de la V.1 a la V.8) se muestra el porcentaje de error instantáneo entre medición y predicción de Idn, así como el error promedio máximo y filtrado por día.

Es de mencionar que de las curvas de Idn medida o calculada dadas en sus valores instantáneos por las figuras, - se puede sacar la energía (área bajo la curva), este - -

procedimiento aquí no se menciona y únicamente nos ubicaremos a sacar la densidad de potencia W/m^2 . En estas figuras de la V.2 a la V.9, se muestra un día de cada mes.

El error instantáneo es obtenido de la siguiente forma:

$$\epsilon_i = \left(\frac{Idn \text{ (calculada)}}{Idn \text{ (medida)}} - 1 \right) \times 100 \quad \% \quad V.2$$

El error promedio máximo por día se obtiene con la fórmula siguiente:

$$\epsilon_{\text{max día}} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \epsilon_i \quad V.3$$

El error promedio filtrado por día se obtiene con la misma ecuación anterior, pero eliminando los errores instantáneos que sobrepasan a un $\pm 10\%$ y son marcados con un *, esto es por considerar que se tuvo un error de medición debido a perturbaciones en la alta atmósfera, afectando la medición en el momento de realizarse.

En las tablas se nota que el porcentaje de error promedio máximo encontrado por día es de -4.87% y $+9.92\%$ y los errores promedios filtrados son del -0.035% . Es de notarse también que se encuentran errores instantáneos entre calculado y medido hasta de un -0.23% lo cual ya justifica que el modelo modificado y retenido es bueno. Para los días en los que muestran las curvas completas de Idn medidos, se observa una fuente de atenuación después del medio día. Esta discrepancia se debe a la influencia de la humedad relativa sobre los valores de Idn medidos.

NOTA: Las denotaciones # y & utilizadas en las tablas de la V.1 a la V.8 indican lo siguiente:

- # No se cuenta con mediciones de Radiación Solar Directa Idn
- & Se eliminan los valores marcados con *

9 - julio - 1980			N=185
TL (Hora)	Idn (medida) W/m ²	Idn (calculada) W/m ²	% de error ε
7:00	#	502.431	-
8:00	735.85	704.878	-1.20
9:00	829.16	791.561	-4.53
10:00	850.37	838.707	-1.37
11:00	890.66	865.246	-2.85
12:00	850.37	878.117	+3.26
13:00	848.25	879.983	+3.74
14:00	#	871.167	-
15:00	#	849.948	-
16:00	#	811.331	-
17:00	#	742.366	-
18:00	#	599.853	-
% de error promedio máximo			-0.99 %
% de error promedio filtrado&			-0.99 %

Tabla V.1 Valores de Insolación Directa Normal medidos y calculados para un día del mes de julio.

21 - agosto - 1980			N=234
TL (Hora)	Idn (medida) W/m ²	Idn (calculada) W/m ²	% de error ε
7:00	#	398.594	-
8:00	721.015	680.229	-5.65
9:00	816.443	782.060	-4.21
10:00	848.253	834.556	-1.61
11:00	858.856	863.399	+0.52
12:00	869.459	877.176	+0.88
13:00	#	879.097	-
14:00	#	869.521	-
15:00	#	846.380	-
16:00	#	803.478	-
17:00	#	723.631	-
18:00	#	539.493	-
% de error promedio máximo			-2.014 %
% de error promedio filtrado&			-2.014 %

Tabla V.2 Valores de Insolación Directa Normal medidos y calculados para un día del mes de agosto.

19 - septiembre - 1980			N=263
TL (Hora)	Idn (medida) W/m ²	Idn (calculada) W/m ²	% de error ε
7:00	#	335.397	-
8:00	763.427	661.224	-13.38 *
9:00	805.840	769.045	- 4.56
10:00	831.288	822.962	- 1.00
11:00	827.046	851.762	+ 2.98
12:00	844.011	864.654	+ 2.44
13:00	#	864.858	
14:00	#	852.387	-
15:00	#	824.201	-
16:00	#	771.343	-
17:00	#	666.219	-
18:00	#	356.914	-
% de error promedio máximo			-4.87 %
% de error promedio filtrado&			-0.035 %

Tabla V.3 Valores de Insolación Directa Normal medidos y calculados para un día del mes de septiembre.

2 - octubre - 1980			N=276
TL (Hora)	Idn (medida) W/m ²	Idn (calculada) W/m ²	% de error ε
7:00	#	304.642	-
8:00	636.190	658.538	+3.51
9:00	721.015	770.203	+6.82
10:00	827.046	825.106	-0.23
11:00	869.459	853.967	-1.78
12:00	805.840	866.408	+7.51
13:00	#	865.640	-
14:00	#	851.481	-
15:00	#	820.206	-
16:00	#	760.884	-
17:00	#	637.294	-
18:00	#	191.004	-
% de error promedio máximo			+3.16 %
% de error promedio filtrado&			+3.16 %

Tabla V.4 Valores de Insolación Directa Normal medidos y calculados para un día del mes de octubre.

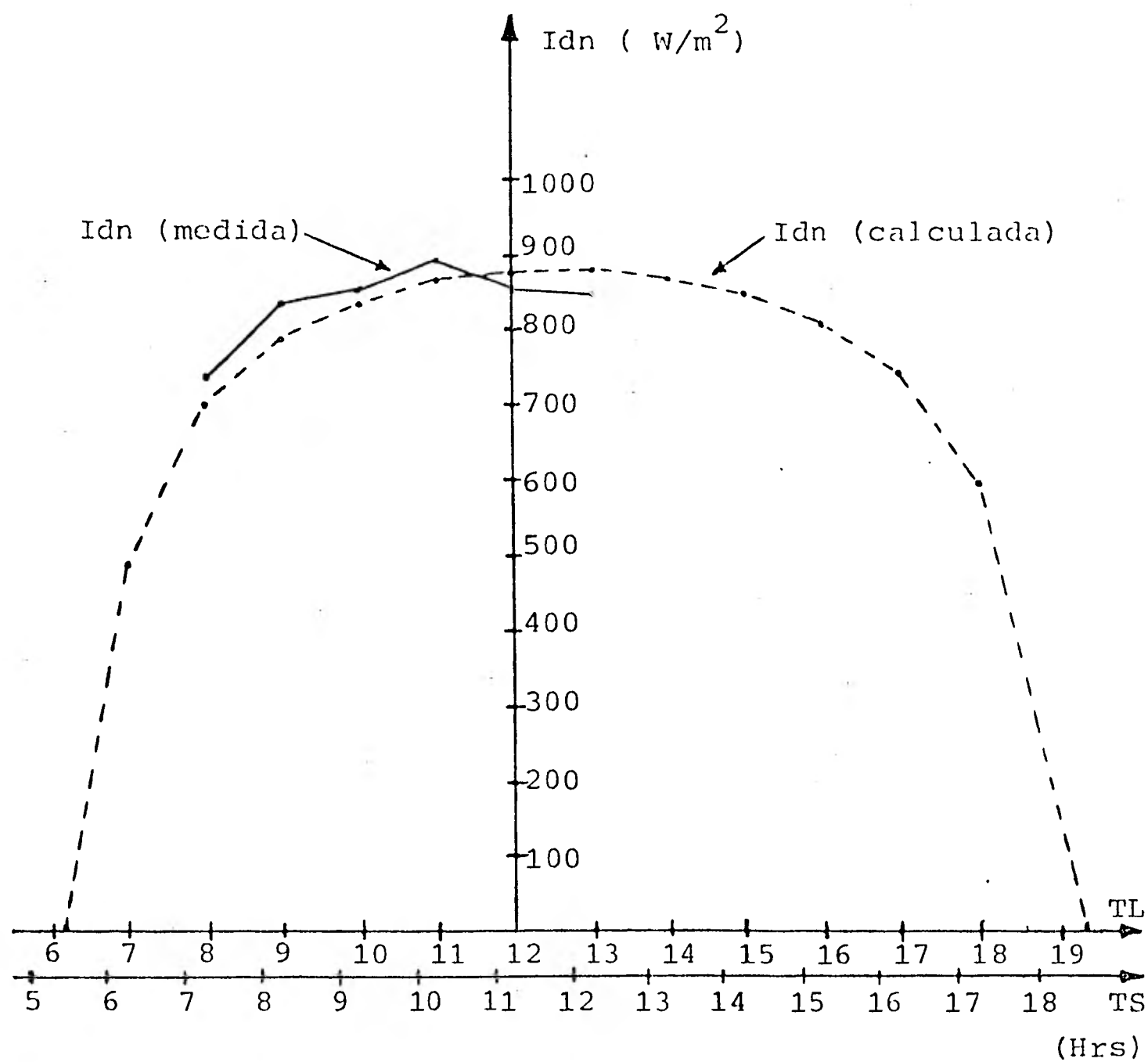


Figura V.2 Comportamiento gráfico de la Insolación directa normal medida y calculada en el día 9 de julio de 1980 .

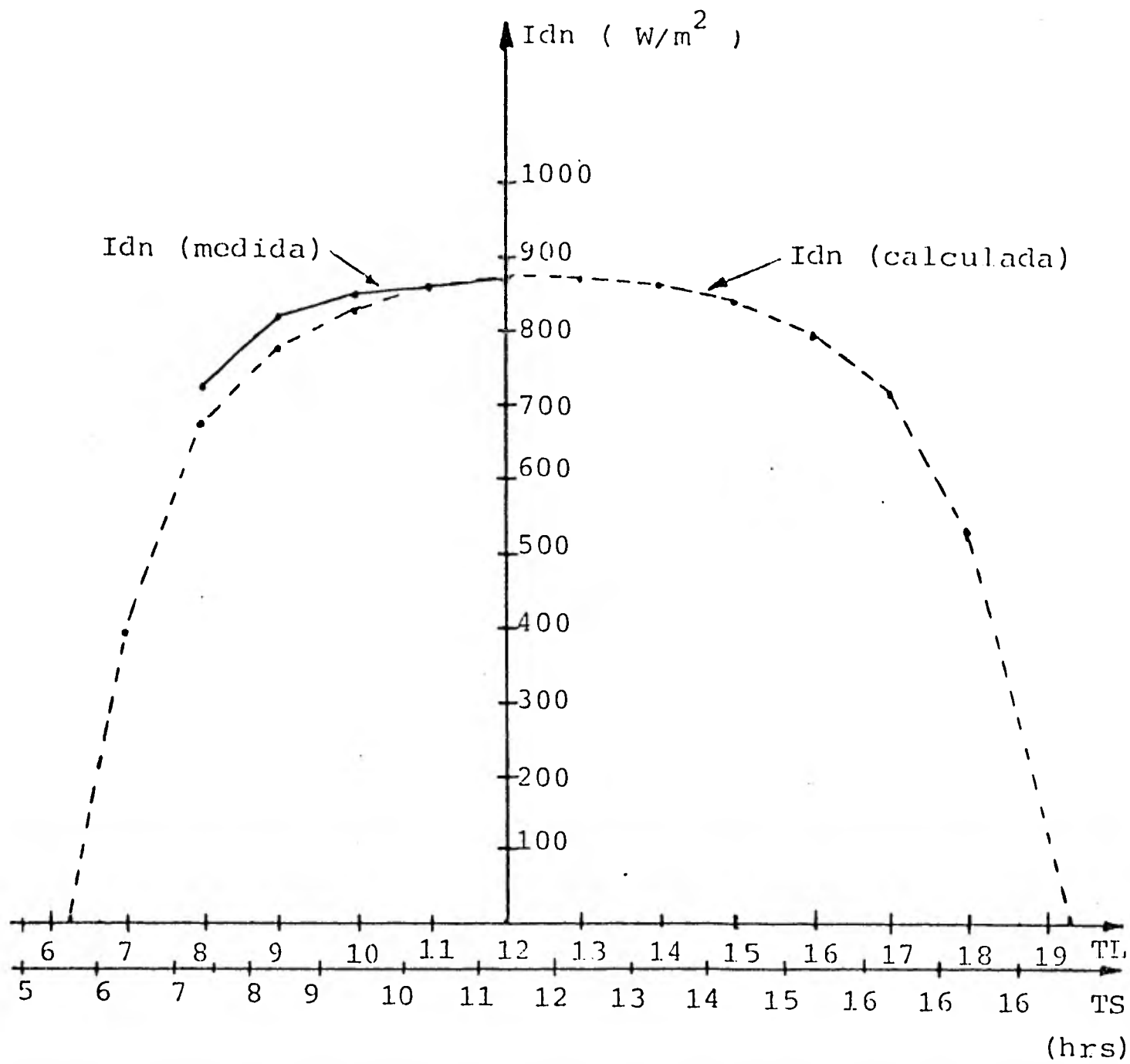


Figura V.3 Comportamiento gráfico de la Insolación directa normal medida y calculada en el día 21 de agosto de 1980.

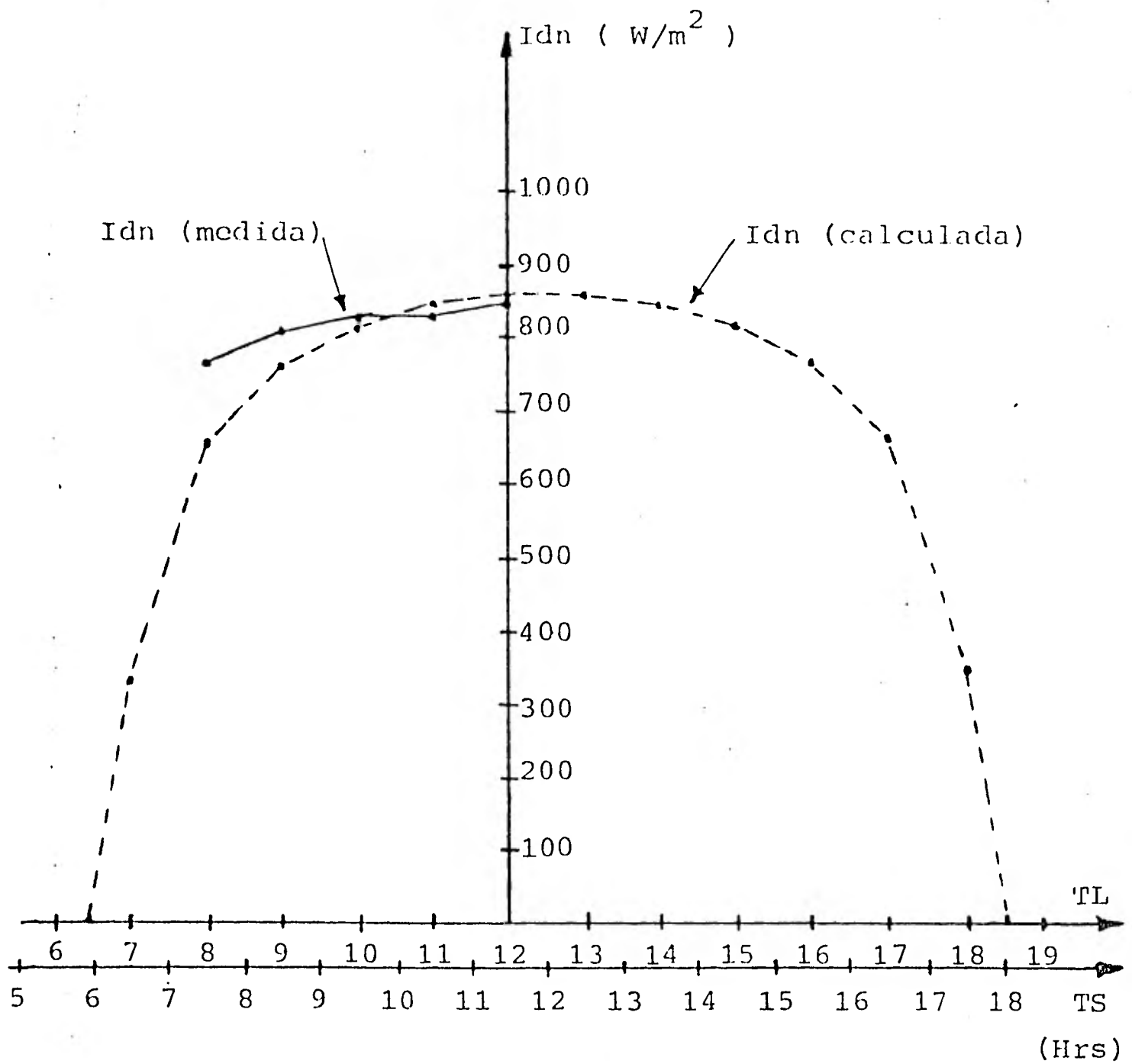


Figura V.4 Comportamiento gráfico de la insolación directa normal medida y calculada en el día 19 de septiembre de 1980.

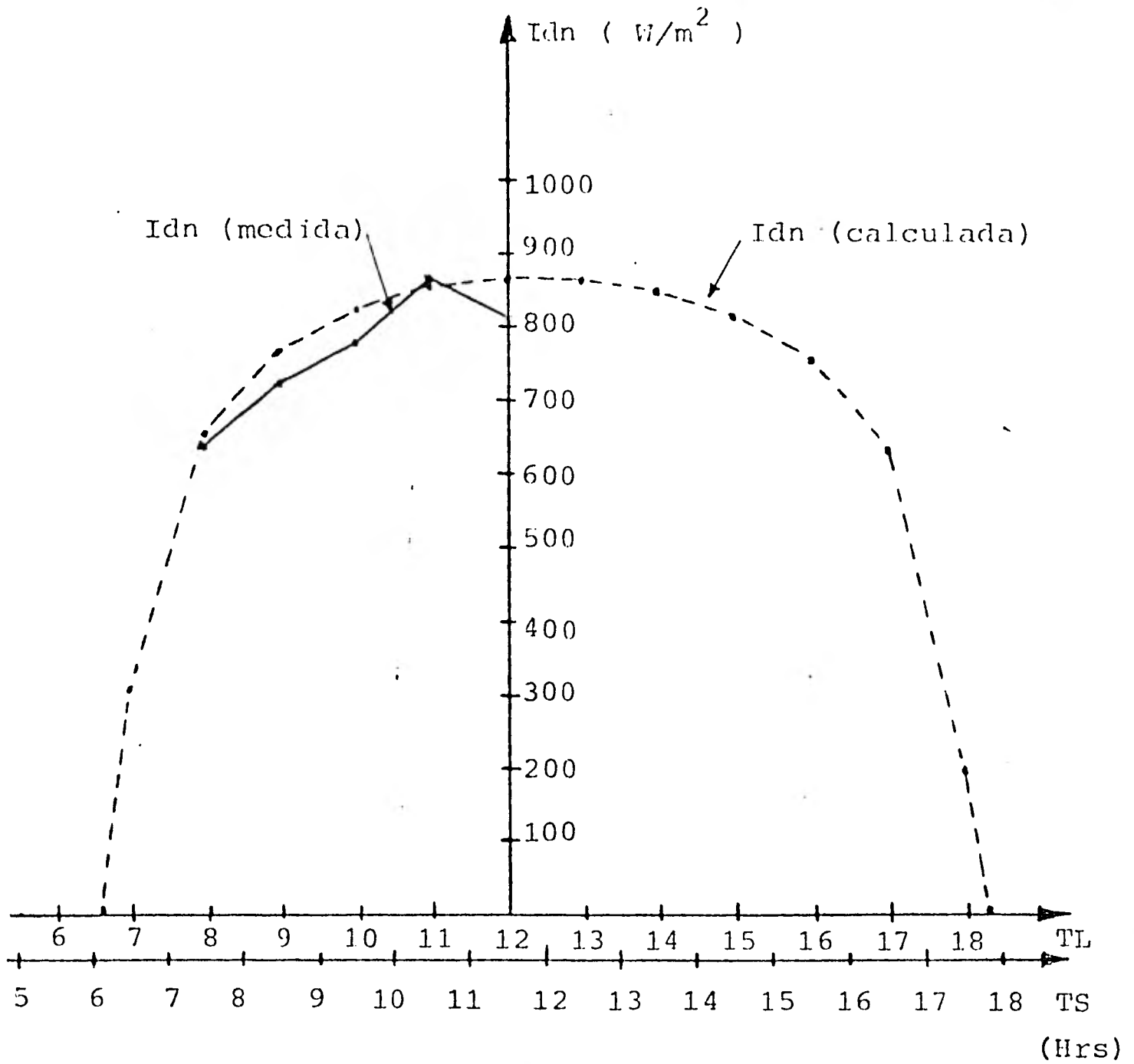


Figura V.5 Comportamiento gráfico de la insolación directa normal medida v calculada en el día 2 de octubre de 1980 .

26 - noviembre - 1980			N=331
TL (Hora)	Idn (medida) W/m ²	Idn (calculada) W/m ²	% de error ε
7:00	#	-	-
8:00	587.415	564.882	- 3.83
9:00	790.996	723.498	- 8.53
10:00	797.358	793.069	- 0.53
11:00	835.529	827.878	- 0.91
12:00	858.856	842.362	- 1.92
13:00	880.062	840.940	- 4.44
14:00	848.253	823.233	- 2.94
15:00	805.840	783.588	- 2.76
16:00	746.840	704.125	- 5.71
17:00	551.364	510.677	- 7.37
18:00	#	-	-
% de error promedio máximo			- 3.90 %
% de error promedio filtrado ^{&}			- 3.90 %

Tabla V.5 Valores de Insolación Directa Normal medidos y calculados para un día del mes de noviembre.

19 - diciembre - 1980			N=354
TL (Hora)	Idn (medida) W/m ²	Idn (calculada) W/m ²	% de error ε
7:00	#	-	-
8:00	534.399	493.904	- 7.57
9:00	727.377	693.278	- 4.68
10:00	810.081	774.232	- 4.42
11:00	860.977	814.358	- 5.41
12:00	873.700	832.085	- 4.76
13:00	848.253	833.106	- 1.78
14:00	827.046	817.745	- 1.12
15:00	733.739	781.165	+ 6.46
16:00	644.672	707.586	+ 9.75 *
17:00	398.679	535.198	+34.24 *
18:00	#	-	-
% de error promedio máximo			+ 2.071 %
% de error promedio filtrado ^{&}			- 1.50 %

Tabla V.6 Valores de Insolación Directa Normal medidos y calculados para un día del mes de diciembre.

7 - enero - 1981			N=7
TL (Hora)	Idn (medida) W/m ²	Idn (calculada) W/m ²	% de error ε
7:00	#	-	-
8:00	286.285	451.679	+57.67 *
9:00	564.088	681.950	+20.89 *
10:00	687.085	770.438	+12.13 *
11:00	778.272	814.132	+ 4.60
12:00	801.599	834.302	+ 4.07
13:00	837.650	837.604	- 0.55
14:00	827.046	824.991	- 0.24
15:00	812.202	792.640	- 2.40
16:00	704.050	727.637	+ 3.35
17:00	587.415	583.360	- 0.69
18:00	#	-	-
% de error promedio máximo			+9.92 %
% de error promedio filtrado ^{&}			+1.21 %

Tabla V.7 Valores de Insolación Directa Normal medidos y calculados para un día del mes de enero.

4 - febrero - 1981			N=35
TL (Hora)	Idn (medida) W/m ²	Idn (calculada) W/m ²	% de error ε
7:00	#	-	-
8:00	381.714	473.004	+23.91 *
9:00	695.567	697.584	+ 0.28
10:00	776.151	784.928	+ 1.13
11:00	928.837	828.712	-10.77 *
12:00	907.630	849.763	- 6.37
13:00	894.907	854.807	- 4.48
14:00	886.424	845.180	- 4.65
15:00	871.508	818.236	- 6.11
16:00	810.081	764.502	- 5.62
17:00	576.818	653.147	+13.23 *
18:00	#	298.963	-
% de error promedio máximo			+0.055 %
% de error promedio filtrado ^{&}			-3.68 %

Tabla V.8 Valores de Insolación Directa Normal medidos y calculados para un día del mes de febrero.

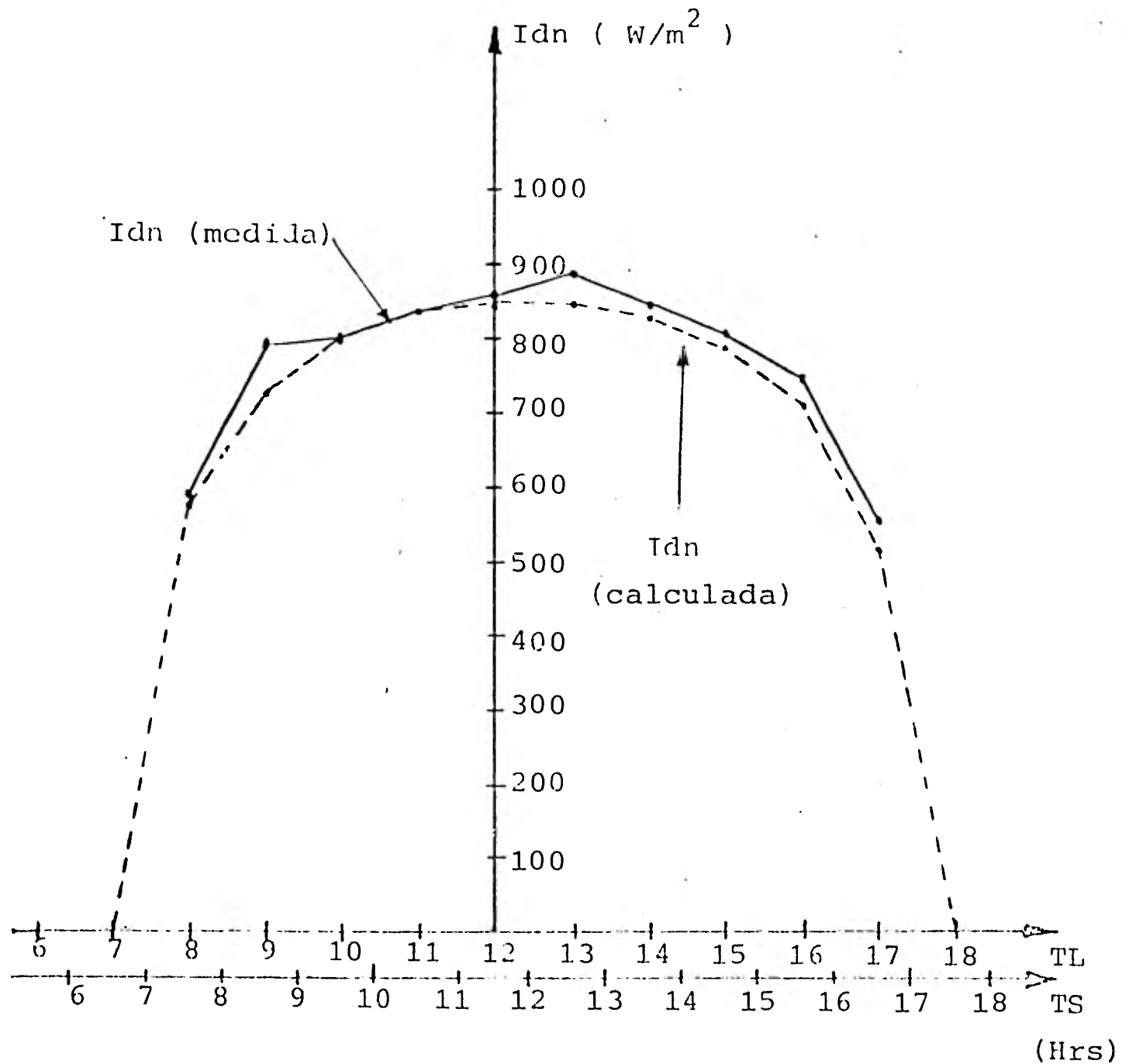


Figura V.6 Comportamiento gráfico de la Insolación directa normal medida y calculada en el día 26 de noviembre de 1980 .

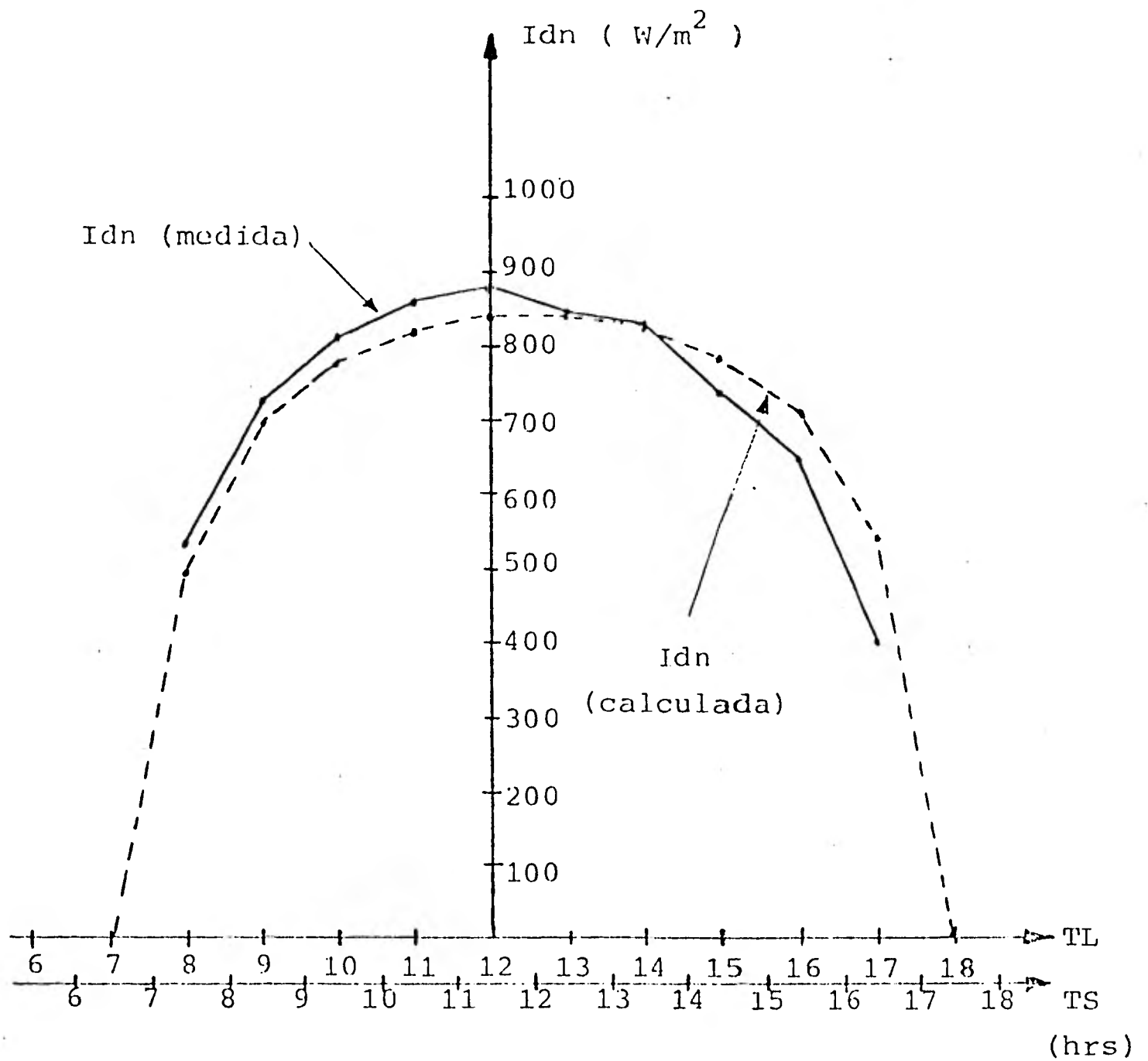


Figura V.7 Comportamiento gráfico de la Insolación directa normal medida y calculada en el día 19 de diciembre de 1980.

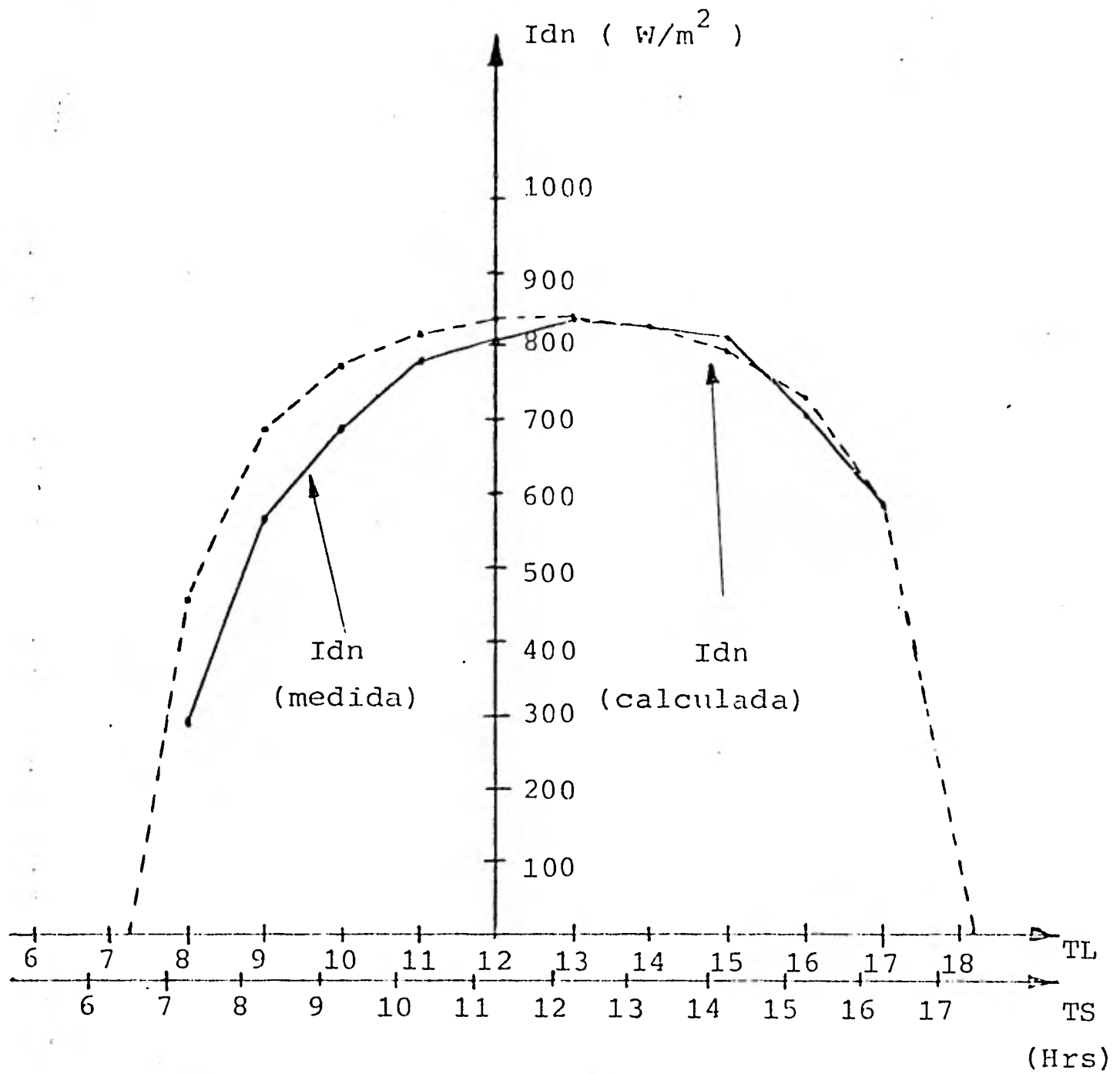


Figura V.8 Comportamiento gráfico de la Insolación directa normal medida y calculada en el día 7 de enero de 1981 .

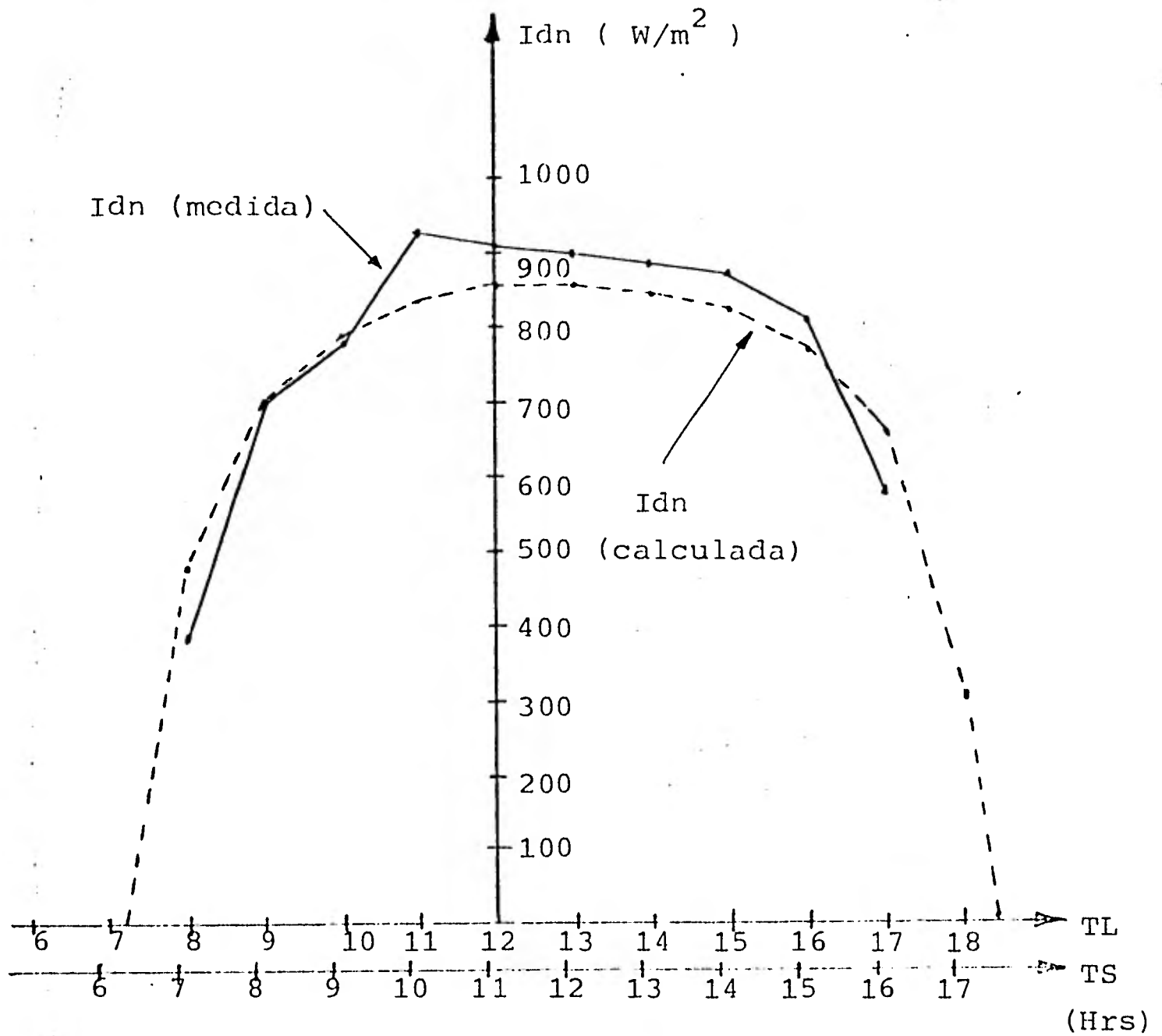


Figura V.9 Comportamiento gráfico de la Insolación directa normal medida y calculada en el día 4 de febrero de 1981 .

V.3.2 Comparación de los Promedios Mensuales de la Insolación Directa de Incidencia Normal Medida y Calculada

Es de importancia también obtener la cantidad de insolación directa normal que se tiene en promedio mensual y anual de las mediciones y predicciones. La tabla V.9, muestra los promedios mensuales de Idn medidos y calculados y el porcentaje de error promedio mensual y anual. El promedio mensual de Idn medido y calculado se obtuvo aplicando la fórmula siguiente:

$$Idn_{(mes)} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Idn_{(día)} \quad V.4$$

Donde $Idn_{(día)}$ es el promedio diario de la insolación directa de incidencia normal de los días despejados de cada mes.

El promedio anual de Idn, se obtuvo aplicando la misma ecuación anterior sumando la Idn de cada mes y dividida entre el número de meses.

El error promedio mensual y anual se obtuvo aplicando las ecuaciones V.2 y V.3 y la desviación estándar del error promedio anual es obtenida por la fórmula siguiente:

$$\sigma_{\epsilon} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\epsilon_i - \epsilon_{medio})^2} \quad V.5$$

La figura V.10 muestra el comportamiento gráfico de los valores promedios mensuales de Idn, en esta figura se nota que se tiene errores promedios mensuales del orden del $\pm 5\%$.

El error promedio anual obtenido es del $+1.366\%$ con una desviación del error de $\pm 3.54\%$, puesto que el aparato de me

Mes año y Días despejados	Promedio Mensual	Promedio Mensual	% de error
	Idn (medida) W/m ²	Idn (calculada) W/m ²	ε
Julio -1980 (6)	808.189	819.537	+ 1.40
Agosto -1980 (2)	813.686	807.081	- 0.81
Septiembre-1980 (2)	768.728	795.255	+ 3.45
Octubre -1980 (3)	778.862	792.479	+ 1.74
Noviembre -1980 (3)	796.579	745.198	- 6.45
Diciembre -1980 (3)	696.698	730.460	+ 4.84
Enero -1981 (6)	729.214	737.646	+ 1.15
Febrero -1981 (4)	723.097	763.691	+ 5.61
Marzo -1981	#	-	-
Abril -1981	#	-	-
Mayo -1981	#	-	-
Junio -1981	#	-	-
Promedio Anual	764.382	773.718	+ 1.366 %

Tabla V.9 Promedios mensuales y anuales de Idn medidos y calculados en el lugar de experimentación (IIE) .

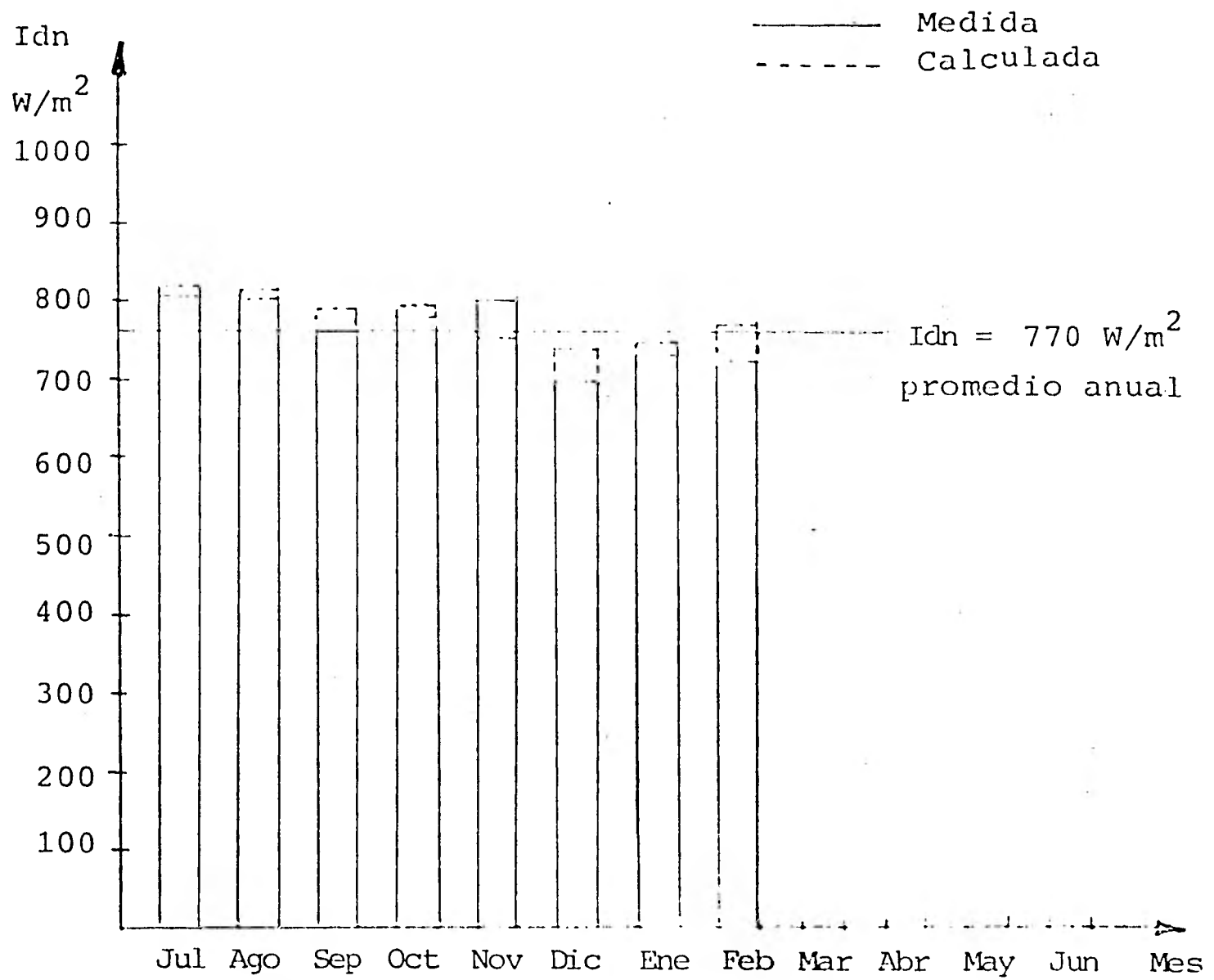


Figura V.10 Comportamiento gráfico de los promedios mensuales y anual de la Insolación Directa normal obtenidos en el lugar de experimentación (IIE) .

dición tiene una precisión especificada del $\pm 5\%$ por el fabricante. Los resultados obtenidos son muy alentadores pues el error obtenido está dentro de este criterio y sería mucho más factible con más datos de Idn en el año. En la tabla IV.1 mostrada en el capítulo IV, se nota que para los meses del año (de enero a diciembre) los valores del vapor de agua condensable W, son bajos, menores a 2.4 cm lo cual corrobora que el modelo es insensible a valores pequeños de W, como se dijo en el capítulo IV párrafo IV.5.

Finalmente es de notar también que podemos esperar una insolación directa de incidencia normal mayor que 764.382 W/m^2 en promedio anual en el lugar de experimentación.

V.4 Recomendaciones para el Uso del Modelo

Al utilizar el modelo, es necesario tomar en cuenta que:

- 1) Sirve para predecir la radiación solar directa de incidencia normal para un cielo totalmente claro y condiciones climatológicas y geográficas similares al sitio de experimentación.
- 2) Para cualquier lugar que no cumpla con lo anterior será necesario aplicar la metodología para el ajuste de parámetros.
- 3) Es preferible utilizar valores de W y Pb precisos debido a las variaciones del microclima.
- 4) En caso de demasiada divergencia entre predicción y medición, es importante realizar otras mediciones como por ejemplo, turbidez atmosférica y humedad relativa; tal que pueda verificarse si se tienen días claros

V.5 Conclusión

En el presente capítulo se mencionaron algunos de los criterios y requerimientos con que debe cumplir un modelo de predicción.

Se mostraron los porcentajes de error instantáneo, promedios diarios, mensuales y anuales que existen entre medición y predicción del modelo modificado. Se observa que los resultados obtenidos son bastante alentadores y satisfactorios pues el error máximo obtenido en promedio anual es de 1.366% con una desviación estándar de $\pm 3.54\%$.

La precisión del instrumento de medición (pirheliómetro) especificado por el fabricante es de $\pm 5\%$, lo cual indica que nuestros resultados están dentro de este criterio.

Sin embargo, la estadística mejoraría aún más si se tuviera un mayor número de datos de Idn, medidos en el lugar de experimentación.

CONCLUSIONES

En el presente trabajo se hizo el análisis de algunos modelos matemáticos de predicción instantánea de Radiación Solar Directa, Difusa y Global, con el fin de conocer la complejidad matemática, los parámetros que intervienen y sus requerimientos en cuanto a mediciones tanto para el uso del modelo como para lograr estimar los parámetros del mismo.

De lo anterior se dedujo que es necesario realizar mediciones de variables meteorológicas y de insolación, pues algunas de estas variables son utilizadas por los modelos y las mediciones de insolación sirven para modificar algunos parámetros usados por los modelos y para comparar los valores de insolación medidos y calculados. Al mostrar estas necesidades de medición con el presente trabajo, se logró motivar la adquisición de una estación meteorológica automática (climatronics). Sin embargo en el período de 1980-1981 se realizó solamente una serie de mediciones en el IIE y que incluyó algunas mediciones meteorológicas como temperatura y humedad relativa y algunas mediciones de insolación, como radiación solar directa de incidencia normal y radiación solar global en plano horizontal, pues la estación automática no se recibió sino hasta fines de 1981. Una vez realizado el análisis de los modelos, se optó por seleccionar uno de predicción instantánea de radiación solar directa de incidencia normal pues las investigaciones sobre plantas helioeléctricas que se realizan en el IIE, requerían de un modelo de este tipo, sobre todo para efectuar simulaciones.

Se seleccionó el modelo de Allen por su facilidad de implementación y porque utiliza variables meteorológicas que pueden ser fácilmente medibles: presión atmosférica local y vapor de agua condensable W , o bien pueden estimarse a partir de datos publicados por los servicios meteo-

rológicos del país. Además es un modelo que ya fué utilizado en el análisis por simulación numérica de la planta helioeléctrica piloto de receptor central construyéndose en Barstow California.

Por otro lado los costos asociados a la utilización del modelo son mínimos.

Al modelo escogido (Allen), se le modificaron algunos de sus parámetros para su adaptación en nuestras condiciones locales utilizando una metodología de regresión lineal simple y se realizaron algunas pruebas estadísticas para la validación.

Es importante mencionar que esta metodología puede utilizarse para la adaptación de parámetros de cualquier modelo de insolación, siempre y cuando se pueda obtener una forma lineal del mismo.

La implementación de la metodología fué realizada en una computadora digital VAX y en otra microcomputadora CROMEMCO que se encuentran en el IIE.

Los resultados obtenidos por el modelo modificado ya validado, son bastante satisfactorios y alentadores pese a los pocos datos de insolación directa normal disponibles, pues se obtuvo un error promedio anual del $+1.366\%$ con una desviación estándar del $\pm 3.54\%$.

Además la precisión del pirheliómetro con que se realizaron las mediciones de insolación es de $\pm 5\%$ lo cual indica que nuestros resultados al estar dentro de este rango no son imprecisos, pues difícilmente un modelo podrá predecir mejor que la precisión del instrumento.

De los problemas que se encontraron para el análisis del modelo antes mencionado, podemos resaltar los siguientes:

- 1) Se dispone de pocos datos de radiación solar en el tiempo y además algunos corresponden a días completos tomándolos cada hora y otros solamente a medios días.
- 2) Se tuvieron algunas fallas en los instrumentos de medición de Radiación Solar disponibles, lo cual implica que hubo períodos donde no se realizaron estas mediciones.

Para mejorar aún más el modelo retenido, se pueden dar las siguientes recomendaciones:

- Obtener datos de insolación directa en todo el año y por varios años, tal que la validación estadística sea más confiable.
- Efectuar mediciones precisas de presión atmosférica local, Presión parcial del vapor de agua y del vapor de agua condensable.
- Continuar con otras mediciones que pueden ser de utilidad al analizar modelos como por ejemplo: temperatura y humedad relativa.

El conocimiento del recurso solar local es determinante para el dimensionamiento de los diferentes sistemas solares y existen dos alternativas posibles:

- 1) Efectuar mediciones de insolación durante un tiempo razonable, mínimo de un año a tres años.
- 2) Predecir los valores de insolación con modelos matemáticos.

Puede ser mejor la primera alternativa, sin embargo; el tiempo necesario la hace inoperante. La segunda alternativa permite efectuar rápidamente los cálculos, y con datos suficientes de por ejemplo variables meteorológicas es posible predecir con precisiones adecuadas los valores de la radiación solar. Estas características motivaron el interés por conocer la radiación solar cuantitativamente a través de modelos en países en donde no se cuenta con suficiente historial

en mediciones de insolación como es el caso de México.

El tiempo con que se realizó este trabajo no permitió abordar el estudio de otros modelos bajo nuestras condiciones locales y es importante que se continúen estos trabajos.

De esta forma se contará con una base de comparación - entre varios modelos y se podrá definir con mejores argumentos, cuales son los mejores modelos de predicción de radiación solar en sus diferentes formas.

A P E N D I C E " A "

La Declinación Solar

La declinación solar se define como el ángulo que forman los rayos solares con el plano ecuatorial y se encuentra tabulada en la gráfica de la figura A-1. Los valores de la declinación para algunos días del año; se presentan en la tabla A-1. El propósito de este apéndice es derivar una ecuación que nos permita evaluar la declinación en cualquier día del año⁽⁴⁵⁾.

La gráfica de la declinación (figura A-1) tiene una forma sinusoidal, por lo cual se propone la ecuación siguiente:

$$\delta = C \text{ Sen}(K.\theta_r) \quad \text{A-1}$$

En donde δ es la declinación, C y K son constantes por determinar y θ_r es el ángulo entre el radio vector de la órbita y el afelio.

Como se quiere obtener la declinación para cualquier día del año es necesario expresar a θ_r en función del día del año (Juliano) de tal manera que se propone:

$$\theta_r = M + N \quad \text{A-2}$$

Donde M es una constante por determinar y N es el número del día del año, por lo tanto la declinación solar en función del día del año se puede expresar de la forma siguiente:

$$\delta (N) = C \text{ Sen} \{ K (M + N) \} \quad \text{A-3}$$

El factor K, es el número de grados que se desplaza el radio vector sobre la órbita del día de tal manera que se puede expresar como:

$$K = 360^\circ/365$$

A-4

Sustituyendo la ecuación A-4 en la A-3 obtenemos

$$\delta(N) = C \text{ Sen } \left\{ \frac{360^\circ(M + N)}{365} \right\}$$

A-5

Se sabe que en un año bisiesto, la declinación es cero el 21 de Marzo y para un año no bisiesto aproximadamente es el 22 de Marzo ($N = 81$); por lo cual:

$$\delta(81) = C \text{ sen } \left\{ \frac{360^\circ(M + 81)}{365} \right\} = 0$$

A-6

Obteniendose así el valor de M

$$M = 284$$

De la tabla A-1 y la figura A-1 observamos que la maxima declinación se obtiene el 21 de Junio y tiene un valor de $+ 23.45^\circ$. El valor maximo de la ecuación A-5 se obtiene cuando la función seno se hace igual a la unidad; por lo cual

$$C = 23.45^\circ$$

Finalmente podemos expresar la ecuación de la declinación solar de la manera siguiente:

$$\delta(N) = 23.45^\circ \text{ Sen } \left\{ \frac{360^\circ(284 + N)}{365} \right\}$$

A-7

En donde N es el número del día del año.

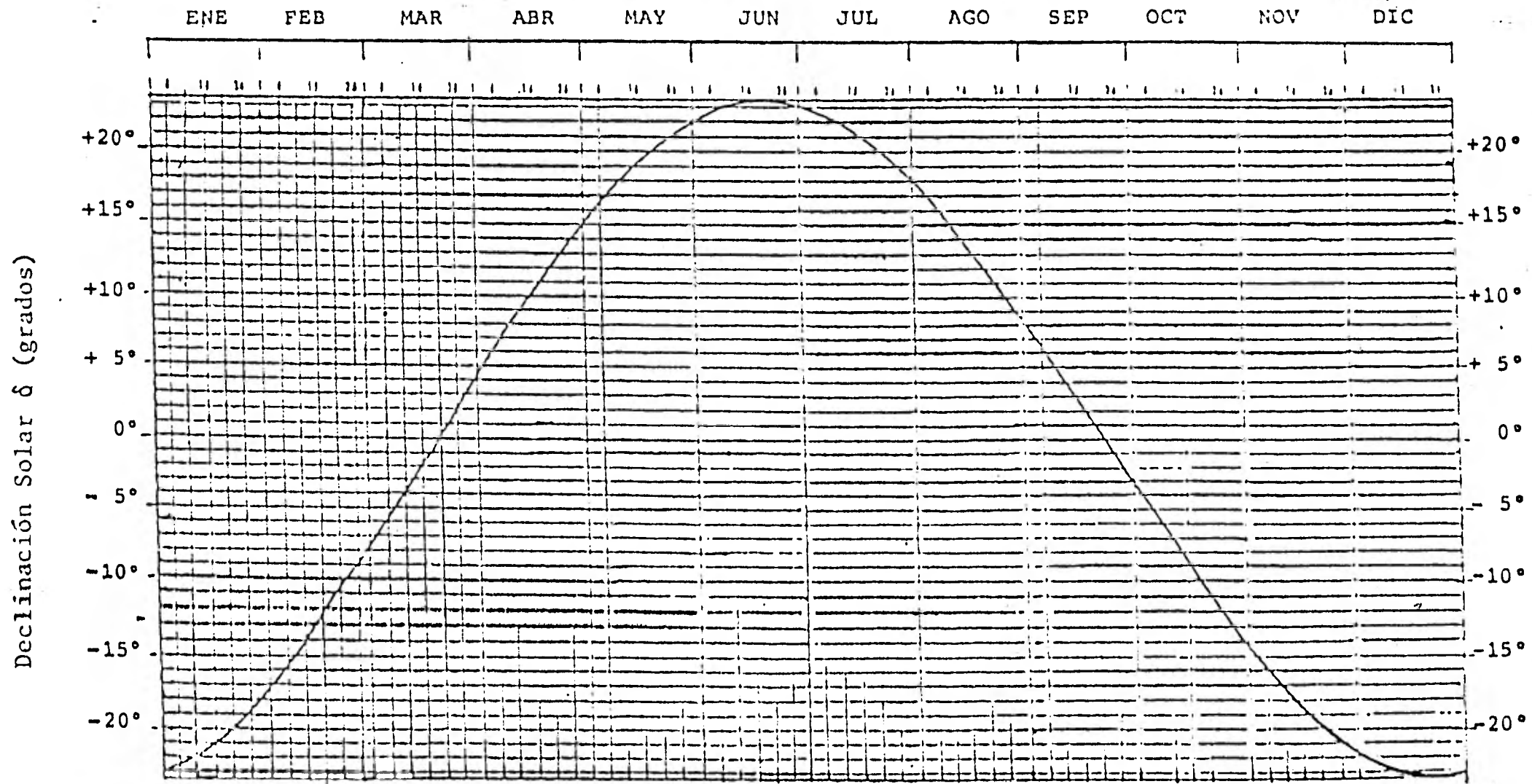
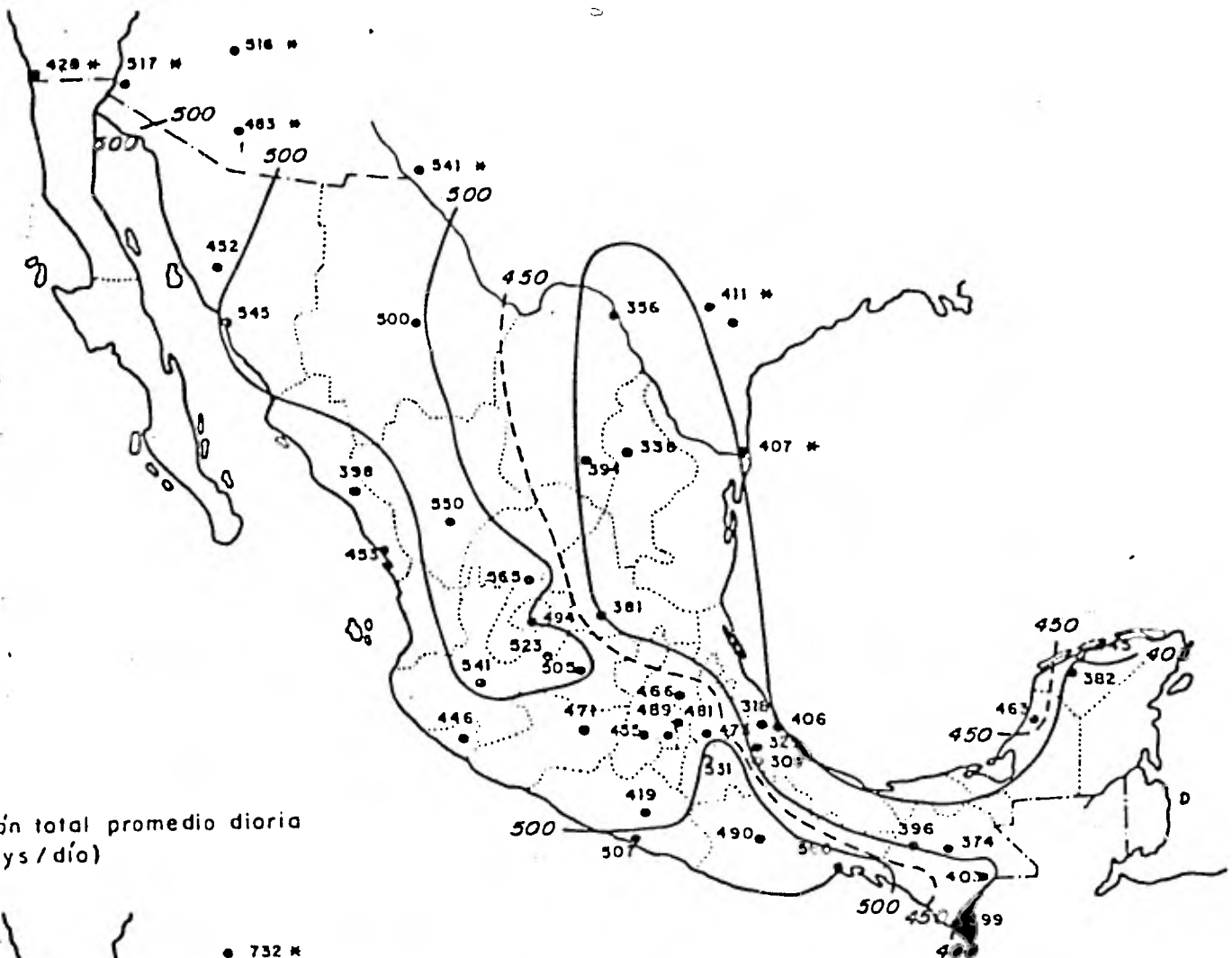


Figura A-1 Gráfica de la Declinación Solar en función del día del año.

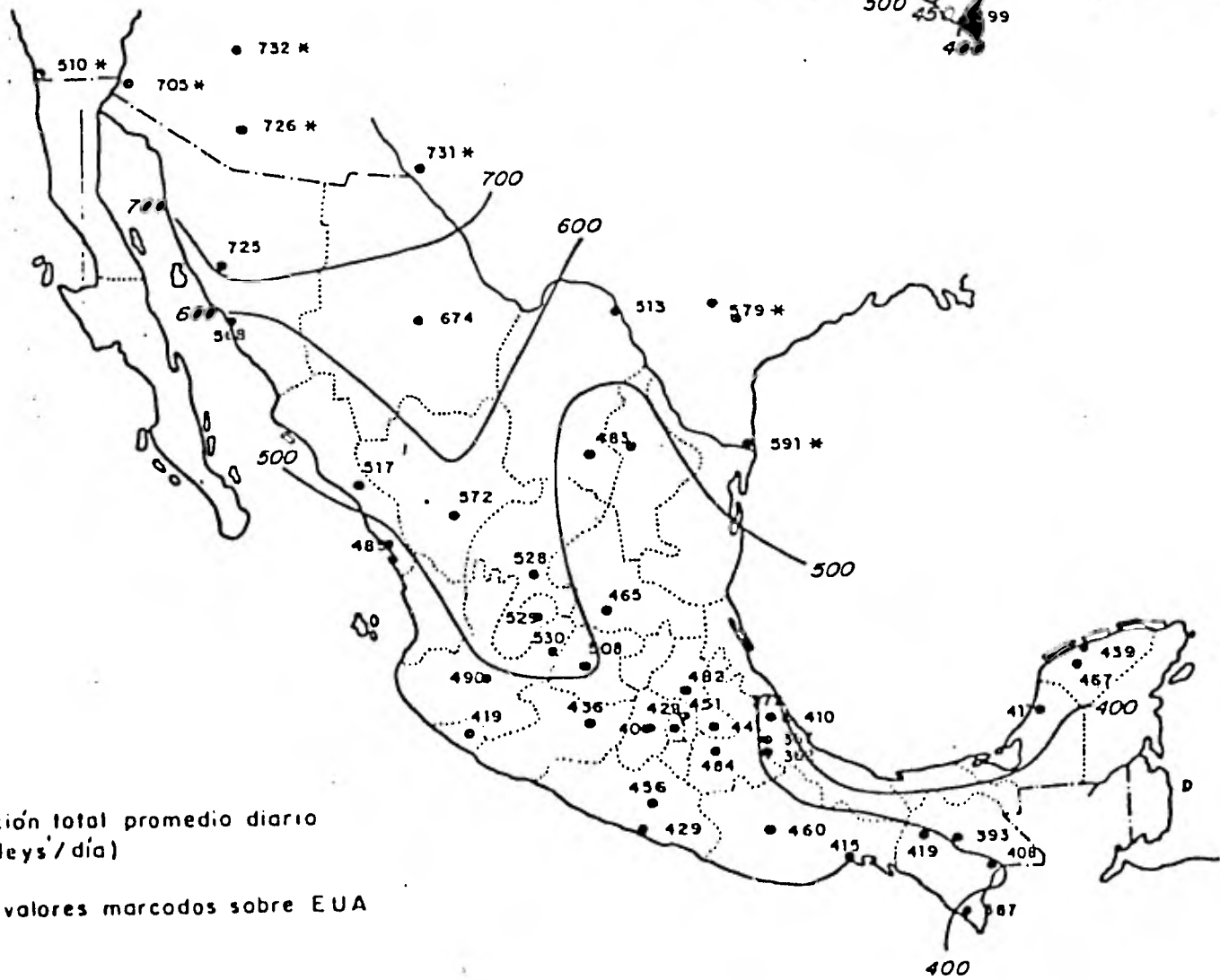
Mes	Día	δ	Mes	Día	δ	Mes	Día	δ
Enero	1	- 23 4	Febrero	1	- 17 19	Marzo	1	- 7 53
	5	22 42		5	16 10		5	6 21
	9	22 13		9	14 55		9	4 48
	13	21 37		13	13 37		13	3 14
	17	20 54		17	12 15		17	1 30
	21	20 5		21	10 50		21	0 5
	25	19 9		25	9 23		25	+ 1 30
29	18 8			29	3 4			
Abril	1	- 4 14	Mayo	1	+ 14 50	Junio	1	+ 21 57
	5	5 46		5	16 2		5	22 28
	9	7 17		9	17 9		9	22 52
	13	8 46		13	18 11		13	23 10
	17	10 12		17	19 9		17	23 22
	21	11 35		21	20 2		21	23 27
	25	12 26		25	20 49		23	23 25
29	14 13	29	21 30	29	23 17			
Julio	1	+ 23 10	Agosto	1	+ 18 14	Septiem- bre	1	+ 8 35
	5	22 52		5	17 12		5	7 7
	9	22 28		9	17 6		9	5 37
	13	21 57		13	14 55		13	4 6
	17	21 21		17	13 41		17	2 34
	21	20 38		21	12 23		21	1 1
	25	19 50		25	11 2		25	- 0 32
29	18 57	29	9 39	29	2 6			
Octubre	1	7 53	Noviem- bre	1	- 14 11	Diciem- bre	1	- 23 31
	5	4 26		5	15 27		5	22 16
	9	5 58		9	16 38		9	22 45
	13	7 29		13	17 45		13	22 45
	17	8 58		17	18 48		17	23 20
	21	10 25		21	19 45		21	23 26
	25	11 50		25	20 36		25	23 25
29	13 12	29	21 21	29	23 17			

Tabla A-1 Valores de la declinación solar δ (en grados y minutos) para diferentes días del año.



• MARZO

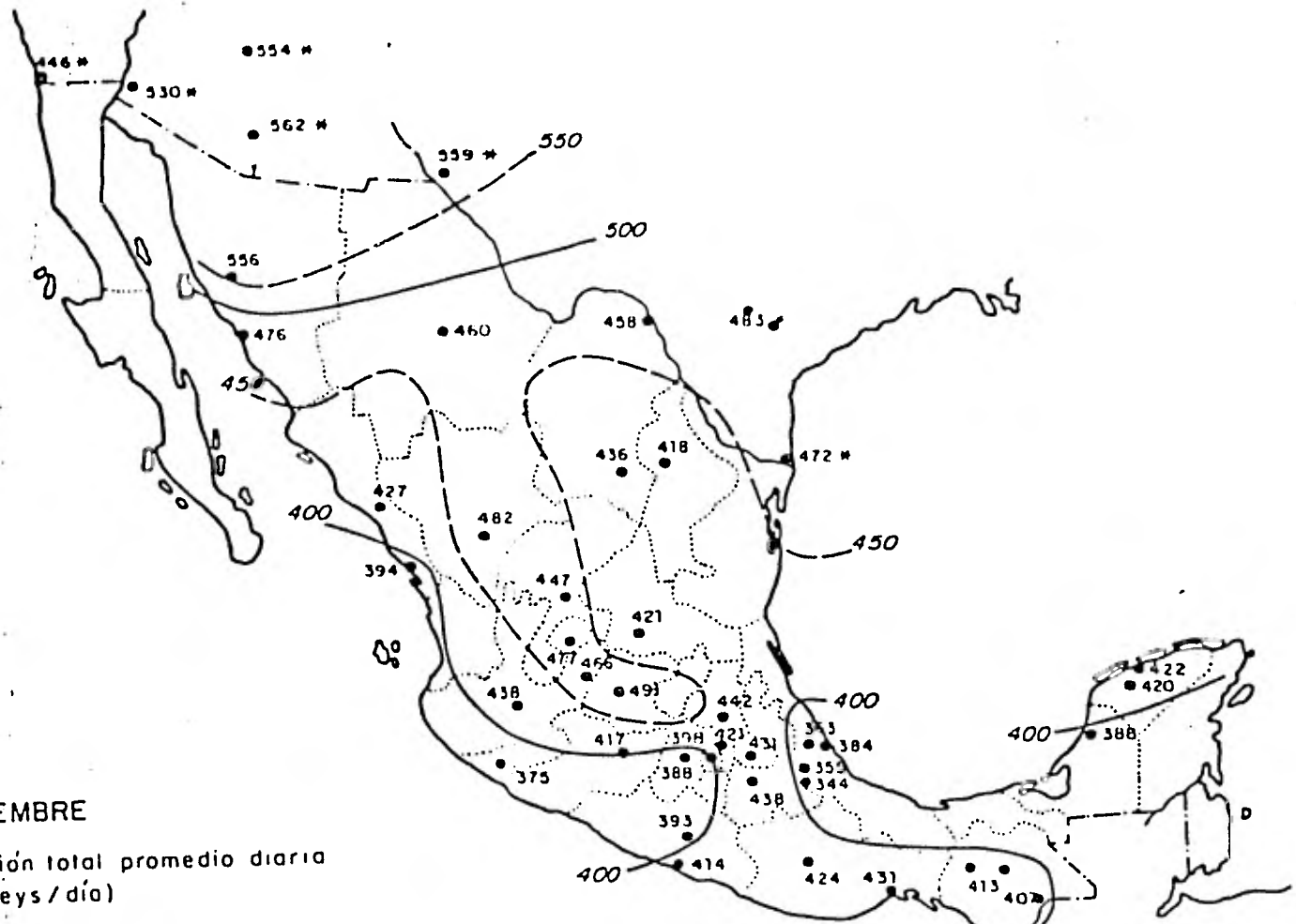
Radiación total promedio diaria
(Langleys/día)



JUNIO

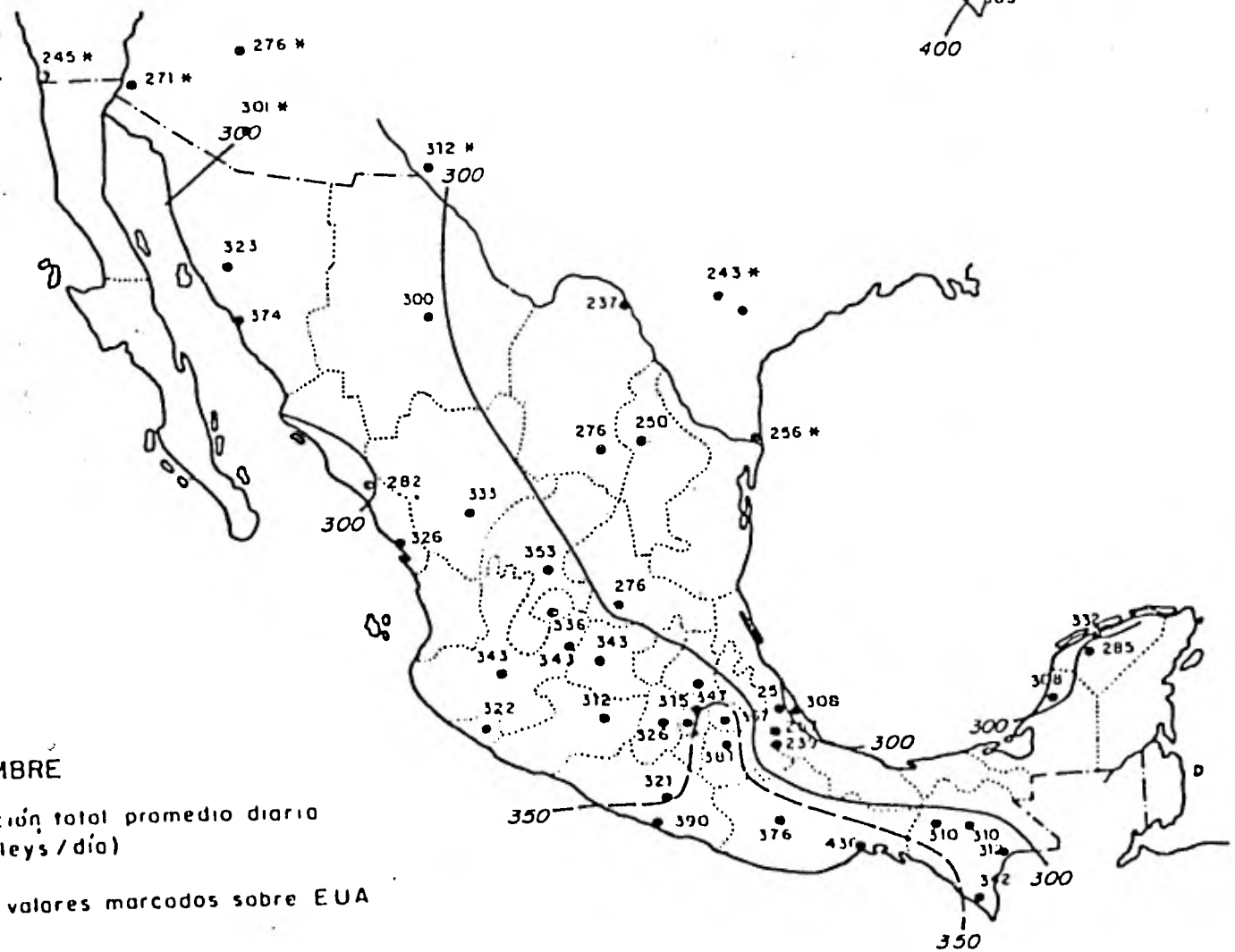
Radiación total promedio diario
(Langleys/día)

➤ valores marcados sobre EUA



SEPTIEMBRE

Radiación total promedio diaria
(Langleys / día)



DICIEMBRE

Radiación total promedio diaria
(Langleys / día)

* valores marcados sobre EUA

A P E N D I C E " C "

Masas de Aire Atmosféricas

El propósito de este apéndice es el de demostrar la expresión II.2 del capítulo II, párrafo II.1 que nos permite evaluar las masas de aire m_r para cualquier variación del ángulo de elevación θ_e , en función del radio medio de la tierra R y de la profundidad del aire H , como se muestra en la figura C-1 .

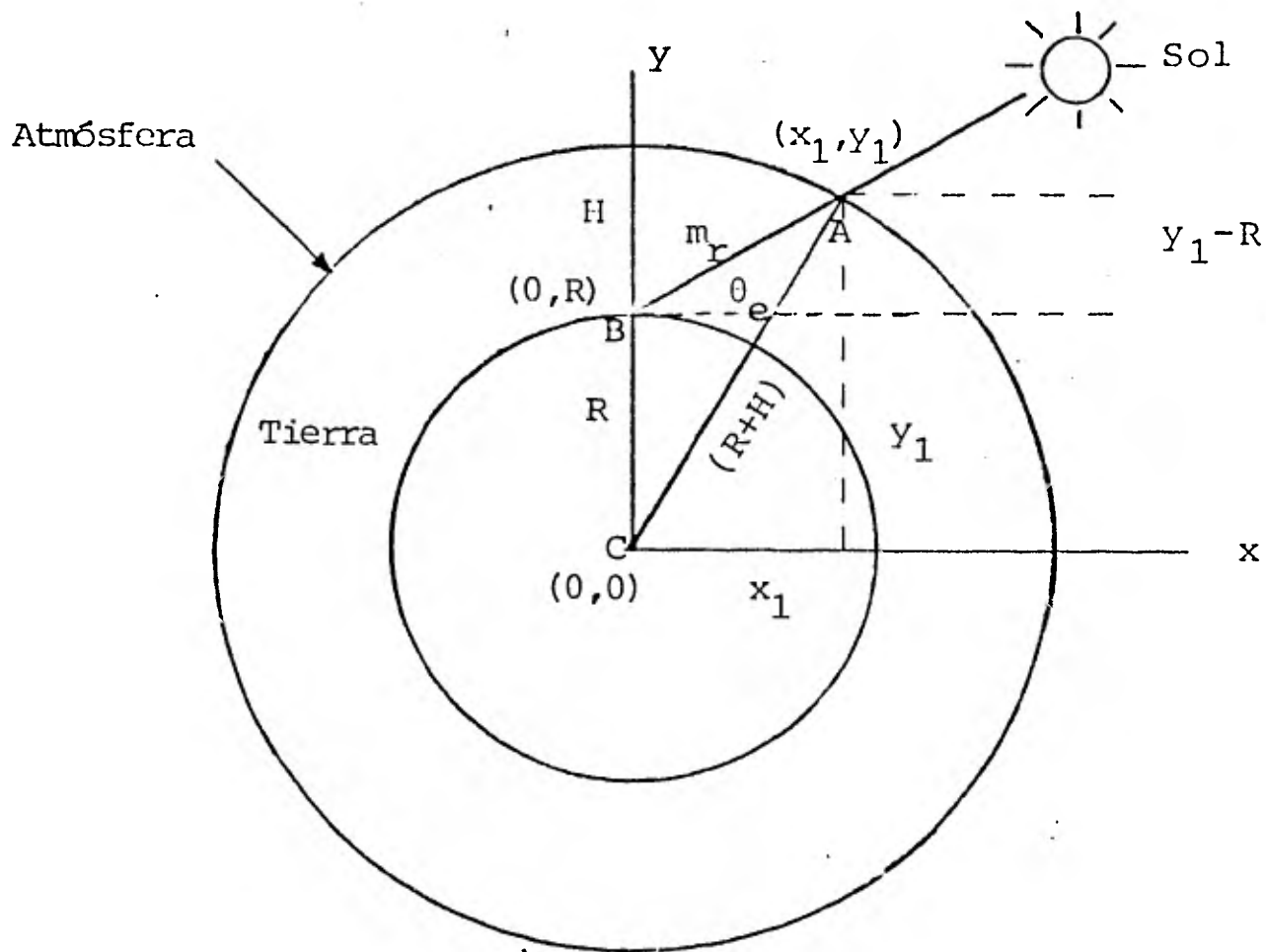


Figura C-1 Representación de las masas de aire m_r en función de H , R y θ_e , considerando una atmósfera homogénea .

En la figura C-1 se observa que las distancias BC y CA permanecen constantes y que sólo varía la distancia BA = m_r como una función de θ_e .

Para poder determinar la ecuación de m_r es necesario determinar las coordenadas (x_1, y_1) que tiene el punto de intersección de la recta BA con el círculo exterior (límite de la atmósfera terrestre).

$$A = (x_1 , y_1)$$

$$B = (0 , R)$$

$$C = (0 , 0)$$

La ecuación del círculo de la la atmósfera es :

$$x_1^2 + y_1^2 = (R + H)^2 \quad \text{C-1}$$

La ecuación de la recta BA se determina mediante :

$$\tan \theta_e = \frac{ (y_1 - R) }{ x_1 } \quad \text{C-2}$$

$$y_1 = \tan \theta_e x_1 + R \quad \text{C-3}$$

Sustituyendo la ecuación C-3 en C-1 e igualando a cero se tiene :

$$x_1^2 + (\tan \theta_e x_1 + R)^2 - (R + H)^2 = 0 \quad \text{C-4}$$

$$x_1^2 + (1 + \tan^2 \theta_e) x_1^2 + x_1 (2R \tan \theta_e) + 2RH + H^2 = 0 \quad \text{C-5}$$

La ecuación anterior (C-5) es una expresión cuadrática y se puede solucionar por :

$$x_{1,2} = \frac{ -b \pm \sqrt{ b^2 - 4ac } }{ 2a } \quad \text{C-6}$$

tomando x_1 positiva como se muestra en la figura C-1

$$x_1 = \frac{ -2R \tan \theta_e }{ 2 (1 + \tan^2 \theta_e) } + \frac{ \sqrt{ 4 (R \tan \theta_e)^2 + 4 (1 + \tan^2 \theta_e) (2RH + H^2) } }{ 2 (1 + \tan^2 \theta_e) } \quad \text{C-7}$$

$$x_1 = \frac{-R \frac{\text{sen}\theta_e}{\text{cos}\theta_e}}{1/\text{cos}^2\theta_e} + \frac{2 \sqrt{R^2 \frac{\text{sen}^2\theta_e}{\text{cos}^2\theta_e} + \frac{2RH + H^2}{\text{cos}^2\theta_e}}}{2 (1/\text{cos}^2\theta_e)} \quad \text{C-8}$$

$$x_1 = -R \text{sen}\theta_e \text{cos}\theta_e + \text{cos}\theta_e \sqrt{R^2 \text{sen}^2\theta_e + H(2R+H)} \quad \text{C-9}$$

$$x_1 = \text{cos}\theta_e (-R \text{sen}\theta_e + \sqrt{R^2 \text{sen}^2\theta_e + H(2R+H)}) \quad \text{C-10}$$

De la figura C-1 se obtiene que :

$$\text{cos}\theta_e = \frac{x_1}{m_r} \quad \text{C-11}$$

Por lo tanto

$$m_r = \frac{x_1}{\text{cos}\theta_e} \quad \text{C-12}$$

Sustituyendo C-10 en C-12 obtenemos que :

$$m_r = \sqrt{(R \text{sen}\theta_e)^2 + H(2R+H)} - R \text{sen}\theta_e \quad \text{C-13}$$

Finalmente dividiendo la ecuación C-13 por H podemos expresar la ecuación de las masas de aire de la siguiente forma:

$$m_r = \left(\left(\frac{R}{H} \text{sen}\theta_e \right)^2 + 2R + 1 \right)^{1/2} - \frac{R}{H} \text{sen}\theta_e \quad \text{C-14}$$

La expresión C-14 es igual a la ecuación II.2 del capítulo II, la cual queda demostrada .

A P E N D I C E " D "

Regresión Lineal Simple

El propósito de este apéndice es considerar el problema de la correlación o el grado de relación entre dos variables, a través de una ecuación lineal.

Cuando solamente se trata de dos variables se habla de correlación y regresión lineal simple, y cuando se trata de analizar más de dos variables se habla de correlación y regresión múltiple. En este apéndice solo se consideran algunas pruebas estadísticas de correlación y regresión simple que son las más importantes y que son calculadas por el subprograma GO2CAF de la computadora VAX del IIE.

. ESPECIFICACIONES

El programa principal REGLIN y la SUBROUTINA GO2CAF se encuentran en el lenguaje fortran IV.

. DESCRIPCION

La rutina ó subrutina analiza la relación lineal entre un conjunto de pares de datos (x_i, y_i) .

La rutina calcula el coeficiente de regresión b , la constante de regresión a y otros parámetros estadísticos por minimización del error cuadrático (método de los mínimos cuadrados).

$$\sum_{i=1}^n e_i^2 = \sum_{i=1}^n (y_m - y_p)^2$$

Los datos de entrada consisten en n pares de observaciones

$$(x_1, y_1), (x_2, y_2) \text{ --- } (x_n, y_n)$$

donde X es la variable independiente y Y es la variable dependiente.

. Las pruebas estadísticas calculadas son:

a). medias

$$\bar{X} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad \text{d-1}$$

$$\bar{Y} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n y_i \quad \text{d-2}$$

b). Desviación estándar de la media.

$$S_x = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad \text{d-3}$$

$$s_y = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2} \quad \text{d-4}$$

c). Coeficiente de correlación r

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad \text{d-5}$$

d). Coeficiente de regresión b y constante de regresión a

$$b = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad \text{d-6}$$

$$a = \bar{y} - b \bar{x} \quad \text{d-7}$$

- e). Suma de los cuadrados atribuible debido a la regresión SSR, suma de los cuadrados de las desviaciones debido a la regresión SSD, suma total de los cuadrados SST.

$$SSR = SST - SSD \quad d-8$$

$$SSD = \sum_{i=1}^n (y_i - a - bx_i)^2 \quad d-9$$

$$SST = \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 \quad d-10$$

- f). Grados de libertad atribuibles debido a la regresión DFR, grados de libertad de las desviaciones debido a la regresión DFD y grados de libertad totales.

$$DFR = 1 \quad d-11$$

$$DFD = n - 2 \quad d-12$$

$$DFT = n - 1 \quad d-13$$

- g). Media cuadrática atribuible debido a la regresión MSR y la media cuadrática de las desviaciones debido a la regresión MSD.

$$MSR = SSR/DFR \quad d-14$$

$$MSD = SSD/DFD \quad d-15$$

- h). El valor F para el análisis de la variancia

$$F = MSR/MSD \quad d-16$$

- i). Error estándar del coeficiente de regresión $Se(b)$ error estándar de la constante de regresión $se(a)$

$$Se(b) = \sqrt{\frac{MSD}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}} \quad d-17$$

$$Sc(a) = \sqrt{MSD \left(\frac{1}{n} + \frac{\bar{x}^2}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \right)} \quad d-18$$

j). Valor t para el coeficiente de regresión t(b)
 valor t para la constante de regresión t(a)

$$t(b) = b/Se(b) \quad d-19$$

$$t(a) = a/Sc(a) \quad d-20$$

```

C      PROGRAMA PARA CALCULAR LOS COEFICIENTES DEL MODELO
C      DE ALLEN.
      REAL*8 IH(20),M(20),IDN(20),X(20),Y(20),RESULT(20)
      INTEGER IFAIL,I
      REAL M1,N,LL,LR,IO,K1,K2
      DIMENSION TETA(20),TAOH(20),ABS(20),
1      TL(20),TS(20),TSV(20),TLV(20)
C      'ASIGNACION DE DATOS'
      OPEN(UNIT=6,NAME='RES.SIL',TYPE='NEW',DISPOSE='SAVE')
      READ(5,100)(IH(J),J=1,5),N,W
100    FORMAT(F8.4)
      LL=99.23
      LR=90.
      FI=18.88
      FR=641.86
      PO=760.
      R=6370.
      H=8.430
      IO=1353.
      FRAD=3.141592/180.
      E=(360*(284.+N)/365.)*FRAD
      DELTA=23.45*SIN(E)
      DELTA=DELTA*FRAD
      X1=R*PO/(H*FR)
      D1=180.*N/366.
      FI=FI*FRAD
      D=D1*FRAD
      DA=2.*D
      DB=4.*D
      DC=6.*D
      EQT=0.007*COS(DA)-0.05*COS(DB)-0.0015*COS(DC)
1      -0.122*SIN(DA)-0.156*SIN(DB)-0.005*SIN(DC)
      TL1=7.
      TS1=7.
      P1=(W+0.272)/(W+0.5)
      P2=(W+1.153)/(W+0.788)
      WRITE(6,20)
      WRITE(8,20)
          DO 10 J=1,5
      TSV(J)=TS1+J
      TL(J)=TL1+J
      TS(J)=TL(J)+(LR-LL)/15.+EQT
      TLV(J)=TSV(J)-(LR-LL)/15.-EQT
      TAOH1=(TS(J)-12.)*15.
      TAOH(J)=TAOH1*FRAD
      TET=SIN(FI)*SIN(DELTA)+COS(FI)*COS(DELTA)*COS(TAOH(J))
      TETA(J)=ASIN(TET)

```

```

IF (TETA(J).GE.0.) GOTO 30
IDN(J)=0.
GOTO 40
30 M1=X2-(X1*SIN(TETA(J)))
M(J)=(M1*FR)/F0
X(J)=LOG10(M(J))
FC=21.206317
IM(J)=IM(J)*FC
Y(J)=LOG10(1.-(IM(J)/I0))
TETA(J)=TETA(J)/FRAD
20 FORMAT(/,15X,'TSV(J)',3X,'TLV(J)',3X,'TL(J)=' ,3X,'TS(J)=' ,
1 5X,'TAOH(J)=' ,3X,'TETA(J)=' ,5X,'M(J) ' ,6X,'X(J)=' ,8X,'Y(J)=' ,
1 6X,'IM(J)=' )
40 WRITE(6,21)TSV(J),TLV(J),TL(J),TS(J),TAOH1,TETA(J),M(J),
1 X(J),Y(J),IM(J)
WRITE(8,21)TSV(J),TLV(J),TL(J),TS(J),TAOH1,TETA(J),M(J),
1 X(J),Y(J),IM(J)
21 FORMAT(15X,F6.3,3X,F6.3,3X,F6.3,3X,F6.3,5X,F8.4,4X,F6.3,3X,
1 F9.3,3X,F10.8,3X,F10.8,3X,F8.3)
10 CONTINUE
DELTA=DELTA/FRAD
EQT=EQT*60.
WRITE(6,25)EQT,DELTA,N,W
WRITE(8,25)EQT,DELTA,N,W
25 FORMAT(/,30X,'EQT=' ,F9.4,5X,'DELTA=' ,F7.2,3X,'EL DIA N=' ,F7.2,
1 10X,'EL VALOR DE W = ' ,F7.4)
WRITE(6,28)
WRITE(8,28)
28 FORMAT(/,5X,110('*'))
C SE LLAMA A LA SUBROUTINE G02CAF
IFAIL=0
NUM=5
CALL G02CAF(NUM,X,Y,RESULT,IFAIL)
C
C TEST IFAIL
IF (IFAIL) 50,80,50
50 WRITE(6,90)IFAIL
WRITE(8,90)IFAIL
GOTO 200
80 WRITE(6,91)RESULT(1)
WRITE(8,91)RESULT(1)
WRITE(6,92)RESULT(2)
WRITE(8,92)RESULT(2)
WRITE(6,93)RESULT(3)
WRITE(8,93)RESULT(3)
WRITE(6,94)RESULT(4)
WRITE(8,94)RESULT(4)
WRITE(6,95)RESULT(5)
WRITE(8,95)RESULT(5)

```

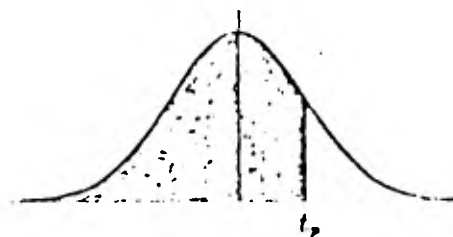
```

WRITE(6,96)RESULT(6)
WRITE(8,96)RESULT(6)
WRITE(6,97)RESULT(7)
WRITE(8,97)RESULT(7)
WRITE(6,98)RESULT(8)
WRITE(8,98)RESULT(8)
WRITE(6,99)RESULT(9)
WRITE(8,99)RESULT(9)
200 CONTINUE
90  FORMAT(20X,'IFAIL = ',I2)
91  FORMAT(20X,'VALOR MEDIO VAR. INDEPENDIENTE      X= ',F8.4)
92  FORMAT(20X,'VALOR MEDIO VAR. DEPENDIENTE      Y= ',F8.4)
93  FORMAT(20X,'DESVIACION STANDAR DE X          SX= ',F8.4)
94  FORMAT(20X,'DESVIACION STANDAR DE Y          SY= ',F8.4)
95  FORMAT(20X,'COEFICIENTE DE CORRELACION        R= ',F8.4)
96  FORMAT(20X,'COEFICIENTE DE REGRESION          B= ',F8.4)
97  FORMAT(20X,'CONSTANTE DE REGRESION            A= ',F8.4)
98  FORMAT(20X,'ERROR ESTANDAR DE B              SE(B)= ',F8.4)
99  FORMAT(20X,'ERROR ESTANDAR DE A              SE(A)= ',F8.4)
WRITE(6,29)
WRITE(8,29)
29  FORMAT(/,5X,110(' '))
C   CONTINUA EL PROGRAMA PRINCIPAL PARA EL CALCULO DE K1 Y K2
K2=RESULT(6)/P2
K1=(10.*RESULT(7))/P1
ABOS=K1*P1
ALFA=K2*P2
WRITE(6,500)K1,K2
WRITE(8,500)K1,K2
500 FORMAT(/,5X,'EL VALOR DE K1 = ',F8.6,5X,'Y K2 = ',F8.6)
WRITE(6,550)
WRITE(8,550)
      DO 400 J=1,5
V=X(J)*ALFA
ABS(J)=ABOS*V
IDN(J)=I0*(1.-ABS(J))
550  FORMAT(/,50X'ABS(J)=',3X,'IDN(J)=')
WRITE(6,70)ABS(J),IDN(J)
WRITE(8,70)ABS(J),IDN(J)
70  FORMAT(50X,F8.3,3X,F8.3)
400  CONTINUE
CLOSE(UNIT=8)
STOP
END

```

A P E N D I C E " E "

Distribución t de Student



D	$t_{0.995}$	$t_{0.99}$	$t_{0.975}$	$t_{0.95}$	$t_{0.90}$	$t_{0.80}$	$t_{0.75}$	$t_{0.70}$	$t_{0.60}$	$t_{0.50}$
1	63.66	31.82	12.71	6.31	3.08	1.376	1.000	0.727	0.325	0.158
2	9.92	6.96	4.30	2.92	1.89	1.061	0.816	0.617	0.289	0.142
3	5.84	4.54	3.18	2.35	1.64	0.978	0.765	0.584	0.257	0.137
4	4.60	3.75	2.78	2.13	1.53	0.941	0.741	0.569	0.271	0.134
5	4.03	3.36	2.57	2.02	1.48	0.920	0.727	0.559	0.267	0.132
6	3.71	3.14	2.45	1.94	1.44	0.906	0.718	0.553	0.265	0.131
7	3.50	3.00	2.36	1.90	1.42	0.896	0.711	0.549	0.263	0.130
8	3.36	2.90	2.31	1.86	1.40	0.889	0.706	0.546	0.262	0.130
9	3.25	2.82	2.26	1.83	1.38	0.883	0.703	0.543	0.261	0.129
10	3.17	2.76	2.23	1.81	1.37	0.879	0.700	0.542	0.260	0.129
11	3.11	2.72	2.20	1.80	1.36	0.876	0.697	0.540	0.260	0.129
12	3.06	2.68	2.18	1.78	1.36	0.873	0.695	0.539	0.259	0.128
13	3.01	2.65	2.16	1.77	1.35	0.870	0.694	0.538	0.259	0.128
14	2.98	2.62	2.14	1.76	1.34	0.868	0.692	0.537	0.258	0.128
15	2.95	2.60	2.13	1.75	1.34	0.866	0.691	0.536	0.258	0.128
16	2.92	2.58	2.12	1.75	1.34	0.865	0.690	0.535	0.258	0.128
17	2.90	2.57	2.11	1.74	1.33	0.863	0.689	0.534	0.257	0.128
18	2.88	2.55	2.10	1.73	1.33	0.862	0.688	0.534	0.257	0.127
19	2.86	2.54	2.09	1.73	1.33	0.861	0.688	0.533	0.257	0.127
20	2.84	2.53	2.09	1.72	1.32	0.860	0.687	0.533	0.257	0.127
21	2.83	2.52	2.08	1.72	1.32	0.859	0.686	0.532	0.257	0.127
22	2.82	2.51	2.07	1.72	1.32	0.858	0.686	0.532	0.256	0.127
23	2.81	2.50	2.07	1.71	1.32	0.858	0.685	0.532	0.256	0.127
24	2.80	2.49	2.06	1.71	1.32	0.857	0.685	0.531	0.256	0.127
25	2.79	2.48	2.06	1.71	1.32	0.856	0.684	0.531	0.256	0.127
26	2.78	2.48	2.06	1.71	1.32	0.856	0.684	0.531	0.256	0.127
27	2.77	2.47	2.05	1.70	1.31	0.855	0.684	0.531	0.256	0.127
28	2.76	2.47	2.05	1.70	1.31	0.855	0.683	0.530	0.256	0.127
29	2.76	2.46	2.04	1.70	1.31	0.854	0.683	0.530	0.256	0.127
30	2.75	2.46	2.04	1.70	1.31	0.854	0.683	0.530	0.256	0.127
40	2.70	2.42	2.02	1.68	1.30	0.851	0.681	0.529	0.255	0.126
60	2.66	2.39	2.00	1.67	1.30	0.848	0.679	0.527	0.254	0.126
120	2.62	2.36	1.98	1.66	1.29	0.845	0.677	0.526	0.254	0.126
∞	2.58	2.33	1.96	1.645	1.28	0.842	0.674	0.524	0.253	0.126

Tabla E-1 Valores de t_p de la distribución t de Student para D grados de libertad (area sombreada = p)

A P E N D I C E " F "

```

C     MODELO DE PREDICCIÓN DE RADIACION SOLAR DIRECTA DE
C     INCIDENCIA NORMAL * ALLEN-LZ *
      REAL M1,M(20),N,LL,LR,IO,IO(20)
      DIMENSION TETA(20),TAOH(20),ABS(20),TL(20),TS(20),
1     TSV(20),TLV(20),EQT(35),DELTA(35)
C     ASIGNACION DE DATOS
      OPEN(UNIT=6,NAME='RES.LOR',TYPE='NEW',DISPOSE='SAVE')
      READ(5,200)N,W
200    FORMAT(F8.4)
      LL=99.23
      LR=90.
      PR=641.86
      PO=760.
      R=6370.
      H=8.430
      IO=1353.
      N=N-1.
      FRAD=3.141592/180.
           DO 50 I=1,31
      N=N+1.
      E=(360.*(284.+N)/365.)*FRAD
      DELTA(I)=(23.45*SIN(E))*FRAD
      ABS=0.407*(W+0.272)/(W+0.5)
      X1=R*PO/(H*PR)
      ALFA=0.327*(W+1.153)/(W+0.788)
      D1=180.*N/366.
      FI=18.88
      FI=FI*FRAD
      D=D1*FRAD
      DA=2.*D
      DB=4.*D
      DC=6.*D
      EQT(I)=0.007*COS(DA)-0.05*COS(DB)-0.0015*COS(DC)
1     -0.122*SIN(DA)-0.156*SIN(DB)-0.005*SIN(DC)
      TL1=6.
      TS1=6.
      WRITE(6,20)
      WRITE(8,20)
           DO 10 J=1,12
      TSV(J)=TS1+J
      TL(J)=TL1+J
      TS(J)=TL(J)+(LR-LL)/15.+EQT(I)
      TLV(J)=TSV(J)-(LR-LL)/15.-EQT(I)
      TAOH1=(TS(J)-12.)*15.
      TAOH(J)=TAOH1*FRAD
      TET=SIN(FI)*SIN(DELTA(I))+COS(FI)*COS(DELTA(I))*COS(TAOH(J))
      TETA(J)=ASIN(TET)

```

```

IF (TETA(J).GE.0) GOTO 30
IDN(J)=0.
GOTO 40
30 X2=((X1*SIN(TETA(J)))*2.+2.*X1+1.)*0.5
M1=X2-(X1*SIN(TETA(J)))
M(J)=(M1*PR)/FO
V=M(J)**ALFA
ABS(J)=ABS*V
TETA(J)=TETA(J)/FRAD
IDN(J)=I0*(1.-ABS(J))
40 WRITE(6,21)TSV(J),TLV(J),TL(J),TS(J),TAOH1,TETA(J),M(J),
1 ABS(J),IDN(J)
WRITE(8,21)TSV(J),TLV(J),TL(J),TS(J),TAOH1,TETA(J),M(J),
1 ABS(J),IDN(J)
20 FORMAT(/,15X,'TSV(J)',3X,'TLV(J)',3X,'TL(J)=',3X,'TS(J)=',5X,
1 'TAOH(J)=',3X,'TETA(J)=',5X,'M(J)=',3X,'ABS(J)=',6X,'IDN(J)=' )
21 FORMAT(15X,F6.3,3X,F6.3,3X,F6.3,3X,F6.3,5X,F8.2,5X,F6.3,3X,
1 F9.3,3X,F6.3,3X,F11.3)
10 CONTINUE
DELTA(I)=DELTA(I)/FRAD
EQT(I)=EQT(I)*60.
WRITE(6,25)EQT(I),DELTA(I),N,W
WRITE(8,25)EQT(I),DELTA(I),N,W
25 FORMAT(/,20X,'EQT(I)= ',F9.4,5X,'DELTA(I)= ',F7.2,3X,
1 'EL DIA N: ',F7.2,3X,'EL VALOR DE W= ',F7.4)
50 WRITE(6,28)
WRITE(8,28)
28 FORMAT(/,10X,110('*'))
CONTINUE
CLOSE(UNIT=8)
STOP
END

```

REFERENCIAS

- (1) Benjamín F. Howell, Jr. INTRODUCCION A LA GEOFISICA - Ediciones Omega S.A. Barcelona 1962.
- (2) U.S. Department of Commerce National Technical Information Service ON THE NATURE AND DISTRIBUTION ON SOLAR - RADIATION Hep/T2552-01 March, 1978.
- (3) John A. Duffie and William A Beckman, SOLAR ENERGY - THERMAL PROCESSES John Wiley & Sons, 1974
- (4) Frank Kreith / Jan F. Kreider, PRINCIPLES OF SOLAR - ENGINEERING, McGraw - Hill Book Company 1978.
- (5) A.A.M Sayigh SOLAR ENERGY ENGINEERING, Academic Press 1977.
- (6) Arq. Héctor Galván Duque y Arq. Eduardo Peña Tomé - PRINCIPIOS BASICOS DE LA ENERGIA SOLAR Y SU APLICACION EN LOS EDIFICIOS ESCOLARES, Conescal 44, Julio - Diciembre 1977.
- (7) William C. Dickinson Paul N. Cheremisinoff, SOLAR - ENERGY TECHNOLOGY HANDBOOK, Parte A Engineering Fundamentals Marcel Dekker Inc. New York, 1980
- (8) M.P. Thekaekara SOLAR RADIATION MEASUREMENT TECHNIQUES AND INSTRUMENTATION, Solar Energy Vol. 18 PP 309-325 - (1976).

- (9) Dr. Djvad Fouladgar (Tesis) CONTRIBUTION A L' ANALYSE ET LA MODELISATION TEMPORELLE DU RAYONNEMENT SOLAIRE - DIRECT, Devant L' Universite Paul Sabatier de Toulouse (Sciences) 1980.
- (10) R. Candel Vila ATLAS DE METEOROLOGIA, Ediciones Jover S.A. (1978).
- (11) Encyclopedia Británica Vol. 6, Vol. 8 1979.
- (12) Everardo Hernández H. DISTRIBUCION DE LA RADIACION GLOBAL EN MEXICO MEDIANTE LA FOTOINTERPRETACION DE LA NUBOSIDAD OBSERVADA POR SATELITES METEOROLOGICOS, Centro de Investigación de Materiales UNAM Marzo 1976.
- (13) Bennett I. MONTHLY MAPS OF MEAN DAILY INSOLATION FOR OF UNITED STATES, Solar Energy Vol. 9 No. 3 1965.
- (14) E. Hernández y R. Martínez, LA VARIACION ANUAL EN MEXICO DE LA RADIACION SOLAR DIRECTA SOBRE PLANOS VERTICALES ORIENTADOS HACIA LOS CUATRO PUNTOS CARDINALES, Centro de Investigación de Materiales UNAM 1977.
- (15) F. Like, DIE SONNENSTRAHLUNG UND IHRE SHWAEHUNG IN DER ATMOSPHERE, in Handbueh der Geopaysik, Borntrager, Berlín Vol. 8 PP. 239-332 (1942)
- (16) Rolando Rizzi, Carmine Serio, SOLAR DIRECT IRRADIANCE AT THE GROUND A PARAMETRIC APPROACH, Solar Energy Vol. 25 PP. 15-20 (1980).

- (17) K. W. Boer, THE SOLAR SPECTRUM AT TYPICAL CLEAR - WEATHER DAYS, Solar Energy Vol. 19 No. 5 PP. 525-538 (1977).
- (18) Bo. Leckner, THE SPECTRAL DISTRIBUTION OF SOLAR RADIATION AT THE EARTH'S SURFACE - ELEMENTS OF A MODEL, Solar Energy Vol. 20 PP. 143-150 (1978).
- (19) N.C. Majumdar B.L Mathur and S.B Kaushik, PREDICTION OF DIRECT SOLAR RADIATION FOR LOW ATMOSPHERIC TURBIDITY, Solar Energy Vol. 13 No. 4 PP. 383-394 (1972).
- (20) G.W Sadler, TURBIDITY OF THE ATMOSPHERE AT SOLAR NOON - FOR EDMONTON, ALBERTA, CANADA; Solar Energy Vol. 21 No. PP. 339-342 (1978).
- (21) Joint Conference: SHARING THE SUN, American Section - International Solar Energy Society and Solar Energy - Society of Canada - Inc. (1976) Vol.1
- (22) M.A Atwater and J.T. Ball: A NUMERICAL SOLAR RADIATION MODEL BASED ON STANDARD METEOROLOGICAL OBSERVATIONS, - Solar Energy Vol. 21 No. 3 PP. 163-170 (1978).
- (23) Atwater, M. A.; Brown, P.S. NUMERICAL COMPUTATIONS OF THE LATITUDINAL VARIATION OF SOLAR RADIATION FOR AN - ATMOSPHERE OF VARYING OPACITY, J. Applied Meteorology, Vol. 13: PP. 289-297; 1974.
- (24) Richard Bird, Roland L. Hulstrom: DIRECT INSOLATION - MODELS, Solar Energy Research Institute SERI/TR-335-334 (1980).

- (25) Douglas V. Hoyt: A MODEL FOR THE CALCULATION OF SOLAR GLOBAL INSOLATION, Solar Energy Vol. 21 No. 1, PP. - 27-35 (1978).
- (26) Hoyt C. Hottel: A SIMPLE MODEL FOR ESTIMATING THE - TRANSMITTANCE OF DIRECT SOLAR RADIATION THROUGH CLEAR ATMOSPHERES, Solar Energy Vol. 18 No. 2, PP. 129-134 (1976).
- (27) Perry Moon, PROPOSED STANDARD SOLAR - RADIATION CURUVES FOR ENGINEERING USE, Journal of Franklin Instituute, 230 No. 1379, November 1940.
- (28) S. Bárbaro, S. Coppolino, C. Leone; and E. Sinagra, - AN ATMOSPHERIC MODEL FOR COMPUTING DIRECT AND DIFFUSE SOLAR RADIATION, Solar Energy Vol. 22 No. 3 PP.225-278 (1979).
- (29) Donald Rapp and A.A.J. Hoffman, ON THE RELATION - - BETWEEN INSOLATION AND CLIMATOLOGICAL VARIABLES - V. ESTIMATION OF AVAILABILITY OF SOLAR ENERGY, Energy - conversion Vol. 18 PP. 31-37 (1978).
- (30) Ashrae, HANDBOOK OF FUNDAMENTALS, (1977), Chapter 26 The American Society of Heating Refrigeration and Air Conditioning Engineers.
- (31) J.P. Holman, METODOS EXPERIMENTALES PARA INGENIEROS McGraw Hill, 1977.
- (32) J.M. Lorente, METEOROLOGIA, Editorial Labor, S.A. - 1961.

- (33) Joseph H. Keenan y Frederick G. Keyes, *TERMODYNAMIC PROPERTIES OF STEAM*, John Wiley & Sons, Inc. 1936.
- (34) E. Hernández, E. Regalado, *DISTRIBUCION REGIONAL DE LA NUBOSIDAD EN MEXICO*, Centro de Investigación de - Materiales UNAM, 1972.
- (35) Kinsell L. Coulson and Yvonne Howell, *SOLAR RADIATION INSTRUMENTS*, Sunworld, Vol. 4, No. 3, 1980.
- (36) *ATLAS DEL AGUA DE LA REPUBLICA MEXICANA*, Secretaría de Recursos Hidráulicos, 1976.
- (37) William Volk, *APPLIED STATISTICS FOR ENGINEERS*, - - McGraw - Hill, Book Company, Inc. 1958.
- (38) *NORMALES CLIMATOLOGICAS*, Secretaría de Agricultura y Ganadería, Dirección General de Geografía y Meteorología, Servicio Meteorológico Nacional, 1976.
- (39) Marray R. Spiegel, *ESTADISTICA, Serie*, Schaum McGraw-Hill, 1970.
- (40) Aerospace Corporation *SOLAR THERMAL CONVERSION MISSION ANALYSIS? Vol II*, Southern California insolation Climatology NTIS/ PB - 232 - 670, january 1974.
- (41) Roland L. Hulstrom, *INSOLATION MODELS DATA AND ALGORITHMS*, Anual Report FY78 SERI/ TR - 36 - 110 , december 1978 .

- (42) E. Gleason, C. Ramos, ANALISIS DE SISTEMAS DE TECNOLOGIAS HELIOELECTRICAS: CONCEPTO DE RECEPTOR CENTRAL Y FOTOVOLTAICO. Instituto de Investigaciones Eléctricas, Volumen 2 "Sistema Receptor Central", 1980.
- (43) J.M. Huacuz, J.J. Castañeda, ANALISIS DE SISTEMAS DE TECNOLOGIAS HELIOELECTRICAS: CONCEPTO DE RECEPTOR CENTRAL Y FOTOVOLTAICO. Instituto de Investigaciones Eléctricas, Volumen 3 "Helióstatos: Materiales y Taxonomía", 1980.
- (44) E. Gleason, M. Acosta, ANALISIS DE SISTEMAS DE TECNOLOGIAS HELIOELECTRICAS: CONCEPTO RECEPTOR CENTRAL Y FOTOVOLTAICO. Instituto de Investigaciones Eléctricas, Volumen 2 "Sistema Fotovoltaico", 1979 .
- (45) J.Jesus. Castañeda Avila, ANALISIS DE HELIOSTATOS PARA PLANTAS HELIOELECTRICAS DE RECEPTOR CENTRAL, (TESIS). Instituto de Investigaciones Electricas 1981.

S I M B O L O G I A

A	=	Altitud sobre el nivel del mar. (m ó km)
Aw	=	Absorción del vapor de agua.
C	=	Capa de nubosidad (%)
d	=	Contenido de Aerosoles (partículas/cm ³)
D	=	Radiación solar difusa en plano horizontal (W/m ²)
EQT	=	Ecuación del tiempo (hrs)
Exp	=	Función exponencial (e)
G	=	Radiación solar global en plano horizontal (W/m ²)
H	=	Profundidad de la atmósfera terrestre (8.340 km)
Hr	=	Humedad relativa
Idn	=	Radiación solar directa en plano normal (W/m ²)
Io	=	Constante solar (1353 W/m ²) (anual)
Ion	=	Constante solar diaria (W/m ²)
L	=	Espesor de ozono (cm)
LL	=	Longitud local
LR	=	Longitud de referencia
m _r	=	Masas de aire relativas (a nivel del mar)
m	=	Masas de aire absolutas (locales)
N	=	Número del día del año (juliano)
Ps	=	Presión de saturación del vapor de agua
P _w	=	Presión parcial del vapor de agua (mmHg)
Po	=	Presión atmosférica a nivel del mar (760 mmHg)
Pb	=	Presión atmosférica local (mmHg)
R	=	Radio medio de la tierra (6370 km)
Ro	=	Distancia media del sol-tierra (1U.A.=149.6 x 10 ⁶ km)
TL	=	Tiempo local ó Tiempo Medio Local (TML) (hrs)
TS	=	Tiempo solar (hrs)
Ta	=	Transmitancia por dispersión de aerosoles
Tr	=	Transmitancia por dispersión de Rayleigh
To ₃	=	Transmitancia por absorción de ozono
Tw	=	Transmitancia por absorción del vapor de agua
Tmg	=	Transmitancia por mezcla de gases excepto la absorción del vapor de agua.

Tas = Transmitancia por dispersión y absorción de aire seco.
V = Rango de visibilidad (km)
W = Contenido del vapor de agua condensable en la atmósfera (cm)
 δ = Declinación solar
 ϕ = Latitud
 τ = Angulo horario
 θ_s = Angulo de cénit del sol
 θ_e = Angulo de elevación del sol
 β_s = Angulo de azimuth del sol
 λ = Longitud de onda
Xw = Masa de vapor de agua contenido en la atmósfera (gr/cm²)