

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

DIVISION DE ESTUDIOS DE POSTGRADO

T E S I S :

\$24510

"ESTUDIO SOBRE LA EVAPORACION Y SUS APLICACIONES"

QUE PARA OBTENER EL GRADO

DE

MAESTRO EN CIENCIAS
(GEOFISICA)

\$300 154P

PRESENTA

CANALES RAMOS, JESUS RICARDO

\$650 EVAPORACION - ESTUDIO

1981

**TESIS CON
SALA DE ORIGEN**

00363
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO
FACULTAD DE CIENCIAS
DIVISION DE ESTUDIOS DE POSTGRADO



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 está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

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

ESTUDIO SOBRE LA EVAPORACION Y SUS APLICACIONES

I N D I C E

I. INTRODUCCION

1. La demanda de alimentos
2. El ambiente de las plantas
3. El habitat radiante
4. La humedad del suelo
5. Fenómenos adversos
6. Tesis

II. METODOS PARA ESTIMAR LA EVAPORACION

1. El fenómeno de la evaporación
2. Métodos para estimar la evaporación
3. Método del balance de energía
4. Métodos aerodinámicos
5. Métodos directos
6. Métodos empíricos
7. Métodos combinados

III. EVAPOTRANSPIRACION POTENCIAL DE THORNTHWAITE

1. Evaporación, transpiración y temperatura del aire
2. Evapotranspiración potencial y uso consuntivo de las plantas
3. Método de Thornthwaite
4. Cálculo de los parámetros I, a.
5. Cálculo analítico de la evapotranspiración
6. Método gráfico de la evapotranspiración potencial

IV. BALANCE HIDROLOGICO THORNTHWAITE - PALMER

1. El balance hidrológico
2. Estimación de la evapotranspiración efectiva
3. Características hídricas del suelo
4. El modelo de dos capas
5. Criterio para remover la humedad del suelo
6. Simulación del balance de agua
7. Prueba del modelo

V. EVAPORACION REAL Y ENERGIA DISPONIBLE PARA LA EVAPORACION PENMAN - MORTON

1. Bases del modelo
2. El modelo matemático
3. Variables estimadas
4. Prueba del modelo

VI. DISCUSION, APLICACIONES Y CONCLUSIONES

1. Discusión sobre los diferentes criterios para estimar la evaporación
2. Aplicaciones
3. Conclusiones

REFERENCIAS

APENDICE

LISTA DE FIGURAS

- 2.1. CONDICIONES PARA LA EVAPORACION
- 2.2. METODO DEL BALANCE DE ENERGIA
- 2.3. FENOMENOS DE TRANSPORTE
- 3.1. CALCULO DE LOS PARAMETROS I, a
- 3.2. SALIDA DE GM0345
- 3.3. CREACION DE LOS VALORES NORMALES DE LA EVAPO
TRANSPIRACION POTENCIAL DE THORNTHWAITE
- 3.4. SALIDA DE NØRMEP
- 3.5. SALIDA DE GM0148
- 3.6. SALIDA DE GM0464
- 3.7. NOMOGRAMA TIPICO PARA UNA LOCALIDAD
- 3.8. NOMOGRAMA TIPICO PARA CUALQUIER ESTACION
- 4.1. RELACION ENTRE LA EVAPOTRANSPIRACION REAL
(E_{Ta}), LA POTENCIAL (EP) Y EL CONTENIDO DE
HUMEDAD DEL SUELO (H)
- 4.2. BALANCE HIDROLOGICO THORNTHWAITE-PALMER
- 4.3. ESCURRIMIENTO CALCULADO Y OBSERVADO
- 4.4. EVAPOTRANSPIRACION EFECTIVA EN ZONAS ARIDAS Y
SEMIARIDAS

- 4.5 DIFERENCIA MENSUAL ENTRE LA PRECIPITACION Y LA EVAPORACION DE THORNTHWAITE EN EL TROPICO HUMEDO DE MEXICO
- 4.6 EVAPOTRANSPIRACION SEGUN THORNTHWAITE-PALMER Y TURC
- 5.1 PRUEBA DEL MODELO DE MORTON EN BASE A PROMEDIOS ANUALES DEL PERIODO 1960-1969.
- 6.1 CRITERIOS PARA ESTIMAR LA EVAPORACION
- 6.2 PERFIL MENSUAL DE LA DIFERENCIA DE EVAPORACION DE THORNTHWAITE Y PENMAN-MORTON EN EL TROPICO HUMEDO DE MEXICO
- 6.3 DIFERENCIA MENSUAL ENTRE LA PRECIPITACION Y LA EVAPORACION DE PENMAN EN EL TROPICO HUMEDO DE MEXICO
- 6.4 PRECIPITACION, EVAPOTRANSPIRACION EFECTIVA Y REAL EN RIO VERDE, S.L.P.
- 6.5 PERFIL NORMAL DE LA PRECIPITACION Y EVAPORACION REAL AL FINAL DEL MES
- 6.6 PERFIL DE LA PRECIPITACION Y EVAPOTRANSPIRACION DE THORNTHWAITE-PALMER EN SAN LUIS POTOSI, S.L.P.

- 6.7 ALMACENAMIENTO APARENTE MENSUAL EN RIO VER
DE, S.L.P. DE 1941-1970
- 6.8 DISTRIBUCION ESPACIAL Y PERFIL DE PRECIPITACION
MENOS EVAPOTRANSPIRACION POTENCIAL EN ZACATECAS,
ZAC. (SEP/1979)
- 6.9 PERFIL DE LA HUMEDAD DEL SUELO Y ESTADO DE
CULTIVOS AL FINAL DEL MES EN COLIMA, COL.
- 6.10 PERIODOS DE DEFICIENCIA Y EXCESO MAXIMO DE
HUMEDAD EN CAMPECHE, CAMP.
- 6.11 ALMACENAMIENTO APARENTE AL FINAL DEL MES

LISTA DE TABLAS

- 3.1 DURACION MEDIA POSIBLE DEL DIA EXPRESADA EN UNIDADES DE 30 DIAS Y DIAS DE 12 HORAS
- 4.1 CAPACIDAD DE CAMPO Y TEXTURA
- 4.2 PORCENTAJE DE MARCHITAMIENTO PERMANENTE Y TEXTURA
- 4.3 HUMEDAD APROVECHABLE Y TIPO DE SUELO
- 4.4 BALANCE HIDROLOGICO
- 4.5 PRECIPITACION, EVAPOTRANSPIRACION EFECTIVA Y POTENCIAL EN EL TROPICO HUMEDO
- 4.6 EFECTO DE LA HUMEDAD APROVECHABLE EN EL BALANCE DE AGUA
- 4.7 EVAPOTRANSPIRACION EFECTIVA Y HUMEDAD APROVECHABLE
- 5.1 PRUEBA DEL MODELO MORTON
- 5.2 EVAPORACION REGIONAL DE PENMAN MORTON (PROMEDIOS 1941-1970)

LISTA DE PROGRAMAS (APENDICE)

- A.1 TEMENE
- A.2 TEMENØ
- A.3 INDØE
- A.4 NØRMEP
- A.5 EVAPRE
- A.6 BALHID

I N T R O D U C C I O N

CAPITULO UNO

1. LA DEMANDA DE ALIMENTOS

El continuo aumento de la población mundial requiere cada vez, más productos del campo para la alimentación humana y animal, más nutritivos, en menor tiempo y menor área de cultivo. La creciente incorporación de tierras aptas para el cultivo no satisfacen los requerimientos, aparte de que la superficie cultivable tiene un límite y ya estamos llegando a él. Por esta razón, en la actualidad una de las ramas más antigua de la meteorología ha estado recobrando su importancia. Se trata de la meteorología agrícola o agrometeorología. De ahí que la investigación agrícola internacional recientemente esté enfocando su atención a los rendimientos de cosechas afectadas por el factor meteorológico.

2. EL AMBIENTE DE LAS PLANTAS

El ambiente de un organismo está constituido por todos los seres vivos y las cosas no vivientes que le rodean. Algunos de los componentes más importantes del ambiente -- son la humedad, la temperatura, la luz, los suelos y los organismos vivos. Al funcionar conjuntamente y por separado todos los componentes influyen en el comportamiento de las plantas.

Hay dos tipos de ambiente: el macroambiente, que es afectado por el clima general, altura y latitud de la región. Así, los datos de los servicios meteorológicos sobre precipitaciones, velocidad del viento y temperatura, son medidas del macroambiente. El microambiente, en cambio, es lo que rodea de cerca la superficie de un organismo u objeto, afectándolo de alguna manera. Por ejemplo, la cantidad y calidad de la luz que reciben las hierbas que crecen bajo una cubierta forestal es muy distinta de la que reciben las hojas de los árboles que constituyen esa cubierta. Los ecólogos están convencidos de que el microambiente es tan importante como el macroambiente en el crecimiento de las

plantas.

3. EL HABITAT RADIANTE

Dos aspectos básicos del macroambiente para la vida vegetal son la energía suministrada por la radiación solar y el agua por la precipitación. La energía solar ya bien -- sea directa o indirectamente es utilizada en dos procesos -- principales que son la transpiración y la fotosíntesis. En esos dos procesos se emplean grandes cantidades de energía lumínica, pero sólo en la fotosíntesis se almacenan grandes cantidades de este tipo de energía para su futuro consumo. La luz influye también en otros procesos, tales como la floración y la germinación de las semillas, sin embargo, en esos casos, solamente participan cantidades muy pequeñas de energía solar.

La interacción de la radiación solar con la vida vegetal es un poco diferente a la de otras áreas de influencia de la energía radiativa. Primero, porque se trata de -- una población de plantas y no de un objeto aislado, como es el caso de los sistemas de aprovechamiento de la energía solar, o de unos cuantos como en el caso de la helioarquitect-

tura. Segundo, se trata de seres vivos con mecanismos y procesos complicados que se suceden a partir de la captación-- de la energía solar, procesos que en principio pueden ser-- previstos en la helioarquitectura y en los sistemas de apro-- vechamiento. Las investigaciones corrientes sobre el campo de la meteorología agrícola giran alrededor del efecto de la dirección, cantidad de energía, duración y bandas especí-- cas del espectro de radiación solar en el crecimiento, desa-- rrollo y producción de las plantas.

4.. LA HUMEDAD DEL SUELO

Para que las plantas crezcan y se desarrollen el sue-- lo debe contener cierta cantidad de humedad. Si el suelo es-- tá seco, las plantas cesan de crecer y mueren. De la misma-- manera, un exceso de humedad provoca que los espacios entre las partículas del suelo sean ocupadas por el agua y el ai-- re sea desalojado, situación perjudicial para la vida de -- las plantas.

El suministro de agua al suelo se lleva a cabo prin-- cipalmente por la lluvia y esta debe ser entendida en el sentido estric--

to de fuente de humedad. Por esta razón, la precipitación total durante el periodo vegetativo, o su valor anual, no debe ser considerada como una característica de las condiciones de humedad del suelo de una región determinada, cuando el problema en cuestión, es el cultivo de ciertos plantíos o la zonificación agroclimática.

El agua desempeña papeles muy diversos en la vida de las plantas, siendo el elemento más abundante en una célula activa. Es sabido que, de la totalidad de agua que absorben las raíces, aproximadamente el 98% es desechado por medio de la transpiración. Los factores ambientales más importantes que influyen en las pérdidas por transpiración son la humedad relativa de la atmósfera, los movimientos del aire, la temperatura del aire, la radiación solar y las condiciones de humedad del suelo. Estos factores afectan a la transpiración por su efecto sobre la presión del vapor de agua en el espacio intercelular o del agua que se encuentra en el aire.

Las condiciones de humedad de los suelos se estiman generalmente a partir de un balance de agua, tomando en

cuenta la fuente y las pérdidas de agua del sistema. Las pérdidas mas significativas corresponden a la evaporación y transpiración de las plantas,

La evapotranspiración de superficies naturales tales como aguas superficiales, suelos húmedos ó cubiertos de vegetación, es un proceso difusivo por el cual, el agua en forma de vapor se transfiere de la superficie a la atmósfera. El proceso de transferencia es en parte turbulento, en parte molecular, siendo el mecanismo turbulento el dominante, con excepción del que sucede en una capa delgada inmediata a la superficie²⁶. Este proceso se ve fuertemente afectado por la temperatura del aire y del suelo, viento y radiación solar, razón por la cual la evapotranspiración resulta una función complicada de los elementos climáticos.

5. FENOMENOS ADVERSOS

Por último, pero no por eso menos importante en el problema agrometeorológico de México, dos factores que afectan ciertas etapas o fases de desarrollo

de algunas plantas, son los enfriamientos prolongados y los vientos. Los descensos bruscos de la temperatura del aire se presentan debido a las invasiones de aire polar continental, generalmente seco, proveniente del Canadá y de los Estados Unidos. El descenso de la temperatura, puede presentarse también, cuando durante el día la superficie ha recibido y retenido la radiación solar, pierde durante la noche parte de esa radiación como resultado de un enfriamiento adicional de la masa de aire polar que la ha invadido.

~~De la misma manera,~~ De la misma manera, las simples variaciones en el calentamiento de varias partes de la superficie terrestre y el aire vecino, por la radiación solar, producen movimientos de masas de aire, el viento, siendo este el responsable de la circulación general normal de la atmósfera. Sin embargo, existen dos importantes perturbaciones de carácter sinóptico que modifican ese status quo del campo de vientos. Una de ellas aparece durante la mitad fría del año en la que ciertos factores meteorológicos se conjugan para dar origen a los nortes con la presencia de vientos fuertes y descensos de la temperatura en las costas del Golfo de México. La

otra perturbación, en cambio, que dependiendo de la intensidad de los vientos va desde la depresión tropical, tormenta tropical hasta ciclón o huracán, se presenta durante los meses de mayo a noviembre. Los vientos provocados por ambos tipos de perturbaciones, como es conocido, afecta positiva o negativamente el período de floración de la plantas o el acamado de ciertos cultivos.

6. TESIS

De esta manera consideramos que las condiciones de temperatura del aire y suelo por un lado y, por el otro, los períodos de lluvia, no son suficientes para una adecuada regionalización, calendarización de cultivos y optimar la producción agrícola. Se hace necesario, entonces, conocer la dirección de la radiación solar para la orientación adecuada de los surcos o hileras de plantas; distribución regional de la duración observada de la radiación solar para la introducción de cultivos de acuerdo a su fotoperíodo característico; distribución de la cantidad de energía recibida proveniente del sol y el balance de radiación de la superficie que establecen las condiciones óptimas de la tem-

peratura a lo largo de todo el periodo vegetativo de la --- planta; el contenido energético en ciertas bandas específicas del espectro de radiación como la banda ultravioleta - perjudicial para la vida vegetal.

De la misma importancia es el conocimiento de la humedad de los suelos. Para ello es conveniente conocer los periodos de déficit de humedad que afectan a la floración del cultivo y, desde luego, a la producción de grano y materia orgánica; los periodos de recarga, que siendo excesivos con la aparición del escurrimiento superficial pueden entorpecer las labores agrícolas de barbechos, siembra o cosecha. De esta manera, la condición de humedad óptima para todo el periodo vegetativo no es la única condición al regionalizar y calendarizar los cultivos, sino que también se hace necesario tomar en cuenta las labores agrícolas..

Para lograr esto se ha realizado el presente estudio que comprende el elemento evapotranspiración como parte integrante del factor agua en el desarrollo de los cultivos. Aún cuando se ha seguido una metodología adecuada, el estudio-

no es exhaustivo ya que la problemática de la producción agrícola nacional es muy compleja donde se conjugan factores económicos, sociales y políticos que en ocasiones limitan su desarrollo.

A lo largo de este estudio se ha tratado de dar el fundamento teórico a los fenómenos involucrados, y sobre todo adecuarse a la información meteorológica disponible, factor limitante en la mayor parte de las áreas de aplicación de la meteorología. El tema se inicia con el capítulo 2 que presenta el resumen de una investigación bibliográfica sobre los métodos para estimar la evaporación en la cual se ha seleccionado dos métodos.

El método de Thornthwaite¹³ se discute con amplitud en el capítulo 3 donde se fundamenta y formaliza su muy conocida fórmula. Asimismo se han obtenido los parámetros correspondientes para 726 puntos del país, elaborandose los programas de computación para la creación del archivo de los valores de la evapotranspiración potencial del periodo 1941-1970.

En el capítulo 4 se ha ampliado el modelo de Thornthwaite con la contribución de Palmer¹⁵ para establecer el balance hidrológico de 107 puntos del territorio nacional, obteniéndose la evapotranspiración efectiva y las condiciones de humedad de los suelos.

Las contribuciones de Morton¹⁶ al problema conceptual de la evapotranspiración potencial se tratan en el capítulo 5, donde partiendo de la fórmula de Penman se estima la energía disponible para la evaporación, y la correspondiente evaporación real a escala regional con elementos puramente climáticos.

Finalmente en el capítulo 6 se discuten los diferentes criterios para estimar la evaporación, se presentan algunos ejemplos de aplicaciones y se establecen las conclusiones del estudio.

Dado el estado actual de las observaciones de las diferentes variables radiativas que definen el clima solar,²⁷ el autor consideró no conveniente incorporar un estudio pre

liminar del campo de radiación solar. Esto se debe a que, como es conocido, el Servicio Meteorológico Nacional ha estado remodelando su red de estaciones de radiación solar con equipo de alta tecnología y sofisticación automática en la captura de la información que, ampliado con la pronta instalación de una red similar por el Instituto Nacional de Investigaciones Agrícolas, hace irrelevante ese estudio por el futuro tan promisorio en este campo de la investigación de la radiación solar.

Los fenómenos adversos como son los de las heladas y el campo de los vientos, requieren un arduo trabajo con los millones de datos de los registros diarios de la red nacional de estaciones almacenados en cintas magnéticas, que imposibilitan por el momento trabajarlos e incorporar sus resultados a este estudio. Tomese, entonces, el estudio sobre la evaporación y sus aplicaciones como una primera etapa del problema agrometeorológico de México. Para un trabajo futuro se reservan la segunda etapa sobre el tema de la energía y una tercera, para los fenómenos adversos de las heladas y las alteraciones en el campo normal de vientos.

METODOS PARA ESTIMAR LA EVAPORACION

CAPITULO DOS

2.1 EL FENOMENO DE LA EVAPORACION

La evaporación de superficies naturales tales como - aguas superficiales; suelos húmedos o cubiertos de vegetación, como ya se ha dicho, es un proceso difusivo por el - cual el agua en forma de vapor se transfiere de la superficie a la atmósfera. El proceso de transferencia - es en parte turbulento, en parte molecular, siendo el mecanismo turbulento el dominante, a excepción del que sucede - en determinadas condiciones en una capa finamente delgada - cercana a la superficie.²⁶

Para que la evaporación tenga lugar es necesario la fuente de agua, que puede estar en las aguas superficiales-

que se encuentran en contacto directo con el aire, como la de los depósitos superficiales, o en contacto con la cubierta vegetal y suelos húmedos a una determinada profundidad, cuando las propiedades y condiciones del terreno lo permiten (figura 2.1). En cualquiera de estos casos son necesarios dos factores.

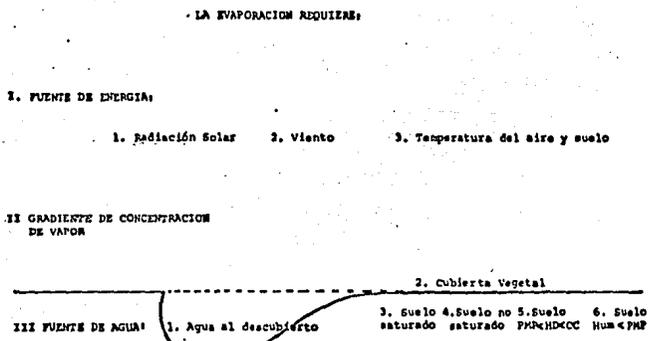


FIGURA 2.1 CONDICIONES PARA LA EVAPORACION

Primero, una fuente de energía que permita evaporar el líquido. Esta fuente puede estar en la radiación solar, en el aire que sopla sobre la superficie, o en la superficie misma según sea su temperatura, siendo la energía solar la fuente principal.

Segundo, el fenómeno de difusión sólo puede llevarse a cabo si existe un gradiente de concentración de vapor de agua. De esta manera la evaporación puede llevarse a cabo-- cuando la concentración del vapor en la superficie excede a la del aire que se encuentra encima de ella.

2.2 METODOS PARA ESTIMAR LA EVAPORACION

En la actualidad existen numerosos métodos para estimar la evaporación dependiendo de las condiciones en que se vayan a aplicar y el uso que se les destine. Las hay de todos los tipos, desde las que carecen de fundamento teórico-- hasta las soluciones mas sofisticadas de la hidrodinámica.-- El grado de aproximación con la evidencia experimental puede ir desde discrepancias del 20%, hasta mejores aproxima-- ciones, pero de aplicación práctica muy restringida.³

La recopilación, desde luego no exhaustiva, de los -- métodos que se describen aquí, por una parte pretende agruparlos de acuerdo a su fundamento. Por la otra, seleccionar aquellos métodos que satisfacen los intereses de una modesta y adecuada planeación agrícola, y como indicadores de --

la influencia que tiene el factor meteorológico en la producción de los plantíos. De ahí, que el hecho de que se hayan seleccionado solo dos métodos, no quiere decir que los restantes sean malos, sino que su aplicación a este caso es muy restringida por la información con que se alimentan, y su corto rango de aplicación a áreas tan extensas y distintas que existen en nuestro país.

Los métodos que se han recopilado corresponden a los mas relevantes, cuya presentación es descriptiva sin llegar a discutirlos y cuestionarlos. La descripción se ha extendido sólo en aquellos métodos que se encuentran relacionados con los que se seleccionaron. Para mayor información se recomienda las excelentes recopilaciones de Deacon¹, Hounan², y Pierson³, las cuales incluyen amplias citas bibliograficas.

Los metodos para estimar la evaporación se han agrupado en dos grandes corrientes fundamentales: Los basados en la fuente de energía y los que hacen uso de una u otra forma la transferencia de vapor. Los métodos para estimar la evaporación que toman en cuenta sólo la fuente de energía, sin requerir todos los detalles del proceso, son los métodos del balance de energía (figura 2.2), mientras que

los de transferencia de vapor corresponden a los métodos - aerodinámicos (figura 2.3). Estos últimos han desarrollado - tanto la corriente empírica como la teórica. Existen otros - métodos que no pueden ser incluidos en esta clasificación : los métodos directos, los de la corriente totalmente empíri - ca y los métodos combinados.

2.3 METODO DEL BALANCE DE ENERGIA

La determinación precisa de la evaporación de cual- - quier tipo de superficie, húmeda o parcialmente seca, sería posible si se conociera con suficiente aproximación los faç - tores que contribuyen al balance de calor de la superficie - evaporadora. En la actualidad existe una amplia gama de -- instrumentos que pueden medir con relativa precisión todas - las componentes radiativas. Pero la escasez de instrumentos registradores y una adecuada distribución en la superficie - terrestre de la que adolecen los servicios meteorológicos - nacionales, ha obligado al uso de fórmulas empíricas para - la estimación de la radiación.²⁸

No obstante así, la conservación de la energía es el

principio más fundamental disponible y de mayor frecuencia de aplicación, sobre todo para no llegar a conclusiones --- erróneas. Por ejemplo, las falsas inferencias a las que se ha llegado sobre el efecto de la naturaleza de la superficie en la rapidez de evaporación en los casos siguientes:

Thorntwaite y Holzman⁴ han argumentado que un suelo desnudo con suministro adecuado de agua evaporará más que los depósitos de agua al descubierto en las mismas condiciones, porque las pequeñas irregularidades presentan una mayor superficie evaporadora, además, porque las temperaturas superficiales del suelo durante la parte del día en la que la mayor parte de la evaporación ocurre, son más altas que la temperatura del agua.

Sin embargo, el argumento implica también mayor --- transferencia de calor sensible hacia arriba y hacia abajo, y la emisión de radiación de onda larga sin algún incremento necesariamente en la energía disponible, de la cual estas cantidades son extraídas. La debilidad de este argumento, --- dice Deacon¹, es que se ignora la modificación de la distribución del vapor de agua y la temperatura arriba de la su---

perficie.

El principio del balance de energía, también ilustra el error de que un incremento en el área foliar necesariamente permite una mayor rapidez de evaporación. Dentro del mismo contexto las conclusiones de Sverdrup⁵ y Norris⁶ que, en base a consideraciones aerodinámicas, la rapidez de evaporación de una superficie áspera húmeda puede ser dos a cuatro veces mayor que la de una superficie lisa también húmeda, debe ser considerado como de dudosa seriedad.¹

Muchas de las confusiones en estas y otras situaciones pueden ser eliminadas si se considera a la evaporación tanto una causa como una consecuencia de la distribución vertical del vapor de agua. Morton⁷ recoge este punto de vista, lo desarrolla y construye el modelo de evaporación que se discute en el capítulo 5.

El método del balance de energía se basa en la conservación de la energía para la superficie evaporadora. De acuerdo con la figura 2.2, el balance de energía estaría expresado por la ecuación

$$R_n = H + LE + F + R_s + R_p + R_l \quad (2.1)$$

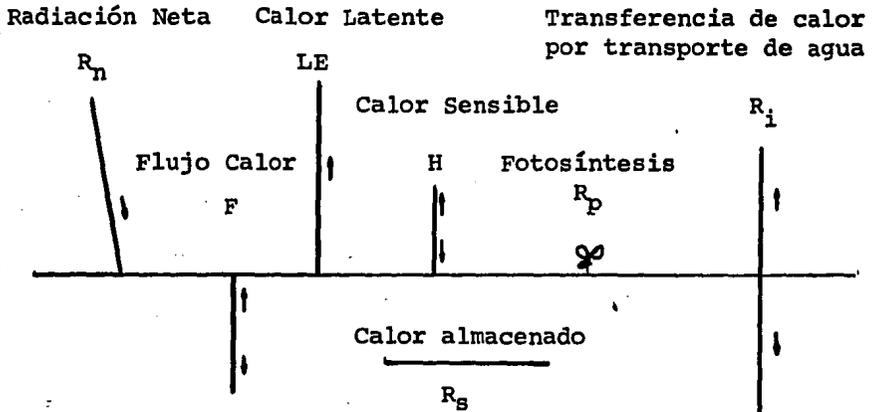


FIGURA 2.2 METODO DEL BALANCE DE ENERGIA

donde R_n es la radiación neta recibida por la superficie. Es el resultado de un balance de radiación tomando como positiva la entrada de radiación de onda corta directa del Sol, mas la radiación difusa proveniente del cielo denotadas por el símbolo : (R_c) ; radiación reflejada - αR_c por la superficie de albedo α y la radiación de salida de la superficie - R_b que puede ser de onda corta o larga reflejada. Esto es, $R_n = R_c (1 - \alpha) - R_b$. H , represen-

ta la transferencia de calor sensible del aire a la superficie o en la dirección opuesta. LE es el calor usado en la evaporación con L el calor latente de vaporización y E la evaporación. F , el flujo de calor en el terreno y/o vegetación. R_s , el calor almacenado en el agua. R_p , calor convertido en energía química debido al proceso de la fotosíntesis. Finalmente, R_i es el calor transferido hacia el o fuera del sistema por el transporte de líquido.

Los términos del almacenamiento de calor R_s , el empleado en la fotosíntesis R_p y el calor transportado por el agua R_i , se pueden despreciar para periodos cortos, hasta de un mes, puesto que sus fluctuaciones resultan muy pequeñas. Para otros periodos en vez de R_n se puede usar el factor $(R_n - R_s - R_i)$. R_p es menor del 1% para casi todos los tipos de cubierta vegetal. F se puede deducir de los cambios en el perfil de temperatura del suelo o agua y de una estimación de las capacidades caloríficas; para periodos cortos, también se puede despreciar. Así, el balance de energía simplificado quedaría expresado como

$$R_n = LE + H \quad (2.2)$$

de donde se obtiene la ecuación para la evaporación

$$E = \frac{R_n/L}{1 + \beta}$$

(2.3)

$$\beta = \frac{H}{LE} = \frac{C_p K_h}{L K_w} \frac{\partial T / \partial Z}{\partial q / \partial Z} \cong \gamma \frac{T_s - T_a}{e_s - e_d}$$

donde β es la razón de Bowen que supone a los coeficientes de conducción de calor K_h y difusión de vapor K_w del mismo valor ; $\gamma = C_p / L$ es la constante psicométrica con C_p el calor específico del agua a presión constante y L el calor latente de vaporización.

La ecuación (2.3) impone condiciones severas de tener información a dos niveles del gradiente de temperatura y humedad específica (q) o presión de vapor: T_s la temperatura del suelo, T_a la temperatura del aire, e_s la presión de vapor en la superficie y e_d la correspondiente al aire.

2.4 METODOS AERODINAMICOS

Tanto en la corriente aerodinámica teórica como en -

la empírica, se parte de los fenómenos de transporte de -- energía (calor), ímpetu (cantidad de movimiento) y masa (va por); en la figura 2.3 se muestran estos fenómenos de trans porte. Puede observarse que la fórmula correspondiente al - fenómeno de transporte incluye constantes y el déficit de - energía, ímpetu o masa, según sea el caso.

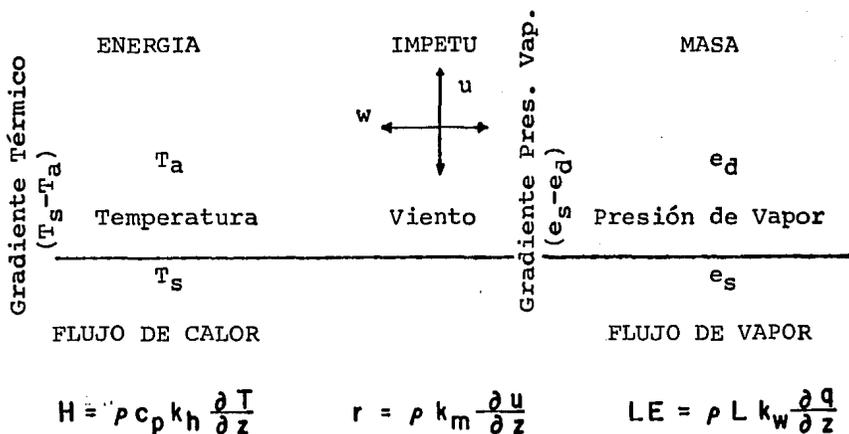


FIGURA 2.3 FENOMENOS DE TRANSPORTE

En la corriente aerodinámica empírica se encuentra - la fórmula de Dalton pionera en este campo de la investiga- ción, toda vez que no hay evidencia de que él haya expresa-

do su resultado en la forma como se conoce actualmente:

$$E = \sigma (e_s - e_d) (1 + bu) \quad (2.4)$$

donde e_s y e_d son las presiones de vapor de saturación a la temperatura de la superficie y la de rocío, respectivamente; u es la velocidad del viento; a y b son constantes empíricas. En un ensayo escrito en 1834, Dalton mostró que prevía la alternativa de plantear el problema considerando la evaporación como una componente del balance de calor.

Trabajos posteriores a Dalton sobre pequeños depósitos de aguas al descubierto, llegaron a expresiones de la forma (2.4), pero hubo algunos que introdujeron el término "déficit de saturación" mas fácil de medir, $e_s - e_d$, en el que e_d es la presión de vapor de saturación a la temperatura del aire.

El uso del deficit de saturación persiste en los estudios de evaporación, particularmente en la climatología agrícola, toda vez que por sí solo no tiene importancia co-

mo una cantidad física en un proceso de difusión vertical - de vapor de agua. Cuando la superficie evaporadora está saturada y el aire se encuentra a la misma temperatura, $e_a - e_d$ tiene el mismo valor que $e_s - e_d$. Pero la igualdad de temperaturas no siempre se cumple. Asimismo, cuando la superficie se encuentra cada vez más seca, la evaporación es menor pero mayor será el déficit de saturación. En tales circunstancias $e_a - e_d$ debe ser considerado como un inverso del índice de evaporación.

La estimación de las pérdidas por evaporación de -- grandes depósitos de agua a conducido a la proliferación de evaporímetros o tanques de agua de dimensiones, construc--- ción y tiempo de exposición arbitrarios. La cuestión que se maneja, es la búsqueda de un simple factor o coeficiente - aplicable en cualquier tiempo y en todas las condiciones. - Los diferentes planteamientos que se han publicado revelan fuertes y frecuentes críticas cuestionando el uso de estos tanques como instrumentos meteorológicos, inclusive, hay - quienes sostienen que sus lecturas frecuentemente son erróneas y difícil de interpretar.

En la corriente aerodinámica teórica se han seguido dos distintos planteamientos. En el primero se han buscado soluciones analíticas a la ecuación general de difusión, y en el segundo, se ha partido de la representación de la evaporación como una transferencia turbulenta de materia.¹

La ecuación de difusión se ha aplicado principalmente a superficies saturadas, aguas al descubierto o vegetación transpirando sin limitaciones de humedad, pero muy poco avance se ha tenido cuando la superficie comienza a secarse (apartado 4.5). En la actualidad no existe una solución aceptable de la ecuación de difusión para el caso tridimensional, por lo que es común restringir el tratamiento a dos dimensiones y estado estacionario, despreciando la difusión del viento hacia abajo. La solución, en estas condiciones, está dada por

$$u \frac{\partial X}{\partial X} = \frac{\partial}{\partial Z} (K_z \frac{\partial X}{\partial Z}) \quad (2.5)$$

donde u es la velocidad del viento en la dirección X ; X es la saturación y K_z el coeficiente de transferencia difusiva en la dirección Z . Las expresiones más realistas para K y u son las obtenidas por Sutton⁸

$$K_m = \frac{\nu^n}{1-n} \left[1/2 \pi \kappa^2 \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^3 / \left(\frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right)^2 \right]^{1-n}$$

(2.6)

$$u = u_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^{n/2 - n}$$

donde K_m es el coeficiente de transferencia para el ímpetu (momento) que Sutton identifica con K_w , el correspondiente a la transferencia de vapor; n , es una medida del grado de inestabilidad de la atmósfera que en condiciones neutras tiene el valor de 0.25; κ , la constante de Karman aproximadamente igual a 0.4; ν , la viscosidad cinemática del aire.

La evaporación por unidad de longitud transversal al viento, se obtiene por integración de

$$E = \int_0^{\infty} u \chi dz \quad (2.7)$$

donde u está dada por (2.6), y χ es la solución de (2.5) con las expresiones de u y K_z dadas por (2.6). χ satisface las condiciones a la frontera de tener un valor determinado en la superficie encima del área evaporadora, y un va

lor constante invariable para todos los puntos arriba del viento y a una altura uniforme.

Las soluciones de Sutton para una lámina de espesor x_0 y y_0 de ancho, toma la forma

$$E(x_0, y_0) = A \cdot u_1^{2-n/2+n} \cdot x_0^{2/2+n} \cdot y_0 \quad (2.8)$$

para una área circular de radio r

$$E = A' u_1^{2-n/2+n} \cdot r^{4+n/2+n} \quad (2.9)$$

donde A y A' incluye la diferencia en la concentración de vapor. Para condiciones neutras, la evaporación por unidad de área está dada por

$$E = \text{const.} \cdot u^{0.78} \cdot x_0^{-0.11} \quad (2.10)$$

En la corriente hidrodinámica que usa la transferencia turbulenta de vapor para estimar la evaporación natural de cualquier tipo de superficie, húmeda o parcialmente seca se parte de la expresión

$$E = -K_w \frac{\partial X}{\partial z} \quad (2.11)$$

El gradiente de concentración $\partial X / \partial z$ se puede medir fácilmente, pero K_w no puede ser determinado en forma directa. Generalmente se acepta que el proceso de difusividad y viscosidad son iguales por lo que K_w puede ser remplazado por K_m ¹. Los experimentos con el túnel de vientos revelan que el coeficiente de transferencia de ímpetu se puede expresar como

$$K_m = \kappa^2 z^2 \frac{\partial u}{\partial z} \quad (2.12)$$

La aplicabilidad de (2.12) a las condiciones atmosféricas es buena con 0.4 para la constante de Karman.²⁹

Thorntwaite y Holzman⁴, partiendo de (2.11) y (2.12) con mediciones a dos alturas z_1 y z_2 , han encontrado que la evaporación se puede estimar de

$$E = \frac{\kappa^2 (q_1 - q_2) (u_2 - u_1)}{(\ln \frac{z_2}{z_1})^2} \quad (2.13)$$

conocida como de la ley logarítmica, donde q es la humedad específica.

Recientemente Pierson y Jackman⁹ han probado el grado de predicción de esta fórmula y de algunas otras. La mejor fórmula, resultado de esta investigación, es la de --- Pruitt y Lourence¹⁰.

$$E = \frac{\kappa^2 (q_1 - q_2) (u_2 - u_1)}{(\ln \frac{z_2}{z_1})^2} \eta (R_1) \quad (2.14)$$

donde η es el grado de inestabilidad de la atmósfera y R_1 es el número de Richardson que mide el comportamiento de la turbulencia³⁰.

Las fórmulas de la corriente hidrodinámica dadas por Sutton, ecuaciones (2.8), (2.9) y (2.10), así como las de --- Thornthwaite y Holzman, expresión (2.13), y la de Pierson y Jackman, ecuación (2.14), adolecen de la necesidad de información a dos niveles y el grado de inestabilidad de la atmósfera. Estas condiciones impiden su aplicación a todo el país. De igual modo, tal situación se presenta con la fórmula de Dalton, expresión (2.4), que requiere la temperatura y presión de vapor en la superficie. Sin embargo esta dificultad es salvada por Penman¹¹ cuyo método más adelante se

describe.

2.5 METODOS DIRECTOS

El método directo basado en la rapidez instantánea - de transferencia vertical de vapor de agua por unidad de área

$$E = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \rho_i u_i q_i \quad (2.15)$$

requiere los valores de la densidad ρ , velocidad del viento, u , y la humedad específica q , medidas n veces para un periodo de tiempo dado. El uso de este método en el campo ha dado buenos resultados, teniendo la ventaja de estar libre de aproximaciones y aplicable a cualquier tipo de superficie, húmeda o parcialmente seca. Sin embargo, tiene la desventaja de requerir un análisis laborioso, lo cual lo limita como un instrumento general de campo. Así mismo, los instrumentos deben ser diseñados de tal manera que respondan con suficiente rapidez a todas las fluctuaciones de ρ , u y q . El principio del método y su instrumentación ha sido descrito por Swinbank¹².

Existen otros métodos directos como el de los lísime tros, los cuales el factor económico los hace prohibitivos. Se basan en el aislamiento de un bloque de suelo que se pesa continuamente para determinar las variaciones de humedad; se usan con fines de investigación y calibración de algunos de los métodos descritos arriba.

2.6 METODOS EMPIRICOS

En los métodos empíricos unos emplean la temperatura media del aire, la humedad relativa, humedad del suelo o el balance de radiación. Las fórmulas más sobresalientes son:

Thornthwaite¹³ usando la temperatura media del aire, † propone a la siguiente ecuación:

$$E_{\dagger} = 1.6 \left(\frac{10 \dagger}{I} \right)^0 \quad (2.16)$$

donde I es el índice de calor que resulta de la suma de 12 índices mensuales $i = (T/5)^{1.514}$, siendo T el valor normal de la temperatura media del mes. Dada su sencillez y fácil aplicación, se le ha seleccionado del grupo de ecuación empíricas. Su descripción detallada aparece en el capí

tulo 3.

Blaney y Morin,² usando temperatura media del aire t y humedad relativa h , con a la evapotranspiración

$$a = ktp(14-h) \quad (2.17)$$

donde k es la constante del cultivo y p es el porcentaje mensual de la duración de la insolación con respecto a su valor anual.

Blaney y Criddle¹⁴ presentan una expresión similar a (2.17) de amplio uso en la estimación del uso consuntivo de los cultivos

$$E_t = KF \quad (2.18)$$

donde E_t es la evapotranspiración en centímetros; K es un coeficiente de corrección que depende del cultivo y su fase de desarrollo; F es la suma de 12 valores mensuales que dependen de la temperatura y duración de la insolación.

Turc,² usando la precipitación anual P y temperatura media del aire T , plantea la ecuación

$$E = \frac{P}{[0.9 + (P/L)^2]^{1/2}} \quad (2.19)$$

$$L = 300 + 25T + 0.5T^3$$

Turc ha desarrollado también una segunda ecuación para periodos cortos, usando la precipitación p ; un parámetro del suelo m en términos de su humedad A , $m = 35 - A$; el poder de evaporación del aire L calculado de $L = 1/16 + (1+2) \sqrt{R}$, donde R es la radiación solar y V el parámetro de la planta:

$$E = \frac{p + m + V}{[1 + \frac{p+m}{L} + \frac{V}{2L}]^{1/2}} \quad (2.20)$$

Budyko² emplea la radiación neta media anual R y la precipitación media anual p :

$$\bar{E} = \left[\frac{Rp}{L} (1 - e^{-R/PL}) \tanh\left(\frac{PL}{R}\right) \right]^{1/2} \quad (2.21)$$

donde L es el calor latente de vaporización y R/L , la evaporación potencial.

La desventaja de todas las fórmulas empíricas, aparte de que algunas carecen de fundamento teórico, se encuentra en las constantes de calibración, que son del tipo local. Esto requiere adoptar un método de comparación adecuado durante un periodo largo. No obstante, la fórmula de Thornthwaite ha sido seleccionada de este grupo, dada su sencillez y aplicable a todo el país. Este método ha sido complementado por Palmer¹⁵, al estimar el balance hidrológico con las propiedades físicas del suelo.

2.7 METODOS COMBINADOS

El método de Penman¹¹ se basa en la ecuación del balance de energía combinada con la expresión de Dalton, eliminando la dificultad de conocer la temperatura de la superficie T_s y su correspondiente presión de vapor e_s .

Aplicando la expresión (2.3) del balance de energía a superficies saturadas o aguas al descubierto, se tiene

$$E_p = \frac{R_n}{1 + \gamma \frac{T_s - T_a}{e_s - e_d}} \quad (2.22)$$

donde E_p es la evapotranspiración potencial en unidades de energía por unidad de tiempo; el término potencial se refiere a que representa el valor esperado de la evaporación si la superficie se encuentra parcialmente seca.

Para eliminar las características de la superficie se emplea la ecuación empírica de Dalton, (2.4), y definiendo las funciones $E_p = f(u)(e_s - e_d)$ y $f_A = f(u) \cdot (e_a - e_d)$, donde en esta última se ha usado el déficit de presión de vapor. Eliminando $f(u)$ de estas expresiones de tiene

$$\frac{T_s - T_d}{e_s - e_d} = \frac{1}{E_p} \left[\frac{E_p - f_R}{\Delta} \right] \quad (2.23)$$

$$\Delta = \frac{e_s - e_d}{T_s - T_d} \cong \frac{\partial e}{\partial T}$$

Sustituyendo (2.23) en (2.22) se obtiene la conocida fórmula de Penman

$$E_p = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_n + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} f_R (e_a - e_d) \quad (2.24)$$

donde E_p es la evapotranspiración potencial, R_n , la radiación neta, $f_R = a(1 + bu)$ el coeficiente de transferencia de vapor y función de la velocidad del viento u con

a y b , constantes empíricas; e_a y e_d , las presiones - de vapor saturado a la temperatura del aire en el abrigo me teorológico y a la temperatura de rocío, respectivamente; Δ es la rapidez de cambio de la presión de vapor saturado con respecto a la temperatura del aire y γ la constante psico- métrica.

Hay que hacer notar que la fórmula de Penman es apli cable, primero, sólo a depósitos abiertos de agua, o como - lo ha demostrado la evidencia experimental, también para su perficies húmedas saturadas, dado que se ha empleado la ex- presión de Dalton.

Segundo, se han despreciado los términos F , R_s , - R_p y R_l de la ecuación del balance de energía. Por esta- razón, la fórmula de Penman es aplicable sólo para periodos cortos, puesto que los efectos del calentamiento y enfria- miento estacional del terreno hacen que el flujo de calor - F y el calor almacenado en el agua sean diferente de cero.

Tercero, el uso implícito de la razón de Bowen, supo ne que los coeficientes de transferencia turbulenta K_h y - K_w de calor y vapor de agua estuvieron en la misma razón-

que su contraparte molecular. los experimentos muestran que durante los periodos de fuerte calentamiento del terreno el coeficiente de transferencia de calor a 1.5 m de altura es alrededor de dos veces el coeficiente de transferencia del vapor de agua. En consecuencia, cualquier estimación de la evaporación por el uso implícito o explícito de β es asignarle más energía de la debida a la evaporación. Sin embargo, las investigaciones realizadas por Penman y Ferguson muestran un buen acuerdo entre teoría y las mediciones en evaporímetros. La razón puede estar en la ausencia de la convección en estas circunstancias, ó la evaporación estimada es insensible a la razón de Bowen; parece ser que esta última es la razón, ya que un cambio en E de la ecuación (2.3) debido a β es proporcional a $-\Delta\beta/(1+\beta)^2$.

La fórmula de Penman ha sido discutida ampliamente desde su publicación (1948). Varios trabajos se han publicado al respecto, mejorándola, pero en esencia conserva la misma forma. Tal es el caso de McILroy² que ha mejorado la estimación de Penman, pero se tiene el problema de los valores de los parámetros a dos niveles.

Un nuevo método recientemente publicado por Morton¹⁶ (1974), no sólo obtiene la evaporación potencial redefinida como la energía disponible para la evaporación, sino también la regional, considerada como la estimación de la evaporación real o efectiva a escala regional con factores puramente climáticos. Las ecuaciones a que Morton llega se discuten en el capítulo 5 y están dadas por

$$E_r = \nu R_r - \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} f_r (e_a - e_d) \quad (2.25)$$

$$E_p = 2 \Psi R_r - E_r$$

donde E_r y E_p representan la evaporación real y potencial, respectivamente; $\nu = 1.52\Delta / (\Delta + \gamma)$ y $\Psi = 1.28\Delta / (\Delta + \gamma)$; R_r , la radiación neta a escala regional; las demás variables ya han sido definidas. f_r , el coeficiente de transferencia de vapor, obtenido por calibración de (2.25), tiene el valor $59 \text{ langley} \cdot \text{día}^{-1} \cdot \text{mb}^{-1}$. El valor constante de f_r elimina el uso del parámetro velocidad del viento y las constantes empíricas locales de a y b .

EVAPOTRANSPIRACION POTENCIAL DE THORNTHWAITTE

CAPITULO TRES

3.1 EVAPORACION, TRANSPIRACION Y TEMPERATURA DEL AIRE

Desde hace mucho tiempo se conocen los factores que controlan a la evaporación, pero su evaluación se ha hecho difícil por sus efectos independientes. Uno de tales factores es el gradiente de presión de vapor entre la superficie evaporadora y la capa de aire inmediata a ella. Ese gradiente depende de la temperatura del agua y aire, viento, presión atmosférica, calidad del agua, naturaleza y forma de la superficie. Sin embargo, la dependencia con la temperatura es quizás la más relevante. Pero esto no quiere decir que necesariamente la evaporación dependa de la temperatura. Un incremento en la temperatura del aire,

cuando tal incremento es comparable con el incremento de la temperatura de la superficie de agua, también provocará un aumento en la presión de vapor del aire y agua. Puesto que la evaporación es proporcional al gradiente de presión entre el agua y aire, incrementos iguales de temperatura pueden no aumentar la rapidez de evaporación. Por otro lado, para que la evaporación continúe, se hace necesario suministrar calor al agua ya que el agua se enfría por efecto de la evaporación. De lo contrario, cuando la temperatura del aire y agua toman el mismo valor, la evaporación cesa. Puesto que las observaciones de la temperatura del aire es la información de la que se dispone normalmente, las medidas de la evaporación frecuentemente se comparan con ellas. Sin embargo, como se ha dicho, la dependencia de la evaporación con la temperatura no es exclusiva. De esta manera no es de esperarse una alta correlación entre la temperatura del aire y la evaporación.

La transpiración es esencialmente lo mismo que la evaporación, excepto que la superficie de la cual las moléculas

las de agua se escapan no es una superficie de agua al descubierto. Los factores que afectan a la transpiración pueden ser fisiológicos y ambientales. Los factores fisiológicos más importantes son la densidad y el comportamiento de los estomas, extensión y carácter de las cubiertas protectoras, estructura foliar y enfermedades de las plantas. El tipo de planta no influye demasiado en el consumo del agua cuando se trata de grandes extensiones de cultivos. Sin embargo, la cantidad de la cubierta vegetal sí puede ser importante. Los factores ambientales, en cambio, incluyen a la temperatura, radiación solar, viento y la humedad del suelo.

La pérdida de agua por la planta a través de los estomas se debe, al igual que en la evaporación a un gradiente de tensión de vapor entre el vapor que se encuentra en la vecindad de cada estoma y el vapor de la atmósfera. La temperatura de la hoja, la radiación solar y la temperatura del aire son determinantes en el fenómeno de la transpiración. La temperatura de la hoja normalmente es superior a la del aire mientras exista radiación solar, y esta relación siempre se mantiene aún cuando la hoja tienda a enfriarse por la transpiración. En cambio, tanto el vapor de agua en los estomas como el vapor del aire son más sensibles a cualquier cambio eventual en la temperatura del --

aire. La presión de vapor de los estomas siempre se encuentra muy cercana a la presión de saturación, esto es, su humedad relativa es muy cercana al 100 %. En cambio, la presión de vapor del aire no necesariamente se encuentra a su máximo valor, ya que esto implicaría necesariamente una humedad relativa del aire del 100%.

Si un incremento en la temperatura del aire provoca un incremento en la temperatura del agua foliar en la misma -- proporción, la presión de vapor tanto en la superficie foliar como en el aire serán igualmente incrementadas. Puesto que la temperatura foliar durante la insolación normalmente es mayor que la del aire, su presión de vapor será superior a la del aire, estableciéndose de esta manera un gradiente de presión necesario para la transpiración. De ahí, que la transpiración resulte altamente correlacionada con la temperatura del aire, siempre y cuando exista la radiación solar para que la superficie foliar se encuentre a una temperatura mayor que la del aire.

La luz solar incrementa más a la transpiración que a la evaporación. Esto explica la diferencia entre la transpiración nocturna y diurna de la mayoría de las plantas. Debido a que los periodos diurnos de máximo déficit de satura--

ción coinciden con el periodo de máxima temperatura y luz brillante, la tensión para la transpiración es mayor, y esos factores combinados llegan a su máxima intensidad al mediodía o primeras horas de la tarde. En cambio, el viento incrementa más a la evaporación que a la transpiración.

Así, la transpiración difiere de la evaporación de una superficie de agua en que ella se encuentra sujeta a los efectos de las características estructurales y funcionales de la planta siendo influenciada fuertemente por la luz. La rapidez de la evaporación no se puede considerar la misma para indicar la rapidez de la transpiración, a pesar de que ambas curvas en determinadas condiciones coincidan. Esto se debe a que cuando los estomas se encuentran abiertos, la curva de la transpiración tiende a seguir la curva de la evaporación hasta que el déficit de agua se presenta y los estomas empiezan a cerrarse por las grandes tensiones hídricas del sistema radicular. Cuando los estomas empiezan a cerrarse no existe una relación aparente entre la rapidez de la evaporación y la transpiración, siendo esta última controlada principalmente por el diámetro de la abertura de los estomas.

3.2 EVAPOTRANSPIRACION POTENCIAL Y USO CONSUNTIVO DE LAS PLANTAS

La breve descripción de las fórmulas de evaporación en el capítulo dos muestra que esta es una función muy complicada de los elementos climáticos. El hecho de que las observaciones de la mayor parte de las estaciones climatológicas no incluyan algunos elementos como la radiación neta, déficit de presión del vapor de agua y velocidad del viento para niveles apropiados, ha obligado a algunos investigadores a estimar la evaporación en base a un mínimo de datos climatológicos. Una de tales estimaciones es la Thornth-

waite.

Thornt¹³waite estima la evaporación a partir de la temperatura media del aire, introduciendo para ello el término evapotranspiración potencial, definido como la máxima evaporación esperada en una superficie continuamente húmeda y su cubierta vegetal en crecimiento activo. De esta manera, en aquellas regiones donde se presentan lluvias durante el verano, es de esperarse que la evapotranspiración potencial coincida con los valores reales, actuales o efectivos de la evaporación. Por el contrario, durante la mayor parte del año en las regiones áridas o durante los períodos de sequía en las regiones húmedas, la evapotranspiración potencial siempre excede a los valores reales o efectivos, presentándose una deficiencia de humedad.

Tal situación permite, primero, emplear los valores de la evapotranspiración potencial como una estimación de la pérdida máxima posible de la humedad del suelo debido a la evapotranspiración para los estudios del balance hidrológico.

Segundo, las necesidades de agua de las plantas o uso-consuntivo, representa la cantidad de agua usada por aquellas en la construcción de sus tejidos, la transpiración y la evaporación en la superficie del suelo, sobre la que se desarrolla. Debido a que el 99% del consumo del agua por la planta se debe a la transpiración y evaporación, la evapotranspiración potencial de Thornthwaite representa una estimación del uso consuntivo de agua. De ahí que, conocidas las condiciones de humedad de los suelos, los valores potenciales de la evapotranspiración permiten estimar la cantidad de agua que en principio debe restituirse al cultivo mediante el riego.

La fórmula de Thornthwaite, como otros métodos, ha sido muy criticada por su naturaleza empírica al ser aplicada en los estudios de zonificación geográfica, introducción de nuevos cultivos, el riego en nuevos distritos y en el uso eficiente del agua en los distritos de riego ya existentes.

Sin embargo, cuando no se requiere mucha precisión en la definición clara de las zonas y en las láminas de agua -

para riego, la evapotranspiración potencial de Thornthwaite puede ser útil para propósitos prácticos. De lo contrario se hace necesario emplear métodos más realistas. Uno de ellos, también de naturaleza empírica, es el método de Blaney y Criddle de amplio uso en la microzonificación de cultivos y en el uso eficiente del agua de riego. Empleando este método, los resultados son mejores que los de Thornthwaite^{17,18} pero la dependencia del tipo de cultivo y variedad lo hace impráctico a escala nacional.

A continuación se describe la metodología seguida para estimar la evapotranspiración potencial de Thornthwaite de 726 localidades del país. Se han obtenido los parámetros y nomogramas correspondientes, así como los valores normales de la evapotranspiración para cada mes del año. Para ello se han usado los registros de temperatura del período 1941-1970.

3.3 METODO DE THORNTHWAITTE

Thornthwaite, basándose en estudios de correlación entre la precipitación, el escurrimiento y estimación de la

evaporación, encontró una relación entre la evapotranspiración potencial y la temperatura media del aire para un mes de 30 días y 12 horas de duración del día, dada por la fórmula

$$e = c t^{\alpha} \quad (3.1)$$

en la cual e es la evapotranspiración mensual, en centímetros y t es la temperatura media mensual, en °C. Encontró que no existe una relación simple entre la evapotranspiración mensual y la temperatura mensual, ya que los coeficientes c y α cambian de una región a otra. Asimismo encontró que las curvas de temperatura y evapotranspiración de diferentes áreas tienden a converger a un punto donde la evapotranspiración es 13.5 cm y la temperatura, 26.5 °C.

Para subsanar esas dificultades, Thornthwaite desarrolló una ecuación especial con base en una constante del lugar que llamó índice de calor, I . Este índice es la suma de 12 índices mensuales obtenidos de la ecuación

$$i = \left(\frac{t_i}{5} \right)^{1.514} \quad (3.2)$$

Así

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{t_i}{5} \right)^{1.514} \quad (3.3)$$

donde t_i es la temperatura media normal del mes, i . Mientras que el índice varía de 0 a 160 el exponente de la ecuación (3.1) varía de 0 a 4.25. Esta particularidad de la ecuación -- fué lo que permitió a Thornthwaite encontrar una correlación entre el exponente α y el índice I dada por

$$\alpha = 0.000000675I^3 - 0.0000771I^2 + 0.01792I + 0.49239 \quad (3.4)$$

Asimismo, encontró que el coeficiente de la ecuación (3.1) -- varía inversamente con el índice I . De estas relaciones -- obtuvo finalmente una ecuación general para la evapotranspiración potencial dada por

$$e = 1.6 \left(\frac{10I}{I} \right)^\alpha \quad (3.5)$$

en la cual α tiene el valor dado por la fórmula (3.4). Esta ecuación es válida para meses de 30 días y días de 12 horas

de duración, por lo que habrá que multiplicar por un factor de corrección para cada mes del año.

3.4 CALCULO DE LOS PARAMETROS λ y α

Para calcular la evapotranspiración basta determinar los valores de los parámetros λ y α , dados por las expresiones (3.3) y (3.4) y sustituirlos en la expresión (3.5). Para ello se requieren los valores de la temperatura media normal de cada mes. En la figura 3.1 se muestra el diagrama de flujo de los programas involucrados en el proceso para 726 localidades del país que incluyen estaciones y observatorios meteorológicos de la red nacional.

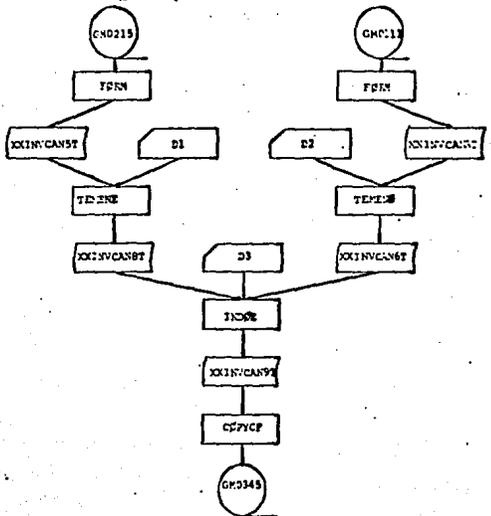


FIGURA 3.1 CALCULO DE LOS PARAMETROS λ y α



La temperatura media normal para cada mes se obtiene tomando los registros mensuales del período 1941-1970 almacenados en las cintas GM0215 (estaciones climatológicas) y GM0111 (observatorios meteorológicos) y los datos de clave, coordenadas geográficas y nombre de la población suministrados a través de tarjetas D1 y D2. Los programas TEMENE (estaciones) y TEMENØ (observatorios) se encargan de obtener los promedios de las temperaturas. D3 son datos de la duración del día (Tabla 3.1), que junto con las temperaturas medias promedio o -

TABLA 3.1 DURACION MEDIA POSIBLE DEL DIA EXPRESADA EN UNIDADES DE 30 DIAS Y DIAS DE 12 HORAS

LAT	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
10	1.00	0.91	1.03	1.03	1.08	1.06	1.08	1.07	1.02	1.02	0.98	0.91
15	0.97	0.91	1.03	1.04	1.11	1.08	1.12	1.08	1.02	1.01	0.95	0.97
20	0.95	0.90	1.03	1.05	1.13	1.11	1.14	1.11	1.02	1.00	0.93	0.94
25	0.93	0.89	1.03	1.06	1.15	1.14	1.17	1.12	1.02	0.99	0.91	0.91
26	0.92	0.88	1.03	1.06	1.15	1.15	1.17	1.12	1.02	0.99	0.91	0.91
27	0.92	0.88	1.03	1.07	1.16	1.15	1.18	1.13	1.02	0.99	0.90	0.90
28	0.91	0.88	1.03	1.07	1.16	1.16	1.18	1.13	1.02	0.98	0.90	0.90
29	0.91	0.87	1.03	1.07	1.17	1.16	1.19	1.13	1.03	0.98	0.90	0.89
30	0.90	0.87	1.03	1.08	1.18	1.17	1.20	1.14	1.03	0.98	0.89	0.88
31	0.90	0.87	1.03	1.08	1.18	1.18	1.20	1.14	1.03	0.98	0.89	0.88
32	0.89	0.86	1.03	1.08	1.19	1.19	1.21	1.15	1.03	0.98	0.88	0.87
33	0.88	0.86	1.03	1.09	1.19	1.20	1.22	1.15	1.03	0.97	0.88	0.86

normales alimentan al programa INDØE que calcula los valores de los parámetros I , d para cada localidad. La cinta GM0345 respalda esta información que incluye además, la clave, coordenadas geográficas, nombre de la población y el factor de corrección de la Tabla 3.1 que ha de multiplicar a la expresión (3.5) de acuerdo a la latitud de la localidad; la figura 3.2 muestra parte de la información almacenada en la cinta GM0345. Los programas TEMENE, TEMENØ e INDØE procesados en una máquina CYBER 70 de la Control Data Corporation se muestran en el apéndice.

CLAVE	LAT	LOG	POBLACION	INDICE	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV.	DIC
10001	21 53	102 18	AGUASCALIENTES, AGS.	86.22	1.90	.94	.90	1.03	1.05	1.14	1.12	1.15	1.11	1.02	1.00	.92 .93
10101	21 51	102 44	CALVILLA, AGU.	99.92	2.19	.94	.90	1.03	1.05	1.14	1.12	1.15	1.11	1.02	1.00	.92 .93
10103	22 5	102 5	EL TULE, AGS.	86.13	1.90	.94	.90	1.03	1.05	1.14	1.12	1.15	1.11	1.02	1.00	.92 .93
10104	21 58	102 21	JESUS MARIA, AGS.	87.57	1.92	.94	.90	1.03	1.05	1.14	1.12	1.15	1.11	1.02	1.00	.92 .93
10110	22 5	102 17	SAN FRANCISCO DE LOS ROMOS, AGS.	83.82	1.85	.94	.90	1.03	1.05	1.14	1.12	1.15	1.11	1.02	1.00	.92 .93
10111	21 53	102 28	VENADERO, AGS.	81.29	1.80	.94	.90	1.03	1.05	1.14	1.12	1.15	1.11	1.02	1.00	.92 .93
10112	22 11	102 20	PASELLON DE ARTEAGA, AGS.	78.33	1.75	.94	.90	1.03	1.05	1.14	1.12	1.15	1.11	1.02	1.00	.92 .93
20002	31 51	114 38	ENSENADA, B. C. NTE.	73.58	1.66	.89	.86	1.03	1.08	1.19	1.19	1.21	1.25	1.03	1.98	.88 .87
20003	29 10	118 19	ISLA GUADALUPE, B. C. NTE.	80.19	1.78	.91	.87	1.03	1.07	1.17	1.16	1.19	1.13	1.03	.98	.90 .89
20004	24 10	110 25	LA PAZ, B. C. SUR	129.21	2.98	.93	.89	1.03	1.06	1.15	1.14	1.17	1.12	1.02	.99	.91 .92
20005	24 26	111 53	PUERTO CORTES B. C. SUR	113.42	2.49	.93	.89	1.03	1.06	1.15	1.14	1.17	1.12	1.02	.99	.91 .91
20120	22 53	109 55	CABO SAN LUCAS B. C. SUR	131.15	3.06	.94	.89	1.03	1.06	1.14	1.13	1.16	1.12	1.02	.99	.92 .92
20121	23 27	110 15	TOOPE SANTOS, B. C. SUR	117.14	2.62	.94	.89	1.03	1.06	1.14	1.13	1.16	1.12	1.02	.99	.92 .92

FIGURA 3.2 SALIDA DE GM0345

3.5 CALCULO ANALITICO DE LA EVAPOTRANSPIRACION

La evapotranspiración potencial de Thornthwaite se puede determinar a partir de la ecuación (3.5), conocidas las constantes índice de calor, I , y el exponente a . Dos métodos se describen aquí: el analítico, usando calculadoras, y el gráfico, mediante nomogramas. Ambos parten de la ecuación (3.5). Sin embargo, dada la propiedad de la ecuación (3.1) de que todas las curvas pasan por el punto $e = 13.5$ y $t = 26.5$, la ecuación (3.5) se puede simplificar, proporcionando de esta manera un método analítico más sencillo para determinar la evapotranspiración potencial. Sustituyendo los valores $e = 13.5$ y $t = 26.5$ en la fórmula (3.1), se obtiene el valor de la constante C . Así, la ecuación (3.1) se transforma en

$$e = 13.5 \left(\frac{t}{26.5} \right)^a \quad (3.6)$$

donde e es la evapotranspiración potencial, en centímetros, y t la temperatura media mensual, en °C; a está dada por la fórmula (3.4), original de Thornthwaite. Las expresiones -

En la figura 3.3 se muestra el diagrama de flujo para obtener los valores normales. (promedio de 30 años de valores mensuales) de la evapotranspiración potencial haciendo uso de las expresiones (3.4) y (3.6). GM0377 y GM0215 contienen información climatológica mensual del periodo 1941-1970. FØRM es un programa de servicio de la máquina CYBER - 70 que "reformatea" los registros de los observatorios. SØRT, también es un programa de servicio para reordenar los registros que se alimenta de los correspondientes a las estaciones y los "reformateados" de los observatorios; la salida XXINVØBEST es un archivo con las mismas características del archivo de estaciones (GM0215) protegido con la cinta GM0610.

NØRMEP y EVAPRE son dos alternativas para procesar la información de la temperatura media mensual (XXINVØBEST) y los parámetros l , a de la evapotranspiración potencial (XXINVCAN9T). NØRMEP produce el reporte R para 726 localidades del país cuyo listado típico para una estación se muestra en la figura 3.4.

EVAPOTRANSPIRACION POTENCIAL
DE
THORNTONHWAITE

CLAVE LAT LONG P O B L A C I O N INDICE EXP
144038 19 29 98 94 CHAPINGO, MEX. 65.37 1.52

FACTOR DE CORRECCION

ENE FEB MAR ABR MAY JUN JUL AGO SEP OCT NOV DIC
.95 .90 1.03 1.05 1.13 1.11 1.14 1.11 1.02 1.01 .93 .94

NORMALES DE EVAPOTRANSPIRACION POTENCIAL

ENE FEB MAR ABR MAY JUN JUL AGO SEP OCT NOV DIC
37 42 60 72 81 82 77 73 66 57 45 39

ESTIMACION DE LA EVAPOTRANSPIRACION POTENCIAL MENSUAL

I METODO ANALITICO

$$EP = F \times 135 \times (T/26.5)^A$$

1. EP, EVAPORACION POTENCIAL MENSUAL EN MM
2. F, FACTOR DE CORRECCION PARA EL MES
3. T, TEMPERATURA MEDIA DEL MES EN C. PARA T MAYOR QUE 26.5 C USE LA TABLA ANEXA AL MONOGRAMA
4. A, EXPONENTE

EJEMPLO: A = 1.52; T = 16.4 PARA ENERO: F = .95

$$EP = .95 \times 135 \times (16.4/26.5)^{1.52} = 62 \text{ MM}$$

II METODO GRAFICO (VEASE MONOGRAMA NO. 144138)

1. SI LA TEMPERATURA ES MAYOR QUE 26.5 C, USE LA TABLA ANEXA
2. ENTRE CON LA TEMPERATURA 16.4 C EN EL EJE TEMPERATURA E INTEGRETE LA CURVA
3. DESCienda Y SALGA POR EL EJE EVAPOTRANSPIRACION POTENCIAL -- (65 MM)
4. MULTIPLIQUE POR EL FACTOR DE CORRECCION

$$EP = .95 \times 65 \text{ MM} = 62 \text{ MM}$$

FIGURA 3.4 SALIDA DE NØRMEP

El archivo EVAPØR.THORNT protegido con la cinta GM0148 (figura 3.5), muestra el registro mensual històrico 1941- - 1970 de la evapotranspiraciòn potencial y la precipitaciòn- en el cual se han grabado los promedios de varios años cuando en un mes particular no se hayan tenido registros mensuales de la temperatura y la precipitaciòn.

CLAVE	AÑO	MES	PREC	EVAPO
23005369	12		6.9	37.5
23005370	1		7.7	37.7
23005370	2		4.6	44.8
23005370	3		1.9	72.8
23005370	4		13.7	90.8
23005370	5		32.2	106.0
23005370	6		62.3	101.2
23005370	7		33.6	92.3
23005370	8		50.2	90.6
23005370	9		69.1	74.4
23005370	10		23.3	60.9
23005370	11		10.2	45.8
23005370	12		6.9	37.5
23066041	1		32.0	41.6

FIGURA 3.5 SALIDA DE GM0148

EVAPRE produce los valores normales de la evapotranspiración potencial y precipitación para incorporarlos al archivo (XXINVCAN9T) que contiene los datos de los parámetros l , a , nombre de la población, las correspondientes coordenadas geográficas y el factor de corrección por efecto de la duración del día. Este nuevo archivo, NØREVPRPAR, se protege con la cinta GM0464, cuyo listado parcial se muestra en la figura 3.6.

EVPRTM es la segunda salida de EVAPRE que contiene el registro histórico 1941-1970 mes a mes de la evapotranspiración potencial calculada, precipitación y temperatura media

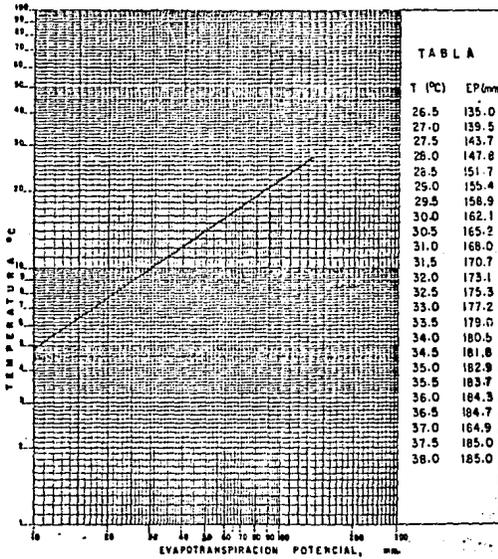


FIGURA 3.7 NOMOGRAMA TIPICO PARA UNA LOCALIDAD

ambos miembros de esta ecuación, se obtiene una relación lineal en $\log e$ y $\log t$, con pendiente el inverso del exponente a y ordenada al origen $\log 26.5 - \frac{1}{a} \log 13.5$,

$$\log t = (\log 26.5 - \frac{1}{a} \log 13.5) + \frac{1}{a} \log e \quad (3.8)$$

Si la temperatura toma el valor 26.5 °C, la evaporación correspondiente toma el valor 13.5 cm, independientemente del

valor del exponente. De esta forma, con las coordenadas $\dagger = 26.5$ y $e=13.5$ en papel log-log y el valor de la pendiente de la recta dado por el inverso del exponente α característico, es posible construir el nomograma de la estación. En la figura 3.7 se muestra el nomograma para la estación de Chapingo, Mex.

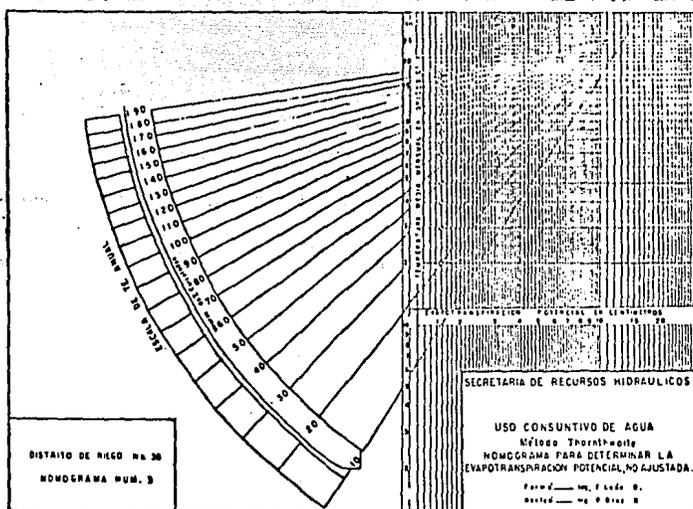


FIGURA 3.8 NOMOGRAMA TIPICO PARA CUALQUIER ESTACION

Puesto que la pendiente de la recta depende del valor del exponente α , y éste a su vez es una función del índice de calor, es posible construir una escala para el inverso del exponente como una función del índice de calor (figura -

3.8. De esta manera se obtiene un nomograma único para cualquier estación. Basta seleccionar la recta que corresponde al índice de calor local, entrar con la temperatura media mensual hasta interceptar a la recta y salir con el valor de la evapotranspiración buscada.

BALANCE HIDROLOGICO DE THORNTHWAITE-PALMER

CAPITULO CUATRO

4.1 EL BALANCE HIDROLOGICO

En los últimos años en nuestro país se ha estado incrementando un gran interés por los estudios del balance hidrológico de extensas regiones. La razón de este interés está en que un conocimiento del balance hidrológico proporciona las bases para estudios de planeación y solución de problemas prácticos como es el mejor uso que se le puede dar a la cantidad de agua disponible.

Los estudios del balance hidrológico son de un valor económico potencial ya que permite la estimación de las pérdidas de agua por evaporación en las presas, investigación de depósitos y corrientes subterráneas de agua,

corrientes superficiales, optimar las operaciones de irrigación en las zonas de riego y la calendarización de los cultivos en las zonas de temporal.

Uno de los componentes principales que intervienen en el balance hidrológico como es sabido, son las pérdidas de agua ocasionadas por evaporación en la superficie y transpiración de las plantas, o combinando ambos fenómenos, por evapotranspiración. El suministro de agua, en cambio es proporcionado por la precipitación. Un análisis del balance hidrológico en base a la precipitación y la evapotranspiración permite una estimación de la sequía meteorológica.¹⁵ Tal estimación permite conocer las condiciones de humedad de los suelos en determinadas zonas agrícolas de interés.

Debido a que la evapotranspiración es una función complicada de los elementos climáticos y se dificulta prever el camino seguido por el agua después de llegar a la superficie, es común recurrir a modelos simplificados que simulan el comportamiento hídrico del suelo en las diferentes condiciones de una área determinada. Una de esas simula---

ciones, adaptable a computadora, es el método de Palmer¹⁵. Mediante este, para un período determinado de un mes y hasta una semana, se lleva a cabo el balance de la cantidad de agua que entra al suelo procedente de la precipitación y la que lo abandona a través de la evapotranspiración y el llamado escurrimiento.

4.2 ESTIMACION DE LA EVAPOTRANSPIRACION EFECTIVA

El balance hídrico de Palmer parte de una estimación de la evapotranspiración potencial por el método de - - Thornthwaite, aunque puede ser empleado otro. Las críticas más fuertes que ha recibido el método de Thornthwaite giran alrededor de su naturaleza empírica. Tales críticas se apoyan en la naturaleza del fenómeno de la evaporación y la -- transpiración cuyos argumentos han sido discutidos en la - sección 3.1. Sin embargo, es posible aplicar tal método - a la presente situación, discutiendo el término "potencial" de la evapotranspiración y la magnitud de los valores estimados que predice Thornthwaite.

El término "potencial" que se emplea en el concepto-

de evapotranspiración, es para referirse a que los valores-estimados de la evapotranspiración son los que podrían suceder en condiciones de humedad óptima y vegetación activa, - condiciones que generalmente no se satisfacen. Para determinadas regiones, estas condiciones se satisfacen en el verano y durante el periodo de lluvias; en cambio, durante el invierno y primavera la escasa precipitación y mínima actividad vegetal ocasiona que la evapotranspiración efectiva - no alcance los valores potenciales, sino que ella estaría - limitada a la cantidad de humedad disponible en el suelo y a la cantidad de agua precipitada. Para otras regiones, como las zonas semidesérticas con escasa precipitación y altas temperaturas, la evapotranspiración efectiva está muy - lejos de tomar los valores tan altos de la evapotranspiración potencial, por la sencilla razón de que es muy poca la cantidad de humedad por evaporar, aún cuando la escasa vegetación esté activa.

Tomando en cuenta estas consideraciones, es claro -- que cuando las condiciones de humedad y la actividad vegetal no se encuentren satisfechas la magnitud de la evapotranspiración potencial para fines de balance hidrológico -

resulta ser irrelevante, puesto que la pérdida efectiva de agua por evapotranspiración depende del almacenamiento de humedad en el suelo y el agua precipitada (Sección 4.5). De ahí, que en esos casos carezca de sentido el discutir la bondad del modelo de Thornthwaite. Sin embargo, cuando tales condiciones se encuentren satisfechas, la cuestión que surge es de si la magnitud de la evapotranspiración esperada por Thornthwaite es la correcta.

La discusión que se presenta en el capítulo VI en la que se tienen los valores reales de la evaporación estimados de factores puramente climáticos en forma independiente del balance hidrológico y verificados con este, muestra que en términos generales los valores reales de la evaporación sí alcanzan los valores potenciales de Thornthwaite en las condiciones de humedad óptima y vegetación activa. De ahí que en esas condiciones, evaporar el agua almacenada en el suelo hasta los valores potenciales de Thornthwaite en base al balance hidrológico, no se esté muy alejado de la realidad.

Sin embargo, existe la cuestión, y por lo mismo con-

viene aclararlo, que cuando los valores potenciales de - -
Thornthwaite son utilizados para estimar las necesidades de
riego de algunos cultivos, estos resultan ser del orden de
la mitad de los valores estimados por el método gravimétrico.¹⁷ Para esas situaciones, como ya se ha mencionado, - -
Blaney y Criddle se aproxima mejor que Thornthwaite. Por -
esta razón, emplear los valores de la evaporación efectiva
y potencial estimados del balance hidrológico Thornthwaite-
Palmer para calcular la lámina de agua de tal o cual cultivo,
no procede. En este sentido, el resultado del análisis del
balance diagnostica las condiciones meteorológicas, mas
que las agrometeorológicas imperantes en los cultivos, esto
es, el estado de los cultivos bajo las condiciones meteorológicas.

4.3 CARACTERISTICAS HIDRICAS DEL SUELO

Las propiedades hídricas del suelo definen cuánta -
cantidad de agua éste puede almacenar o perder por evapo-
transpiración y escurrimiento. Cada suelo, dependiendo de
su textura, tiene cierta capacidad de retención de humedad
y determinada cantidad de agua que puede ser extraída por -

las plantas para sus funciones vitales. De ahí que se defina, aún cuando sea arbitrariamente, la llamada capacidad de campo (CC) como "el contenido de humedad de un suelo profundo permeable y con buen drenaje, tres o cuatro días después de un riego pesado". De acuerdo con esta definición el término CC no es un punto o una constante, sino más bien un rango de contenido de humedad localizado en la curva de drenaje (contenido de humedad versus tiempo)¹⁹. Los factores más importantes que modifican la CC son la textura del suelo, uniformidad de la textura, profundidad del suelo y cantidad de agua suministrada, condiciones de drenaje y el contenido inicial de humedad. De estos factores, algunos varían dentro de un mismo suelo, por lo que resulta que la capacidad de campo es difícil de fijar en cuanto a las condiciones de humedad suministrada o drenaje cambien.

No obstante así, para los efectos del balance hidrológico representativo de un área, la textura es la que resulta más relevante en la estimación de la capacidad de campo del suelo. Palacios Vélez¹⁷ proporciona dos alternativas para estimar la CC en base a la textura, dadas por la Tabla 4.1 y la relación empírica,

$$CC = 0.233(0.53 R + 0.25 L + 0.023 A)^{1.45} \quad (4.1)$$

donde CC está dado en cm., R, L y A son los porcentajes de arcilla, limos y arena, respectivamente.

TABLA 4.1 CAPACIDAD DE CAMPO Y TEXTURA

TEXTURA	CAPACIDAD DE CAMPO (cm)
Arena	5 a 15
Migajón arenoso	10 a 20
Suelos francos	15 a 30
Migajones arcillosos	25 a 35
Arcilla	30 a 70

Naturalmente que la mínima cantidad de humedad que puede retener un suelo es cero, cuando éste se encuentre totalmente seco. Sin embargo, hay cierta cantidad que retiene, pero que resulta ser mínima para las funciones vitales de las plantas; a esta cantidad se le conoce como porcentaje de marchitamiento permanente (PMP), abajo del cual la planta muere. Briggs y Shantz definieron inicialmente este concepto, pero posteriormente se modificó por Veihmayer y Hendrikson como "la condición de humedad en que las plantas se marchitan y no se recobran, a menos que se aplique agua-

al suelo".¹⁹ Existe otra definición equivalente, como "el -- contenido de humedad en el suelo en que se marchitan permanentemente plantas indicadoras de girasol con cuatro hojas, a menos que se le agregue agua".:

A pesar de que en esta última definición se refiere a las plantas indicadoras de girasol, el valor de esta constante de humedad del suelo no depende del cultivo como lo han demostrado Veihmayer y Hendrikson sino que depende fundamentalmente de la textura. Nuevamente, Palacios Vélez¹⁷, refiere una tabla de valores (Tabla 4.2) en base a la textura para determinar el PMP, aunque para propósitos prácticos, menciona, basta considerarlo como un 50% del valor de la capacidad de campo.

TABLA 4.2 PORCENTAJE DE MARCHITAMIENTO
PERMANENTE Y TEXTURA

TEXTURA	PMP (cm)
Arenas	3 a 8
Migajones arenosos	6 a 12
Suelos francos	8 a 17
Migajones arcillosos	13 a 20
Arcillas	17 a 40

A estos dos puntos de la curva de drenaje, capacidad de campo y porcentaje de marchitamiento permanente se les ha llamado constantes de humedad del suelo y se les considera, en condiciones normales, como los límites del agua que puede ser aprovechable por las plantas. De ahí que la diferencia entre esta cantidad máxima CC y el porcentaje de marchitamiento permanente PMP, cantidad mínima para la vida de las plantas, representa en sí, la cantidad de humedad máxima que dispone la cubierta vegetal para su existencia. A esta diferencia CC - PMP, se les conoce como humedad aprovechable o disponible del suelo.

4.4 EL MODELO DE DOS CAPAS

El balance hidrológico simulado por Palmer, se obtiene suponiendo que el suelo está formado por dos capas no definidas en profundidad, pero sí en su comportamiento hídrico. La primera capa, denominada capa superficial, equivale burdamente a la capa arable, se le considera una humedad aprovechable determinada y fija de 25 mm. para todos los suelos. En esta capa es donde el agua se precipita y se lleva primero a cabo la evapotranspiración. Además,

en el cómputo del balance hidrológico, se considera que la evaporación real podrá llegar al valor potencial, sólo si toda la humedad disponible de esta capa ha sido removida.

Bajo estas condiciones y a falta de humedad para llegar al valor potencial, se podrá hacer uso de la humedad disponible de la segunda capa identificada burdamente con el llamado subsuelo en términos agrícolas; si la humedad de la capa arable es suficiente para cubrir el valor potencial de la evaporación, la humedad disponible en el subsuelo permanecerá inalterada durante ese periodo de balance.

De la misma manera, se considera en el balance, que no habrá recarga de humedad en la parte del subsuelo de la zona radicular durante los periodos de lluvia, sino hasta que la capa superficial ha sido completada a su capacidad de campo o máxima cantidad de agua aprovechable. Si ambas capas están completas y se dispone todavía de agua procedente de la lluvia, esa cantidad de agua abandonará la superficie, ya bien sea escurriendo por la superficie o infiltrándose en el terreno; esta cantidad, que cualquiera que sea la situación abandona la superficie, la denominaremos el escurrimiento.

4.5 CRITERIO PARA REMOVER LA HUMEDAD

La mayor parte de las investigaciones¹ que se han realizado acerca de las pérdidas de humedad de los suelos por evapotranspiración, se refieren a suelos saturados, esto es, a suelos secos que por algún medio se les suministra humedad continuamente hasta el momento en el cual el agua empieza a escurrir debido a la acción de la gravedad principalmente. Sin embargo, fuera de estas condiciones ideales poco se ha avanzado y no existe un acuerdo general. En estas circunstancias, se ha llegado a suponer que un suelo no saturado ante cierta demanda de evapotranspiración, podría perder una cantidad de humedad igual a la que se perdería si el suelo estuviera en condiciones de saturación.

Sin embargo, cuando un suelo saturado empieza a perder humedad, primero van vaciándose los poros grandes, luego los medianos y por último los pequeños. El flujo de agua entonces, se hace cada vez más difícil, puesto que los conductos de paso tienden a disminuir y el agua remanente se retiene con mayor fuerza por las partículas del suelo. Esto significa que las pérdidas de humedad del suelo por evapotranspiración dependen en última instancia del conteni

do de humedad del suelo referido a su nivel particular de saturación.

Sin entrar en detalles en el problema del flujo en medios porosos y puesto que la situación que se está manejando es un balance de agua simulado para periodos de un mes, es posible por así decirlo, parametrizar la cantidad de humedad que es posible extraer del suelo tomando en cuenta el comportamiento del flujo en un medio no saturado.

En efecto, cuando un suelo se encuentra a su capacidad de campo, esto es, cuando se ha escurrido el exceso de agua, entre las partículas del suelo el agua queda retenida debido principalmente a dos fuerzas que son: la tensión superficial y las provocadas por el fenómeno de la absorción. A la suma de estas dos fuerzas se le llama tensión de la humedad del suelo (T). Las fuerzas de tensión se oponen a las fuerzas de absorción de las raíces de las plantas; pero estas a su vez, para tomar el agua del suelo tienen que vencer otra fuerza más, la presión osmótica. De ahí que el sistema radicular, para absorber el agua que existe en el suelo, tiene que vencer las fuerzas de tensión y las de ósmosis, a la suma de estas dos fuerzas, se le llama esfuerzo

de humedad del suelo (EMS) dado en unidades de presión.

De esta manera para que cierta cantidad de humedad pueda ser removida del suelo se hace necesario primero, que exista una exigencia de ella, demanda que es presentada a través del fenómeno de la evapotranspiración, y segundo, - vencer las fuerzas de tensión del suelo que son función del contenido de humedad del suelo. Si a la cantidad de humedad removida la denominamos evapotranspiración efectiva ET_a y a la demanda de la evapotranspiración como evapotranspiración potencial EP , es claro que $ET_a/EP \leq 1$. El signo de igualdad se cumple cuando el suelo se encuentra saturado, situación en la cual las fuerzas de tensión son mínimas, por lo que prácticamente la cantidad removida ET_a es igual a la demanda EP .

La situación que se plantea entonces, es cómo obtener la relación entre el cociente ET_a/EP y el contenido de humedad, H , del suelo. Dastane²⁰ resume estudios que muestran algunas de las posibilidades para esta relación, las cuales se encuentran en la figura 4.1. La verificación de las cuatro posibilidades de esa relación es difícil realizarla en México dado el estado actual de este tipo de observaciones.

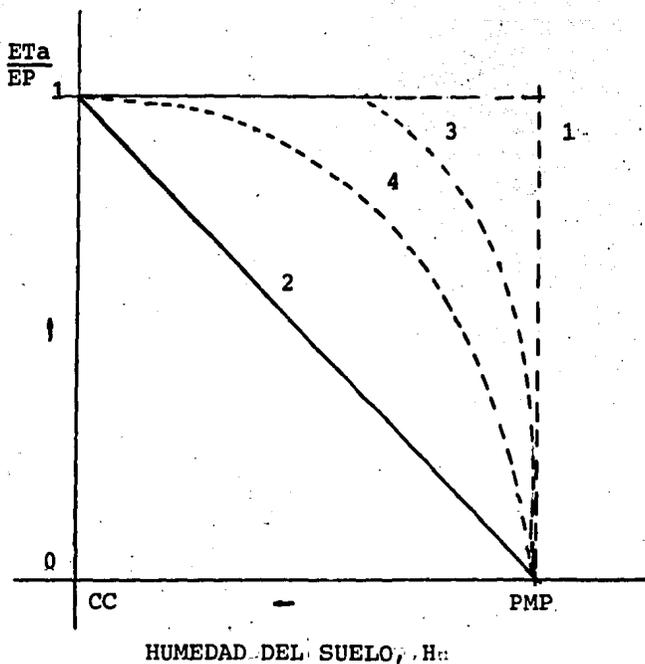


FIGURA 4.1 RELACION ENTRE LA EVAPOTRANSPIRACION REAL (E_{ta}), LA POTENCIAL (EP) Y EL CONTENIDO DE HUMEDAD DEL SUELO (H). (Veáse texto)

En los cálculos del balance de agua generalmente se supone, como se ha dicho, que si se tiene cierta demanda de pérdida de agua por evapotranspiración y el suelo no se encuentra saturado, la pérdida por este concepto es la misma cantidad como si éste se encontrara en condiciones de saturación. Esta es la situación de la posibilidad 1 de

la figura 4.1: la cantidad de humedad removida es constante hasta que repentinamente se llega al PMP del suelo. Evidentemente esta suposición carece de fundamento, ya que para remover una misma cantidad de humedad en condiciones de no-saturación se requiere mayor esfuerzo que cuando el suelo se encuentra saturado.

La posibilidad No. 2 muestra un avance lineal en la extracción de humedad hasta llegar también al PMP. La curva No. 4, en cambio, muestra una relación del tipo exponencial que igualmente podría ser una relación potencial o una rama de hipérbola. Finalmente la No. 3 representa un avance constante hasta determinado nivel de humedad, para posteriormente descender por una supuesta exponencial.

Palmer, en su modelo de balance hidrológico con dos capas, ha seleccionado la alternativa lineal cuya expresión matemática está dada por

$$E_{Ta} = EP \cdot \frac{HDR}{HDM} \quad (4.2)$$

donde HDR = H-PMP representa la humedad disponible por remo

ver y $HDM = CC - PMP$ la cantidad máxima de humedad aprovechable a capacidad de campo, EP representa la demanda de humedad que potencialmente puede ser removida por evapotranspiración; ETA , la cantidad efectiva de humedad removida por este concepto.

Aun cuando la expresión (4.2) cumpla con las condiciones para remover la humedad del suelo, esto es, que sea proporcional a la cantidad requerida de humedad por remover (EP) y refleje el esfuerzo para vencer la tensión de retención de humedad (proporcional a HDR/HDM), no deja de ser una sobresimplificación del problema. Sin embargo, tal parece que las variaciones diarias de la curva ETA/EP versus H , con sus periodos de pérdidas y recargas reales son tales que al hacer pasar una curva suave y continua por esos periodos da por un resultado una relación cercana a la lineal cuando se trata de un balance mensual. Esta quizás sea la razón por la cual los resultados del balance hidrológico mensual en base a esta simplificación sean sorprendentemente buenos.

4.6 SIMULACION DEL BALANCE DE AGUA

Normalmente, el balance de agua se inicia después -- del periodo lluvioso, cuando se espera que el suelo se encuentre a su capacidad de campo, o bien, después de un periodo relativamente seco, llevando la humedad del suelo hasta el nivel del PMP, esto es humedad disponible cero. Se estima primero la humedad aprovechable (Figura 4.2) del suelo, AWC, en base a su textura, asignando 25 mm. de humedad aprovechable a la capa superficial AWCS y, $AWC - AWCS = AWCU$ para el subsuelo. En seguida se calcula la cantidad de evapotranspiración potencial PE para un periodo, por ejemplo, un mes, por algún método.

Si la cantidad PE es superior a la precipitación P acumulada del mes, no se presentará recarga de humedad en la primera capa $RS = 0$, sino una pérdida en esta, $LS \neq 0$, que depende de la diferencia $PE - P$. Si esta cantidad es superior a la humedad de la primera capa SSANT, esto es, si $SSANT < PE - P$, entonces la pérdida de esta capa será la máxima $LS = SSANT$; de lo contrario, $LS = PE - P$. Cualquiera que sea el caso la humedad de esta capa al final del mes, -

BALANCE HIDROLOGICO PARA EL SUELO
 CON EVAPOTRANSPIRACION
 POTENCIAL DE THORNTHWAITE

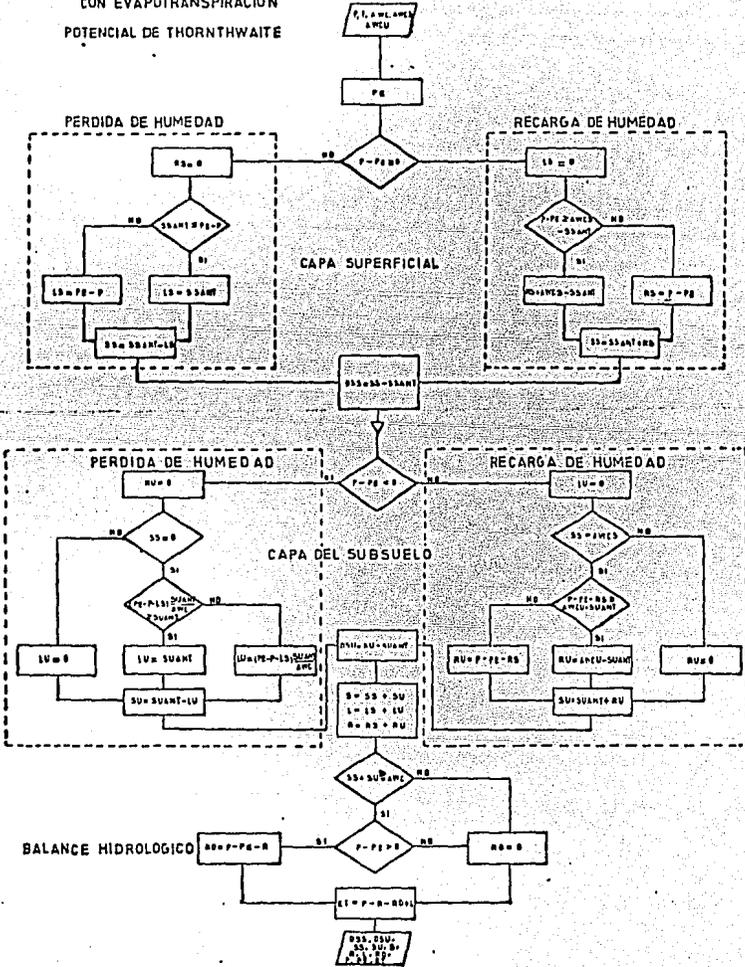


FIGURA 4.2 BALANCE HIDROLOGICO THORNTHWAITE-PALMER

SS, será $SS = SSANT - LS$. De la misma manera, el cambio de humedad DSS operado, será la humedad al final del mes menos la correspondiente al principio del mismo, esto es, $DSS = SS - SSANT$.

Para operar cambios de humedad en la segunda capa se hace necesario preguntar si en la capa superficial hubo recarga o pérdida. Si $P - PE$ es negativo, se efectuarán pérdidas, por lo que la recarga en el subsuelo RU será cero. Cabe, entonces preguntar si toda la humedad de la superficie se agotó. Si SS es diferente de cero, no procede ningún cambio en la segunda capa $LU = 0$, en consecuencia, la humedad en esta capa SU será la cantidad que tenía al principio del mes SUANT menos la supuesta pérdida LU que vale cero.

Sin embargo, al agotar las reservas de humedad de la primera capa $SS = 0$, se hace necesario preguntar a cuánto asciende la demanda de pérdida para la segunda capa. De acuerdo a lo establecido en la Sección 4.5, la demanda será proporcional a lo que resta potencialmente por evaporar $(PE - (P + LS))$ y al porcentaje de humedad residual referido al nivel particular de saturación de la capa, $(SUANT/$

AWC). Si esta demanda de humedad es superior a la humedad disponible de la capa al principio del mes SUANT, la pérdida LU será simplemente $LU = SUANT$. De lo contrario, si esta cantidad de humedad por remover es menor que la humedad al principio del mes, entonces, la pérdida LU será dicha cantidad, esto es, $LU = (PE - P - LS) \frac{SUANT}{AWC}$.

Cualquiera que haya sido el camino seguido en el cambio de humedad en la segunda capa, su humedad al final del mes será $SU = SUANT - LU$. Asimismo, su cambio operado DSU, será igual a $SU - SUANT$.

En otros casos es posible que durante el mes en cuestión llueva, excediendo la precipitación a la evapotranspiración potencial, por lo que los cambios de humedad en ambas capas serán debido a recargas. Nos encontramos, entonces, en la primera pregunta del diagrama del flujo: ¿ $P - PE \geq 0$? . Si es afirmativa, la pérdida de la primera capa será $LS = 0$. En seguida, se requiere saber de cuánta humedad se dispone para recargar $(P - PE)$ y qué cantidad es admisible por esta capa, $AWCS - SSANT$. Si la cantidad-recargable es superior a la admisible, la recarga RS será simplemente $RS = AWCS - SSANT$, de lo contrario $RS = P - PE$.

Cualquiera que sea la situación, la humedad de la primera capa al final del mes será $SS = SSANT + RS$, y el cambio operado en ella $DSS = SS - SSANT$.

Al pasar a la segunda capa, habrá necesidad de confirmar que la precipitación excede a la evapotranspiración potencial para proceder a la recarga. Si $P - PE$ es mayor que cero no se efectuarán pérdidas en esta capa, en consecuencia $LU = 0$. En seguida habrá que preguntar si la primera capa ha sido recargada a su capacidad de campo. Si $SS \neq AWCS$ no procede la recarga en la segunda capa, por lo que la recarga RU en esta será cero. $P - PE - RS$ representa la cantidad de humedad disponible para recargar. Si esta no excede a la máxima que puede ser recargada, $AWCU - SUANT$, entonces, $RU = P - PE - RS$. De lo contrario la recarga será $RU = AWCU - SUANT$ con un posible excedente para escurrir. Cualquiera que haya sido la cantidad recargada, la humedad de la segunda capa al final del mes, será $SU = SUANT + RU$ y su correspondiente cambio de humedad, $DSU = SU - SUANT$.

Finalmente se hace el computo de la recarga, pérdida y contenido total de humedad en el suelo al final del mes.

$L = LS + LU$ representa la pérdida total del suelo; $R = RS + RU$, la recarga total y $S = SS + SU$ el contenido total de humedad. Si la cantidad S no llega a la humedad aprovechable de todo el suelo, $S < WC$, no existe humedad disponible para escurrir, de ahí que, el escurrimiento del suelo, RO , sea cero. Si el suelo ha sido llevado a su capacidad de campo, o se mantuvo en ese nivel, habrá que preguntar si este status fué provocado por una recarga o una pérdida. Si esta última fué la que se presentó, nuevamente el escurrimiento es cero, de lo contrario el escurrimiento será lo disponible $RO = P - PE - R$. De esta manera la evapotranspiración efectiva del mes que cumple con el balance hidrológico es $ET = P - R - RO + L$.

4.7 PRUEBA DEL MODELO

El modelo matemático fué sometido a diferentes pruebas para el cual fué necesario diseñar el programa BALHID - en base al esbozo de diagrama de flujo mostrado en la figura 4.2. El programa probado en una máquina Burroughs B-6700 de la Universidad Nacional, se muestra en el apéndice

ce. Este programa se alimenta con datos de clave de la estación, año, mes, precipitación y evapotranspiración potencial del periodo 1941-1970, suministrados a través de la cinta GM0148 cuya creación se muestra en la figura 3.3.

El tipo de suelo correspondiente a cada estación se suministra a través de tarjetas. En la primera columna aparece la identificación de la estación mediante la clave anterior de seis dígitos de la codificación del Servicio Meteorológico Nacional; la segunda columna corresponde al tipo de suelo. En la ejecución del programa para 107 puntos del territorio nacional cuyos datos de textura fueron proporcionados por la empresa paraestatal Fertimex, S.A., la información se suministró mediante dígitos del 1 al 12. Dentro del programa se efectúa la conversión del tipo de suelo a la cantidad de agua máxima aprovechable de acuerdo a su textura. La Tabla 4.3 muestra la digitalización, tipo de suelo y agua aprovechable construida en base a las Tablas 4.1 y 4.2.

TABLA 4.3 HUMEDAD APROVECHABLE Y TIPO DE SUELO

DIGITO	TIPO DE SUELO	HUMEDAD APROVECHABLE (mm)
01	ARENA	65
02	ARENA MIGAJOSA	70
03	MIGAJON ARENOSO	80
04	FRANCO	135
05	LIMO	120
06	MIGAJON LIMOSO	145
07	ARCILLA	165
08	ARCILLA ARENOSO	140
09	ARCILLA LIMOSO	160
10	MIGAJON ARCILLOSO	150
11	MIGAJON ARCILLOSO ARENOSO	125
12	MIGAJON ARCILLOSO LIMOSO	175

En otra versión del programa el tipo de suelo de acuerdo a la clasificación de suelos de Macías Villada, se suministra por medio de letras para 726 puntos del territorio nacional. La humedad aprovechable fué estimada solo para los suelos tipo "C" castaños o chesnut de climas semidesérticos y templados con un valor de 200 mm.

El programa de inicia con la lectura de una tarjeta con clave de la estación y su correspondiente tipo de suelo.

En seguida se efectua el balance hidrológico para cada uno de los meses de 1941 a 1970 obteniendose las condiciones de humedad de la localidad mes a mes de ese periodo, los valores normales para cada mes del año (promedios de 30 años) y la media anual. Al termino del periodo se imprimen los resultados que se describen abajo, para continuar con otra estación al leerse una nueva tarjeta. El programa se continúa hasta agotar todas las localidades sometidas a la prueba requerida.

Los resultados impresos (Tabla 4.4) para 107 puntos-analizados con diferente tipo de suelo comprenden 373 renglones; 360 de los cuales corresponden a los 360 valores mensuales (1941-1970) de las variables que resultan del balance hidrológico; los doce renglones que siguen corresponden a cada uno de los valores promedios de 30 años de los doce meses del año; el primer renglón (renglón 361) corresponde al mes de enero, el segundo a febrero, etc.; finalmente el renglón 373 corresponde a los promedios anuales de las variables. En la versión que analiza solo un tipo de suelo (vease apéndice para modificaciones al programa) se ha suprimido la impresión de los 360 primeros renglones

habiendose analizado solo 63 localidades. En total, para la primera versión, por cada estación o punto se tienen 3 grupos de renglones, 360 renglones al primero, 12 al segundo y 1 al tercero. Para la segunda versión solo se cuenta con los dos últimos grupos. La descripción de las variables húmedas que definen las condiciones de humedad es la siguiente:

Un total de 16 columnas (Tabla 4.4) para el primer grupo que corresponden a los valores mensuales de 16 variables en el siguiente orden y unidades: clave de la estación, año, mes, precipitación acumulada del mes (mm), cambio de humedad mensual operado en la capa superficial (mm), cambio de humedad del subsuelo en el mes (mm), humedad de la superficie en el mes (mm), humedad del subsuelo en el mes (mm), humedad total del suelo en el suelo (mm), recarga potencial definida como la cantidad de humedad necesaria al final del mes para llevar el suelo (ambas capas) a su capacidad de campo (mm), recarga en el mes (mm), pérdida potencial definida como la cantidad de humedad que podría ser perdida durante el mes si la precipitación fuera cero (mm), pérdida del mes (mm), evapotranspiración efectiva en el mes

(mm) y escurrimiento durante el mes.

En el segundo grupo se tiene un total de 15 columnas; las primeras 11 corresponden a los promedios mensuales o valores normales de 30 años (1941-1970) de las variables cuyo orden es el que se muestra en seguida; las cuatro ultimas - columnas con valores de 0.0 ignorarlas: clave de la estación, evapotranspiración efectiva (mm), evapotranspiración-potencial de Thornthwaite (mm), recarga (mm), humedad total del suelo al principio del mes (mm), recarga potencial (mm), escurrimiento (mm), pérdida (mm), humedad de la superficie al principio del mes (mm), pérdida potencial (mm) y precipitación (mm).

Finalmente en el tercer grupo, se tiene un solo renglón con 12 columnas correspondiente a los promedios anuales o valores normales de 30 años (1941-1970) de las variables cuyo orden es el que se muestra en seguida: clave de la estación, evaporación efectiva (mm), evapotranspiración potencial de Thornthwaite (mm), recarga (mm), humedad total del suelo al principio del mes acumulada en el año (mm), recarga potencial (mm), escurrimiento (mm), pérdida (mm), hume-

dad en la superficie al principio del mes acumulada en el año (mm), pérdida potencial (mm), precipitación (mm) y humedad en el subsuelo al principio del mes acumulada en el año (mm).

La primera prueba a que fué sometido el modelo consistió en investigar si el escurrimiento calculado en base a la simulación del balance hídrico está de acuerdo con el escurrimiento medido en las regiones hidrológicas del país. La figura 4.3 muestra la comparación entre los valores calculados (periodo de 1941-1970) del escurrimiento en base a los 107 puntos (cuya textura del suelo fué proporcionada por Fertimex, S. A.), y los valores medidos en las estaciones hidrométricas ²⁵ del periodo 1960-1969. Puede observarse que ambos patrones de distribución se asemejan bastante a pesar de que los valores no corresponden al mismo periodo, la cantidad de puntos no es la misma y no coincide la localización de las estaciones hidrométricas con las estaciones climatológicas, siendo más relevantes los dos primeros puntos. El primero influye fuertemente en la magnitud de las isolíneas, mientras que el segundo en la definición del patrón de distribución.

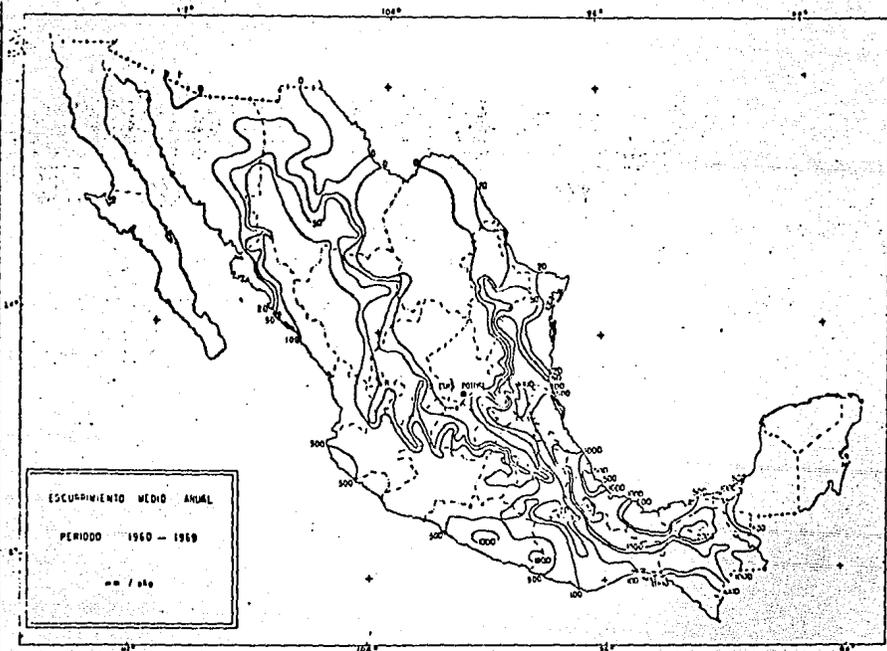
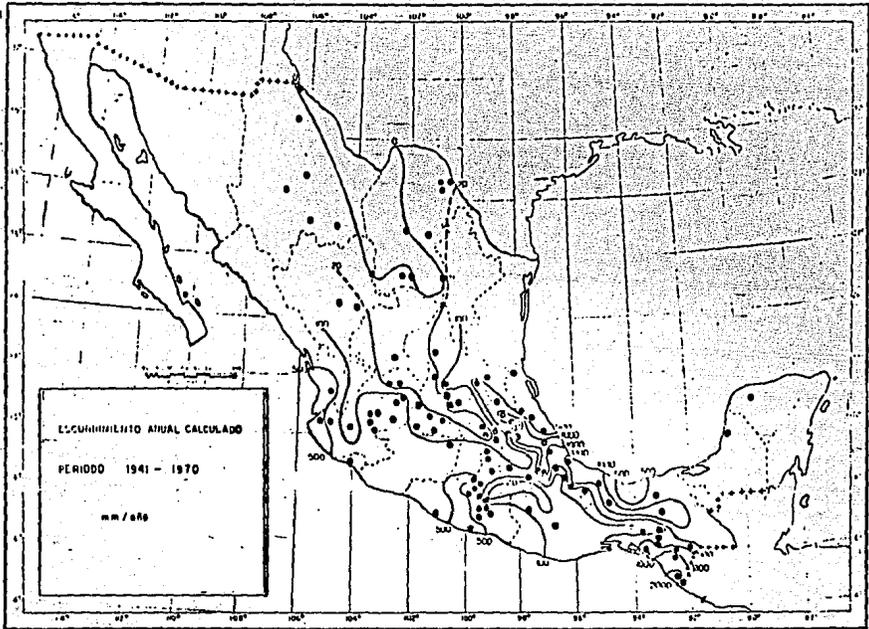


FIGURA 4.3 ESCURRIMIENTO CALCULADO Y OBSERVADO

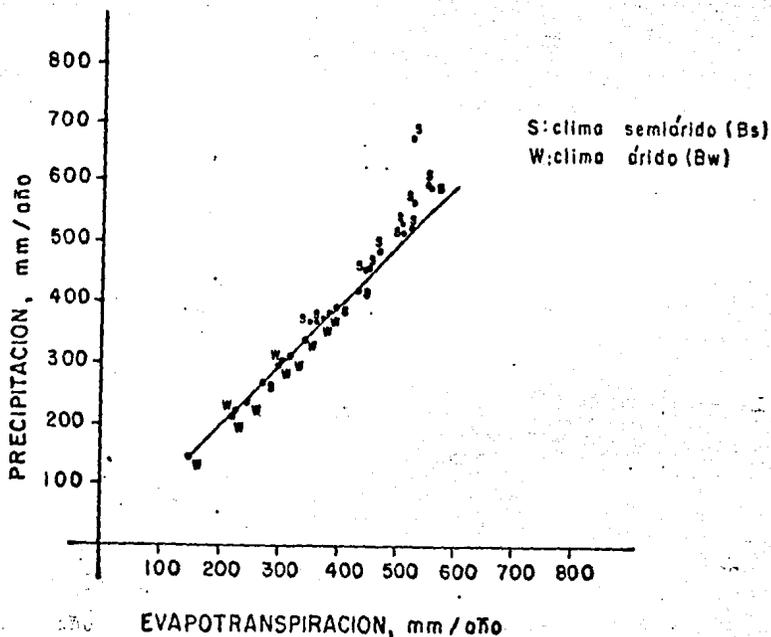


FIGURA 4.4 EVAPOTRANSPIRACION EFECTIVA EN ZONAS ARIDAS
Y SEMIARIDAS

En cuanto a la magnitud de la evapotranspiración con limitaciones de humedad, la simulación del balance hidrológico arroja resultados bastante aceptables en las regiones áridas y semiáridas del país como lo muestra la figura 4.4, en la que se ha trazado una recta de pendiente 1. En las regiones con clima tipo B_w la evapotranspiración efectiva -

acumulada durante el año (promedio de 30 años) iguala a la precipitación. En cambio, cuando se disminuye la limitación de humedad, la precipitación tiende a exceder a la evapotranspiración como es el caso de las zonas semiáridas (clima tipo B_s): Estos resultados están de acuerdo con la tesis de que aún cuando en algunos meses existan recargas o excedentes de humedad, esta puede ser utilizada en los siguientes meses de tal manera que al final del año y promediado durante varios años, todo lo que llueve se evapora. Los datos empleados en esta prueba fueron extraídos de los listados del análisis para 107 puntos del territorio nacional.

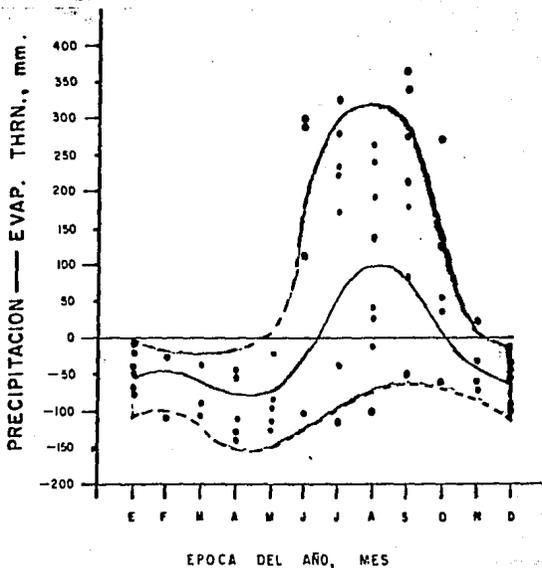


FIG 4.5 DIFERENCIA MENSUAL ENTRE LA PRECIPITACION Y LA EVAPORACION DE THORNTHWAITE EN EL TROPICO HUMEDO DE MEXICO.

En las regiones del trópico húmedo donde las condiciones de humedad del suelo y la actividad vegetal son tales que es de esperarse que la evapotranspiración efectiva alcance los valores potenciales, los resultados son los siguientes. El perfil mensual (promedio de 30 años) de la precipitación menos la evapotranspiración potencial (Figura 4.5) muestra que durante casi toda la primera mitad del año la evapotranspiración potencial excede a la precipitación, revelando la existencia de un periodo seco en esas regiones.

Durante esos periodos la demanda de evapotranspiración se satisface con el agua precipitada y parte de la almacenada en el suelo. De esta manera la evapotranspiración efectiva (EE) puede tomar los valores de la precipitación (P), excederla, pero no igualar a la evapotranspiración potencial (EP) por las limitaciones de humedad tal como lo muestra la Tabla 4.5. En cambio durante la segunda mitad del año la evapotranspiración efectiva excede a la precipitación logrando alcanzar los valores potenciales en los meses de agosto a octubre.

TABLA 4.5 PRECIPITACION, EVAPOTRANSPIRACION EFECTIVA Y POTENCIAL
EN EL TROPICO HUMEDO DE MEXICO

POBLACION	CLAVE		ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
TAPACHULA, CHIS.	060017	P EE EP	5 34 114	5 15 117	35 34 144	103 88 151	293 153 157	428 139 139	367 145 145	337 142 142	489 126 126	402 129 129	72 109 115	17 77 112
TUXTLA GUTIERREZ, CHIS.	060018	P EE EP	1 15 73	1 10 81	19 14 114	9 14 131	68 66 145	185 112 112	148 110 119	159 117 118	188 99 101	59 85 91	12 53 77	0 24 70
PICHUCALCO, CHIS.	060197	P EE EP	264 76 77	183 88 89	163 125 129	158 145 155	202 156 172	268 167 168	396 167 168	403 165 165	575 151 151	548 139 139	346 105 105	299 86 86
TONALA, CHIS.	060201	P EE EP	1 4 124	3 3 124	3 3 150	33 33 158	128 114 171	330 149 150	306 152 154	289 149 149	419 130 136	151 136 147	28 73 124	4 12 120
VILLA FLORES, CHIS.	060205	P EE EP	1 5 63	1 2 70	8 8 102	17 17 138	96 82 153	242 133 134	263 131 131	236 128 128	268 113 113	83 96 103	16 47 75	4 25 64
MASCOTA, JAL.	130410	P EE EP	21 30 47	3 23 48	12 21 64	12 22 87	31 36 108	198 115 121	266 116 116	215 113 113	184 102 102	95 87 88	11 54 64	19 37 93
PUERTO VALLARTA, JAL.	130414	P EE EP	21 24 77	10 14 74	8 11 88	9 12 107	4 7 149	235 139 167	360 174 176	341 171 172	339 156 156	142 145 150	10 82 119	14 28 90
TEPIC, NAY.	170043	P EE EP	20 33 49	12 25 49	14 22 61	19 21 77	10 23 101	176 99 117	379 123 123	329 118 118	239 106 160	110 92 94	14 56 66	27 40 54
OAXACA DE JUAREZ, OAX.	190045	P EE EP	4 12 55	3 10 63	7 12 98	26 28 10	76 66 118	134 97 102	80 86 90	100 80 94	123 80 82	50 67 75	7 30 60	4 16 54
AGUA BUENA, S.L.P.	230660	P EE EP	32 36 42	37 43 49	25 63 88	61 90 129	90 94 157	299 143 157	265 142 153	302 143 153	382 126 130	171 95 91	67 59 63	37 40 45

Respecto a los valores anuales de la evapotranspiración efectiva, la comparación se llevó a cabo con los valores estimados con el modelo de Turc²⁵. La figura 4.6 muestra la gran coincidencia en el patrón de distribución y los valores de las isolíneas de ambos modelos. Puesto que Turc solo da valores anuales la ventaja de usar el presente modelo para periodos de un mes es evidente.

Finalmente se hizo la prueba de sensibilidad del modelo a la estimación gruesa de la cantidad máxima de agua aprovechable. La Tabla 4.6 resume un estudio local de las condiciones de humedad de los suelos con datos de textura proporcionados por el Departamento de Prehistoria del Instituto de Antropología. Se tienen tres localidades cada una con valores normales (promedios de 30 años) de la precipitación (P), evapotranspiración potencial (EP), evapotranspiración efectiva (EE), escurrimiento calculado (ES), humedad del suelo anual (HSA), humedad aprovechable del suelo (HAS) y los valores mensuales de la humedad del suelo. La variable de control es la humedad aprovechable. Para el caso de Oriental, Pue., se tienen 125, 80, 70 y 65 mm.; Cd. Cerdán, Pue. 125, 70 y 65 mm.; Huamantla, Tlax., 145 y 65 mm. Como

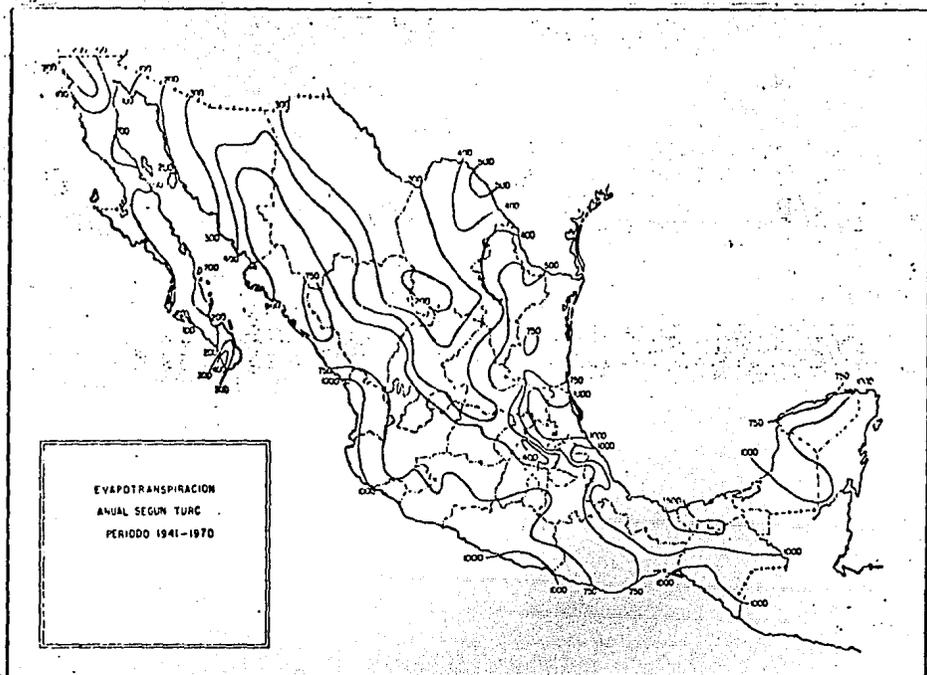
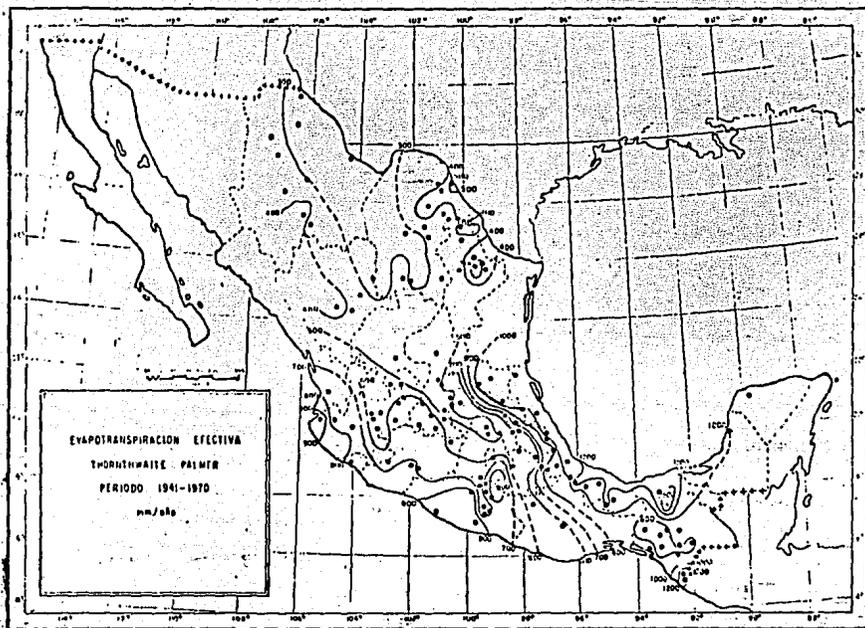


FIGURA 4.6 EVAPOTRANSPIRACION SEGUN THORNTHWAITE - PALMER Y TURC

TABLA 4.6 EFECTO DE LA HUMEDAD APROVECHABLE
EN EL BALANCE DE AGUA

POBLACION	FUENTE		PERDIDA				HUMEDAD RETENIDA											
	P	EP	EE	ES	HSA	HAS	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
ORIENTAL, PUE.			557	36	446	125	40	34	26	19	16	22	40	38	42	72	56	44
			540	51	260	80	20	16	11	7	6	12	28	24	26	51	34	23
	589	769	536	55	222	70	16	13	8	5	5	11	26	21	23	46	30	20
			533	58	205	65	14	11	7	4	4	10	25	20	21	46	27	17
CD. CERDAN, PUE.			545	272	924	125	68	54	37	23	26	67	105	112	115	122	109	85
	813	671	504	312	453	70	23	15	7	3	11	45	63	66	64	78	56	34
			499	316	414	65	19	13	5	2	10	42	58	61	60	63	51	30
HUAMANTLA, TLAX.			592	49	828	145	71	59	45	28	26	42	68	83	101	116	103	84
	637	742	546	93	313	65	17	12	6	1	4	20	36	45	51	55	42	25

se puede notar, la humedad del suelo (HSA) es la más sensible a los cambios en la humedad aprovechable con fuertes repercusiones en los valores mensuales. En cambio, la variación en la evapotranspiración efectiva llega hasta un 10%. Si bien el escurrimiento varía notablemente, la suma de la evapotranspiración efectiva y éste, discrepa muy poco de la cantidad de agua precipitada.

La Tabla 4.7 muestra una comparación entre los valo-

res estimados del agua aprovechable en base a mediciones de la textura del suelo (HAS (1)) y los estimados en base a la clasificación de suelos de Macías Villada para el caso de suelos chesnut de las regiones semiáridas (HAS (2)). EE (1) y EE (2) son los valores de la evapotranspiración efectiva-respectivos obtenidos con el modelo. Las discrepancias son mínimas, por lo que una estimación gruesa del 10 al 15% en el agua aprovechable es suficiente.

TABLA 4.7
EVAPOTRANSPIRACION EFECTIVA Y HUMEDAD APROVECHABLE

POBLACION	HAS (1)	HAS (2)	EE (1)	EE (2)
MONCLOVA, COAH.	150	200	308	309
PIEDRAS NEGRAS, COAH.	150	200	523	529
ALLENDE, COAH.	150	200	445	451
CUATRO CIENEGAS, COAH.	135	200	217	219
ZARAGOZA, COAH.	150	200	369	374
CD. CUAUHTEMOC, CHIH.	125	200	387	392
LEON, GTO.	165	200	583	594
ZAPOPAN, JAL.	80	200	660	760
IXTLAHUACAN DEL RIO, JAL.	80	200	576	671
JALOSTOTITLAN, JAL.	150	200	584	605
TEPIC, NAY.	150	200	757	791

EVAPORACION REAL Y ENERGIA DISPONIBLE PARA LA EVAPORACION

CAPITULO CINCO

5.1 BASES DEL MODELO

Para que se lleve a cabo la evaporación real a escala regional son necesarios dos factores, además de la fuente de agua, una fuente de energía y un gradiente de concentración de vapor de agua. La fuente de energía puede estar en la radiación solar; en el aire que sopla sobre la superficie, o en la superficie misma dependiendo de su temperatura. La presencia de un gradiente garantiza el fenómeno de difusión sin el cual no es posible la evaporación. Los mecanismos retroalimentadores entre la energía accesible para la evaporación y la evaporación misma modifican tanto el gradiente de vapor como el gradiente de temperatura de la capa de aire inmediata a la superficie. Las variaciones de

ambos gradientes son indicadores de la rapidez de evaporación.

La evaporación potencial, en cambio, se considera como la evaporación que podría ocurrir de una superficie pequeña continuamente húmeda. La estimación de su valor se hace usualmente de lisímetros, evaporímetros o de observaciones climatológicas, siendo tales estimaciones aplicables solo a superficies húmedas tan pequeñas que la evaporación de ellas no modifica a la evaporación de la región circunvecina. Sin embargo, debido a que los valores de la evaporación cambian con el suministro de humedad y la evaporación del área contigua cambia, las estimaciones de la evaporación potencial tienden a reflejar los efectos en vez de las causas de la evaporación de una región.

Debido a esta confusión provocada por la contradicción existente entre la definición de evaporación potencial y los métodos para estimarla, Morton ha llamado la atención sobre los mecanismos de interacción entre la evaporación potencial y real a escala regional. Tales interacciones fueron inicialmente tomadas en cuenta por Bouchet²¹, quién --

propuso que los cambios en la evaporación potencial y regional respecto a los cambios en el suministro de humedad regional, son complementarios.

Desde este punto de vista, la evaporación potencial debe ser considerada como la energía disponible para la evaporación, siendo una función del suministro de energía radiante y del contenido de vapor y calor de la baja atmósfera, mientras que la evaporación regional depende de esa energía disponible para la evaporación, el suministro de humedad al suelo y cubierta vegetal de la región. Debe existir, entonces, un mecanismo de interacción entre la evaporación potencial y regional. Tales mecanismos de interacción se desconocen, pero el agente retroalimentador debe ser la temperatura y la humedad del aire, los cuales son fuertemente afectados por la evaporación regional e influyen significativamente sobre la energía disponible para la evaporación. De esta forma, la evaporación potencial se puede considerar como una causa de la evaporación regional cuando el suministro de humedad es adecuado y como un efecto cuando tal suministro es limitado.

5.2 EL MODELO MATEMATICO

La formulación del modelo parte de la bien conocida fórmula de Penman para la evaporación potencial,

$$\text{Hipótesis 1} \quad E_p = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_n + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} f_r (v - v_d) \quad (5.1)$$

donde E_p es la evaporación potencial, R_n la radiación neta regional, f_r el coeficiente de transferencia de vapor regional, v y v_d las presiones de vapor saturado a la temperatura del aire en el abrigo meteorológico y a la temperatura de rocío respectivamente; Δ es la rapidez de cambio de la presión de vapor saturado con respecto a la temperatura del aire y γ la constante psicrométrica.

La ecuación (5.1) representa la hipótesis de la evaporación potencial, considerada como la energía accesible para la evaporación que podría ocurrir en una superficie continuamente húmeda con características regionales, pero con un área tan pequeña que los flujos de calor y vapor de agua de la superficie no tiene efecto significativo sobre la temperatura y humedad del aire circunvecino. Puede ser visua-

lizada como la evaporación de un evaporímetro hipotético -- con reflectividad y rugosidad similares a la región en estudio.

Morton²² por otra parte analiza las variaciones de la evaporación regional y la energía disponible para la evaporación con respecto a las variaciones en el suministro de humedad a la superficie evaporadora. El análisis muestra que los cambios en la temperatura y la humedad de la capa de aire que está en equilibrio con las superficies regionales, pueden ser considerados como los mecanismos retroalimentadores entre la evaporación regional y la evaporación potencial. El resultado de tal análisis es una relación matemática simple entre los cambios de ambas evaporaciones dadas por,

$$\text{Hipótesis 2} \quad dE_p + dE_r = 0 \quad (5.2)$$

donde dE_p y dE_r son los cambios en la evaporación potencial y regional con respecto al suministro de humedad regional respectivamente. Tal hipótesis implica que la suma de la evaporación potencial y regional permanezca constante bajo condiciones variables en el suministro de humedad.

La tercera hipótesis usada por Morton parte de la definición conceptual de la evaporación potencial y regional. Siendo la evaporación potencial la energía disponible para la evaporación regional y función del suministro de humedad, es de esperarse que la evaporación regional sea igual a la evaporación potencial en condiciones óptimas de humedad, puesto que no hay limitación en cuanto al suministro de esta última. Así,

$$\text{Hipótesis 3} \quad E_r'' = E_p'' \quad (5.3)$$

donde E_r'' y E_p'' son las evaporaciones regional y potencial respectivamente; las comillas se refieren a regiones húmedas.

Finalmente, la cuarta hipótesis se refiere a la relación entre la fuente de energía y la evaporación potencial dada por,

$$\text{Hipótesis 4} \quad E_p'' = \psi R_n \quad (5.4)$$

donde E_p'' es la evaporación potencial sin limitaciones de -

humedad a la superficie regional, R_n la radiación neta regional y $\psi = 1.26 \Delta / (\Delta + \gamma)$ con la condición $\psi \leq 1$. Bouchet²¹ había sugerido anteriormente que la suma de la evaporación potencial y regional es igual a la radiación global absorbida. Sin embargo, Priestley y Taylor²³ dan las bases para proponer la relación (5.4) como una alternativa más razonable y documentada.

El modelo matemático planteado por Morton hace uso de las hipótesis dadas por las relaciones (5.1) a (5.4). En efecto, integrando la relación (5.2) entre los límites de condiciones de humedad óptimas y humedad limitada,

$$E_p = E''_p + E''_r - E_r \quad (5.5)$$

donde los símbolos sin comillas se refieren a la región con humedad limitada.

Haciendo uso de las relaciones (5.3) y (5.4) y sustituyendo en (5.5) se tiene,

$$E_p + E_r = 2\psi R_n \quad (5.6)$$

Con las ecuaciones (5.1) y (5.6) se obtiene la fórmula de la evaporación regional.

$$E_r = \nu R_n - \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} f_r (\nu - \nu_d) \quad (5.7)$$

donde $\nu = 1.52\Delta/(\Delta + \gamma)$ La ecuación (5.6), conocida la evaporación regional, proporciona el valor de la evaporación potencial. El valor del coeficiente regional de transferencia de vapor f_r , obtenido por calibración de la fórmula (5.7) es 59 langley día⁻¹.mb⁻¹. La calibración parte del supuesto de que la evaporación regional en zonas de aridez extrema es igual a la escasa precipitación de tales regiones.

5.3 VARIABLES ESTIMADAS

Para calcular la evaporación regional con el uso de la ecuación (5.7) y datos mensuales de temperatura media (promedio de máxima y mínima), horas de insolación y presión de vapor actual (ν_d), se estimaron los diferentes componentes de la expresión (5.7) con fórmulas conocidas. Es-

tas se enumeran en seguida.

Temperatura media (T) en °C:

$$T = \frac{T_{ma} + T_{mi}}{2}$$

donde T_{ma} es el promedio mensual de la temperatura máxima y T_{mi} , el de la mínima.

Presión de saturación a la temperatura del aire (v) en mb.:

$$v = 6.11 \exp\left(\frac{\alpha T}{T + \beta}\right)$$

donde T , es la temperatura media, α, β igual a 17.27 y - 237.3°C para $T \geq 0^\circ\text{C}$; 21.88 y 265.5°C para $T \leq 0^\circ\text{C}$, respectivamente²⁴.

Rapidez de cambio de la saturación de la presión de vapor - respecto a la temperatura del aire (Δ) en mb. °C⁻¹:

$$\Delta = \frac{\alpha \beta v}{(T + \beta)^2}$$

donde α , β , v , T , ya han sido definidas.

Constante psicrométrica γ en $\text{mb.}^\circ\text{C}^{-1}$:

$$\gamma = 0.00066 \quad p \quad \text{para } T > 0^\circ\text{C}$$

$$\gamma = 0.00066 \quad p/115 \quad \text{para } T < 0^\circ\text{C}$$

donde p es la presión atmosférica en mb. estimada burdamente de la altura (H) en km. de la fórmula

$$p = 1016 \exp (0.124H)$$

Esta relación se ha deducido de los valores de la presión y altura de la atmósfera estandar (NACA); la incertidumbre en la presión estimada de esta forma es del orden del 1% con respecto a los valores de la atmósfera estandar.

Factor de proporcionalidad entre la evaporación potencial y la radiación neta (ψ):

$$\psi = 1.26 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \quad \psi \leq 1$$

donde Δ y γ ya han sido definidas anteriormente. ψ tiene

el valor de la unidad -vease la expresión (5.4)- cuando la evaporación potencial sin limitaciones de humedad es igual a la radiación neta.

La estimación de la radiación neta (R_n) o diferencia entre la radiación absorbida y la emitida por la superficie, es un problema por la falta de observaciones en el país. De ahí que se haya usado la relación:

$$R_n = (1 - \alpha_n) G - B$$

dónde R_n es la radiación neta efectiva que se recibe en la superficie, dada en Langley/día. G es la radiación global (onda corta mas larga) efectiva recibida en la superficie - dada en Langley/día; α_n es el albedo normal de la superficie o fracción de la energía solar regresada a la atmósfera. B es la radiación de onda larga emitida por la superficie - en Langley/día.

5.4 PRUEBA DEL MODELO

Idealmente el modelo se puede probar por comparación

de la evaporación regional obtenida por el modelo con la evaporación estimada de un balance hidrológico en los vasos-de los ríos. Esto requiere un conocimiento de los cambios-en la cantidad de agua almacenada en el suelo, rocas, lagos. Desafortunadamente tales cambios pueden ser mayores que la-evaporación y no hay forma satisfactoria de medirla.

TABLA 5.1 PRUEBA DEL MODELO

CLAVE	POBLACION	E_R (1960- 1967) (mm)	$P-E_R$ (mm)	(%)	E_{RP} (1941- 1970) (mm)	T_{RPE} (mm)
010001	AGUASCALIENTES, AGS.	589	557	-2.0	501	499
030006	CAMPICHE, CAMP.	1061	984	-7.3	1122	976
040008	PIEZAS NUEVAS, COAH.	476	499	+4.4	573	527
040009	SALTILLO, COAH.	315	289	-8.9	421	276
050011	COLIMA, COL.	1036	845	-24.0*	993	853
060015	SAN CRISTOBAL, CHIS.	1225	1028	-16.6	1132	654
060016	COMTAN, CHIS.	1217	962	-24.6	1182	789
060017	TULANCINGO, CHIS.	511	746	+2.3	824	1029
090025	EMBUENGO, DGO.	325	370	+10.7	284	357
100026	GUANAJUATO, GTO.	404	364	-8.7	482	374
100027	LEON, GTO.	437	565	+11.8	514	576
110030	CHILPANCIINGO, GRO.	585	700	+17.9*	933	827
120031	PACIFICA, HGO.	439	347	-12.2*	512	352
120032	TULANCINGO, HGO.	589	471	-24.0	599	474
130034	GUADALAJARA, JAL.	833	844	+1.3	824	828
130501	LARGO DE MILENO, JAL.	712	544	-24.6*	733	622
140038	CHAPINGO, MX.	697	614	-13.1	702	525
140039	TOLUCA, MX.	640	623	-2.3	623	546
150049	MOCTEZA, MICH.	473	482	+1.1	612	642
180044	MONTERREY, S.L.	561	601	+6.3	658	528
200048	PUEBLA, PUE.	879	767	-13.8	798	647
230052	RIO TERME, S.L.P.	432	439	+1.6	531	529
240054	CULIACAN, SGN.	604	563	-6.6	531	647
250057	GUAYMAS, SGN.	323	225	-31.5*	317	227
280062	TLAXCALA, TLAX.	781	776	-0.6	778	631
290064	COPECOA, VER.	817	1000	+21.8*	937	1273
290065	JALAPA, VER.	744	408	-43.8*	821	829
290066	ORIZABA, VER.	876	920	+4.8	991	1221
290067	VERACRUZ, VER.	1190	1232	+3.2	1162	1229
300068	MERIDA, YUC.	500	832	+1.9	765	783
300069	PROGRESO, YUC.	727	342	-52.4*	815	446
310071	LA ENTA, ZAC.	323	176	-45.0*	306	392

Un método de prueba es mostrar el grado de correlación entre la evaporación regional calculada y la precipitación menos los escurrimientos a nivel anual para un periodo largo; si el grado de correlación es alto, la pendiente de

la recta debe ser cercana a la unidad. En el presente estudio se hizo uso de los datos de escurrimientos publicados en el Atlas del Agua²⁵ e información climatológica del periodo 1960-1969 de 32 observatorios meteorológicos de la red nacional. Los resultados numéricos se muestran en la Tabla 5.1 y la gráfica correspondiente en la Figura 5.1.

E_r representa los valores de la evaporación real, $P - E_s$ la diferencia entre la precipitación P y el escurrimiento E_s ; el observatorio se encuentra identificado por la clave y nombre de la población de acuerdo a la codificación del Servicio Meteorológico Nacional. La cuarta columna representa la desviación δ de los valores calculados de la evaporación en base al balance hidrológico, dada por la relación.

$$\delta = \frac{(P - E_s) - E_r}{P} \times 100$$

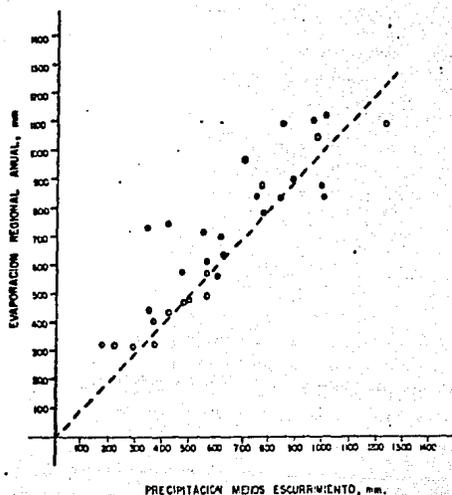


FIGURA 5.1 PRUEBA DEL MODELO EN BASE A PROMEDIOS ANUALES DEL PERIODO 1960-1969

- Los observatorios con claves marcados con un asterisco muestran desviaciones muy altas desde -24% hasta el -112%. La razón puede ser, en los casos de Progreso, Yuc., La Bufa, Zac. y Colima, Col., que los datos de precipitación no sean representativos o definitivamente están muy alejados de la realidad. Por ejemplo la estación climatológica Zacatecas, Zac. cercana a la Bufa, Zac. tiene una precipitación media anual de 432 mm. contra 176 mm. de esta última. Los observatorios de Pachuca, Hgo., Lagos de More-

no, Jal. y Guaymas, Son., se encuentran en la transición - de un cambio de región climática o drásticamente en el límite de continente y océano, como es el caso de Guaymas. En el caso de Jalapa, Ver. la estimación de los escurrimientos se dificulta por el rango tan alto de valores entre dos iso líneas consecutivas del mapa de escurrimientos.

Con excepción de los observatorios mencionados, el modelo responde bien con desviaciones que van desde 15% hasta el 0.6% en valor absoluto con respecto al balance de - agua. Podrá objetarse que tales desviaciones son demasiadas altas en algunos casos, pero puede decirse que son aceptables si se toman en cuenta los siguientes factores: la su posición de que los valores de la precipitación en una localidad representan a la región circunvecina; la incertidumbre en los escurrimientos que se obtuvieron a partir de un análisis de isolíneas, y este a su vez de los gastos de las corrientes y área drenada; los efectos de los cambios en el almacenamiento de agua, ganancia y pérdidas en las aguas - subterráneas que no han sido considerados en la estimación de las desviaciones; y finalmente la estimación gruesa de - la radiación neta.

Comparando los valores anuales de la evaporación real con el realizado con otros criterios como es el caso de la fórmula de Turc²⁵, en general se encuentra coincidencia entre estos valores como se muestra en las columnas 6 y 7 de la Tabla 5.1. La ventaja de usar el presente modelo en forma operacional es que puede ser aplicado para periodos cortos de una semana hasta un mes, periodos para los cuales no está diseñada la fórmula de Turc. En la Tabla 5.2 se muestran los promedios mensuales de la evaporación regional para 32 localidades del país.

TABLA 5.2

		EVAPORACION REGIONAL DE PENINSULA MEXICANA PROMEDIOS 1941-1970											
		ENE.	FEB.	MAR.	ABR.	MAY.	JUN.	JUL.	AGO.	SEP.	OCT.	NOV.	DIC.
010001	AGUASCALIENTES, AGS.	19	27	39	34	42	55	70	73	53	39	26	24
030006	CAMPESITE, CAMP.	57	69	90	102	115	113	124	133	111	93	65	50
040009	PITIHUIC INTERR., COAH.	8	7	20	45	83	161	100	100	50	33	10	2
040009	SALTILLO, COAH.	19	18	29	34	43	62	57	54	44	29	22	14
050011	COLIMA, COL.	39	65	81	78	85	102	116	123	105	100	65	34
060015	SAN CRISTOBAL, CHIS.	80	92	108	107	106	94	110	114	84	89	78	70
060016	COMITAN, CHIS.	71	87	111	107	112	107	123	123	102	88	79	72
060017	TAPACULULA, CHIS.	31	40	56	59	90	95	98	98	97	85	60	35
090025	DIJARRIN, GOO.	0	8	20	19	31	38	48	46	35	22	5	14
100026	CHAHUJINATO, GTO.	21	8	23	20	43	63	73	79	60	38	14	36
100027	LEON, GTO.	27	32	38	36	54	49	64	67	51	40	26	30
110030	CHILPANCIAGO, GMO.	39	51	79	87	88	98	102	106	89	82	54	58
120031	PACUJICA, IGO.	15	22	30	36	59	64	74	76	58	48	23	13
120032	TULANCINGO, IGO.	14	28	36	48	73	76	82	85	62	53	29	12
130034	GUADALAJARA, JAL.	12	29	49	57	86	106	127	130	104	78	33	11
130501	LANUS DE MOHINO, JAL.	28	36	53	72	83	84	92	91	75	60	39	20
140038	QUAPINGO, MXL.	21	41	47	56	72	70	89	91	75	65	41	32
140039	TULUCA, MEX.	20	31	40	44	67	77	80	84	68	58	33	19
150040	MORELIA, MICH.	18	34	62	44	53	60	80	85	69	49	30	22
160044	MATEHCHY, N. L.	15	19	41	54	89	104	100	95	70	30	18	14
200048	PUEBLA, PUE.	33	23	32	69	66	104	107	114	93	81	48	29
230052	RIO VERDE, S.L.P.	14	21	29	39	55	69	82	79	62	47	23	18
240054	CULIACAN, SIM.	13	15	26	30	51	70	85	87	85	54	8	7
250057	GUAYMAS, SON.	0	67	35	10	15	51	54	58	28	0	0	0
280062	TLAXCALA, TLAX.	27	37	50	55	84	96	103	100	86	71	43	26
290064	CORDOBA, VER.	46	55	74	65	75	104	117	119	92	82	61	48
290065	JALAPA, VER.	34	48	65	76	89	98	106	101	82	66	42	32
290066	ORIZABA, VER.	55	60	78	71	84	105	118	117	97	91	62	49
290067	VENAFUJES, VER.	49	69	95	113	128	136	138	138	103	61	50	42
300068	MERIDA, YUC.	28	36	48	58	84	96	103	98	85	65	42	27
300069	PROGRESO, YUC.	26	37	48	62	91	109	122	117	94	61	30	23
310071	LA BUFA, ZAC.	0	7	18	17	24	46	59	55	42	23	10	6

DISCUSION, APLICACIONES Y CONCLUSIONES

CAPITULO SEIS

6.1 DISCUSION SOBRE LOS DIFERENTES CRITERIOS PARA ESTIMAR LA EVAPORACION.

En la figura 6.1 se muestra un diagrama polar de los valores de la evaporación potencial y real de Morton, los valores registrados por el evaporímetro, el equivalente de radiación neta en milímetros de evaporación y la evaporación potencial de Thornthwaite para un observatorio y un año particular. Puede observarse que el patrón de la evapotranspiración potencial de Morton es muy cercano al obtenido con el de la evaporación de los evaporímetros, lo cual corrobora su hipótesis de que la evaporación potencial debe ser considerada como la energía accesible o disponible para la evaporación y numericamente igual a la evaporación de -

una superficie sin limitaciones de humedad; idealmente corresponde a la evaporación de un evaporímetro hipotético con reflectividad y rugosidad similares a la región de estudio.

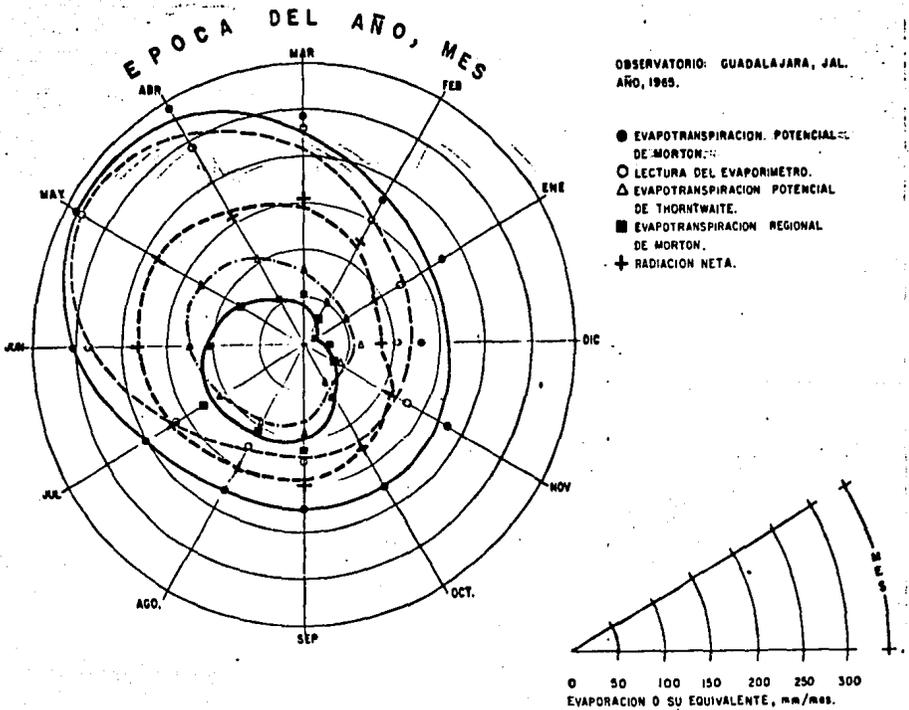
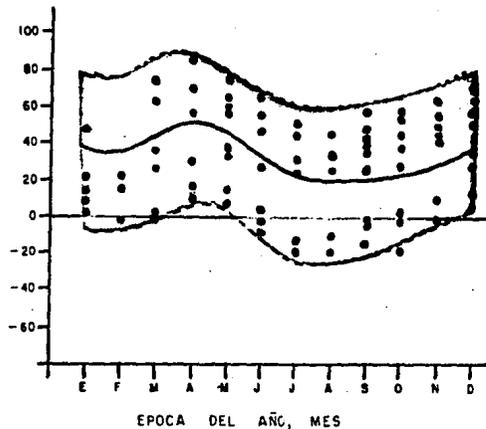


FIGURA 6.1 CRITERIOS PARA ESTIMAR LA EVAPORACION

Como se ha dicho, el concepto de evapotranspiración-potencial introducido por Thornthwaite, es aplicable cuando la vegetación está creciendo activamente y la superficie se encuentra húmeda. Es por eso que esta evaporación se encuentra muy por encima de los valores reales de Morton durante los meses de octubre a mayo cuando la vegetación no se encuentra en crecimiento activo, la superficie del suelo no se encuentra húmeda ó ambas a la vez. En cambio, durante el periodo de lluvias de junio a septiembre ambos valores son muy cercanos (Figura 6.1).

EVAPOTRANSPIRACION POTENCIAL DE THORNTHWAIT E
MENOS EVAPORACION PENMAN-MORTON, mm.



PERFIL MENSUAL DE LA DIFERENCIA DE EVAPORACION DE THORNTHWAIT E Y PENMAN-MORTON - EN EL TROPICO HUMEDO DE MEXICO

FIGURA 6.2

La figura 6.2 muestra el perfil de la evaporación de Thornthwaite y Penman - Morton con valores normales (promedios de 30 años) en las regiones del tropico húmedo. Las discrepancias mínimas son del orden de 20 mm. por mes durante la temporada de lluvias y crecen hasta un valor máximo de 40 mm. durante el mes de marzo cuando la sequía se agudiza en esas regiones. El periodo seco o de deficiencia de humedad puede notarse claramente en la figura 6.3.

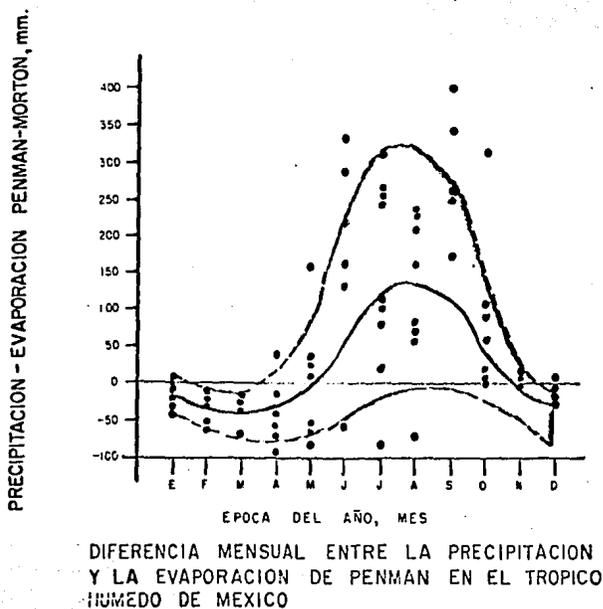


FIGURA 6.3

En la figura 6.4 se han asentado los valores normales de la precipitación, evapotranspiración efectiva de Thornthwaite - Palmer y la evaporación real de Penman - Morton para la región semiárida de Río Verde, S.L.P. Existen discrepancias entre ambos criterios para estimar la evaporación que no llegan a afectar la definición de los periodos de recarga y deficiencia relevantes para ese estudio. Puede notarse que mientras el criterio Thornthwaite - Palmer

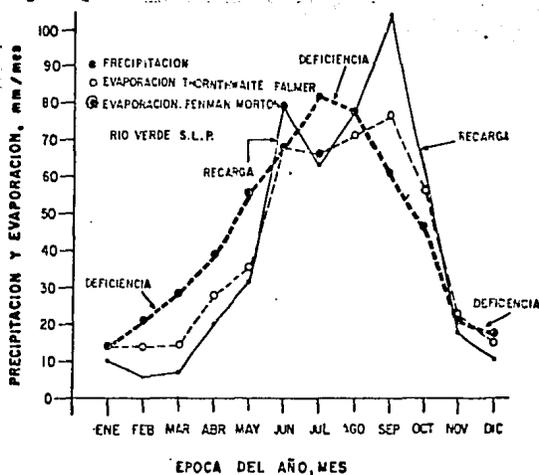


FIGURA 6.4 PRECIPITACION, EVAPOTRANSPIRACION

EFFECTIVA Y REAL

sigue el perfil de la precipitación, el criterio de Penman-Morton da una curva más suave sin cambios bruscos al pasar de un mes a otro. El primer criterio depende de la fuente de humedad, la precipitación, parámetro muy aleatorio. En cambio, el segundo se fundamenta en la fuente de energía, la radiación solar, con variaciones continuas durante el año.

La radiación neta, es la energía neta procedente del Sol que resulta de un balance de radiación en la superficie. En el diagrama polar (Figura 6.1), aparece el equivalente de la radiación neta en milímetros de evaporación, esto es, la cantidad de agua que podría evaporarse si toda la radiación neta solar fuera empleada en el proceso de la evaporación. Puesto que no toda la energía neta solar es utilizada para la evaporación, ésta resultará mayor que la evapotranspiración para todos los meses del año, empleándose mayor cantidad relativamente en los periodos de máxima humedad de los suelos y mayor actividad de las plantas. También debido a que la fuente de energía para la evaporación no toda procede directamente del Sol, sino que además procede del viento, calentamiento de la capa de la atmósfera inmediata a la - -

superficie y el calentamiento de esta última, los valores de la radiación neta se encontrarán siempre entre el valor total de la energía disponible para la evaporación (evaporación potencial de Morton) y el valor máximo que pueda suceder de la evaporación real (evapotranspiración potencial de Thornthwaite). En consecuencia, es de esperarse que la diferencia entre la evaporación potencial de Morton y la radiación neta, sea la energía para la evaporación procedente de otras fuentes.

6.2 APLICACIONES

Los estudios sobre las pérdidas de humedad por evapotranspiración en la superficie terrestre son de gran utilidad en los modelos hidrológicos, estudios climatológicos y las investigaciones sobre las interacciones entre el suelo, la vegetación y la atmósfera que son necesarios para el uso racional óptimo que se le puede dar a la cantidad de agua disponible. Algunos ejemplos de análisis simples pero útiles en diferentes áreas de aplicación se muestran en seguida.

AGUASCALIENTES, AGS.

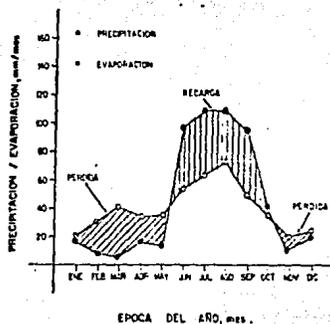


FIGURA 6.5 PERFIL NORMAL DE LA PRECIPITACION
Y EVAPORACION REAL AL FINAL DEL MES

En la figura 6.5, disponiendo exclusivamente de los valores normales de la precipitación y la evaporación real, o efectiva, es posible identificar los meses durante el año en los que el suelo tiene deficiencias de humedad y aquellos en los cuales la precipitación excede a la evaporación produciéndose una recarga de humedad.

Un ejemplo de aplicación de este tipo de análisis se muestra en las figuras 6.4, 6.6 y 6.7 realizado para la-

Comisión Federal de Electricidad en su programa de ubicación de plantas termoeléctricas. Río Verde (Figura 6.4) tiene dos periodos de recarga, uno bien definido durante los meses de septiembre y octubre, y otro no muy definido, durante el mes de mayo. Las deficiencias, en cambio se empiezan a notar a partir de noviembre prolongándose hasta mayo del siguiente año, es el mes en el cual las pérdidas de evaporación están compensadas por la misma cantidad de precipitación.

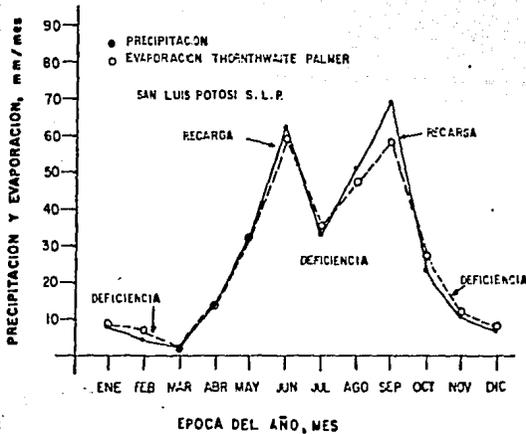
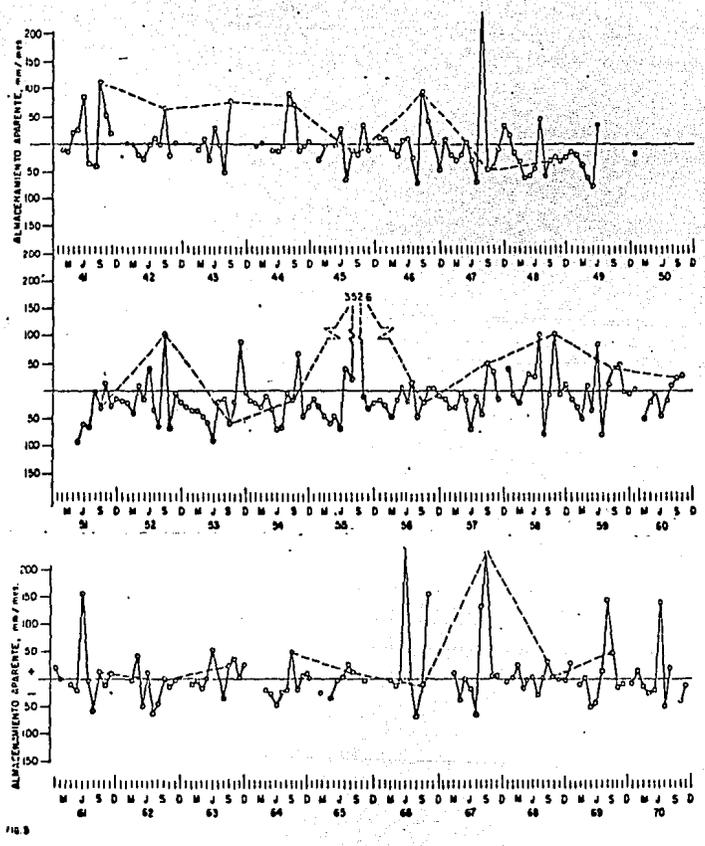


FIGURA 6.6 PERFIL DE PRECIPITACION Y EVAPOTRANSPIRACION THORNTHWAITTE-PALMER EN SAN LUIS POTOSI, S.L.P.



OBSERVATORIO DE RIO VERDE, S.L.P.

FIGURA 6.7 ALMACENAMIENTO APARENTE MENSUAL EN RIO VERDE, S.L.P. DE 1941-1970

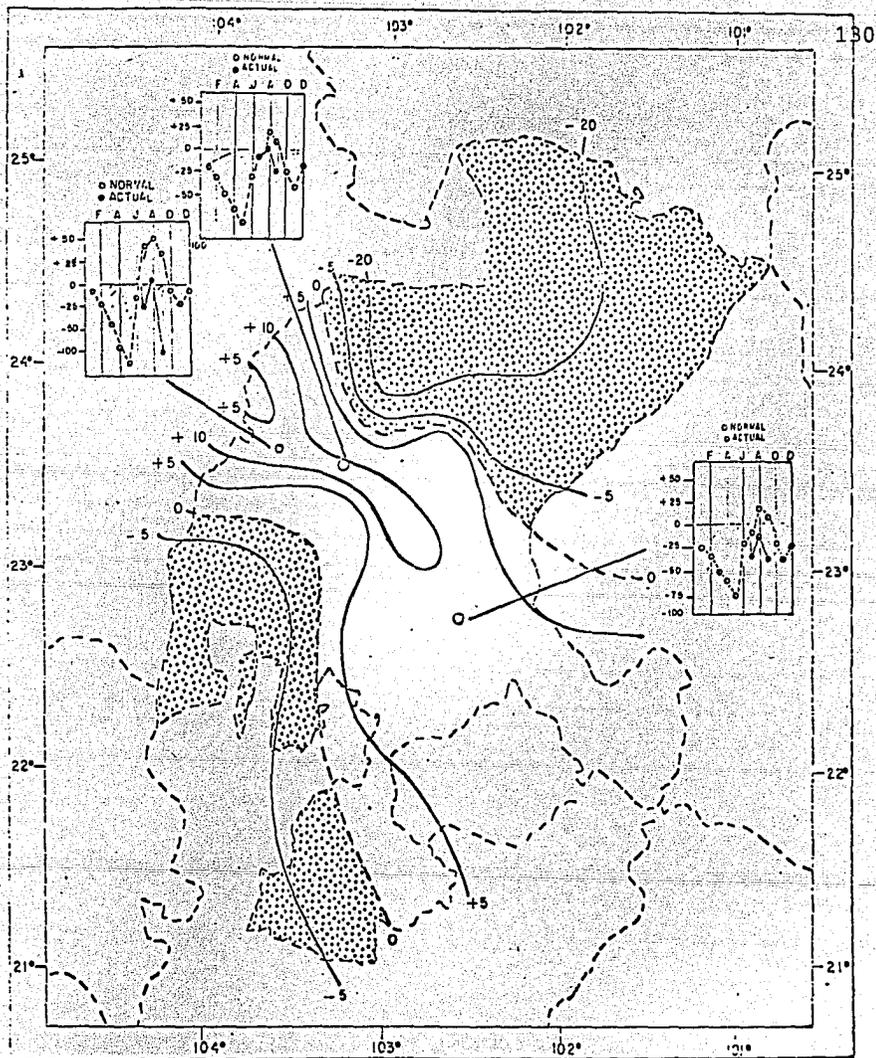
En San Luis Potosí, en términos generales, se sigue la misma distribución con los periodos de recarga en junio, agosto y septiembre, durante los meses de marzo, abril, mayo y julio las pérdidas por evaporación son iguales a la cantidad de agua precipitada. Las deficiencias aparecen desde el mes de octubre prolongandose hasta febrero. Aún cuando se sigue el mismo patrón que en el caso de Río Verde, la cantidad de agua de que se puede disponer es menor.

La figura 6.7 muestra el perfil de la deficiencia aparente de agua en mm/mes para el periodo 1941-1970, mes a mes para el observatorio de Río Verde. La deficiencia aparente se ha tomado como la diferencia entre la precipitación y la evaporación real calculada esta última por el modelo de Penman - Morton. De acuerdo a la figura 6.4 el mes en el cual se tiene mayor recarga en el suelo es el de septiembre. De ahí que uniendo los puntos de este mes en la figura 6.7, se puede seguir el curso de la deficiencia aparente. Puede observarse que el avance es bastante aleatorio como sucede en las regiones semiáridas, teniéndose en los años de 41 al 44 una buena recarga regular durante ese

mes. Sin embargo a partir del año 1946 a 1959 la recarga es periódica con periodo de 3 años, aproximadamente, apareciendo los máximos en los años 46, 47, 52, 55 y 58. A partir de 1960 y durante esa década las recargas fueron mínimas durante ese mes. Puede observarse, también, las apariciones de 4 picos altos de recarga que exceden a los 200 mm. La causa se ha identificado con la cercanía de huracanes a esa región de acuerdo a los registros de las trayectorias ciclónicas publicadas en el Atlas del Agua de la SARH²⁵.

La figura 6.8 representa la distribución espacial de la deficiencia aparente de humedad en el estado de Zacatecas en el cual se han empleado los valores normales de la precipitación y la evapotranspiración potencial de Thornthwaite durante el mes de septiembre. Puede observarse en los perfiles temporales de la deficiencia aparente, que durante el año de 1979 la sequía se presentó a partir del mes de junio para agudizarse en septiembre, situación que obligó a establecer el estado de emergencia en esa región del país. De ahí la utilidad que tendría un simple trazo de isolíneas a escala nacional de las diferencias

ZACATECAS



DISTRIBUCION ESPACIAL Y PERFIL DE PRECIPITACION MENOS
EVAPOTRANSPIRACION POTENCIAL.
(SEPTIEMBRE 1979)

-  Precipitación excede a la Evapotranspiración.
-  Precipitación menor que la Evapotranspiración (déficit de humedad).
-  Isohietas en MM.

DIAGNOSTICO: La región de 80 a 125 kilómetros con centro en la línea que une las poblaciones de Scmberete, Fresnillo, Zacatecas, cruzando el Estado, es una región que climatológicamente reúne condiciones de humedad suficiente para los cultivos. En cambio las áreas -- abajo y arriba de esta región, crónicamente han padecido la falta de humedad en los suelos. De acuerdo a las observaciones de los meses de Julio, Agosto y Septiembre del actual, se ha detectado una falta de humedad en la región húmeda normal, por lo que es de esperarse -- que esta también se haya presentado en las regiones de déficit de humedad crónicas.

FIGURA 6.8

entre la precipitación y la evaporación tanto para fines - climatológicos como para la toma de decisiones.

Para aplicaciones más específicas, como calendarización de cultivos en las zonas de temporal, con los mismos - elementos de precipitación y evaporación es posible aprovechar el valor económico potencial de estos estudios. La fi gura 6.9 muestra el perfil de la humedad aparente del suelo en el transcurso del año para la zona temporalera de Colima, Col. Se ha incorporado a esta gráfica, mediante barras horizontales, el periodo vegetativo de algunas variedades de maíz y sorgo; su longitud es proporcional a la duración del periodo. Las fechas de siembra fueron obtenidas de un - -

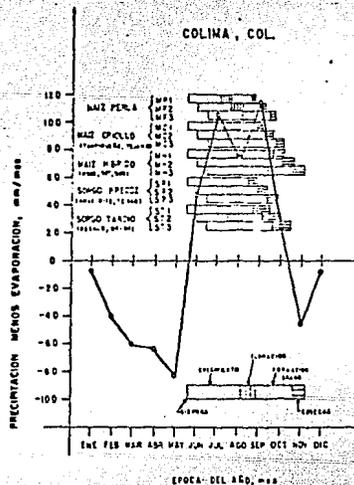


FIGURA 6.9 PERFIL DE LA HUMEDAD DEL SUELO Y ESTADO DE LOS CULTIVOS AL FINAL DEL MES EN COLIMA, COL.

estudio inédito¹⁸. Puede observarse que durante la floración la planta no sufre por falta de humedad, situación crítica para la producción de grano que ha sido considerada en su calendarización en el estudio de referencia. La obtención de los mismos resultados, muestra que este análisis - simple, ahorra tiempo y esfuerzo que pueden ser empleados en una calendarización no local sino a nivel nacional.

Si se dispone de información sobre las características físicas del suelo es posible extraer información adicional del balance de agua. Basta estimar burdamente la humedad aprovechable para poder delimitar ya no solo las zonas de pérdida y recarga sino además el mes en el cual la deficiencia y el exceso de humedad llegan a su máximo valor como se muestra en la figura 6.10.

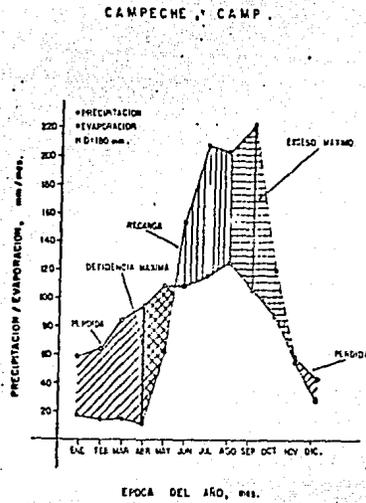


FIGURA 6.10 PERIODOS DE DEFICIENCIA Y EXCESOS
MAXIMOS DE HUMEDAD EN CAMPECHE, CAMP.

En los periodos de deficiencia máxima, dada por este tipo de análisis, debido al ascenso de humedad por capilaridad, el nivel de los acuíferos se abate. Una agricultura basada en la extracción de agua subterránea, resulta costosa por el consumo mayor de energía para su extracción y al hecho de que en esos periodos las pérdidas por evaporación resultan mayores. Dicho en otras palabras, el cultivo requerirá mayor volumen de agua a un costo mayor con el consi

guiente encarecimiento del producto. De la misma manera, durante los periodos de recarga en algunos suelos, los excesos de máxima humedad ocasionan el ascenso del nivel freático y, dependiendo de la rapidez de infiltración y características del suelo, este exceso de agua puede ser canalizado a través del escurrimiento superficial. Un exceso de escurrimiento ocasiona problemas en la agricultura durante la cosecha, siembra o labores de cultivo ya que al impedir el acceso de la maquinaria, las retrasa.

Finalmente, si se dispone de información sobre el escurrimiento superficial es posible obtener el perfil del almacenamiento aparente de agua durante un periodo determinado. En la figura 6.11 se muestra el caso de la localidad Villa Fuente, Coah., donde las necesidades de agua de una planta termoeléctrica, requiere de este tipo de información. Es de esperarse que el perfil del nivel freático se comporte de la misma manera que el del almacenamiento aparente, de lo contrario se hace necesario realizar estudios sobre la rapidez de infiltración y percolación. Cualquiera que sea la situación, la estimación independiente de la evaporación simplifica el problema.

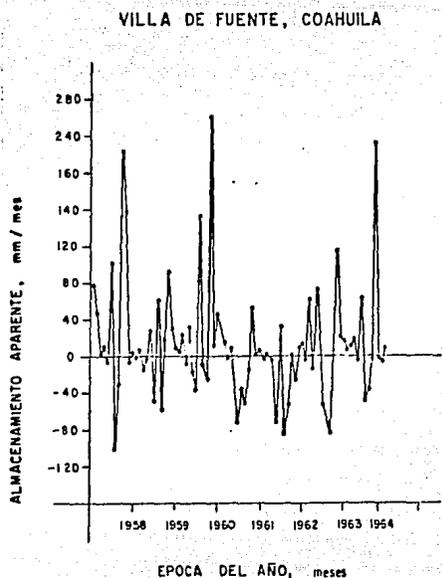


FIGURA 6.11 ALMACENAMIENTO APARENTE AL FINAL DEL MES

6.3 CONCLUSIONES

La evaporación potencial de Morton debe ser considerada como la energía disponible para la evaporación siendo aproximadamente igual al valor numérico de los registros de los evaporímetros. De ahí que su aplicación resulte del -

uso común que se le da a los valores de esos registros.

La evapotranspiración potencial de Thornthwaite debe ser considerada como el valor máximo que puede tomar la evaporación real de Morton en términos generales, lográndose este valor durante los periodos en los que el suelo ha llegado a su capacidad de campo y el crecimiento de las plantas es activo.

La evapotranspiración efectiva en base al balance hidrológico simulado y el escurrimiento predicho son poco sensibles a la estimación gruesa de la cantidad de agua aprovechable, característica del suelo. Sus valores son bastante aceptables en todas las regiones del país. Debido a que los valores de las condiciones de humedad de los suelos dados por este modelo son muy sensibles a la humedad aprovechable, tales valores son relativos en el tiempo y el espacio. Por esta razón, los patrones de distribución representarán distribuciones relativas tanto en el espacio como en el tiempo con el objeto de establecer la variabilidad de las condiciones meteorológicas en los cultivos. No deben -

ser tomados en forma absoluta con fines de establecer las necesidades de riego de tal o cual cultivo.

La radiación neta, es un contribuyente importante en el fenómeno de la evaporación, siendo mayor que la evaporación potencial de Thornthwaite y menor que la potencial de Morton. Las restantes fuentes de energía, viento, temperatura de la atmósfera y suelo contribuyen significativamente en la cantidad de energía disponible para la evaporación.

El modelo de Morton no puede ser usado en el límite de dos regiones climáticas o en las costas por las advecciones de calor y vapor de agua de la baja atmósfera, efectos que no han sido considerados. También, debido a los cambios en el almacenamiento de calor en la superficie, no se puede usar para periodos cortos de uno, dos o tres días, o a depósitos de agua con grandes cambios estacionales en el almacenamiento de calor del suelo.

Los valores de la evaporación real se pueden usar directamente sin necesidad de considerar la cantidad de agua disponible, en las diferentes aplicaciones del balance

hidrológico, como condiciones de humedad de los suelos, calendarización de cultivos, eficiencia del riego, almacenamiento aparente de los acuíferos, etc.

REFERENCIAS

1. Deacon, E. L., Evaporation and water balance, UNESCO, Review of Research (1958), pp 1-34.
2. Hounan, C. E. Problems of evaporation assessment in the water balance, WMO No. 285, Informe IHD-13 (1971), pp 5-35.
3. Pierson, F. W. y Jackman, A. P., An investigation of the predictive ability of several evaporation equations, Journal of Applied Meteorology, Vol. 14 (1975), pp 477-487.
4. Thornthwaite, C. W. y Holzman, B., The determination of evaporation from land and water surfaces, Monthly weather Rev, Vol. 17, No. 1 (1939), pp 4-11.
5. Sverdrup, H. U., On the evaporation from the oceans, J. Marine Research, Vol. 1 (1937-8), pp 3-14.
6. Norris, R. Evaporation from extensive surfaces of water roughened by waves, Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. Vol. 74 No. 319 (1948), pp 1-12.
7. Morton, F. I., Catchment evaporation and potential evaporation further development of a climatologic relationship, J. Hydrol., Vol. 12 No. 2 (1971), pp 81-89.
8. Sutton, O. C., A theory of eddy diffusion in the atmosphere, Proc. Roy. Soc. London, (A), Vol. 146 No. 858 (1934), pp 701-22.
9. Pierson, F. W. y Jackman, A. P., An investigation of the predictive Ability of several evaporation equations, Journal of Applied Meteorology, Vol. 14 (1975), pp 477-487.

20. Dastane, N. G., Precipitación efectiva en la agricultura de riego, FAO: Estudios sobre riego y avenamiento, No. 25, (1974), p 17.
21. Bouchet, R. J., 1963, Evapotranspiration réelle et potentielle, signification climatique, Gen. Assembly Berkeley, Pub. 62, Int. Assoc. Sci. Hidrol., pp 134-142.
22. Morton, F. I., 1971, Catchment evaporation and potencial evaporation further development of a climatologic relationship, J. Hydrol., 12, No. 2, pp 81-99.
23. Priestley, C. H. B. y Taylor, R. J., 1972, On the assesment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters, Mon. Wet. Rev., 100. pp 81-92.
24. Saucier, W. J., 1965, Principles of meteorological analysis, The university of Chicago press, pp 9.
25. Secretaría de Recursos Hidráulicos, 1976, Atlas del agua de la República Mexicana.
26. Takashi, S., 1970, A numerical study of atmospheric and soil boundary layers, Journal Atmospheric Sciences, 27, pp 1122-1137
27. Galindo, I. y Chavez, A. (1977) Estudio del clima solar en la República Mexicana, Instituto de Geofísica, UNAM y Dirección General del Servicio Meteorológico Nacional, SARH.
28. Durrenberger, R.W., Brazel, A.J., 1976, Need for a better solar radiation data base, Science, Vo. 193, 17 sep, pp 1154-1155.
29. Deacon, E.L., 1955, Turbulent transfer of momentum in the lowest layers of the atmosphere, Melbourne, Commonwealth Sci. Ind. Research Organization, Division of Meteorol. Phys., Tech. Paper, No. 4, pp 36.
30. Hess, S.L., 1959, Introduction to theoretical meteorology, Henry Holt and company, New York, p 279.

10. Fruit, W. O. y F. Lourence, Tests of aerodynamic, energy balance. Chap. IV, Investigation of energy, momentum and mass transfer near the ground, Final Rept, ECOM grant No. DA-AMC-28-043-65-G12 (1966), University of California, Davis.
11. Penman, H. L., Natural evaporation from open water, bare soil and grass, Proc. Roy. Soc., A-193 (1948), pp 120-146.
12. Swinbank, W. C., The measurement of vertical transfer of heat and water vapour by eddies in the lower atmosphere, J. Meteorol., Vol. 8 No. 3 (1951), pp 135-45.
13. Thornthwaite, C. W., An approach toward a rational classification of climatic, Geographical Review, Vol. 38 (1948), pp 55-94.
14. Blaney, H. F. y Criddle, W. L. Determining water needs from climatological data, U.S.D.A. Soil Conservation Service, SOS-TP-96.
15. Palmer, W. C., Meteorological drought, Weather Bureau Res., Paper No. 45, U. S. Dept. of Commerce, Washington, D. C. (1965).
16. Morton, F. I., Estimating evaporation and Transpiration from climatological observations, Journal of Applied Meteorology, Vol. 14 (1974), pp 488-497.
17. Palacios Vélez, E., Cuánto, cuándo y cómo regar, Rev. Híd. Vol. XX, No. 1, (1966), pp 116-117.
18. Rosado Castro G., Metodología para la planeación de la agricultura de temporal en función del régimen de lluvias, (Inédito), Representación SARH (1977), Colima, Col.
19. Romero Chávez, J. J., Conceptos modernos sobre almacenamiento, flujo y disponibilidad de agua en los suelos, Rev. Híd. Vol. XIX, No. 3, (1965), pp 59-64.

A P E N D - I C E

TEMENE

```

GM25N13X,T5555.
ATTACH,TAPE1,XXINVCANST,ID=GM4INV.
FILE,TAPE1,BT=C,RT=F,FL=83.
REQUEST,TAPE2,*PF.
FILE,TAPE2,BT=C,RT=F,FL=120.
FTN.
LDSET(IFILES=TAPE1/TAPE2)
LGO.
CATALOG,TAPE2,XXINVCANST,ID=GM4INV.
?
PROGRAM TEMENE (TAPE1,INPUT,OUTPUT,TAPE5=INPUT,TAPE6=OUTPUT,TAPE2)
DIMENSION SIMBOL(10),SUMTEM(12),M(12),TEMMED(12),TEMNOR(12),
ISIMNES(10),POBLAC(4)
INTEGER CLAVE,CLAVAN,A10,MES,A10DANT,CLAVEL
REAL TEMMAX,CL1,TEMMIN,CL2,PRECIP,EVAPOR,VIENTO,INICIO,M
WRITE(6,5000)
5000 FORMAT(2HP4,25HP3NER PAPEL BLANCO,GRACIAS)
INICIO = 0.0
DO 100 J=1,12
SUMTEM(J) = 0.0
M(J) = 0.0
TEMNOR(J) = 99.9
100 CONTINUE
C = 0.0
WRITE(6,12)
12 FORMAT(1H1///75X,*NORMALES DE TEMPERATURA MEDIA*/2X,*CLAVE*/2X,*LA
1T*,3X,*LONG*/13X,*P O B L A C I O N*,11X,* ENE FEB MAR ABR MA
2Y JUN JUL AGO SEP OCT NOV DIC*/)
1 READ(1,2) CLAVE,A10,MES,TEMMAX,CL1,TEMMIN,CL2,PRECIP,EVAPOR
2 FORMAT(2X,16,212,2(F2.0,A1),19X,F5.0,15X,F4.0)
IF (CL1.EQ." " OR CL2.EQ." ") GO TO 1
IF (INICIO.EQ.0.0) A10DANT=A10
IF (INICIO.EQ.0.0) CLAVAN=CLAVE
INICIO = 1.0
DATA SIMROS/1H,1HA,1HB,1HC,1HD,1HE,1HF,1HG,1HH,1HI/
DATA SIMNES/1H,1HJ,1HK,1HL,1HM,1HN,1HO,1HP,1HQ,1HR/
DO 4 J = 1,10
IF (SIMBOL(J).EQ.CL1) TEMMAX = TEMMAX * (J-1)*0.1
IF (SIMBOL(J).EQ.CL2) TEMMIN = TEMMIN * (J-1)*0.1
IF (SIMHFS(J).EQ.CL1) TEMMAX = -(TEMMAX * (J-1)*0.1)
IF (SIMHFS(J).EQ.CL2) TEMMIN = -(TEMMIN * (J-1)*0.1)
4 CONTINUE
IF (A10.LT.A10DANT OR CLAVE.NE.CLAVAN) GO TO 5
3 TEMMED(MES) = (TEMMAX+TEMMIN)/2.0
SUMTEM(MES) = SUMTEM(MES)+TEMMED(MES)
M(MES) = M(MES) * 1.0
A10DANT = A10
IF (CLAVE.EQ.310885.AND.A10.EQ.70.AND.MES.EQ.12) GO TO 5
GO TO 1
5 DO 5 J = 1,12
IF (M(J).EQ.0.0) GO TO 6
TEMNOR(J) = SUMTEM(J)/M(J)
6 CONTINUE
10 READ(5,11) CLAVEL, LONGRA, LATGRA, LONGMIN, LATMIN, (POBLAC(I),I=1,4)
11 FORMAT(110,13,12,1X,212,3A10,AB)
IF (CLAVEL.NE.CLAVAN) GO TO 10
WRITE(6,7) CLAVAN,LATGRA,LATMIN, LONGRA, LONGMIN, (POBLAC(I),I=1,4),
(TEMNOR(MES),MES=1,12)
C = C+1.0
IF (C.EQ.50.0) GO TO 13
WRITE(6,12)
13 WRITE(6,7) CLAVAN,LATGRA,LATMIN, LONGRA, LONGMIN, (POBLAC(I),I=1,4),
1 TEMNOR(MES),MES=1,12)
7 FORMAT(1X,15,2(1X,12),1X,13,1X,12,2X,3A10,AB,12F5.1)
IF (C.EQ.50.0) C = 0.0
DO 300 J=1,12
SUMTEM(J) = 0.0
M(J) = 0.0
TEMNOR(J) = 99.9
300 CONTINUE
CLAVAN = CLAVE
IF (CLAVE.EQ.310885.AND.A10.EQ.70.AND.MES.EQ.12) GO TO 8
GO TO 3
8 CALL EXIT
END

```

7.

```

GMPOU05X.
ATTACH,TAPE1,XXINVCANAT,1D=GM4INV.
FILE,TAPE1,BT=C,RT=F,FL=142.
REQUEST,TAPE2,OF.
FILE,TAPE2,BT=C,RT=F,FL=120.
FTN.
LDSET(FILES=TAPE1/TAPE2)
LSD.
CATALOS,TAPE2,XXINVCANAT,1D=GM4INV.
7
PROGRAM TEMENØ (TAPE1,INPUT,OUTPUT,TAPE5=INPUT,TAPE6=OUTPUT,TAPE2)
DIMENSION SIMBOL(10),SIMNEG(10),TEMHOR(12),POBLAC(4)
INTEGER CLAVE,CLAVAY,A10,MES,MESANT,CLAVEL
REAL TEMMAX,CL1,TEMMIN,CL2,PRECIP,EVAPOR,PREVAP,DINOBS,VIENTO,
11INICIO,M
WRITE (5,5000)
5000 FORMAT (2HP4,26HPDNER PAPEL BLANCO,GRACIAS)
INICIO = 0.0
SUMTEM = 0.0
M = 0.0
DO 100 J=1,12
100 TEMHOR (J) = 99.9
C = 0.0
WRITE(6,12)
12 FORMAT(1H1///75X,*NORMALES DE TEMPERATURA MEDIA*/2X,*CLAVE*,2X,*LA
1T*,3X,*LONG*,11X,*P O B L A C I O N*,11X,* ENC FEB MAR ABR MA
2Y JUN JUL AGO SEP OCT NOV DIC*/)
1 READ (1,2) CLAVE,A10,MES,TEMMAX,CL1,TEMMIN,CL2,PRECIP,EVAPOR,
1PREVAP,DINOBS,VIENTO
2 FORMAT (2X,15,2I2,2(F2.0,A1),36X,F5.0,12X,9X,F4.0,F3.0,
1F4.0,25X,F3.0,23X)
IF (CL1.EQ.0.0,CL2.EQ.0.0) GO TO 1
IF (INICIO.EQ.0.0) MESANT=MES
IF (INICIO.EQ.0.0) CLAVAN=CLAVE
INICIO = 1.0
DATA SIMBOL(1H),1H4,1H8,1H12,1H16,1H20,1H24,1H28,1H32,1H36,1H40,1H44,1H48,1H52,1H56,1H60,1H64,1H68,1H72,1H76,1H80,1H84,1H88,1H92,1H96,1H100,1H104,1H108,1H112,1H116,1H120,1H124,1H128,1H132,1H136,1H140,1H144,1H148,1H152,1H156,1H160,1H164,1H168,1H172,1H176,1H180,1H184,1H188,1H192,1H196,1H200,1H204,1H208,1H212,1H216,1H220,1H224,1H228,1H232,1H236,1H240,1H244,1H248,1H252,1H256,1H260,1H264,1H268,1H272,1H276,1H280,1H284,1H288,1H292,1H296,1H300,1H304,1H308,1H312,1H316,1H320,1H324,1H328,1H332,1H336,1H340,1H344,1H348,1H352,1H356,1H360,1H364,1H368,1H372,1H376,1H380,1H384,1H388,1H392,1H396,1H400,1H404,1H408,1H412,1H416,1H420,1H424,1H428,1H432,1H436,1H440,1H444,1H448,1H452,1H456,1H460,1H464,1H468,1H472,1H476,1H480,1H484,1H488,1H492,1H496,1H500,1H504,1H508,1H512,1H516,1H520,1H524,1H528,1H532,1H536,1H540,1H544,1H548,1H552,1H556,1H560,1H564,1H568,1H572,1H576,1H580,1H584,1H588,1H592,1H596,1H600,1H604,1H608,1H612,1H616,1H620,1H624,1H628,1H632,1H636,1H640,1H644,1H648,1H652,1H656,1H660,1H664,1H668,1H672,1H676,1H680,1H684,1H688,1H692,1H696,1H700,1H704,1H708,1H712,1H716,1H720,1H724,1H728,1H732,1H736,1H740,1H744,1H748,1H752,1H756,1H760,1H764,1H768,1H772,1H776,1H780,1H784,1H788,1H792,1H796,1H800,1H804,1H808,1H812,1H816,1H820,1H824,1H828,1H832,1H836,1H840,1H844,1H848,1H852,1H856,1H860,1H864,1H868,1H872,1H876,1H880,1H884,1H888,1H892,1H896,1H900,1H904,1H908,1H912,1H916,1H920,1H924,1H928,1H932,1H936,1H940,1H944,1H948,1H952,1H956,1H960,1H964,1H968,1H972,1H976,1H980,1H984,1H988,1H992,1H996,1H1000,1H1004,1H1008,1H1012,1H1016,1H1020,1H1024,1H1028,1H1032,1H1036,1H1040,1H1044,1H1048,1H1052,1H1056,1H1060,1H1064,1H1068,1H1072,1H1076,1H1080,1H1084,1H1088,1H1092,1H1096,1H1100,1H1104,1H1108,1H1112,1H1116,1H1120,1H1124,1H1128,1H1132,1H1136,1H1140,1H1144,1H1148,1H1152,1H1156,1H1160,1H1164,1H1168,1H1172,1H1176,1H1180,1H1184,1H1188,1H1192,1H1196,1H1200,1H1204,1H1208,1H1212,1H1216,1H1220,1H1224,1H1228,1H1232,1H1236,1H1240,1H1244,1H1248,1H1252,1H1256,1H1260,1H1264,1H1268,1H1272,1H1276,1H1280,1H1284,1H1288,1H1292,1H1296,1H1300,1H1304,1H1308,1H1312,1H1316,1H1320,1H1324,1H1328,1H1332,1H1336,1H1340,1H1344,1H1348,1H1352,1H1356,1H1360,1H1364,1H1368,1H1372,1H1376,1H1380,1H1384,1H1388,1H1392,1H1396,1H1400,1H1404,1H1408,1H1412,1H1416,1H1420,1H1424,1H1428,1H1432,1H1436,1H1440,1H1444,1H1448,1H1452,1H1456,1H1460,1H1464,1H1468,1H1472,1H1476,1H1480,1H1484,1H1488,1H1492,1H1496,1H1500,1H1504,1H1508,1H1512,1H1516,1H1520,1H1524,1H1528,1H1532,1H1536,1H1540,1H1544,1H1548,1H1552,1H1556,1H1560,1H1564,1H1568,1H1572,1H1576,1H1580,1H1584,1H1588,1H1592,1H1596,1H1600,1H1604,1H1608,1H1612,1H1616,1H1620,1H1624,1H1628,1H1632,1H1636,1H1640,1H1644,1H1648,1H1652,1H1656,1H1660,1H1664,1H1668,1H1672,1H1676,1H1680,1H1684,1H1688,1H1692,1H1696,1H1700,1H1704,1H1708,1H1712,1H1716,1H1720,1H1724,1H1728,1H1732,1H1736,1H1740,1H1744,1H1748,1H1752,1H1756,1H1760,1H1764,1H1768,1H1772,1H1776,1H1780,1H1784,1H1788,1H1792,1H1796,1H1800,1H1804,1H1808,1H1812,1H1816,1H1820,1H1824,1H1828,1H1832,1H1836,1H1840,1H1844,1H1848,1H1852,1H1856,1H1860,1H1864,1H1868,1H1872,1H1876,1H1880,1H1884,1H1888,1H1892,1H1896,1H1900,1H1904,1H1908,1H1912,1H1916,1H1920,1H1924,1H1928,1H1932,1H1936,1H1940,1H1944,1H1948,1H1952,1H1956,1H1960,1H1964,1H1968,1H1972,1H1976,1H1980,1H1984,1H1988,1H1992,1H1996,1H2000,1H2004,1H2008,1H2012,1H2016,1H2020,1H2024,1H2028,1H2032,1H2036,1H2040,1H2044,1H2048,1H2052,1H2056,1H2060,1H2064,1H2068,1H2072,1H2076,1H2080,1H2084,1H2088,1H2092,1H2096,1H2100,1H2104,1H2108,1H2112,1H2116,1H2120,1H2124,1H2128,1H2132,1H2136,1H2140,1H2144,1H2148,1H2152,1H2156,1H2160,1H2164,1H2168,1H2172,1H2176,1H2180,1H2184,1H2188,1H2192,1H2196,1H2200,1H2204,1H2208,1H2212,1H2216,1H2220,1H2224,1H2228,1H2232,1H2236,1H2240,1H2244,1H2248,1H2252,1H2256,1H2260,1H2264,1H2268,1H2272,1H2276,1H2280,1H2284,1H2288,1H2292,1H2296,1H2300,1H2304,1H2308,1H2312,1H2316,1H2320,1H2324,1H2328,1H2332,1H2336,1H2340,1H2344,1H2348,1H2352,1H2356,1H2360,1H2364,1H2368,1H2372,1H2376,1H2380,1H2384,1H2388,1H2392,1H2396,1H2400,1H2404,1H2408,1H2412,1H2416,1H2420,1H2424,1H2428,1H2432,1H2436,1H2440,1H2444,1H2448,1H2452,1H2456,1H2460,1H2464,1H2468,1H2472,1H2476,1H2480,1H2484,1H2488,1H2492,1H2496,1H2500,1H2504,1H2508,1H2512,1H2516,1H2520,1H2524,1H2528,1H2532,1H2536,1H2540,1H2544,1H2548,1H2552,1H2556,1H2560,1H2564,1H2568,1H2572,1H2576,1H2580,1H2584,1H2588,1H2592,1H2596,1H2600,1H2604,1H2608,1H2612,1H2616,1H2620,1H2624,1H2628,1H2632,1H2636,1H2640,1H2644,1H2648,1H2652,1H2656,1H2660,1H2664,1H2668,1H2672,1H2676,1H2680,1H2684,1H2688,1H2692,1H2696,1H2700,1H2704,1H2708,1H2712,1H2716,1H2720,1H2724,1H2728,1H2732,1H2736,1H2740,1H2744,1H2748,1H2752,1H2756,1H2760,1H2764,1H2768,1H2772,1H2776,1H2780,1H2784,1H2788,1H2792,1H2796,1H2800,1H2804,1H2808,1H2812,1H2816,1H2820,1H2824,1H2828,1H2832,1H2836,1H2840,1H2844,1H2848,1H2852,1H2856,1H2860,1H2864,1H2868,1H2872,1H2876,1H2880,1H2884,1H2888,1H2892,1H2896,1H2900,1H2904,1H2908,1H2912,1H2916,1H2920,1H2924,1H2928,1H2932,1H2936,1H2940,1H2944,1H2948,1H2952,1H2956,1H2960,1H2964,1H2968,1H2972,1H2976,1H2980,1H2984,1H2988,1H2992,1H2996,1H3000,1H3004,1H3008,1H3012,1H3016,1H3020,1H3024,1H3028,1H3032,1H3036,1H3040,1H3044,1H3048,1H3052,1H3056,1H3060,1H3064,1H3068,1H3072,1H3076,1H3080,1H3084,1H3088,1H3092,1H3096,1H3100,1H3104,1H3108,1H3112,1H3116,1H3120,1H3124,1H3128,1H3132,1H3136,1H3140,1H3144,1H3148,1H3152,1H3156,1H3160,1H3164,1H3168,1H3172,1H3176,1H3180,1H3184,1H3188,1H3192,1H3196,1H3200,1H3204,1H3208,1H3212,1H3216,1H3220,1H3224,1H3228,1H3232,1H3236,1H3240,1H3244,1H3248,1H3252,1H3256,1H3260,1H3264,1H3268,1H3272,1H3276,1H3280,1H3284,1H3288,1H3292,1H3296,1H3300,1H3304,1H3308,1H3312,1H3316,1H3320,1H3324,1H3328,1H3332,1H3336,1H3340,1H3344,1H3348,1H3352,1H3356,1H3360,1H3364,1H3368,1H3372,1H3376,1H3380,1H3384,1H3388,1H3392,1H3396,1H3400,1H3404,1H3408,1H3412,1H3416,1H3420,1H3424,1H3428,1H3432,1H3436,1H3440,1H3444,1H3448,1H3452,1H3456,1H3460,1H3464,1H3468,1H3472,1H3476,1H3480,1H3484,1H3488,1H3492,1H3496,1H3500,1H3504,1H3508,1H3512,1H3516,1H3520,1H3524,1H3528,1H3532,1H3536,1H3540,1H3544,1H3548,1H3552,1H3556,1H3560,1H3564,1H3568,1H3572,1H3576,1H3580,1H3584,1H3588,1H3592,1H3596,1H3600,1H3604,1H3608,1H3612,1H3616,1H3620,1H3624,1H3628,1H3632,1H3636,1H3640,1H3644,1H3648,1H3652,1H3656,1H3660,1H3664,1H3668,1H3672,1H3676,1H3680,1H3684,1H3688,1H3692,1H3696,1H3700,1H3704,1H3708,1H3712,1H3716,1H3720,1H3724,1H3728,1H3732,1H3736,1H3740,1H3744,1H3748,1H3752,1H3756,1H3760,1H3764,1H3768,1H3772,1H3776,1H3780,1H3784,1H3788,1H3792,1H3796,1H3800,1H3804,1H3808,1H3812,1H3816,1H3820,1H3824,1H3828,1H3832,1H3836,1H3840,1H3844,1H3848,1H3852,1H3856,1H3860,1H3864,1H3868,1H3872,1H3876,1H3880,1H3884,1H3888,1H3892,1H3896,1H3900,1H3904,1H3908,1H3912,1H3916,1H3920,1H3924,1H3928,1H3932,1H3936,1H3940,1H3944,1H3948,1H3952,1H3956,1H3960,1H3964,1H3968,1H3972,1H3976,1H3980,1H3984,1H3988,1H3992,1H3996,1H4000,1H4004,1H4008,1H4012,1H4016,1H4020,1H4024,1H4028,1H4032,1H4036,1H4040,1H4044,1H4048,1H4052,1H4056,1H4060,1H4064,1H4068,1H4072,1H4076,1H4080,1H4084,1H4088,1H4092,1H4096,1H4100,1H4104,1H4108,1H4112,1H4116,1H4120,1H4124,1H4128,1H4132,1H4136,1H4140,1H4144,1H4148,1H4152,1H4156,1H4160,1H4164,1H4168,1H4172,1H4176,1H4180,1H4184,1H4188,1H4192,1H4196,1H4200,1H4204,1H4208,1H4212,1H4216,1H4220,1H4224,1H4228,1H4232,1H4236,1H4240,1H4244,1H4248,1H4252,1H4256,1H4260,1H4264,1H4268,1H4272,1H4276,1H4280,1H4284,1H4288,1H4292,1H4296,1H4300,1H4304,1H4308,1H4312,1H4316,1H4320,1H4324,1H4328,1H4332,1H4336,1H4340,1H4344,1H4348,1H4352,1H4356,1H4360,1H4364,1H4368,1H4372,1H4376,1H4380,1H4384,1H4388,1H4392,1H4396,1H4400,1H4404,1H4408,1H4412,1H4416,1H4420,1H4424,1H4428,1H4432,1H4436,1H4440,1H4444,1H4448,1H4452,1H4456,1H4460,1H4464,1H4468,1H4472,1H4476,1H4480,1H4484,1H4488,1H4492,1H4496,1H4500,1H4504,1H4508,1H4512,1H4516,1H4520,1H4524,1H4528,1H4532,1H4536,1H4540,1H4544,1H4548,1H4552,1H4556,1H4560,1H4564,1H4568,1H4572,1H4576,1H4580,1H4584,1H4588,1H4592,1H4596,1H4600,1H4604,1H4608,1H4612,1H4616,1H4620,1H4624,1H4628,1H4632,1H4636,1H4640,1H4644,1H4648,1H4652,1H4656,1H4660,1H4664,1H4668,1H4672,1H4676,1H4680,1H4684,1H4688,1H4692,1H4696,1H4700,1H4704,1H4708,1H4712,1H4716,1H4720,1H4724,1H4728,1H4732,1H4736,1H4740,1H4744,1H4748,1H4752,1H4756,1H4760,1H4764,1H4768,1H4772,1H4776,1H4780,1H4784,1H4788,1H4792,1H4796,1H4800,1H4804,1H4808,1H4812,1H4816,1H4820,1H4824,1H4828,1H4832,1H4836,1H4840,1H4844,1H4848,1H4852,1H4856,1H4860,1H4864,1H4868,1H4872,1H4876,1H4880,1H4884,1H4888,1H4892,1H4896,1H4900,1H4904,1H4908,1H4912,1H4916,1H4920,1H4924,1H4928,1H4932,1H4936,1H4940,1H4944,1H4948,1H4952,1H4956,1H4960,1H4964,1H4968,1H4972,1H4976,1H4980,1H4984,1H4988,1H4992,1H4996,1H5000,1H5004,1H5008,1H5012,1H5016,1H5020,1H5024,1H5028,1H5032,1H5036,1H5040,1H5044,1H5048,1H5052,1H5056,1H5060,1H5064,1H5068,1H5072,1H5076,1H5080,1H5084,1H5088,1H5092,1H5096,1H5100,1H5104,1H5108,1H5112,1H5116,1H5120,1H5124,1H5128,1H5132,1H5136,1H5140,1H5144,1H5148,1H5152,1H5156,1H5160,1H5164,1H5168,1H5172,1H5176,1H5180,1H5184,1H5188,1H5192,1H5196,1H5200,1H5204,1H5208,1H5212,1H5216,1H5220,1H5224,1H5228,1H5232,1H5236,1H5240,1H5244,1H5248,1H5252,1H5256,1H5260,1H5264,1H5268,1H5272,1H5276,1H5280,1H5284,1H5288,1H5292,1H5296,1H5300,1H5304,1H5308,1H5312,1H5316,1H5320,1H5324,1H5328,1H5332,1H5336,1H5340,1H5344,1H5348,1H5352,1H5356,1H5360,1H5364,1H5368,1H5372,1H5376,1H5380,1H5384,1H5388,1H5392,1H5396,1H5400,1H5404,1H5408,1H5412,1H5416,1H5420,1H5424,1H5428,1H5432,1H5436,1H5440,1H5444,1H5448,1H5452,1H5456,1H5460,1H5464,1H5468,1H5472,1H5476,1H5480,1H5484,1H5488,1H5492,1H5496,1H5500,1H5504,1H5508,1H5512,1H5516,1H5520,1H5524,1H5528,1H5532,1H5536,1H5540,1H5544,1H5548,1H5552,1H5556,1H5560,1H5564,1H5568,1H5572,1H5576,1H5580,1H5584,1H5588,1H5592,1H5596,1H5600,1H5604,1H5608,1H5612,1H5616,1H5620,1H5624,1H5628,1H5632,1H5636,1H5640,1H5644,1H5648,1H5652,1H5656,1H5660,1H5664,1H5668,1H5672,1H5676,1H5680,1H5684,1H5688,1H5692,1H5696,1H5700,1H5704,1H5708,1H5712,1H5716,1H5720,1H5724,1H5728,1H5732,1H5736,1H5740,1H5744,1H5748,1H5752,1H5756,1H5760,1H5764,1H5768,1H5772,1H5776,1H5780,1H5784,1H5788,1H5792,1H5796,1H5800,1H5804,1H5808,1H5812,1H5816,1H5820,1H5824,1H5828,1H5832,1H5836,1H5840,1H5844,1H5848,1H5852,1H5856,1H5860,1H5864,1H5868,1H5872,1H5876,1H5880,1H5884,1H5888,1H5892,1H5896,1H5900,1H5904,1H5908,1H5912,1H5916,1H5920,1H5924,1H5928,1H5932,1H5936,1H5940,1H5944,1H5948,1H5952,1H5956,1H5960,1H5964,1H5968,1H5972,1H5976,1H5980,1H5984,1H5988,1H5992,1H5996,1H6000,1H6004,1H6008,1H6012,1H6016,1H6020,1H6024,1H6028,1H6032,1H6036,1H6040,1H6044,1H6048,1H6052,1H6056,1H6060,1H6064,1H6068,1H6072,1H6076,1H6080,1H6084,1H6088,1H6092,1H6096,1H6100,1H6104,1H6108,1H6112,1H6116,1H6120,1H6124,1H6128,1H6132,1H6136,1H6140,1H6144,1H6148,1H6152,1H6156,1H6160,1H6164,1H6168,1H6172,1H6176,1H6180,1H6184,1H6188,1H6192,1H6196,1H6200,1H6204,1H6208,1H6212,1H6216,1H6220,1H6224,1H6228,1H6232,1H6236,1H6240,1H6244,1H6248,1H6252,1H6256,1H6260,1H6264,1H6268,1H6272,1H6276,1H6280,1H6284,1H6288,1H6292,1H6296,1H6300,1H6304,1H6308,1H6312,1H6316,1H6320,1H6324,1H6328,1H6332,1H6336,1H6340,1H6344,1H6348,1H6352,1H6356,1H6360,1H6364,1H6368,1H6372,1H6376,1H6380,1H6384,1H6388,1H6392,1H6396,1H6400,1H6404,1H6408,1H6412,1H6416,1H6420,1H6424,1H6428,1H6432,1H6436,1H6440,1H6444,1H6448,1H6452,1H6456,1H6460,1H6464,1H6468,1H6472,1H6476,1H6480,1H6484,1H6488,1H6492,1H6496,1H6500,1H6504,1H6508,1H6512,1H6516,1H6520,1H6524,1H6528,1H6532,1H6536,1H6540,1H6544,1H6548,1H6552,1H6556,1H6560,1H6564,1H6568,1H6572,1H6576,1H6580,1H6584,1H6588,1H6592,1H6596,1H6600,1H6604,1H6608,1H6612,1H6616,1H6620,1H6624,1H6628,1H6632,1H6636,1H6640,1H6644,1H6648,1H6652,1H6656,1H6660,1H6664,1H6668,1H6672,1H6676,1H6680,1H6684,1H6688,1H6692,1H6696,1H6700,1H6704,1H6708,1H6712,1H6716,1H6720,1H6724,1H6728,1H6732,1H6736,1H6740,1H6744,1H6748,1H6752,1H6756,1H6760,1H6764,1H6768,1H6772,1H6776,1H6780,1H6784,1H6788,1H6792,1H6796,1H6800,1H6804,1H6808,1H6812,1H6816,1H6820,1H6824,1H6828,1H683
```

INDØE

29

```

GM29A.
ATTACH,TAPE1,XXINVCAN6T,ID=GM4INV.
FILE,TAPE1,BT=C,RT=F,FL=120.
ATTACH,TAPE2,XXINVCAN8T,ID=GM4INV.
FILE,TAPE2,BT=C,RT=F,FL=120.
REQUEST,TAPE3,*PF.
FILE,TAPE3,BT=C,RT=F,FL=130.
FTN.
LDSET(FILES=TAPE1/TAPE2/TAPE3)
LGO.
CATALOG,TAPE3,XXINVCAN9T,ID=GM4INV.
?
PROGRAM INDOE(TAPE1,TAPE2,INPUT,OUTPUT,TAPE5=INPUT,TAPE5=OUTPUT,TA
1PE3)
DIMENSION L(12),FAC(12,12),TEMMAX(12),TEMMIN(12),FACTOR(12),
1TEMVOR(12),TENDES(12),TENOB(12),POBLAC(4),POBLES(4),POBLOB(4)
REAL INDICAL,INDMEN,LAT,L
INTEGER CLAVE,CLAVES,CLAVOB
C
C LECTURA DEL ARREGLO PARA INTERPOLACION DEL FACTOR DE AJUSTE
READ(5,10001)(L(I),(FAC(I,J),J=1,12),I=1,12)
10001 FORMAT(1F5.0,12F5.2)
WRITE(5,10013)
10013 FORMAT(1H1////)
WRITE(5,10009)
10009 FORMAT(90X,*FACTOR DE CORRECCION*/2X,*CLAVE*,2X,*LAT*,3X,*LONG*,
112X,*P O B L A C I O N*,11X,*INDICE EXP ENE FEB MAR ABR MAY
2 JUN JUL AGO SEP OCT NOV DIC*/)
C
C PROCESO DE SELECCION EN LA LECTURA DE OBSERVATORIOS Y ESTACIONES -
C EN FORMA CRECIENTE POR CLAVE ANTERIOR
C
C = 0.0
CLAVOB = 1
10002 READ(2,10003) CLAVES,LATGES,LATHES,LONGES,LONMES,(POBLES(I),I=1,4)
1,(TENDES(M),M=1,12)
10003 FORMAT(1X,15,2(1X,12),1X,13,1X,12,2X,3A10,A8,12F5.1)
IF (CLAVOB.EQ.310071.AND.CLAVES.EQ.310864) GO TO 10016
IF (CLAVOB.EQ.310071) GO TO 10015
IF (CLAVOB.NE.1) GO TO 10014
10010 IF (CLAVOB.EQ.310071) GO TO 10015
READ(1,10003) CLAVOB,LATG0B,LATH0B,LONG0B,LONH0B,(POBLOB(I),I=1,4)
1,(TENOB(M),M=1,12)
10014 IF (CLAVOB.LT.CLAVES) GO TO 10016
10015 CLAVE = CLAVES
DO 10 K = 1,4
10 POBLAC(K) = POBLES(K)
C
C CONVERSION DE MINUTOS A GRADOS
LAT = LATGES + LATHES*(1.0/60.0)
LONGRA = LONGES
LONMIN = LONMES
LATGRA = LATGES
LATMIN = LATHES
DO 10 I = 1,12
10019 TEMVOR(I) = TENDES(I)
GO TO 10017
10016 CLAVE = CLAVOB
DO 20 J = 1,4
20 POBLAC(J) = POBLOB(J)
C
C CONVERSION DE MINUTOS A GRADOS
LAT = LATG0B + LATH0B*(1.0/60.0)
LONGRA = LONSOB

```

INDØE....

```

LONMIN = LONMOB
LATGRA = LATGOB
LATMIN = LATHOB
DO 10020 I = 1,12
10020 TEMNOR(I) = TENOOB(I)
C INICIAR CON CERO EL INDICE DE CALOR PARA EFECTUAR LA SUMA
10017 INDCAL = 0.0
10017 INDCAL = 0.0
C PROPOSICION DO PARA LA SUMA DE LOS INDICES MENSUALES
C PROPOSICION DO PARA LA SUMA DE LOS INDICES MENSUALES
DO 10009 M=1,12
IF (LATGRA.EQ.99.OR.TEMNOR(M).EQ.99.9) GO TO 10018
INDMEN = (TEMNOR(M)/5.0)**1.514
INDCAL = INDCAL + INDMEN
C PROCESO DE INTERPOLACION DEL FACTOR DE AJUSTE DE ACUERDO A LA LATI
C TUD DEL OBSERVATORIO O ESTACION METEOROLOGICA
IF (LAT.LT.L(1)) GO TO 10008
J=2
10004 IF (LAT-L(J)) 10007, 10006, 10005
10005 J=J+1
IF (J.LE.12) GO TO 10004
GO TO 10008
10006 FACTOR(M) = FAC(J,M)
GO TO 10008
10007 FACTOR(M) = FAC(J-1,M)*(FAC(J,M)-FAC(J-1,M))/(L(J)-L(J-1))
1*(LAT-L(J-1))
10008 CONTINUE
C CALCULO DEL EXPONENTE
CTEEXP = ((6.75E-7)*INDCAL**3.0)-((7.71E-5)*INDCAL**2.0)+
1((1.79E-2)*INDCAL) + 0.49239
C
C IMPRESION DE: CLAVE, INDICE DE CALOR, EXPONENTE Y EL FACTOR DE -
C AJUSTE DEL OBSERVATORIO O ESTACION METEOROLOGICA.
WRITE(3,10011) CLAVE,LATGRA,LATMIN,LANGRA,LONMIN,(POBLAC(K),K=1,4)
1,INDCAL,CTEEXP,(FACTOR(M),M=1,12)
C = C + 1.0
IF(C.NE.50.0) GO TO 30
WRITE(6,10013)
40 WRITE(6,10009)
30 WRITE(6,10011) CLAVE,LATGRA,LATMIN,LANGRA,LONMIN,(POBLAC(K),K=1,4)
1,INDCAL,CTEEXP,(FACTOR(M),M=1,12)
10011 FORMAT(17,21X,12),1X,13,1X,12,1X,3A10,AB,F6.2,13F5.2)
IF(C.EQ.50.0) C = 0.0
C
C SI SE PROCESO EL ULTIMO REGISTRO EN EL ORDEN CRECIENTE SALIR
IF(CLAVE.EQ.310885) GO TO 10012
C SI EL PROCESO ANTERIOR FUE PARA UN OBSERVATORIO LEER EL SIGUIENTE,
C DE LO CONTRARIO LEER OTRA ESTACION
10018 IF (CLAVE.EQ.CLAVOR) GO TO 10018
IF (CLAVE.EQ.CLAVES) GO TO 10002
10012 CALL EXIT
END
?
```

NØRMEP

29

```

6420E, T5555.
ATTACH, TAPE1, XXINVCAN9T, ID=GM4INV.
FILE, TAPE1, BT=C, RT=F, FL=130.
ATTACH, TAPE2, XXINVOBEST, ID=GM4INV.
FILE, TAPE2, BT=C, RT=F, FL=83.
REQUEST, TAPE3, *PF.
FILE, TAPE3, BT=C, RT=F, FL=23.
REQUEST, TAPE4, *PF.
FILE, TAPE4, BT=C, RT=F, FL=17.
FTN.
LDSET (FILES=TAPE1/TAPE2/TAPE3)
LGO (PL=44000).
CATALOG, TAPE3, XXINVEVAPT, ID=GM4INV.
CATALOG, TAPE4, XXINVPRECT, ID=GM4INV.
?
```

```

PROGRAM NDRMEP (TAPE1, TAPE2, INPUT, OUTPUT, TAPE6=OUTPUT, TAPE3, TAPE4)
DIMENSION FORM(3)
DIMENSION POBLAC(4), POBLAN(4), FACTOR(12), FACAN(12), SIMBOL(10),
1SIMNEG(10), SUMEP(12), O(12), EPNOR(12), IEPNOR(12), ITAB(24), EPTAB(24)
DIMENSION SUMP(12), E(12), PNOR(12), PREC(30, 12), EVATH(30, 12),
2PRECIP(5), SIMPRE(10)
REAL INICIO, INDCAL, INDCAN
INTEGER CLAVAN, A10
WRITE(6, 1000)
1000 FORMAT (2HP4, *COLOCAR PAPEL GR09 CORTO SIN LOGOTIPO DOS TANTDS*)
INICIO = 0.0
NUMPAS = 2
1 READ(1, 2) CLAVEI, LATGRA, LAT4IN, LONGRA, LONMIN, (POBLAC(I), I=1, 4),
1INDCAL, CTEEXP, (FACTOR(M), M=1, 12)
2 FORMAT(F7.0, 2(1X, 12), 1X, 13, 1X, 12, 1X, 3A10, A3, 5X, F6.2, 13F5.2)
IF (EOF(1)) 15, 3
3 DO 4 J=1, 12
SUMEP(J) = 0.0
D(J) = 0.0
SUMP(J) = 0.0
E(J) = 0.0
EPNOR(J) = 0.0
IEPNOR(J) = 99999
PNOR(J) = 0.0
DO 4 K = 41, 70
PREC(K-40, J) = 999.9
EVATH(K-40, J) = 999.9
4 CONTINUE
IF (INICIO.EQ.0.0) CLAVE = 1.0
INICIO = 1.0
IF (CLAVE.EQ.CLAVEI) GO TO 7
5 DO 51 L = 1, 5
51 PRECIP(L) = 1H
READ(2, 5) CLAVE, A10, MES, TEMMAX, CL1, TEMMIN, CL2, (PRECIP(MS), MS=1, 5)
6 FORMAT(2X, F6.0, 2I2, 2(F2.0, A1), 19X, 5A1)
IF (EOF(2)) 13, 19
19 IF (CLAVE=CLAVEI) 5, 7, 13
7 IF (PRECIP(1).EQ." " .AND. PRECIP(2).EQ." " .AND. PRECIP(3).EQ." " .AND
1. PRECIP(4).EQ." " .AND. PRECIP(5).EQ." ") GO TO 55
DATA SIMPRE/1H0, 1H1, 1H2, 1H3, 1H4, 1H5, 1H6, 1H7, 1H8, 1H9/
DO 52 J = 1, 5
DO 52 K = 1, 10
52 IF (SIMPRE(K).EQ.PRECIP(J)) PRECIP(J) = (K * 1.0 - 1.0) * 1.0
PREC (A10-40, MES) = PRECIP(1) * 1000.0 * PRECIP(2) * 100.0 * PRECIP(3)
1 * 10.0 * PRECIP(4) * 1.0 * PRECIP(5) * 0.1
SUMP(MES) = SUMP(MES) + PREC(A10-40, MES)
E(MES) = E(MES) + 1.0
55 IF (CL1.EQ." " .OR. CL2.EQ." ") GO TO 5
```

```

CLAVAN = CLAVE
LATSAN = LATGRA
LATMAN = LATMIN
LONGAN = LONGRA
LONMAN = LONMIN
INDAN = INDCAL
CTEEAN = CTEEXP
DO 8 K = 1,12
8 FACAN(K) = FACTOR(K)
DO 9 L = 1,4
9 POBLAN(L) = POBLAC(L)
DATA SIMBOL/1HI,1HA,1HB,1HC,1HD,1HE,1HF,1HG,1HH,1HI/
DATA SIMNEG/1HJ,1HK,1HL,1HM,1HN,1HO,1HP,1HQ,1HR/
DO 10 J = 1,10
IF(SIMBOL(J).EQ.CL1) TEMMAX = TEMMAX + (J-1)*0.1
IF(SIMBOL(J).EQ.CL2) TEMMIN = TEMMIN + (J-1)*0.1
IF(SIMNEG(J).EQ.CL1) TEMMAX = -(TEMMAX + (J-1)*0.1)
IF(SIMNEG(J).EQ.CL2) TEMMIN = -(TEMMIN + (J-1)*0.1)
10 CONTINUE
DATA TTAB /26.5,27.0,27.5,28.0,28.5,29.0,29.5,30.0,30.5,31.0,31.5,
132.0,32.5,33.0,33.5,34.0,34.5,35.0,35.5,35.0,36.5,37.0,37.5,38.0/
DATA EPTAB/135.0,139.5,143.7,147.8,151.7,155.4,159.9,162.1,165.2,1
268.0,170.7,173.1,175.3,177.2,179.0,180.5,181.8,182.9,183.7,184.3,1
394.7,194.9,195.0,195.0/
TEMMED = (TEMMAX + TEMMIN)/2.0
IF(TEMMED.GE.26.5) GO TO 20
EVATH(AIO-40,MES) = FACTOR(MES)*135.0*(TEMMED/26.5)**CTEEXP
GO TO 11
20 M = 2
21 IF(TEMMED-TTAB(M)) 24,23,22
22 M = M+1
IF(M.LT.24) GO TO 21
GO TO 5
23 EPIN = EPTAB(M)
EVATH(AIO-40,MES) = FACTOR(MES)*EPIN
GO TO 11
24 EPIN = EPTAB(M-1)*(EPTAB(M)-EPTAB(M-1))/(TTAB(M)-TTAB(M-1))
2(TEMMED-TTAB(M-1))
EVATH(AIO-40,MES) = FACTOR(MES)*EPIN
11 SUMEP(MES) = SUMEP(MES) + EVATH(AIO-40,MES)
D(MES) = D(MES) + 1.0
IF(AIO.NE.68.AND.MES.NE.1) GO TO 5
T = TEMMED
EPENA = 135.0*(T/26.5)**CTEEAN
IF(T.GE.26.5) EPENA = EPIN
EPE = FACAN(1)*EPENA
IPE = EPE*0.5
IEPENA = EPENA + 0.5
IEPS = FACAN(1)*IEPENA + 0.5
GO TO 5
13 DO 14 N = 1,12
IF(E(N).EQ.0.0) GO TO 60
PNOR(N) = SUMP(N)/E(N)
60 IF(D(N).EQ.0.0) GO TO 14
EPNOR(N) = SUMEP(N)/D(N)
IEPNOR(N) = EPNOR(N) + 0.5
14 CONTINUE
WRITE(6,1R) CLAVAN,LATGAN,LATMAN,LONGAN,LONMAN,(POBLAN(K),K=1,4),
1 *DAN,CTEEAN,(FACAN(J),J=1,12),(IEPNOR(I),I=1,12)
18 FORMAT(1H1////////10X,*E V A P O T R A N S P I R A C I O N P O T
2 E N C I A L*//36X,*D E*//26X,*T H O R N I H W A I T E*//7X,*CLAVE*
3,2X,*LAT*,3X,*LONG*,10X,*P O B L A C I O N*,8X,*INDICE*,2X,*EXP*/6
4X,I6,2I3,I4,I3,1X,3A10,*A3,F6,2,F5.2//27X,*FACTOR DE CORRECCION*/9
5X,*FHE- FFB- HAR- APP- MAY- JUN- JUL- AGO- SEP- OCT- NOV- DIC*/1X

```

NORMEP....

```

612F5.2//17X,*NORMALES DE EVAPOTRANSPIRACION POTENCIAL*//9X,*ENE F
7EB MAR ABR MAY JUN JUL AGO SEP OCT NOV DIC*/7X,1215//)
WRITE(6,16) CTEAN, T, FACAN(1)
16 FORMAT(11X,*ESTIMACION DE LA EVAPOTRANSPIRACION POTENCIAL MENSUAL*
1//6X,*I METODO ANALITICO*/49X,*A*/25X,*EP = F X 135 X (T/26.5)**//
26X,*1. EP, EVAPORACION POTENCIAL MENSUAL EN MM*/6X,*2. F, FACTOR D
3E CORRECCION PARA EL MES*/6X,*3. T, TEMPERATURA MEDIA DEL MES EN
4C, PARA T MAYOR QUE 26.5 C*/9X,*USE LA TABLA ANEXA AL NOMOGRAMA*/
56X,*4. A, EXPONENTE*/9X,*EJEMPLO: A = *.F4.2,*1 T = *.F4.1,* PAR
6A ENERO: F = *.F4.2//)
WRITE(6,17) CTEAN, FACAN(1), T, IPE, CLAVAN, T, IEPENA, FACAN(1),
2IEPENA, IEPG, NUMPAG
17 FORMAT(46X,F4.2/17X,*EP = *.F4.2,* X 135 X (*,F4.1,*/25.5)**5X,*=
1*,13,* MM*//5X,*II METODO GRAFICO (VEASE NOMOGRAMA NO. *,16,*)**//
26X,*1. SI LA TEMPERATURA ES MAYOR QUE 26.5 C, USE LA TABLA ANEXA*
3/5X,*2. ENTRE CON LA TEMPERATURA (*,F4.1,* C) EN EL EJE TEMPERATU
4RA E IN*/9X,*TERCEPTE LA CURVA*/6X,*3. DESCIENDA Y SALGA POR EL EJ
5E EVAPOTRANSPIRACION POTENCIAL --*/9X,*(*,13,* MM)*//6X,*4. MULTIPL
61QUE POR EL FACTOR DE CORRECCION*//24X,*EP = *.F4.2,* X *,13,* MM
7= *.13,* MM*//36X,14)
NUMPAG = NUMPAG + 2
DO 70 N = 41, 70
DO 70 I = 1,12
IF(EVATH(N-40,I),EQ.999.9) EVATH(N-40,I) = EPNOR(I)
IF(PREC(N-40,I),EQ.999.9)PREC(N-40,I) = PNOR(I)
WRITE(3,71)CLAVAN,N,I,PREC(N-40,I),EVATH(N-40,I)
FORM(1) = BH(17,2I2)
FORM(2) = 4HF6.1
FORM(3) = 1H)
IF (PREC(N-40,I),EQ.999.9) PREC(N-40,I)=6H
IF (PREC(N-40,I),EQ.999.9) FORM(2) = 2HA6
WRITE(4,FORM) CLAVAN,N,I,PREC(N-40,I)
71 FORMAT(17,2I2,2F6.1)
70 CONTINUE
GO TO 1
15 CALL EXIT
END

```

?
?

EVAPRE

900102CARJ451206U29

```

HASH4808,17000.
ACCUUNT,F91E,239N8
MOUNT,VS4=517722,SN=DGSMN01.
ATTACH,TAPE7,XXINVCAN9T,ID=DSMHGM,SN=DGSMN01.
FILE,TAPE7,BT=C,RT=F,FL=130.
ATTACH,TAPE2,XXINVOBEST,ID=DSMHGM,SN=DGSMN01,MR=1.
FILE,TAPE2,BT=C,RT=F,FL=83.
REQUEST,TAPE3,*PF,SN=DGSMN01.
FILE,TAPE3,BT=C,RT=F,FL=239.
REQUEST,TAPE4,*PF,SN=DGSMN01.
FILE,TAPE4,BT=C,RT=F,FL=35.
FTN(OPT=2,R=2)
LDSET(FILES=TAPE7/TAPE2/TAPE3/TAPE4)
LGO.
CATALOG,TAPE3,NOREVPRPAR,ID=D54NGM,SN=DGSMN01.
CATALOG,TAPE4,EVPRTM,ID=DSMHGM,SN=DGSMN01.
7
PROGRAM EVAPRE(TAPE7,TAPE2,TAPE3=/239,TAPE4,TAPE6,OUTPUT=TAPE6)
DIMENSION PD3LAC(4),PORLAN(4),FACTOR(12),FACAN(12),SIMBOL(10),
SIMNEG(10),SUMEP(12),D(12),EPNDR(12),TTAB(24),EPTAB(24),
DIMENSION,SUMP(12),E(12),PNDR(12),PREC(30,12),EVATH(30,12),
2PRECIP(5),SIMPRES(10),TEMHED(30,12),FORM(6)
REAL INICIO,INDCAL,INDAN
INTEGER CLAVAN,AIO
INICIO = 0.0
1 READ(7,2) CLAVEI,LATGRA,LATMIN,LONGRA,LONMIN,(PD3LAC(I),I=1,4),
INDCAL,CTEEXP,(FACTOR(M),M=1,12)
2 FORMAT(7F0.2,2(1X,I2),1X,I3,1X,I2,1X,3A10,A3,5X,F5.2,13F5.2)
IF(EOF(7))15,3
C PONER CEROS 0.99999 A LOS PARAMETROS DE LAS NORMALES
3 DO 4 J=1,12
SUMEP(J)=0.0
D(J)=0.0
SUMP(J)=0.0
E(J)=0.0
EPNDR(J)=0.0
PNDR(J)=0.0
C BLANQUEAR CON 999.9 LOS ARREGLOS CON VALORES NORMALES
DO 4 K=1,70
PREC(K-40,J)=999.9
EVATH(K-40,J)=999.9
TEMHED(K-40,J)=999.9
4 CONTINUE
IF(INICIO.EQ.0.0) CLAVE=1.0
INICIO = 1.0
IF(CLAVE.EQ.CLAVE1) GO TO 7
C BLANQUEAR ARREGLO DE PRECIPITACION
5 DO 51 L=1,5
51 PRECIP(L)=1H
READ(2,6) CLAVE,AIO,MES,TEMHAX,CL1,TEMHIN,CL2,(PRECIP(MS),MS=1,5)
6 FORMAT(2X,F6.0,2I2,2(F2.0,A1),19X,5A1)
IF(EOF(2))13,19
19 IF(CLAVE-CLAVE1)5,7,13
C CARGAR ARREGLO FORMATO DE IMPRESION
7 FORM(1)=5H16,2
FORM(2)=5H12,13
FORM(3)=5H,312,
C SEGMENTO DE CAPTURA DE LA PRECIPITACION
PREC(AIO-40,MES)=6H
FORM(5)=3HA6,
IF(PRECIP(1).EQ." ".AND.PRECIP(2).EQ." ".AND.PRECIP(3).EQ." ".AND
1.PRECIP(4).EQ." ".AND.PRECIP(5).EQ." ") GO TO 56
DATA SIMPRE/1H0,1H1,1H2,1H3,1H4,1H5,1H6,1H7,1H8,1H9/
DO 52 J=1,5

```

```

DD 52 K = 1.10
52 IF(SIMPRE(4),EQ,PRECIP(J)) PRECIP(J) = (K * 1.0 -1.0)*1.0
PREC (A10-40,MES) = PRECIP(1)*1000.0 * PRECIP(2)*100.0 * PRECIP(3)
1)*10.0 * PRECIP(4)*1.0 * PRECIP(5)*0.1
FORM(5) = 5HF5.1,
SUMP(MES) = SUMP(MES) + PREC(A10-40,MES)
E(MES) = E(MES) + 1.0
56 FORM(4) = 3HA5,
TEHED(A10-40,MES) = 5H
FORM(6) = 3HA5)
EVATH(A10-40,MES) = 5H
IF(C11,EQ," ",OR,CL2,EQ," ") GO TO 5
CLAVAN = CLAVE
LATGAN = LATGA
LATMAN = LATMIN
LONGAN = LONGRA
LONGMAN = LONGMIN
INDAN = INDAL
CTEEX = CTEEXP
C SEGUIMIENTO DE CAPTURA DE LA TEMPERATURA
DD 3 K = 1.12
B FACAN(K) = FACTOR(K)
DD 3 L = 1.4
9 POBLAN(L) = POBLAC(L)
DATA SIMROL(1H),1HA,1HB,1HC,1HD,1HE,1HF,1HG,1HH,1HI/
DATA SIMREG(1H),1HJ,1HK,1HL,1HM,1HN,1HO,1HP,1HQ,1HR/
DD 10 J = 1.10
IF(SIMROL(J),EQ,CL1) TEMMAX = TEMMAX + (J-1)*0.1
IF(SIMROL(J),EQ,CL2) TEMMIN = TEMMIN + (J-1)*0.1
IF(SIMREG(J),EQ,CL1) TEMMAX = -(TEMMAX + (J-1)*0.1)
IF(SIMREG(J),EQ,CL2) TEMMIN = -(TEMMIN + (J-1)*0.1)
10 CONTINJE
DATA TTAB /26.5,27.0,27.5,28.0,28.5,29.0,29.5,30.0,30.5,31.0,31.5,
132.0,32.5,33.0,33.5,34.0,34.5,35.0,35.5,35.0,35.5,37.0,37.5,38.0/
DATA EPTAB/135.0,139.5,143.7,147.8,151.7,155.4,158.9,162.1,155.2,1
269.0,170.7,173.1,175.3,177.2,179.0,180.5,181.6,182.9,183.7,184.3,1
394.7,184.9,185.0,185.0/
TEHED(A10-40,MES) = (TEMMAX + TEMMIN)/2.0
FORM(4) = 5HF5.1,
C SEGUIMIENTO DE CALCULO E LA EVAPOTRANSPIRACION
IF(TEHED(A10-40,MES),GE,26.5) GO TO 20
EVATH(A10-40,MES) = FACTOR(MES)*135.0*(TEHED(A10-40,MES)/26.5)
1)*CTEEXP
GO TO 11
20 4 = 2
21 IF(TEHED(A10-40,MES)-TTAB(M)) 24,23,22
22 M = M+1
IF(M,LT,24) GO TO 21
GO TO 5
23 EPIN = EPTAB(M)
EVATH(A10-40,MES) = FACTOR(MES)*EPIN
GO TO 11
24 EPIN = EPTAB(M-1)*(EPTAB(M)-EPTAB(M-1))/(TTAB(M)-TTAB(M-1))
2*(TEHED(A10-40,MES)-TTAB(M-1))
EVATH(A10-40,MES) = FACTOR(MES)*EPIN
11 SUMEP(MES) = SUMEP(MES) + EVATH(A10-40,MES)
D(MES) = D(MES) + 1.0
FORM(6) = 5HF5.1)
WRITE(6,FORM)CLAVAN,LATGAN,LATMAN,LONGAN,LONGMAN,A10,MES,TEHED
1(A10-40,MES),PREC(A10-40,MES),EVATH(A10-40,MES)
GO TO 5
C VALORES NORMALES DE LA PRECIPITACION Y EVOTRANSPIRACION
13 DD 14 N = 1.12
JEIE(H),EQ,0.01 GO TO 40
PNOR(N) = SUMP(N)/E(N)
60 IF(D(N),EQ,0.01 GO TO 14
EPNOR(N) = SUMEP(N)/D(N)
14 CONTINJE
C CREACION DE ARCHIVO DE NORMALES DE EVOTRANSPIRACION,PRECIPITACIONY
C PARAMETROS DE LA EVOPOTRANSPIRACION
WRITE(13,1)CLAVAN,LATGAN,LATMAN,LONGAN,LONGMAN,(POBLAN(K),K=1,4),
INDAN,CTEEXAN,(FACAN(J),J=1,12),(EPNOR(I),I=1,12),(PNOR(L),L=1,12)
18 FORMAT(15,212,13,12,3410.43,F5,2,F5,2,12F4.2,12F5.1,12F5.1)
EXPJ = (ALOG10(13.5/1.6))/(ALOG10(265.0)-ALOG10(INDAN))
500 FORMAT(17,2F10.3)
GO TO 1
15 CALL EXIT
END

```


BALHID....

```

C   PERDIDA
    RS = 0.0
    IF ((SSANT*LE.(PE-P)) GO TO 12
    LS = PE-P
    GO TO 13
12  LS = SSANT
    SS = SSANT-LS
    GO TO 17
C   RECARGA
14  LP = 0.0
    IF ((P-PE).GE.(AHC-SSANT)) GO TO 15
    RS = P-PE
    GO TO 16
15  RS = AHC-SSANT
16  SS = SSANT-RS
17  DSS = SS-SSANT
C   CAPA DEL SUBSUELO
    IF((P-PE).LT.0.0) GO TO 23
C   RECARGA
    LU = 0.0
    IF(SS.GE.AHC) GO TO 20
    RU = 0.0
    GO TO 22
20  IF ((P-PE-RS).GE.(AHC-SUANT)) GO TO 21
    RU = P-PE-RS
    GO TO 22
21  RU = AHC-SUANT
22  SU = SUANT+RU
    GO TO 27
C   PERDIDA
23  RU = 0.0
    IF ((SS.LQ.0.0) GO TO 24
    LU = 0.0
    GO TO 26
24  IF(((PE-P-LS)*SUANT/AHC).GE.SUANT) GO TO 25
    LU = (PE-P-LS)*SUANT/AHC
    GO TO 26
25  LU = SUANT
26  SU = SUANT-LU
C   DSU = SU-SUANT
C   BALANCE HIDROLOGICO
    S = SS+SU

L = LS+LU
R = RS+RU
IF ((SS+SU).GE.AHC) GO TO 30
HO = 0.0
GO TO 32
30  IF ((P-PE).GT.0.0) GO TO 31
    HO = 0.0
    GO TO 32
31  HO = P-PE-R
32  ET = P-R+HO*L
C   VALORES POTENCIALES
PR = AHC-(SSANT+SUANT)
IF (PE.LE.SSANT) GO TO 40
PLS = SSANT
GO TO 41
40  PLS = PE
41  PLU = (PE-PLS)*SUANT/AHC
    PL = PLS+PLU
C   IMPRESION DE LA SERIE
WRITE(6,51) CLAVE,HO,MLS,P,PE,DSS,DSU,SS,SU,S,PR,R,PL,L,ET,RD
51  FORMAT(17,212,13F0.2)

```

```

C VALORES NORMALES
70 ETH(MES) = ETH(MES) + ET
   FEN(MES) = FEN(MES) + FE
   RN(MES) = RN(MES) + R
   SANT = SSANT + SUANT
   SANTI(MES) = SANTI(MES) + SANT
   PRN(MES) = PRN(MES) + PR
   RON(MES) = RON(MES) + RO
   LN(MES) = LN(MES) + L
   SSANTI(MES) = SSANTI(MES) + SSANT
   SUANTI(MES) = SUANTI(MES) + SUANT
   PLN(MES) = PLN(MES) + PL
   PN(MES) = PN(MES) + P
   SSANT = SS
   SUANT = SU
   IF (10) EG. 70. AND. MES. EQ. 12) GO TO 80
   GO TO 70
80 WRITE(6,6)
   GO 82 N=1,12
   ETH(N) = ETH(N)/30.0
   FEN(N) = FEN(N)/30.0
   RN(N) = RN(N)/30.0
   SANTI(N) = SANTI(N)/30.0
   PRN(N) = PRN(N)/30.0
   RON(N) = RON(N)/30.0
   LN(N) = LN(N)/30.0
   SSANTI(N) = SSANTI(N)/30.0
   SUANTI(N) = SUANTI(N)/30.0
   PLN(N) = PLN(N)/30.0
   PN(N) = PN(N)/30.0
   WRITE(4,81) CLAVL, ETH(N), FEN(N), RN(N), SANTI(N), PRN(N), RON(N), LN(N),
1  SSANTI(N), PLN(N), PN(N), ALFA(N), BETA(N), GAMMA(N), DELTA(N)
81 FUBIAT(1,14) = 1
   ACT = ACT + ETH(N)
   APL = APL + FEN(N)
   AR = AR + RN(N)
   ASANT = ASANT + SANTI(N)
   APR = APR + PRN(N)

   ARU = ARU + RON(N)
   AL = AL + LN(N)
   ASSANT = ASSANT + SSANTI(N)
   ASUANT = ASUANT + SUANTI(N)
   APL = APL + PLN(N)
   AP = AP + PN(N)
92 CONTINUE
83 WRITE(6,83) CLAVL, ACT, APL, AR, ASANT, APR, ARU, AL, ASSANT, APL, AP, ASUANT
   GO TO 1
60 CALL EXIT
LNU
002.0151.4 IS THE LOCATION FOR EXCEPTIONAL ACTION ON THE I/O STATEMENT A

```