

AN APPROACH TOWARD A RATIONAL  
CLASSIFICATION OF CLIMATE

by C. W. THORNTWAITE

in: The Geographical Review; nº 38 ; pp 55-94 ; 1948.



HACIA UNA APROXIMADA CLASIFICACION  
RACIONAL DE LOS CLIMAS.

traducción : Arturo Ducoing Herrera.

Departamento de Geografía, Santiago, 1971.

HACIA UNA APROXIMADA CLASIFICACION  
RACIONAL DE LOS CLIMAS.

C. W. Thornthwaite.

( Geographical Review, Tomo I , pp 55-98 ; 1948). Trad: A. Ducoing H.

La dirección que ha tomado el estudio moderno de los climas se ha impuesto especialmente debido al desarrollo de los instrumentos meteorológicos, al establecimiento de observatorios meteorológicos y a las colecciones de datos sobre el "Estado del tiempo". El catálogo de los elementos climáticos consiste de aquellos comunmente medidos y que usualmente incluyen temperatura, precipitación, humedad y presión atmosférica y velocidad del viento. Cada vez más, los estudios climáticos han tendido hacia el análisis estadístico de las observaciones de los elementos individuales. Debido a esto, la climatología ha sido considerada en algunas partes no más que una meteorología estadística.

EL PAPEL DE LA EVAPORACION Y LA TRANSPIRACION;

Pero la suma de los elementos climáticos que se observan no hacen ! = clima. Un elemento visiblemente perdido de la lista es la evaporación. La evaporación combinada de la superficie del suelo y la transpiración de las plantas, la llamada evapotranspiración, representa el transporte del agua desde la tierra a la atmósfera, es decir, el proceso inverso de la precipitación.

Los métodos empleados para medir el agua caída miden la precipitación dentro de límites aceptables de exactitud. Conocemos razonablemente bien cómo varía la caída de agua de un lugar a otro de las partes habitadas de la tierra y también cómo varía a través del año y de un año a otro. En cambio, ningún instrumento se ha logrado perfeccionar para medir el movimiento del agua de la tierra a la atmósfera, y, en consecuencia, no sabemos nada acerca de la distribución de la evapotranspiración en el espacio o en el tiempo.

No podemos decir si un clima es seco o es húmedo conociendo sólo la precipitación. Debemos saber si la precipitación es más, mayor o menor que el agua exigida para la evaporación y transpiración que es capaz de producirse en el lugar considerado. Precipitación y evapotranspiración son factores climáticos igualmente importantes, puesto que ambos se deben a causas meteorológicas diferentes y a menudo no son iguales en cantidad ni tienen la misma distribución a lo largo del año. En algunos lugares la caída de agua es durante meses más abundante que la evaporación producida o que las necesidades de la evaporación. El exceso se escurre a través del suelo y sobre él para formar arroyos y ríos que desembocan en el mar.

En otros lugares, mes tras mes, hay menos agua en el suelo que la que podría emplear la vegetación si hubiera disponibilidad. No hay exceso de pre-

INDICE

	pág.
El papel de la evaporación y la transpiración	1
La evapotranspiración como factor climático	2
Temperatura y crecimiento	5
Determinación de la evapotranspiración potencial	8
Exceso de agua y deficiencia de agua	11
Elementos de una clasificación climática	12
El factor humedad	12
Un índice de humedad	14
Variación estacional de la humedad efectiva	15
Un índice de eficiencia térmica	18
Concentración estival de eficiencia térmica	21
Elementos de la clasificación	23
Determinación de la evapotranspiración potencial	25



.....

NOTA : El original cuenta con 13 figuras, 4 mapas y 5 tablas. De ellas, hemos reproducido solamente las figuras números 7-8-13, y las tablas números IV y V, omitiendo el resto por razones técnicas y por corresponder a ejemplos restringidos a los Estados Unidos de N.A. cuya ausencia en nada dificulta la comprensión del texto.

.....

Publicado en Santiago en el mes de Diciembre de 1971 por el Departamento de Geografía y el CEGYC ( Centro de Estudiantes Geógrafos y Cartógrafos ).

UNIVERSIDAD DE CHILE.

precipitación y no hay escurrimiento, excepto localmente donde el suelo es impermeable y no puede absorber la lluvia en las raras ocasiones en que cae. Consecuentemente, no hay ríos permanentes y no hay desagüe al océano.

En otras áreas la lluvia es deficiente en una estación y excesiva en otra, de modo que a un período de sequía sigue uno de escurrimiento. Las variaciones de la precipitación a través del año casi nunca coinciden con los cambios de la necesidad de agua.

Cuando la precipitación es superior a la necesidad de agua, el clima es húmedo. Cuando la deficiencia de agua es apreciable en comparación con la necesidad de ella, el clima es seco. Cuando la precipitación y la necesidad de agua son iguales, el clima no es ni húmedo ni árido.

#### LA EVAPOTRANSPIRACION COMO FACTOR CLIMATICO:

La vegetación de los desiertos es esparcida y consume poca agua porque su existencia es escasa. Si hubiera más agua disponible, la vegetación podría estar menos esparcida y consumirse más agua. Hay que distinguir entonces entre la cantidad de agua que realmente se evapora desde el suelo y transpiran las plantas de un lugar determinado y la que podrían transpirar y evaporar en dicho lugar si hubiera el agua necesaria disponible.

Cuando el exceso de agua aumenta, como en un proyecto de irrigación de un desierto, por ejemplo, la evapotranspiración sube al máximo, el cual depende del clima. Esto es lo que podemos llamar " evapotranspiración potencial ", para distinguirla de la " evapotranspiración real ".

Sabemos muy poco de la evapotranspiración real o de la potencial. Seremos capaces de medir la evapotranspiración real tan pronto como se perfeccionen los métodos que hoy existen. Pero para determinar la evapotranspiración potencial se presentan muchas dificultades, puesto que ella no representa transferencia real de agua a la atmósfera, sino más bien la transferencia que podría ser posible en condiciones ideales de humedad de suelo y vegetación, por lo que no puede ser medida directamente sino que debe ser determinada experimentalmente. Igual que la evapotranspiración real, la evapotranspiración potencial es claramente un elemento climático de gran importancia.

Si la comparamos con la precipitación podemos obtener una definición racional del factor humedad. La precipitación es estrictamente un proceso físico que los meteorólogos han estudiado con mucho detalle. La evapotranspiración es también un proceso físico, aún cuando está sujeto a un control biológico, debe estudiarse por métodos que no son comunes a los meteorólogos. Las informaciones concernientes a la evapotranspiración no han venido principalmente de los meteorólogos sino de los biólogos.

Por esta razón es necesario hacer uso de la literatura y aplicar los métodos de la fisiología de las plantas. No obstante, la evapotranspiración representa la corriente de agua que retorna a la atmósfera y constituye por tanto un importante proceso meteorológico.

El único método que hasta aquí se ha desarrollado para medir la evaporación real de un campo o de cualquier superficie natural sin alterar de algún modo la cubierta vegetal, es el llamado método de la " transferencia de vapor ". Cuando el vapor de agua llega a la atmósfera proveniente del suelo o de las plantas es llevado hacia arriba por el movimiento del aire. Es elevado en pequeños remolinos o masas de aire que son reemplazadas por remolinos secantes desde arriba. Aunque no podemos ver el vapor de agua, podemos medirlo en el aire. Observamos que cuando la

evaporación se está produciendo , la cantidad de humedad es mayor en el aire cerca del suelo y decrece a una distancia superior respecto de él. Si determinamos la proporción en la cual el aire cercano al suelo se mezcla con el de arriba y al mismo tiempo medimos la diferencia de vapor de agua contenido en los dos niveles considerados , podemos determinar la proporción de ambos niveles y la cantidad de evapotranspiración. Además, podemos determinar igualmente la cantidad de agua condensada como rocío ( 1 ).

Este método no es fácil ni para comprenderlo ni para emplearlo. Es difícil de emplear porque requiere medidas más exactas que las comunmente hechas. Además, el coeficiente de la transferencia de turbulencia del aire no es constante, varía con el tiempo y de un lugar a otro. Varía constantemente con la altura en un momento y en un lugar dado. Pese a estas dificultades, el método puede perfeccionarse y podrá responder a muchas importantes interrogantes de la Climatología y Biología. ( 2 ) .

Los científicos han tratado por varios medios de determinar la cantidad de agua usada por las plantas. Una de las primeras tentativas fué la de sacar hojas y ramas de una planta, dejarlas secar por un breve tiempo y pesarlas para ver cuánta agua habían perdido. Otro método usado es colocar las plantas en recipientes cerrados y medir la humedad que se acumula en el aire confinado. Otros investigadores han cultivado miles de plantas individuales en depósitos , pesándolas periódicamente para determinar la evaporación perdida.

Estos métodos son muy artificiales y su generalización da a veces resultados fantásticos. Por ejemplo, un estudio de transpiración de una selva de robles en Alemania dió una cifra igual a más de ocho veces la precipitación real en dicha selva.

Hay otros métodos menos artificiales para determinar el agua usada y necesitada por las plantas: se mide toda el agua que llega a un área dada, aportada por la lluvia, por irrigación y por afluencia . La fracción de agua irrigada que no es registrada es la evapotranspiración. Los ingenieros de irrigación han determinado la evapotranspiración de plantas que crecen en recipientes hundidos llenos de tierra a nivel del suelo, en el que se mantienen tablas de agua a diferentes profundidades predeterminadas más abajo de la superficie del nivel de la tierra que rellena los recipientes.

LEE encontró que el consumo anual de agua por el " salt grass " en Independencia, California, marcó desde 13,4 pulgadas con la tabla de agua colocada a cinco pies de la superficie del suelo, llegando a 48,8 pulgadas con una tabla a 1,5 pies del suelo , bajo él.

DEBLER registró una variación anual del consumo de agua por "salt grass" en Los Griegos, Nuevo México, que va desde 10,1 pulgadas con la tabla a de agua a 37 pulgadas de profundidad, hasta 48,4 pulgadas con ella a 5 pulgadas bajo la superficie.

- .....
- (1) Ver nota de JOHN LEIGHTLY; " Nuevas oportunidades y obligaciones de la Climatología ". Geogr. Review, Vlo 29 ; 1939 ; págs 682-683.
  - (2) C.W. THORNTWAITE y BENJAMIN HOLZMAN: " Medida de la evaporación de la tierra y de las aguas de superficie ". U.S. Dept. of Agric. Tech. Bull. Nº 817; 1942; C.W. THORNTWAITE: " Medida de la Evaporación y Transpiración de las superficies naturales ", Proc. Hidrology Conference, State College, Pa, Junio 30 a Julio 2 de 1941. ( Pennsylvania State College School for Engineering Tech., Bull Nº 27) 1942, pp 185-97; IDEM: " Atmospheric Turbulence and the measurement of evaporation " , Proc. Second Hydraulics Conference, June 1-4, 1942 ( Univ. of Iowa Studies in Engineering, Bull 27) Iowa City, 1943, pp 280-288.

YOUNG y BLANEY observaron una variación en Santa Ana, California, de 13 13,4 pulgadas con una agua libre 4 pies bajo la superficie a 42,8 pulgadas con la tabla a un pie bajo el suelo. Cifras comparables para el "pasto Bermuda" en San Bernardino, California, fueron 28,19 pulgadas con la tabla de agua a 3 pies y 34,37 pulgadas con la dicha tabla a 2 pies.

Las observaciones de San Bernardino se muestran en la figura 1.

LOWRY y JOHNSON publicaron las fechas del consumo de agua anual en 12 valles irrigados en el Weste de los Estados Unidos y uno en la República Dominicana. Puesto que el agua es aplicada por irrigación, el agua consumida en estos valles se aproxima a la evapotranspiración potencial.

Varía desde 18 pulgadas en un valle de montaña en el Colorado hasta 58 pulgadas en el distrito de Barahona en la República Dominicana.

Aunque los distintos métodos para determinar la evapotranspiración potencial tienen muchas fallas y las determinaciones son espaciadas y pocas, deducimos de ellas una idea: como mucha agua es transpirada y evaporada y como mucha más podría serlo si hubiera la suficiente agua para ello, podemos afirmar que la evapotranspiración depende de cuatro factores: clima, aporte de la humedad del suelo, cubierta vegetal y manejo de la tierra. De éstos, los dos primeros se manifiestan como los más importantes.

Algunos científicos han creído que la transpiración no aporta un objetivo útil para la planta, pero ahora comprendemos que la transpiración efectivamente previene las superficies de la planta expuestas a la luz del sol, de manera que no lleguen a calentarse. La mayor parte de las plantas requiere la luz del sol para su crecimiento. La energía del sol combina el agua y el dióxido de carbono para transformarlas en alimento, el cual es más tarde llevado a todas partes de la planta y empleado en su crecimiento.

Este proceso, llamado fotosíntesis, es más eficiente cuando la temperatura de las hojas está entre 85° y 90° F ( 29,46 y 32,22° C ). Pero una hoja expuesta a la luz directa del sol podría llegar a calentarse mucho más si la energía del sol no se dispersara de algún modo. La superficie del suelo seco puede alcanzar temperaturas de 200° F. ( 93,33° C ), temperaturas superiores a 160° F. ( 71,11° C ) se han medido a un cuarto de pulgada bajo la superficie de la tierra.

La planta está admirablemente configurada para disipar el calor, las hojas son como las barras de un radiador, el exeso de calor es conducido al aire adyacente y llevado lejos por la turbulencia. De este modo el aire es calentado, pero algo del exceso de energía calórica se utiliza en la transpiración para transformar el agua líquida en vapor de agua. La mayor parte del calor de la evaporación debe venir de la planta. Así, cuanto más intensa sea la luz del sol, tanto mayor será la tendencia a recalentarse, y tanto mayor será la transpiración de la planta expuesta a ella, siempre que exista agua disponible para el proceso.

La transpiración es un regulador térmico que previene los excesos de temperatura en la planta y en el aire. La formación de rocío en la noche es el reverso de este proceso y tiende a prevenir los extremos de bajas temperaturas, puesto que el calor liberado va principalmente a la planta. La transpiración y el crecimiento están relacionados con la temperatura, del mismo modo.

Los elementos atmosféricos de influencia en la transpiración que se ha estudiado incluyen la radiación solar, la temperatura del aire, el viento, y la humedad atmosférica. Estos elementos están relacionados entre sí. Aunque la radiación solar es un factor básico, parece haber un estrecho paralelismo entre la temperatura del aire y la transpiración. La temperatura de las partes de la planta que transpiran está más estrechamente relacionada con la proporción de transpiración.

La transpiración y el crecimiento están afectados del mismo modo, por las variaciones en la humedad del suelo: ambos aumentan con la disponibilidad de agua en la parte del suelo donde están las raíces, a un óptimum, y ambas decrecen, presumiblemente, debido a la escasa aireación del suelo, lo cual trae consigo una falta de oxígeno que es necesario para las raíces y un exceso de dióxido de carbono. Por otro lado, cuando el agua del suelo aumenta sobre el óptimum de crecimiento, la evaporación directa de la superficie del suelo también continúa aumentando.

No sabemos sin embargo cómo podemos aumentar o disminuir la transpiración variando el tipo de plantas o modificando la cubierta vegetal. Puesto que la transpiración regula la temperatura de la hoja y puesto que casi todas las plantas logran su óptimum de crecimiento más o menos a la misma temperatura, probablemente no podemos cambiar mucho las condiciones de relación indicadas, excepto si reducimos la densidad de la cubierta vegetal y así desperdiciando una parte de la energía solar recibida.

Si se eliminara toda la vegetación de un lugar dado, no habría transpiración. Per cuánto más gruesa sea la capa de raíces que se presenta en el suelo, cuanto mejor éste estará provisto de agua, entonces la cantidad de agua transpirada de un área completamente cubierta dependerá más de la energía solar recibida por la superficie y la temperatura resultante, que de la clase de plantas.

Puesto que la evapotranspiración es un elemento importante del clima, necesitamos conocer su distribución sobre la Tierra y la forma cómo varía a través del año y de uno a otro año.

Las determinaciones actuales son tan pocas, que se hace imposible hacer un mapa de cualquier área por medio de ellas. Actualmente la única alternativa es encontrar una relación entre la evapotranspiración potencial y los otros factores climáticos sobre los cuales hay abundantes datos.

### TEMPERATURA Y CRECIMIENTO

Se han hecho muchos estudios acerca de temperatura y crecimiento. Algunos investigadores han medido la elongación de la talla, el tallo y el crecimiento de las raíces bajo varias temperaturas controladas. Otros han determinado el aumento del ancho de la hoja y el aumento del "peso seco" de la planta. La tasa de desarrollo de varios insectos bajo temperatura controlada se ha determinado también.

Siempre hay una temperatura óptima de crecimiento, donde la tasa de crecimiento es más alta. En temperaturas más altas o más bajas que éstas, la tasa de crecimiento es inferior que el de la tasa con temperatura óptima. La temperatura que produce el más rápido crecimiento parece variar algo con el material empleado en el estudio y lo mismo ocurre con la mayor o menor longitud de la exposición, pero siempre se mantiene cerca de los 86° F. (32° C.).

En su investigación sobre plantas tiernas de maíz, LEHENBAUER obtuvo crecimiento más rápido con un período de tres horas a 29° C. y con un período de nueve a doce horas a 32° C.. El dice que para períodos de 3 horas o más, las mayores tasas de crecimiento se originan entre 29° y 32° C..

WADLEY encontró que la tasa de desarrollo del chinche vegetal fué más rápida a 32° C. Del mismo modo, hay temperaturas máximas y mínimas más allá de las cuales el crecimiento no se produce. Estos límites varían igualmente, pero el mínimo fluctúa cerca de los 0° C. y el máximo, algo sobre los 40° C.

Hace medio siglo que VAN T HOFF propuso el principio de que la velocidad de una reacción química doble o triple genera cada una temperaturas de 10° C.

Esta es una ley exponencial de la fórmula  $v = c a^t$ , en la cual  $a$  tiene el valor 1.078 cuando la velocidad,  $v$ , dobla con un alza térmica de  $10^{\circ} C$  y el valor 11161 cuando  $v$  se triplica. La ley de Van 't HOFF ha sido aplicada por los biólogos a los procesos fisiológicos.

Se acostumbra usarla para determinar los coeficientes térmicos de las medidas del crecimiento real. El coeficiente térmico es el cociente de dos tasas de crecimiento que están separadas entre sí por un intervalo de  $10^{\circ} C$ . de temperatura y que por la regla de Van 't HOFF se ha de esperar una variación de 2 y de 3. En realidad el coeficiente varía mucho más ampliamente. Supera una gama de 10,0 grados centígrados, variando entre  $0^{\circ} C$ . y  $10^{\circ} C$ . y cae establemente a valores menores de  $1,0^{\circ} C$ ., sobre la temperatura óptima en la cual el crecimiento y la temperatura están en relación inversa.

LEHENBAUER publicó la siguiente tabla de coeficientes de temperatura para tasas de crecimiento de 12 horas en el estiramiento de plantas tiernas de maíz, dentro de una gama de  $10^{\circ} C$ . de temperaturas :

Temperatura $^{\circ}C$ .	19- 22	13- 23	15- 25	18- 28	20- 30
Tasa de Crecimiento, 0 ,01 mm.	9- 59	10- 64	20- 75	28- 98	45-103
Coeficiente	9,56	6,40	3,75	3,50	2,40
Temperatura $0^{\circ}$ 12-22	21- 31	22- 32	25-35	32- 42	33-43
Tasa de Crecimiento 0,01 mm	53-109	59- 111	75- 86	111- 11	101- 6
Coeficiente	2,06	1,88	1,15	0,09	0,06

El coeficiente de temperatura debe tener valores de infinito a temperatura mínima, 1,0 a temperatura óptima y 0 a temperatura Máxima. Solamente en la gama de  $20^{\circ}$  a  $30^{\circ}$ , donde el coeficiente térmico se halla entre 2 y 3, es válida la Ley de Van' HOFF.

Puesto que el coeficiente de temperatura cae continuamente, el coeficiente  $a$  en la ecuación  $v = c a^t$  debe caer también. El  $a = 1,0718$  de Van' HOFF es válido solamente en el punto de la curva sin tener significado para ningún otro valor de  $a$ . El hecho que  $a$  caiga permanentemente y caiga más abajo de 1,00 cuando el óptimum térmico se logre, es más significativo que cualquier valor medio de  $a$  (o del coeficiente de temperatura).

Hay claramente un factor prohibitivo del crecimiento que es directamente proporcional a la temperatura. Como se debe sólo a un accidente que las temperaturas que las plantas experimentan en condiciones naturales, estén bajo el óptimum, es común suponer que el crecimiento varía directamente con la temperatura.

En temperaturas sobre los  $30^{\circ} C$ . el factor inhibitorio de crecimiento llega a ser más grande que el factor de estímulo de crecimiento, y la proporción de desarrollo cae con la elevación de la temperatura.

Puesto que la ecuación exponencial  $v = c a^t$  requiere una tasa de desarrollo continuamente creciente con la subida de la temperatura, él no expresa exactamente la relación entre temperatura y crecimiento.

Lo que es el factor inhibitorio de crecimiento, su naturaleza, es incierto. Puede razonablemente ser el efecto de la deficiencia de agua en los tejidos. La cantidad de agua en un a planta es un balance entre lo absorvido por las raíces y

lo transpirado por las hojas. Como la tasa de transpiración sube con el aumento de la temperatura, dentro de muy poco ella será superior a la tasa de absorción de agua. Entonces, una succión aspiradora o tensión se desarrollará en la planta, actuando como un freno en la transpiración y en el crecimiento.

El balance de humedad en la planta es trastornado, la transpiración se reduce y el crecimiento se retarda. Una ecuación más satisfactoria del crecimiento, por esto, es la siguiente:

$$(2) \quad v = a \frac{b c e^{c t}}{(e^{c t} + b)^2}$$

dónde  $a$ ,  $b$ , y  $c$  son constantes y  $e$  es la base del sistema de los logaritmos neperianos. En esta ecuación el numerador representa el factor estimulante del crecimiento y el denominador, al factor inhibitorio del crecimiento.

La temperatura óptima para el desarrollo se origina cuando numerador y denominador son iguales.

Cuando aplicamos la ecuación a las series de observaciones de LEHENBAUER SOBRE EL CRECIMIENTO DE LAS PLANTAS DE MAIZ, obtenemos los siguientes coeficientes:

$$\begin{aligned} a &= 1764,9 \\ b &= 1118,8 \\ c &= 0,24. \end{aligned}$$

La ecuación expresa a  $v$  como un porcentaje de la óptima tasa de crecimiento. Los datos de LEHENBAUER y la curva de crecimiento derivada de esta ecuación están graficados en la figura Nº 2.

Algunos de los valores de  $v$  son los siguientes:

tc.	v.
0	0.36
5	1.19
10	3.88
15	12.33
20	35.52
25	78.38
28	98.27
30	99.69
32	90.30
35	64.56
40	26.32
45	8.76
50	2.72
55	0.83
60	0.25

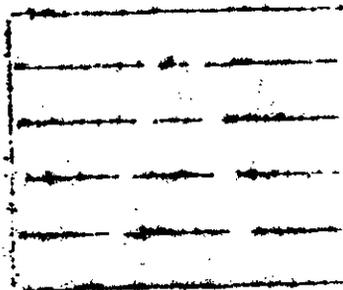


Fig. 2

## DETERMINACION DE LA EVAPOTRANSPIRACION POTENCIAL

Desgraciadamente, no hay experimentos controlados comparables referentes a la relación de transpiración y temperatura. Las medidas más dignas de confianza de la transpiración y evaporación son las que se hacen por períodos de tiempo largo. Cuando son aprovechables solamente los totales de la evapotranspiración mensual o anual, la relación con la temperatura puede no estar determinada con precisión.

Las mediciones han demostrado que la evapotranspiración potencial es alta en la parte sur de los EE.UU. y baja en el norte y que varía grandemente del invierno al verano. De observaciones como las de la figura 1, se deduce que cuando se hacen los ajustes con relación a las variaciones de la longitud del día, aparece una estrecha relación entre la temperatura media mensual y la evapotranspiración potencial. Del estudio de todos los datos aprovechables ha resultado una fórmula que permite el cómputo de la evapotranspiración de un lugar si se conoce su latitud y si el registro de su temperatura es disponible. La fórmula y su aplicación se explican en el apéndice.

La figura 3 muestra la distribución de la evapotranspiración media anual en los EE.UU. Esta basada en 3.500 estaciones normales de la Oficina del Tiempo, revisada en 1930. El término medio de agua anual que se necesita en los EE.UU. fluctúa desde menos de 18 pulgadas en las altas montañas del Oeste a más de 60 pulgadas en áreas aisladas de los desiertos de Arizona y sur de California. Es menos de 21 pulgadas a lo largo del límite canadiense en los EE.UU. del Oriente y más de 46 pulgadas en Florida y sur de Tejas. Aunque la evapotranspiración potencial y la precipitación son elementos climáticos independientes, en las regiones áridas la evapotranspiración potencial aparece aumentada por las más altas temperaturas durante el día debido a la ausencia de nubes y lluvias y la pequeña evapotranspiración real. Los valores altos en los desiertos de Colorado y Gila y en el bajo Valle de Río Grande son ejemplos. En la Sección del Valle del Río Columbia entre Washington y Oregón, la evapotranspiración es superior a 30 pulgadas, mientras que solamente alcanza a 21 pulgadas en la misma latitud en el Oriente de los EE.UU.

La marcha de la evapotranspiración potencial a través de los años sigue un patrón uniforme en la mayor parte del país. Es despreciable en los meses de invierno cuanto más al sur, hacia la Llanura Costera del Golfo y sólo a 2 pulgadas mensuales alcanza al sur de Florida. Sube a un máximo en julio variando de 5 pulgadas a lo largo de la Frontera del Canadá a 7 pulgadas en la Costa del Golfo. En algunas áreas montañosas y a lo largo de la Costa del Pacífico no alcanza las 5 pulgadas en ningún mes.

La marcha de la precipitación es latamente variable de una región a otra. En gran parte de los EE.UU. más que la mitad de la lluvia cae en la estación del crecimiento. En las Costas de los Estados del Pacífico, la distribución es a la inversa. En la mayor parte de los lugares la precipitación es menor que la necesaria durante una parte del año. Algunas veces, el exceso de agua caída es almacenada en el suelo. La parte de esta agua que ha sido absorbida por las raíces es empleada por la planta antes de empezar a toberarla; por esto la sequedad no empieza inmediatamente cuando la precipitación cae bajo el agua necesaria. La cantidad de agua en la zona de las raíces disponible para las plantas varía con la estructura del suelo y la distribución de las raíces.

Ella no se amolda a una constante. Sin embargo excepto en áreas de suelos poco maduros, la capacidad disponible de almacenaje de agua para una planta madura con un sistema de raíces completamente desarrollada varía alrededor de una media que es el equivalente de cerca de 10 centímetros o 4 pulgadas de lluvia caída. La comparación de las curvas de necesidad de agua con la precipitación en estaciones seleccionadas en EE.UU. aparecen en la figura 4.

En brevard, N. C. (fig. 4 - 17), menos que media pulgada de agua es necesario en cada mes de invierno. La necesidad sube rápidamente en la primavera, logra un punto máximo de 5 pulgadas en julio y cae rápidamente durante el otoño. El término medio total de la necesidad de agua por año es de 28,50 pulgadas. La precipitación varía de menos 3,5 pulgadas en noviembre a más de 6,5 pulgadas en julio y es mayor que la necesidad en cada mes. El término total anual de precipitación es 61,06 pulgadas, más de dos veces la evapotranspiración potencial. El exceso de 32,56 pulgadas representa el escurrimiento. En Salisbury, N.Y. (Fig. 4 - B), el término medio anual de evapotranspiración potencial es 21,81 pulgada y la precipitación es 48,39 pulgadas, más de dos veces aquella cantidad. En ningún mes la precipitación es menor que la necesidad de agua. Aquí el exceso que se escurre alcanza a 26,58 pulgadas.

En Bar Harbor Maine (Fig. 4 - C), la precipitación cae a un mínimo de menos que 3,5 pulgada en cada uno de los tres meses de verano, en la época precisa en que la evapotranspiración potencial sube sobre 4 pulgadas. La lluvia corriente es menor que la necesaria, pero la diferencia se compensa por medio del agua almacenada en el suelo. En North Head, Wash. (Fig. 4 - D), la precipitación exhibe marcada variación estacional: es más de 7 pulgadas por mes en noviembre, diciembre y enero y menos que una pulgada en julio y agosto. Aunque el agua necesaria no es muy grande en algunos meses, siendo el máximo igual a 3,5 pulgadas en julio, se presenta en exceso sobre la lluvia durante cinco meses, de mayo a septiembre. Hay demasiada lluvia en invierno y demasiado poca en verano. A finales de septiembre, cuando los días se hacen más fríos y más cortos, el agua necesaria se torna inferior a la precipitación. Por algún tiempo el agua caída que no es necesitada de inmediato va a reemplazar la humedad del suelo almacenada que ha sido consumida. Desde entonces adelante, el exceso de agua se pierde hasta cuando el crecimiento de la planta le interese consumirla. Ella extrae el agua de los niveles del suelo y origina superficie y sub-superficie de escurrimiento. Pero no es de beneficio para las plantas y no agrega nada a la humedad atmosférica. En primavera, cuando los días se alargan y se hacen más cálidos, las plantas aceleran su crecimiento y la transpiración y evaporación. A mediados de la primavera la necesidad de agua excede la precipitación. Tiempo después, hasta mediados del verano, la superior demanda de agua es satisfecha por medio de las reservas de la humedad del suelo. Donde estas reservas están agotadas, la vegetación debe contar solamente con el agua de lluvia. y ésta no es suficiente. El empleo de agua; las plantas sufren y el crecimiento se retarda.

En Louisville, Key (Fig.4-E), la lluvia es regularmente uniforme a través del año entre 3,5 y 4 pulgadas por mes, excepto en otoño, donde cae bajo las 3 pulgadas puesto que la evapotranspiración potencial no es uniforme, de este modo, hay un exceso de agua en invierno y una deficiencia en verano, como ocurre en Nord Head (Fig.4.D) y Seattle (Fig. 4-F).

Aunque la precipitación anual en Cantón, Mississippi, es cercana a las 50 pulgadas y el término medio en el verano de lluvia alcanza a 3,75 pulgadas, la evapotranspiración en el verano es tan grande que hay una deficiencia de agua de cerca de 8 pulgadas, casi la misma que en Seattle.

En algunos lugares, las precipitaciones mensuales y la necesidad de agua son cercanamente iguales. Por ejemplo en Manhattan, Kansas (Fig. 4 4-K), el agua de lluvia caída en invierno es solamente un poco más grande que la evapotranspiración potencial y la caída en verano es solamente un poco menos. El exceso y la deficiencia de agua son pequeñas, en Madison, Wis (Fig. 4-I), hay un máximo de lluvias en verano, pero aún así el agua caída no es igual a la necesaria; hay una pequeña deficiencia de agua en verano y un considerable exceso en invierno y primavera. En Willard, N.C. (Fig.4-H), la evapotranspiración potencial y la precipitación son cercanamente iguales la misma en todo los meses de la estación de crecimiento. El agua caída es mucho más grande que la necesitada en invierno, sin embargo ~~g~~ hay un exceso de agua cercano a las 14 pulgadas. En Dalhart, Tex (Fig.4-N), por otro lado, el agua caída es igual al agua necesitada en invierno, pero disminuye pronunciadamente en verano y aparece una deficiencia de agua de 10 pulgadas.

En Grand Junction, Colorado (Fig.4-R) el agua caída es pequeña a través del año. El exceso de agua satisface menos de un tercio de la necesidad de agua, y la deficiencia es muy grande. El clima es árido. Las curvas de San Francisco, California (Fig. 4, 4-M) y Centennial, Wyo (Fig. 4-I) demuestran en ambos lugares la precipitación cae lo suficiente como para proveer la necesidad de agua en Junio, Julio y Agosto.

Las deficiencias de agua, en pulgadas para Junio, Julio y Agosto son como sigue: San Francisco 2,87; 3,07; 2,87; Centennial 2,48, 2,75 , 2,44. Pero hay una vasta diferencia en la aridez relativa de los dos lugares. Mientras en Julio el agua caída en Centennial suministra 1,5 pulgadas de las 4,5 necesitadas, en San Francisco no hay lluvias en todo Julio. En un lugar la cantidad de deficiencia de agua de Julio es del 62 por ciento de la necesitada, en el otro es del 100 por ciento. La aridez de un lugar en un período dado de tiempo no depende de la cantidad de la deficiencia de agua sino más bien de la relación de esta deficiencia con la necesidad de agua.

La razón de humedad que expresa la humedad relativa a la aridez de un mes puede obtenerse dividiendo la diferencia entre precipitación y evapotranspiración por la evapotranspiración potencial

$$\frac{p - e}{e} \quad \text{o} \quad \frac{P}{e} - 1 \quad \left( \frac{3}{2} \right)$$

Los valores positivos de la razón significan que la precipitación está en exceso, los negativos que hay deficiencia de agua. Una razón igual a cero significa que el exceso de agua es igual a la necesidad de agua.

#### EXCESO DE AGUA Y DEFICIENCIA DE AGUA

Valores numéricos de exceso de agua y deficiencia de agua puede obtenerse como un simple procedimiento de contabilidad, considerando la precipitación como una entrada y a la evapotranspiración potencial como una salida, y la humedad del suelo como una reserva que puede ser empleada como último recurso. Las muestras de computación para Seattle, Wash y Manhattan, Kansas se dan en la tabla I.

La distribución del término medio de la deficiencia de agua anual en el Oriente de los Estados Unidos se muestra en la figura 5. Las deficiencias se elevan bruscamente hacia el occidente en los Estados de las Grandes Llanuras y están con exceso de 10 pulgadas en la mayor parte de Texas. Las deficiencias son sorprendentemente grandes en varias áreas de altas precipitaciones en los Estados del Sur, más de 6 pulgadas en el Cinturón Negro de Alabama y en el Valle del Mississippi inferior.

La distribución del término medio anual del exceso de agua en el oriente de los Estados Unidos se muestra en la figura 6. Es superior a 10 pulgadas en la mayor parte del Este y Sudeste, pero cae rápidamente hacia el occidente y llega a menos de una pulgada en los Estados de las Grandes Llanuras. En varios centros de los Apalaches el exceso de agua sube de las 33 pulgadas.

#### Confiabilidad de la Evapotranspiración Computada.

Podemos probar la exactitud de los valores computados de la evapotranspiración por varias maneras. En la tabla II, sobre las observaciones del agua anual empleada en la irrigación de los valles, publicada por Lowry y Johnson aparece comparaciones con las computaciones de la evapotranspiración potencial anual. Aunque las computaciones se refieren a puntos de observaciones hechas con respecto al tiempo atmosférico y las observaciones a proyectos de irrigación en diferentes áreas, solamente en un lugar, West Tule Lake, California, hay una diferencia significativa entre la evapotranspiración potencial observada y la computada.

No hay observaciones directas comparables de evapotranspiración potencial en los Estados Unidos orientales. Hay, sin embargo, medidas de escurrimiento de una gran cantidad de corrientes para muchos años, las cuales pueden ser comparadas con valores computados del exceso de agua. El escurrimiento medio anual observado en 124 vertientes pequeñas en el Valle de Tennessee comparado con el exceso de agua computada a base de los datos de temperaturas y precipitaciones de las estaciones del Weather Bureau, muestra una correspondencia estrecha, especialmente digno de atención, porque los datos de la Autoridad del Valle del Tennessee se refieren a áreas de unas pocas millas cuadradas cercanas a unas 2000 y para un período uniforme de 1920 a 1942, mientras las computaciones se dedujeron de términos medios de temperatura y precipitaciones por períodos de variadas extensiones con término en 1930 y que se referían a puntos de observación del tiempo atmosférico.

El exceso de agua computado y el escurrimiento medido son igualmente estrechos en Ontario y México, cuando la evapotranspiración potencial es respectivamente mucho más pequeña y mucho más amplia. La Oficina de Recursos Naturales en sus informaciones del 1° de Diciembre de 1934 da un mapa del término medio anual de escurrimiento en los Estados Unidos, la cual puede compararse con el mapa de exceso de agua, Fig. 6. La correspondencia es generalmente estrecha, aña cuando hay discrepancias, algunas de las cuales deben atribuirse a errores del original del mapa de escurrimiento.

De esta y de otras pruebas parece que los valores computados de la evapotranspiración potencial son correctos en cuanto a magnitud en la mayor parte de los Estados Unidos. Ellos son, no obstante solamente aproximados. Determinaciones más exactas deben esperarse de estudios más amplios y del desarrollo de una ecuación más racional. Sea que la fórmula pueda ser usada o no sin modificaciones la determinación de la evapotranspiración potencial en las regiones polares y ecuatoriales es incierta. Esta cuestión también requiere un estudio más amplio.

#### ELEMENTOS DE UNA CLASIFICACIÓN CLIMÁTICA

Quando varios elementos climáticos tales como temperatura y precipitación se anotan en los mapas, los valores se gradúan regularmente excepto donde las gradientes pasan en las faldas de las montañas o a lo largo de las costas marinas. En nada se distinguen un valor de otro dentro de una misma serie; por esto la división de las escalas son arbitrarias y frecuentemente deben su origen a la conveniencia aritmética o cartográfica. Aparecen divisiones en los mapas, seleccionadas tal vez para conformarlas a un esquema de color particular; después gradualmente se le supone el papel de una región climática; un ejemplo es considerar la isoyeta de 10 pulgadas como límite de la agricultura. Köppen hizo un significativo avance en la clasificación de los climas cuando emprendió identificar las regiones climáticas primero y localizar sus límites de estudios de distribución de la vegetación, y en seguida, seleccionar los valores climáticos numéricos para los límites. Penck, Demartonne y Thonthwaite emplearon el mismo método, haciendo uso tanto de datos de hidrología y suelo como de la vegetación para localizar los límites de las regiones climáticas. Aunque este método representa un paso hacia adelante en el sentido que los límites climáticos no se determinan arbitrariamente es empírico aún.

Con el objeto de alcanzar una clasificación racional cuantitativa del clima, deben establecerse en las series climáticas mismas puntos de divisiones bien definidas y distintivas. Ninguno de tales puntos existen en los datos ya sean de precipitación o de evapotranspiración. Ambos corren en series continuas desde valores muy bajos a los muy altos. Pero cuando se toman juntos, se convierten en puntos distintivos y tenemos los principios de una clasificación racional.

Los factores climáticos primarios relacionan la humedad y el calor. Nos interesa saber si un clima es húmedo o seco y si es caliente o frío. Necesitamos determinar también si hay variación estacional, si el clima es húmedo en una estación o seco en otra.

#### EL FACTOR HUMEDAD

No podemos decir que un clima sea húmedo o seco conociendo sólo su precipitación; debemos saber si la precipitación es mayor o menor que la evapotranspiración potencial. El desconocimiento de la magnitud de la necesidad de agua ha llevado al desarrollo de un número de índices de humedad, que intentan evaluar la efectividad de la precipitación.

Es aceptado por todos que el agua empleada o el agua perdida, esto es, la evaporación y transpiración, deben estar relacionadas de algún modo con la precipitación consecuentemente, algunos pocos de estos índices recurren a los valores computados o medidos de la evaporación comúnmente que viene de la superficies de agua libre, lago o depósitos, o de recipientes de evaporación.

En 1905, Transeau concibió un índice de efectividad de la precipitación por medio del cociente de la precipitación total medida durante un año y la evaporación anual computada por Russell durante un año para 150 estaciones y confeccionó un mapa de la razón precipitación- evaporación en el oriente de los Estados Unidos. En 1933 Isozaki midió razones para 99 estaciones en Japón, empleando el término medio anual de la precipitación y evaporación de recipientes e hizo un mapa de la humedad del Imperio Japonés. Trumble, empleando medidas de la evaporación en recipientes en Australia del Sur, dedujo una ecuación empírica que establece una relación mensual entre la evaporación y el deficit de presión de vapor que el obtuvo de los valores de la temperatura. Determinó empíricamente que la necesidad de agua de un mes supera al exceso de agua cuando la evaporación computada es superior a tres veces la precipitación. Su mapa de Australia del sur muestra el número de meses del año en que la precipitación es menor que la necesidad de agua. Wilsen concibió un índice de humedad dividiendo la evaporación de un atmómetro de taza pososa Livingston por la precipitación anual e hizo un mapa de la humedad en Ohio.

Numerosos investigadores, reconociendo que la temperatura es el mejor control de la evaporación, han sustituido la temperatura por la evaporación en sus índices de humedad. El factor de lluvia de Lang,  $I = \frac{P}{T}$ , indica que la menor efectividad varía directamente con la precipitación e inversamente con la temperatura. El índice de aridez de De Martonne,  $I = \frac{P}{T + 10}$ , es un ligero refinamiento del de Lang. Las tres fórmulas de Koeppen para delimitar los climas secos

$$I = \frac{8P}{5T + 120} \quad I = \frac{2P}{T + 33} \quad \text{e} \quad I = \frac{P}{T + 7}, \text{ presentadas en 1918, 1923}$$

y 1928, respectivamente, son similares a las de Lang y De Martonne. Todo empleo de los valores anuales de la precipitación y temperatura corresponden al sistema métrico.

El 1931, Thornthwaite 18 utilizó datos de la evaporación de los Estados Unidos continental y dedujo una ecuación empírica en virtud de la cual razón precipitación- evaporación podría determinarse de los valores mensuales de la precipitación y temperatura. Usó este índice de humedad para confeccionar un mapa climático de Norte América y más tarde uno de la tierra. 19.

En 1936, Angström sugirió una modificación del índice de aridez de De Martonne. Encontró que el índice de aridez era proporcional a la cantidad de precipitación ... la durante un año y la evaporación ... el computado por Russell durante

---

19. Idem. The Climates of the Earth. Geogr. Rev. Vol. 23, 1933 pp 433-440.

18. C.W. Thornthwaite. The Climates of North America according to a new classification. Geogr. Rev. Vol. 21 1931 pp. 633-666.

o inversamente proporcional a una función exponencial de la temperatura. El coeficiente de humedad es  $I = \frac{P}{1,07^{(T-10)}}$ , en el cual el denominador de la fracción dobla con cada subida de  $10^{\circ}\text{C}$ .

de temperatura, de acuerdo con las leyes de Wam't Hoff. Angström publicó mapas del noroccidente de Europa donde presenta el coeficiente de humedad en enero y julio. En 1939, Church y Gueffroy emplearon la fórmula de Angström para confeccionar mapas similares de Estados Unidos. En 1940, Setzer utilizó la ley de Wam't Hoff para el desarrollo de un índice de humedad. Aunque desarrollado independientemente el índice de Setzer es idéntico al de Angström. Setzer publicó un mapa del índice de humedad en el estado Sao Paulo, Brazil.

Angström ha explicado hábilmente lo que el investigador desea para elaborar con los índices de humedad. Especialmente con problemas geográficos, geológicos o biológicos como objetivo principal, se ha buscado expresar la humedad o aridez de un clima por medio de un tipo de coeficiente que se supone apto para medir las condiciones de la humedad no sólo en el simple sentido físico, sino que involucrando una indicación la tendencia climática a un exceso o deficiencia de agua con sus consecuencias sobre la estructura del suelo, la existencia de los ríos, arroyos, lagos o desiertos, etc. Es evidente que la humedad del suelo es por este medio un factor principal y como este elemento es más raramente medido de un modo directo, parece justificado tratar de reemplazarlo por un tipo de coeficiente deducido de los datos meteorológicos corrientes.

#### UN INDICE DE HUMEDAD.

Está claro que la evaporación y transpiración real del suelo no es lo que debe compararse con la precipitación con el objeto de obtener un índice de humedad sino, más bien la evapotranspiración potencial. Donde la precipitación es exactamente la misma que la evapotranspiración potencial todo el tiempo y el agua está disponible en la cantidad justa que se la necesita, no hay ni deficiencia ni exceso de agua, y el clima no es ni húmedo ni seco. Cuando la eficiencia de agua llega a ser más grande que la evapotranspiración potencial, el clima se convierte en árido; cuando el exceso de agua llega a ser mayor, el clima se transforma en húmedo. Donde hay un exceso de agua y ninguna deficiencia, la relación entre el exceso y el agua necesitada constituye un índice de humedad. Similarmente, donde hay deficiencia de agua y ningún exceso, la razón entre la deficiencia de agua y el agua necesitada constituye un índice de aridez. Expresados como porcentajes estos dos índices son:

$$I_h = \frac{100 \cdot s}{n} \quad \text{y} \quad I_a = \frac{100 \cdot d}{n} \quad (4)$$

donde  $I_h$  e  $I_a$  son los índices de humedad y aridez respectivamente,  $s$  es el exceso de agua,  $d$  es la deficiencia de agua y  $n$  es el agua necesitada. El final de la escala de aridez es donde no hay precipitación y la deficiencia es consecuentemente igual al agua necesitada, haciendo  $I_a$  igual a 100 por ciento. Cuando la precipitación y la evapotranspiración potencial son independientes una de otra, el índice de humedad no logra un límite donde el exceso de agua iguale al agua necesitada, esto es donde la precipitación es dos veces la evapotranspiración potencial, siempre se mantiene sobre el 100 %.

Puesto que el exceso y la deficiencia de agua ocurren en diferentes estaciones en la mayor parte de los lugares, ambos deben entrar en un índice de humedad, el uno, el uno afectándolo positivamente, el otro negativamente. Aunque un exceso de agua en una estación no puede superar una deficiencia en otra, excepto cuando la humedad puede almacenarse en el suelo, en una cierta extensión una puede compensar a la otra. El exceso de agua significa adición estacional a la humedad del subsuelo y el agua del suelo. Las raíces perennes profundas pueden hacer uso parcial de la humedad del subsuelo y minimizar los efectos de la sequía. La transpiración influye, aun cuando en reducida proporción. Por esta razón, un exceso de sólo seis pulgadas en una estación contrastará una deficiencia de 10 pulgadas en otra. Así en un índice total de humedad, el índice de humedad tiene más peso que el índice de aridez: el último tiene solamente un sexto del valor del primero. El índice de humedad es:

$$I_m = I_h - 6I_a \text{ o } I_m = \frac{100s - 60d}{n} \quad (5)$$

Los climas de humedad tienen valores positivos de  $I_m$ ; los climas secos tienen valores negativos. La figura 7 muestra como los tipos climáticos están separados en término del índice de humedad,  $I_m$  y deja claro como se relacionan en cuanto al exceso de agua y a la deficiencia de agua. Los distintos tipos climáticos junto con sus límites son los siguientes:

<u>Tipo climático</u>	<u>Índice de humedad</u>
A Perhúmedo	Sobre 100
B <sub>4</sub> Húmedo	80 a 100
B <sub>3</sub> Húmedo	60 a 80
B <sub>2</sub> Húmedo	40 a 60
B <sub>1</sub> Húmedo	20 a 40
C <sub>2</sub> Subhúmedo lluvioso	0 a 20
C <sub>1</sub> Subhúmedo seco	-20 a 0
D Semiárido	-40 a -20
E árido	-60 a -40

Los valores de los -60, 0 y 100 son por entero los límites racionales de las regiones húmedas. Que los otros pueden serlo también, puede verse en los monogramas de la figura 7. Estas definiciones de las regiones húmedas se presentan como una forma final. Un trabajo adicional se necesita para hacer más útil el significado de la determinación de la evapotranspiración potencial, de la humedad y de la humedad deficiente. Esto puede dejarse para la revisión de la localización de las regiones de humedad, pero no cambiará la definición de ellas. Estos tipos climáticos son los mismos y tienen el mismo significado que los propuestos en una clasificación climática anterior. Sin embargo cualquiera que sean los límites en la clasificación previa se determinaron empíricamente por el estudio de la vegetación, suelos modelos de drenaje, y de este modo, estos son racionales y están establecidos únicamente en términos de la relación entre la evapotranspiración potencial y precipitación. Es posible para convertir el presente índice de humedad,  $I$ , en el antiguo índice  $\frac{P}{E}$ , emplear la siguiente ecuación:

$$\frac{P}{E} = 0,8I + 48,0 \quad (6)$$

La distribución de las regiones de humedad de los Estados Unidos se muestra en el grabado I A. Los climas húmedos del Este y los climas secos del Oeste están separados por el índice de humedad 0, en una línea que se extiende desde Minnesota occidental hacia el sur hasta el Golfo de Méjico.

Esta es una línea muy importante, puesto que separa regiones donde prevalece el exceso de agua de aquellas con deficiencia de agua. Aún cuando predominan los climas secos en el occidente de los EE.UU., hay un cinturón de climas húmedos a lo largo de la costa del Pacífico hasta lugares tan al extremo sur como la península de San Francisco. Climas húmedos aparecen también en sectores aislados de las montañas occidentales.

Los climas perhúmedos no son muy extendidos en EE.UU. Se producen a lo largo de la Costa de Washington, Oregón, norte de California y en las faldas occidentales de las Cascadas y de las Sierras. Hay una sola pequeña isla en las altas Rockies de Colorado, y otras islas climáticas en las altas elevaciones de los Apalaches. Un estrecho cinturón a lo largo de la Costa del Estado de Maine es perhúmedo. Los climas húmedos son más extensos en el Este, pero se presentan junto a los climas perhúmedos de la Costa del Pacífico y en cualquiera otra parte de las áreas elevadas del occidente. Los climas subhúmedos son más extensos en el Oeste medio, anchos cinturones de los subhúmedos intensos y de los subhúmedos secos se extienden desde el límite Canadiense en Minnesota y Dakota del Norte hasta la Costa del Golfo en Tejas. Gran parte de la península de Florida es subhúmeda lluviosa. Áreas subhúmedas más pequeñas se presentan en el Oeste, como cinturones a lo largo de las faldas montañosas más bajas. Las Grandes Llanuras y gran parte de la región intermontaña son semiáridas. El clima árido es más extenso en el Suroeste. Hay, sin embargo, pequeñas áreas áridas en Washington, Oregón, Idaho, Montana, Wyoming, Utah y Colorado. La mayor parte de San Joaquín del Valle de California es árida.

#### Variación Estacional de la Humedad Efectiva

Es importante saber si un lugar es continuamente húmedo o continuamente seco, o si es húmedo en una estación del año y seco en otra. El índice de humedad puede indicar que un clima es húmedo o que es seco, pero no puede al mismo tiempo distinguir los climas con la variación de humedad estacional de los que no la tienen. En los climas húmedos, si hay una estación seca, necesitamos saber cuánto seco es; en los climas secos, cuánto húmeda es la estación lluviosa si hay presente una. En los climas húmedos la diferencia de agua puede ser alta, moderada, pequeña o no existir. En los climas secos lo anterior es válido para el exceso de agua (ver fig. 8).

Por definición, una gran deficiencia de agua o un exceso es una cantidad suficiente para hacer el clima un grado más seco o más húmedo que podría excluirlo de la clasificación primitiva. Por ejemplo, en San Francisco el exceso de agua de 6,68 pulgadas (24,6 por ciento de la necesidad de agua) hace al clima menos seco, cambiándolo del árido (D) al subhúmedo seco (C<sub>1</sub>). Los Angeles, con una deficiencia de agua un poco mayor y un exceso invernal más pequeño, permanece como clima semiárido (D). Un moderado exceso o deficiencia de agua puede, por definición, cambiar al clima un medio grado.

Los símbolos  $s$  y  $s_2$  indican respectivamente una variación estacional de la humedad moderada y amplia, con la estación más seca en verano;  $w$  y  $w_2$  son usadas similarmente cuando la estación más seca se presenta en invierno. Cuando la necesidad de agua y la precipitación marchan a través del año aproximadamente paralelas entre sí, habrá poca o ninguna variación estacional de la humedad. Aquí se emplean los símbolos  $r$  y  $d$ , el primero para designar las áreas con poca o ninguna deficiencia de agua en climas húmedos, y el segundo con poco o ningún exceso de agua en climas secos. Las subdivisiones climáticas se definen en términos de índices de humedad y aridez como sigue:

Climas Húmedos ( $A, E, C_2$ )	Índice de Aridez
$r$ Poca o ninguna deficiencia de agua	0 - 16,7
$s$ Deficiencia moderada de agua en verano	16,7 - 33,3
$w$ Deficiencia moderada de agua en invierno	16,7 - 33,3
$s_2$ Amplia deficiencia de agua en verano	33,3 +
$w_2$ Amplia deficiencia de agua en invierno	33,3 +

Climas Secos ( $C_1, T, E$ )	Índice de Humedad
$d$ Poco o ningún exceso de agua	0 - 10
$s$ Exceso de agua moderado en invierno	10 - 20
$w$ Exceso de agua moderado en verano	10 - 20
$s_2$ Amplio exceso de agua en invierno	20 +
$w_2$ Amplio exceso de agua en verano	20 +

Los símbolos  $s$ ,  $s_2$ ,  $w$  y  $w_2$  tienen el mismo significado en ambos tipos de climas, húmedos y secos, pese al hecho que se han definido diferentemente. Se refieren a la estación cuando las precipitaciones son más deficientes.

El invierno seco,  $w$  y  $w_2$ , son tipos que no se presentan en EE.UU. En realidad, estos tipos están mucho menos distribuidos en la superficie de la tierra que lo que pudiera deducirse de un estudio de la marcha estacional de la precipitación. La necesidad de agua es naturalmente más grande en verano que en invierno; y en muchas áreas de máxima precipitación en verano, la necesidad de agua y la precipitación están esencialmente juntas a través del año, y no hay exceso de agua en verano ni deficiencia de agua en invierno. Por ejemplo, en Nanking, China, término medio de precipitación de los tres meses de verano es 55,0 centímetros y de los de invierno solamente 12,0; pero puesto que la necesidad de agua varía siempre más ampliamente entre el invierno y el verano, el clima no es del tipo  $w$ . El exceso de agua se presenta a finales del invierno y en primavera, no en verano.

En la figura N° 9 las estaciones representativas están agrupadas conforme una escala de humedad efectiva ya sea ésta, pequeña, moderada o amplia. Las estaciones donde la precipitación es más cercanamente paralela a la evapotranspiración potencial y el exceso de agua y la deficiencia de agua son pequeñas: Ames, Iowa ( $C_2r$ ), Alexandria, Minnesota ( $C_2r$ ), y Grafton, North Dakota ( $C_1d$ ).

La distribución en los Estados Unidos de los subtipos climáticos basados en la variación estacional de la humedad efectiva se representa en el grabado I B. Los tipos r y d, que representan una variación estacional pequeña, están más extendidos. Los tipos s y s<sub>2</sub> prevalecen en la región costera del pacífico, donde la precipitación se origina principalmente en invierno; el s<sub>2</sub> no se produce excepto donde el desarrollo de la precipitación es opuesta a la de la necesidad de agua y por esta razón tiene su desarrollo más extenso en California. El tipo s puede originarse muy bien en regiones donde prevalecen las lluvias de verano siempre que la necesidad de agua la exceda suficientemente. Hay varias áreas de climas s en el sur de los EE.UU. y en unas pocas estaciones aisladas en el noroeste. Canton, Mississippi (B<sub>2</sub>s) y Dallas, Texas (C<sub>2</sub>s), son ejemplos. Una gran área s se extiende desde el oriente de Texas y Oklahoma central hacia el oriente de Arkansas y Luisiana. Una área más pequeña ocupa el valle inferior del Mississippi, y otra se desarrolla a través de Alabama desde Georgia a Mississippi a lo largo del conocido Cinturón negro.

La existencia del tipo s en el suroeste de los Estados Unidos es sorprendente. La lluvia de verano es nitidamente amplia, y no se generaliza cuando la necesidad se hace más intensa. La sequía de verano es seria en el oriente de los EE.UU., siempre en los tipos de clima r. En el tipo s se hace crónica la sequía de verano. La irrigación suplementaria llega a ser una necesidad importante.

#### UN INDICE DE EFICIENCIA TERMICA

La evapotranspiración potencial es un índice de eficiencia térmica. Tiene la virtud de ser una expresión de la longitud del día tanto como de la temperatura. No es meramente un índice de crecimiento sino que se expresa también en términos del agua que es necesaria para el crecimiento. Pasa en las mismas unidades que la precipitación, ella relaciona la eficiencia termal con la eficacia de la precipitación.

En las regiones ecuatoriales, donde la temperatura media mensual no varía apreciablemente a través del año, una temperatura media anual de 23° C (73,4° F) es un límite razonable entre los climas mesotermales y megatermales. Lejos del ecuador, donde hay una variación estacional de temperatura, la temperatura media anual que sirve de límite entre ambos climas es más baja, 21,5° (70,7° F), porque el crecimiento reducido y la necesidad de agua del invierno son más que compensadas por un crecimiento acelerado y una creciente necesidad de agua del verano. Donde la temperatura media de cada mes es 23°, y si la estación esta directamente en el ecuador, de modo que no hay variación a lo largo del día, la evapotranspiración potencial es 114,0 centímetros (44,88 pulgadas). Este puede tomarse como índice que separa los climas megatermales de los mesotermales. Los otros límites en la serie están en progresión geométrica descendente. (Pag. 82).

Las regiones climáticas que se basan en la eficiencia térmica son análogas a aquellas que se derivan del índice de humedad y se designan por símbolos similares. Los climas microtérmicos (C') y mesotérmicos (B') se subdividen igual que los subhúmedos (E) y húmedos (R). (25+). La distribución de las regiones térmicas en los Estados Unidos se muestran en el mapa IC.

Los climas mesotérmicos (B') son más extensos. Los climas microtérminos ocurren a lo largo de la mayor parte del borde canadiense y extendiéndose hacia lo largo de las montañas rocosas, en un cinturón continuo hacia el sur de Nuevo Méjico. Hay tres áreas de climas megatérmicos (A'); Florida del Sur, Tejas del Sur y Surweste de Arizona. Solamente pequeñas áreas aisladas de tundra (D') ocurren en las altas Sierras de California, las Rocosas del norte en Wyoming y Montana, y las Rocosas Centrales de Colorado. No hay registro instrumental de climas fríos (E') en los Estados Unidos, y no aparecen en el mapa.

Los climas megatérmicos (A') de los EE.UU. son diferentes de los de las regiones ecuatoriales. Los días de verano son más largos y calientes, y los días de invierno son más cortos y más fríos. La temperatura y el largo del día contribuyen juntos a ocasionar variaciones estacionales en la evapotranspiración potencial o eficiencia térmica. La diferencia es ilustrada en la figura 10-A. Mientras que en Belem, Brasil, la variación de 10 a 13,1 centímetros, en Baraona, Republica Dominicana, es de 8,2 a 16,2 centímetros, y en Miami, Florida, de 5,2 a 17,8 centímetros. En el borde mesotérmico la temperatura media del mes más frío llega en algunas estaciones hasta 50° F. Temperaturas de congelación pueden presentarse casi anualmente, mientras que en las estaciones ecuatoriales los hielos son enteramente desconocidos. Por esta razón algunas plantas popularmente asociadas con los climas tropicales no crecen en los climas megatérmicos de los Estados Unidos. Sin embargo, el crecimiento de las plantas continúa, aunque en reducida proporción a través del invierno.

INDICE	T	E	TIPO DE CLIMA	
Cm		Pulgada		
14,2		5,61	E'	Frío
28,5		11,22	D'	Tundra
42,7		16,83	C' <sub>1</sub>	Microtérmino
			C' <sub>2</sub>	
57,0		22,44	B' <sub>1</sub>	Mesotérmico
71,2		28,05	B' <sub>2</sub>	
85,5		33,66	B' <sub>3</sub>	
99,7		39,27	B' <sub>4</sub>	
114,0		44,88	A'	Megatérmico

(25+) Aunque los símbolos son los mismos que los usados en la clasificación original, los límites climáticos difieren considerablemente de los antiguos. Consecuentemente, los símbolos tienen diferente significado. Por ejemplo, en el esquema original la tundra era E' y el clima frío F'. Los climas mesotérmicos son más extensos que lo previamente mostrados.

Los climas mesotérmicos (B') ocupan una ancha extensión de latitud en los Estados Unidos central y oriental. En verano las temperaturas descienden suavemente de sur a norte: la temperatura media de julio en el bajo Río Grande Valley de Tejas es 85° F., y es sobre 70° en el Yellowstone Valley de Montana. La longitud del día, por otro lado, aumenta de sur a norte, cerca de 14 horas en el sur de Tejas, a 16 horas en el norte de Montana. Consecuentemente, la evapotranspiración potencial media de Julio disminuye suavemente: es cerca de 48 centímetros en el sur de Tejas y 15 centímetros en Montana. El hecho que las temperaturas de invierno y la longitud del día disminuyan de sur a norte tiene influencia, porque la evapotranspiración potencial es pequeña aún en el margen sur de la zona climática. Sin embargo, el crecimiento estacional llega a ser más corto, y el lado norte de la zona, donde la evapotranspiración potencial es solamente del 50 por ciento del máximo para el tipo climático, se logra cerca del borde canadiense. Las cuatro subdivisiones de los climas mesotérmicos aparecen teniendo real validez, pero como no se ha logrado encontrar para ellos un nombre apropiado, se les ha identificado solamente por los cuatro símbolos B' siguientes.

Los climas microtérmicos (C') se extiende continuamente desde el borde canadiense en Montana a través de 200 millas, hasta la orilla del límite con Méjico, en el Estado de Nuevo Méjico. Se desarrollan en lugares altos hacia la parte sur de su recorrido y descienden a un relieve más bajo en el norte. Quemado, Nuevo Méjico y Kalispell, Montana, tiene la misma evapotranspiración potencial anual y ambos son Microtérmales Cálidos (C'); el primero está a 6,600 pies sobre el nivel del mar, el segundo solamente a 2,973 pies. La figura 10-B muestra la marcha de la evotranspiración potencial en estas dos estaciones. Las temperaturas de la primavera y del verano son considerablemente más bajas en Kalispell. La estación del crecimiento es más corta, puesto que los días de verano son más largos, las altas proporciones de agua consumida y más rápido crecimiento compensa el mismo tiempo de latencia de que dispone la planta.

El tipo más frío de los climas Microtérmicos (C') no es realmente importante en los EE.UU. Las dos áreas más extensas están en Wyoming y Colorado, aun cuando áreas más pequeñas se encuentran en varios estados del oeste. Wagon Wheel Gap, Colorado, está cerca del límite cálido de este tipo climático y Corona, Colorado, está cerca del límite frío (figura 10-C). Aunque las temperaturas de los meses más cálidos son bajas (temperatura media de julio en Corona, 48,8°F; Wagon Wheel Gap, 56,2°F), la evapotranspiración potencial es sorprendentemente grande, cercana a los 40 centímetros (4 pulgadas). La precipitación anual supera con exceso la necesidad de agua en ambos lugares, pero la caída de agua en verano es menor que la evapotranspiración potencial estival. La deficiencia de agua estival en Wagon Wheel Gap registra 2,2 pulgadas. La corta estación de crecimiento y la baja temperatura del verano no impiden las sequías.

No es corriente que las estaciones meteorológicas de la "Oficina del Tiempo" ("Weather Bureau") de los EE.UU. contenga noticias sobre el clima de Tundra (D'). Sin embargo, indudablemente él se presenta en varias áreas altas aisladas, principalmente en el oeste. La cima del Monte Washington, en New Hampshire, tiene una necesidad de agua anual de 12,9 pulgadas, que lo sitúa a la orilla de un clima de Tundra. La figura 10-D muestra la marcha de la evapotranspiración potencial de dos estaciones en el extremo norte de Canadá. Ambos están muy cerca del límite entre los climas Microtérmicos y Tundra; Coppermine está justamente sobre la línea y la bahía de Cambridge justamente abajo.

Aunque la temperatura media de julio, el mes más cálido, es sólo de 50° F. en ambos lugares, la necesidad de agua es admirablemente alta, registrando más de 10 centímetros (4 pulgadas). La media evapotranspiración potencial anual excede la precipitación en ambos lugares, y la sequía estival es una forma característica del clima. En el sur y en el oriente de Groenlandia, en cambio, la evapotranspiración excede grandemente la precipitación, y hay un amplio superavit de agua, una parte del cual contribuye a formar la capa de hielo, una parte de ella se consume en el verano.

En el clima de hielos perpetuos (E'), la necesidad térmica no permanece continuamente bajo el punto de congelación. Aunque de un modo efectivo, los hielos impiden el crecimiento de la vegetación, y así, la transpiración, no obstante, aporta cierta cantidad de agua a la atmósfera por evaporación o sublimación. En el límite externo del clima frío, la evapotranspiración potencial es de 1,42 centímetros (5,61 pulgadas). Es evidente que siempre en el clima frío, la diferencia de humedad es importante, porque si la precipitación excede la evapotranspiración potencial, se acumulará hielo y se desarrollará un glaciar. Por otro lado, si la precipitación es menor que el valor crítico, la acumulación de hielo es imposible. No es efectivo que un verdadero clima frío (E') exista en cualquiera parte de los EE.UU. Una línea de las nieves o glaciares de montañas no indica necesariamente un clima de hielo.

#### CONCENTRACION ESTIVAL DE EFICIENCIA TERMICA.

En el ecuador, donde la longitud del día es la misma a través del año y donde la temperatura también es uniforme, la variación de la evapotranspiración potencial será pequeña. Con la misma variación estacional, ninguna estación puede considerarse como verano, y la evapotranspiración potencial de cualquiera de tres meses consecutivos de un año, constituirá el 25% del total anual. Por otro lado, en las regiones polares, donde la estación de crecimiento de la plantas está enteramente dentro de los tres meses de verano, la evapotranspiración potencial de estos meses constituye el 100 por ciento del total. Entre estos extremos, cuando la evapotranspiración potencial disminuye desde la característica de los climas megatérmicos (A') a los climas fríos (E'), la parte que se concentra en verano gradualmente en el verano sube del 25 % al 100 %. Esta subida se traduce en un aumento de longitud de los días de pleno verano, y, a medida que se sube en longitud, en un aumento de la longitud de invierno.

Los movimientos astronómicos de la tierra tienden a originar una cierta relación constante entre el índice de eficiencia térmica estival y el índice anual. Esta relación se ha determinado aproximadamente por medio de una serie de estaciones en el interior de las llanuras bajas de Norte América. La concentración estival parece ser inversamente proporcional al logaritmo del índice anual. La relación esta expresada por la ecuación:

$$s = 157,76 - 66,44 \log E, \quad (7)$$

en la cual s es la concentración estival en porcentajes y E es la evapotranspiración en pulgadas.

Pero hay un número de estaciones meteorológicas en las cuales la relación se modifica o se altera y, en consecuencia, el caso respectivo se hace anormal. En las pequeñas islas oceánicas y en las costas marítimas dominadas por vientos marítimos en las altas y medias latitudes, las temperaturas estivales son menos cálidas, y las invernales menos frías, más que cualquiera otro lugar de estas latitudes. La concentración estival de eficiencia térmica es más baja que lo que debiera ser para la latitud respectiva. En las montañas hay más o menos una reducción uniforme de temperatura a través del año. Los índices de eficiencia térmica estival y anual son reducidos, pero no en la misma proporción. Aquí, también, la concentración estival del índice de eficiencia térmica es anormalmente bajo. Por otro lado, en algunas regiones, la marcha estacional normal de la temperatura es exagerada. Algunas temperaturas estivales, son aumentadas por la advección del caliente aire tropical, y las temperaturas invernales son disminuidas por la advección del frío aire polar. En estas regiones la concentración estival es anormalmente alta.

Evapotranspiración potencial		Eficiencia Térmica Típica	Porcentaje de concentración estival	Concentración estival típica
Pulgadas	Centímetros			
44,88	124,0	A'	48,0	a'
39,27	99,7	B' <sub>4</sub>	51,9	b' <sub>4</sub>
33,66	85,5	B' <sub>3</sub>	56,3	b' <sub>3</sub>
28,05	71,2	B' <sub>2</sub>	61,6	b' <sub>2</sub>
22,44	57,0	B' <sub>1</sub>	68,0	b' <sub>1</sub>
16,83	42,7	C' <sub>2</sub>	76,3	c' <sub>2</sub>
11,22	28,5	C' <sub>1</sub>	88,0	c' <sub>1</sub>
5,61	14,2	D'		d'
		E'		

Una medida que da idea de esta anomalía, es el grado del porcentaje de concentración estival que logra reunir los requisitos mencionados arriba e impone una reclasificación climática. San Francisco, por ejemplo, tiene una evapotranspiración potencial de 27,09 pulgadas y una concentración estival del 33,3 %. Así, la concentración estival es la de un clima megatérmico ( $a_1^0$ ) pleno, aún cuando el tipo de eficiencia térmica es realmente propio del clima mesotérmico primero ( $B_1$ ). San Francisco es un ejemplo de un clima llamado "marítimo".

La concentración estival de eficiencia térmica en los EE.UU. se muestra en el mapa ID. El desplazamiento de varias zonas comparadas con las de eficiencia térmica (Pl. I C) es una medida de la oceanidad o continentalidad.

La anomalía del porcentaje de la concentración estival merece estudio especial, pero será de más provecho hacerlo a escala mundial que sólo para EE.UU.

#### ELEMENTOS DE LA CLASIFICACION

Empleando juntos los cuatro símbolos mencionados se tiene la descripción completa de un clima. Los datos necesarios para clasificar las estaciones en la figura 4 se presentan en la tabla III. La necesidad de agua, en la primera columna, es, por supuesto, la evapotranspiración potencial. La segunda columna da el porcentaje que es la evapotranspiración potencial de la evapotranspiración total del año. La columna etiquetada "Exceso de porcentaje de necesidad" da el índice de humedad, y la columna etiquetada "Deficiencia de porcentaje de necesidad", el índice de aridez. El índice de humedad se obtiene restando del último los seis décimos del primero.

Las distintas subdivisiones de los tipos climáticos mesotérmicos, microtérmicos y húmedos no tienen nombres individuales, pero pueden denominarse solamente por sus símbolos. De este modo decimos tipo climático mesotérmico primero, segundo, tercero o cuarto. Brevard, Estado Carolina del Norte ( $A B_2 r b_4$ ), es perhúmedo, mesotérmico segundo, con ninguna estación deficiente de agua, y un régimen normal de eficiencia térmica para el mesotérmico cuarto. San Francisco, California ( $C_1 B_1 s_2 a_1$ ), es subhúmedo seco, mesotérmico primero, con exceso de agua invernal amplio, y un régimen normal de eficiencia térmica del tipo megatérmico.

A primera vista, el sistema presente es similar a su predecesor (27) en el cual se emplean los mismos factores; denominados, el uno, factor humedad, el otro, factor calor, y la variación estacional de los dos.

(27) Thornthwaite, Los climas de América del Norte (Obra citada).

En realidad, los dos sistemas son fundamentalmente distintos. En la clasificación del primero, los tipos climáticos se identificaban y sus límites se localizaban empíricamente, a través del estudio de la distribución de la vegetación, del suelo, de la forma del drenaje, y así sucesivamente. En la clasificación presente los climas se definen racionalmente, y los límites se determinan por medio de los datos.

La diferencia puede ilustrarse por el cambio del punto de vista respecto a la vegetación. El estudio anterior adoptó el mismo planteamiento de Köppen de considerar a las plantas como un instrumento meteorológico integrante de varios factores climáticos, en el cual, según la experiencia, puede "leerse" la temperatura como si fuera un termómetro o un indicador de la lluvia. En el presente estudio, la vegetación se considera como si fuera un mecanismo físico por medio del cual el agua es llevada del suelo a la atmósfera; es una máquina de evaporación mientras la nube es la máquina de precipitación.

Los límites climáticos se determinan racionalmente comparando la precipitación con la evapotranspiración. Las subdivisiones de la clasificación antigua fueron justamentecriticadas al determinar climáticamente las regiones de vegetación. Las regiones climáticas presentes no están expuestas a estas críticas, puesto que derivan de un estudio de los datos climáticos mismos y no de un estudio de la vegetación.

Esta clasificación puede ser mejorada. Un primer paso en este sentido será mejorar los recursos empleados hoy día para determinar la evapotranspiración. Las observaciones adicionales son necesarias, particularmente en los trópicos y en las latitudes superiores. Con nuevos datos disponibles, la presente fórmula puede ser revisada, o tal vez, una nueva y más racional puede lograrse. Un verdadero método racional para delimitar las regiones de eficiencia térmica no se ha logrado desarrollar aún. Una relación entre el factor calor y el factor humedad puede existir que pueda aportar bases racionales para lograrlo. Una cosa así no ha sido descubierta todavía.

Hay una alentadora esperanza que esta clasificación climática, elaborada ~~independientemente~~ de otros factores geográficos tales como la vegetación, suelos, y uso de la tierra, pueda proporcionar la llave de su distribución geográfica.

El proceso de formación de los suelos está relacionado con el exceso de agua y con la deficiencia de agua; de la misma manera los están los regímenes hidrológicos y los sistemas de drenaje. El problema del origen de las praderas puede encontrar su solución en un análisis de la presencia anual del exceso de agua y de la deficiencia de agua. Además, mucho puede aprenderse considerando la productividad del suelo y el mejor empleo de la tierra a través de un estudio de la cantidad y de la frecuencia de la deficiencia de agua. Finalmente, tenemos una mejor comprensión, más que nunca ante las cualidades de un clima, cuando podemos comparar la evapotranspiración potencial con la precipitación a través del año.

A P E N D I C E I .

DETERMINACION DE LA EVAPOTRANSPIRACION POTENCIAL .

La relación entre la media térmica mensual y la evapotranspiración ajustada a un mes patrón de 30 días , teniendo una posible luz solar de 12 horas en cuatro áreas seleccionadas , se muestra en la figura 11. La relación en cada área dentro de la gama de temperatura que se considera , aparece expresada por una ecuación de la forma

$$e = ct^a \quad ( 8 )$$

donde e es la evapotranspiración en centímetros y t es la temperatura media mensual en grados centígrados. De estas observaciones se deduce que no hay una relación simple entre la evapotranspiración mensual y la temperatura media mensual.

Los coeficientes c y a varían de un lugar a otro. Así , una ecuación de coeficientes derivados de observaciones hechas en un clima cálido no da valores correctos de evapotranspiración potencial para un área de clima frío y vice-versa. En la figura 12 , las líneas muestran una relación entre temperatura y evapotranspiración en varias áreas que tienden a converger donde la evapotranspiración es de 13,5 centímetros y la temperatura es 26,5 ° C.

En las temperaturas más bajas hay una divergencia creciente con la evapotranspiración potencial.

En una ecuación general las constantes c y a deben estar acondicionadas para hacerla variar con un factor que sea pequeño en climas fríos y amplio en climas cálidos. La temperatura media anual no es satisfactoria debido a que en algunos lugares aparece afectada por temperaturas bajo el punto de congelación . Una ecuación especial se ha preparado con este objeto:

$$\text{un índice mensual se obtiene de la ecuación } i = \left( \frac{t}{5} \right)^{1.514} .$$

La suma de los 12 valores mensuales da un índice de calor apropiado, que llamaremos I . Mientras este índice varía de 0 al 60 , el exponente a en la ecuación de arriba varía de 0 a 4,25.

La relación entre los dos está estrechamente aproximada por la expresión:

$$a = 0,000000675 \times I^3 - 0,0000771 \times I^2 + 0,01792 \times I + 0,49239 . \quad ( 9 )$$

El coeficiente c en la ecuación nº 8 varía inversamente con I. De estas relaciones se obtiene una ecuación para la evapotranspiración potencial:

$$e = 1,6 \left( 10 \frac{t}{I} \right)^a \quad ( 10 )$$

en la cual a tiene el valor dado en la ecuación número 9.

La fórmula da un valor desajustado de la evapotranspiración potencial. Puesto que el número de días en un mes varía de 28 a 31 ( cerca del 11 % ) y el número de horas en el día entre la salida y puesta del sol, que es cuando se produce la evapotranspiración , varía con la estación y con la latitud, se hace necesario reducir o aumentar la razón desajustada por un factor que varíe con el mes y con la latitud.

Este desarrollo matemático está lejos de lo satisfactorio., es empírico y la ecuación general no coincide con la ley de crecimiento recién desa-

rrollada. Además, la ecuación está totalmente desprovista de elegancia matemática. Es muy complicada, y sin nomogramas y tablas que ayuden a hacer los cálculos, se hace prácticamente impracticable. El principal obstáculo que actualmente se presenta para el desarrollo de una ecuación racional, es la falta de comprensión de por qué la evapotranspiración potencial que corresponde a una temperatura dada, no es la misma en cualquier lugar.

Hasta hoy esta materia no ha podido tratarse por medio de un método racional conveniente. Pese a la falta de una fundamentación teórica, este método hace posible lograr valores de la evapotranspiración potencial que son aproximadamente correctos y que nos da aspectos nuevos en los problemas de la clasificación de los climas.

Para determinar la evapotranspiración potencial, es preciso disponer de las medias mensuales de temperatura y conocer la latitud de la estación. Se suceden tres pasos en la computación, los cuales se dan mediante el uso de un nomograma y de tablas.

El primer paso consiste en calcular el Índice Térmico  $I$ , la tabla IV da mensualmente los valores de  $i$ , que corresponden a las temperaturas medias mensuales. La sumatoria de los doce valores mensuales da el índice  $I$ .

El paso siguiente consiste en determinar los valores no ajustados de la evapotranspiración del nomograma de la figura 13 (28). Puesto que hay una relación lineal entre el logaritmo de la temperatura y el logaritmo de la evapotranspiración potencial no ajustada, la línea recta del nomograma define la relación. Todas las líneas pasan a través de un punto de convergencia en  $t = 26,5^{\circ}\text{C}$  y  $PE = 13,5$  cm. La gradiente de la línea es determinada por el índice térmico de la estación. Por ejemplo, el índice térmico de Brevard, North Carline, es de 5600 y la línea graduada en el nomograma representa la relación entre la evapotranspiración potencial y la temperatura en el lugar considerado. A la temperatura media de  $10^{\circ}\text{C}$  ( $50^{\circ}\text{F}$ ), la evapotranspiración potencial desajustada es 3,6 centímetros. (29). Conociendo el índice  $I$  de la estación, se coloca una regla en la posición adecuada sobre el nomograma y se lee la evapotranspiración correspondiente a la temperatura media del mes.

El nomograma se usa sólo cuando la temperatura es de  $26,5^{\circ}\text{C}$  o menos (la tabla anexa da la evapotranspiración potencial correspondiente a temperaturas mayores) Los doce valores se obtienen para 12 meses. Hay valores desajustados para meses de 30 días de 12 horas de duración cada uno.

Finalmente, estos valores de la evapotranspiración potencial se ajustan a la longitud de los días y meses.

La tabla V contiene los factores de corrección por los cuales debe multiplicarse la evapotranspiración potencial desajustada de cada mes. Las correcciones deben ser apropiadas a la latitud de la estación. El factor de corrección para los  $50^{\circ}$  de latitud Norte deberá usarse para todas las estaciones de más al Norte. La misma limitación se aplica para el Hemisferio Sur. La evapotranspiración potencial está en centímetros. La suma de los doce valores mensuales da la evapotranspiración potencial anual en centímetros. La computación para

( 28 ) Se ha preparado una tabla para este paso, pero es demasiado larga para publicarla aquí. Será incluida en el archivo de la Sociedad Geográfica Americana.

( 29 ) Se agrega una tabla donde se hallan estos valores.

Brevard, North Carolina, es como sigue :

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	año
Temp. ° C	0,9	1,1	4,7	9,2	13,3	17,3	18,8	18,4	15,1	10,3	4,7	1,2	9,7
Indice I	0,07	0,1	0,91	2,52	4,40	6,55	7,43	7,19	5,87	2,99	0,91	0,12	36,06
E T p desaj.	0,2	0,4	2,0	4,2	6,3	8,4	9,2	9,0	7,2	4,7	1,9	6,4	
E t p ajust	0,2	0,3	2,1	4,6	7,6	10,2	11,4	10,4	7,4	4,6	1,6	0,3	60,7



PROMEDIO POSIBLE DE DURACION DE LA LUZ SOLAR EN LOS HEMISFERIOS NORTE Y SUR  
 EXPRESADOS EN UNIDADES DE 30 DIAS DE 12 HORAS C/U.  
 ( EN GRADOS LATITUD )

Lat. N.	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
0	1.04	.94	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04
5	1.02	.93	1.03	1.02	1.06	1.03	1.06	1.05	1.01	1.03	.99	1.02
10	1.00	.91	1.03	1.03	1.08	1.06	1.08	1.07	1.02	1.02	.98	.99
15	.97	.91	1.03	1.04	1.11	1.08	1.12	1.08	1.02	1.01	.95	.97
20	.95	.90	1.03	1.05	1.13	1.11	1.14	1.11	1.02	1.00	.93	.94
25	.93	.89	1.03	1.06	1.15	1.14	1.17	1.12	1.02	.99	.91	.91
26	.92	.88	1.03	1.06	1.15	1.15	1.17	1.12	1.02	.99	.91	.91
27	.92	.88	1.03	1.07	1.16	1.15	1.18	1.13	1.02	.99	.90	.90
28	.91	.88	1.03	1.07	1.16	1.16	1.18	1.13	1.02	.98	.90	.90
29	.91	.87	1.03	1.07	1.17	1.16	1.19	1.13	1.03	.98	.90	.89
30	.90	.87	1.03	1.08	1.18	1.17	1.20	1.14	1.03	.98	.89	.88
31	.90	.87	1.03	1.08	1.18	1.18	1.20	1.14	1.03	.98	.89	.88
32	.89	.86	1.03	1.08	1.19	1.19	1.21	1.15	1.03	.98	.88	.87
33	.88	.86	1.03	1.09	1.19	1.20	1.22	1.15	1.03	.97	.88	.86
34	.88	.85	1.03	1.09	1.20	1.20	1.22	1.16	1.03	.97	.87	.86
35	.87	.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	1.03	.97	.86	.85
36	.87	.85	1.03	1.10	1.21	1.22	1.24	1.16	1.03	.97	.86	.84
37	.86	.84	1.03	1.10	1.22	1.23	1.25	1.17	1.03	.97	.85	.83
38	.85	.84	1.03	1.10	1.23	1.24	1.25	1.17	1.04	.96	.84	.83
39	.85	.84	1.03	1.11	1.23	1.24	1.26	1.18	1.04	.96	.84	.82
40	.84	.83	1.03	1.11	1.24	1.25	1.27	1.18	1.04	.96	.83	.81
41	.83	.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	.96	.82	.80
42	.82	.83	1.03	1.12	1.26	1.27	1.28	1.19	1.04	.95	.82	.79
43	.81	.82	1.02	1.12	1.26	1.28	1.29	1.20	1.04	.95	.81	.77
44	.81	.82	1.02	1.13	1.27	1.29	1.30	1.20	1.04	.95	.80	.76
45	.80	.81	1.02	1.13	1.28	1.29	1.31	1.21	1.04	.94	.79	.75
46	.79	.81	1.02	1.13	1.29	1.31	1.32	1.22	1.04	.94	.79	.74
47	.77	.80	1.02	1.14	1.30	1.32	1.33	1.22	1.04	.93	.78	.73
48	.76	.80	1.02	1.14	1.31	1.33	1.34	1.23	1.05	.93	.77	.72
49	.75	.79	1.02	1.14	1.32	1.34	1.35	1.24	1.05	.93	.76	.71
50	.74	.78	1.02	1.15	1.33	1.36	1.37	1.25	1.06	.92	.76	.70
Lat. S.												
5	1.06	.95	1.04	1.00	1.02	.99	1.02	1.03	1.00	1.05	1.03	1.06
10	1.08	.97	1.05	.99	1.01	.96	1.00	1.01	1.00	1.06	1.05	1.10
15	1.12	.98	1.05	.98	.98	.94	.97	1.00	1.00	1.07	1.07	1.12
20	1.14	1.00	1.05	.98	.96	.91	.95	.99	1.00	1.08	1.09	1.15
25	1.17	1.01	1.05	.96	.94	.88	.93	.98	1.00	1.10	1.11	1.18
30	1.20	1.03	1.06	.95	.92	.85	.90	.96	1.00	1.12	1.14	1.21
35	1.23	1.04	1.06	.94	.89	.82	.87	.94	1.00	1.13	1.17	1.25
40	1.27	1.06	1.07	.93	.86	.78	.84	.92	1.00	1.15	1.20	1.29
42	1.28	1.07	1.07	.92	.85	.76	.82	.92	1.00	1.16	1.22	1.31
44	1.30	1.08	1.07	.92	.83	.74	.81	.91	.99	1.17	1.23	1.33
46	1.32	1.10	1.07	.91	.82	.72	.79	.90	.99	1.17	1.25	1.35
48	1.34	1.11	1.08	.90	.80	.70	.76	.89	.99	1.18	1.26	1.36
50	1.37	1.12	1.08	.89	.77	.67	.74	.88	.99	1.19	1.29	1.91

TABLA PARA INDICE 4 -EVAPOTRANSPIRACION POTENCIAL

Tº C	.0	.1	.2	.3	.4	.5	.6	.7	.8	.9
0			.01	.02	.02	.03	.04	.05	.06	.07
1	.09	.10	.12	.13	.15	.16	.18	.20	.21	.23
2	.25	.27	.29	.31	.33	.35	.37	.39	.42	.44
3	.46	.48	.51	.53	.56	.58	.61	.63	.66	.69
4	.71	.74	.77	.80	.82	.85	.88	.91	.94	.97
5	1.00	1.03	1.08	1.09	1.12	1.16	1.19	1.22	1.25	1.29
6	1.32	1.35	1.39	1.42	1.45	1.49	1.52	1.56	1.59	1.63
7	1.66	1.70	1.74	1.77	1.81	1.85	1.89	1.92	1.96	2.00
8	2.04	2.08	2.12	2.15	2.19	2.23	2.27	2.31	2.35	2.39
9	2.44	2.48	2.52	2.56	2.60	2.64	2.69	2.73	2.77	2.81
10	2.86	2.90	2.94	2.99	3.03	3.08	3.12	3.16	3.21	3.25
11	3.30	3.34	3.39	3.44	3.48	3.53	3.58	3.62	3.67	3.72
12	3.76	3.81	3.86	3.91	3.96	4.00	4.05	4.10	4.15	4.20
13	4.25	4.30	4.35	4.40	4.45	4.50	4.55	4.60	4.65	4.70
14	4.75	4.81	4.86	4.91	4.96	5.01	5.07	5.12	5.17	5.22
15	5.28	5.33	5.38	5.44	5.49	5.55	5.60	5.65	5.71	5.76
16	5.82	5.87	5.93	5.98	6.04	6.10	6.15	6.21	6.26	6.32
17	6.38	6.44	6.49	6.55	6.61	6.66	6.72	6.78	6.84	6.90
18	6.95	7.01	7.07	7.13	7.19	7.25	7.31	7.37	7.43	7.49
19	7.55	7.61	7.67	7.73	7.79	7.85	7.91	7.97	8.03	8.10
20	8.16	8.22	8.28	8.34	8.41	8.47	8.53	8.59	8.66	8.72
21	8.78	8.85	8.91	8.97	9.04	9.10	9.17	9.23	9.29	9.36
22	9.42	9.49	9.55	9.62	9.68	9.75	9.82	9.88	9.95	10.01
23	10.08	10.15	10.21	10.28	10.35	10.41	10.48	10.55	10.62	10.68
24	10.75	10.82	10.89	10.95	11.02	11.09	11.16	11.23	11.30	11.37
25	11.44	11.50	11.57	11.64	11.71	11.78	11.85	11.92	11.99	12.06
26	12.13	12.21	12.28	12.35	12.42	12.49	12.56	12.63	12.70	12.78
27	12.85	12.92	12.99	13.07	13.14	13.21	13.28	13.36	13.43	13.50
28	13.58	13.65	13.62	13.80	13.87	13.94	14.02	14.09	14.17	14.24
29	14.32	14.39	14.47	14.54	14.62	14.69	14.77	14.84	14.92	14.99
30	15.07	15.15	15.22	15.30	15.38	15.45	15.53	15.61	15.78	15.76
31	15.84	15.92	15.99	16.07	16.15	16.23	16.30	16.38	16.46	16.54
32	16.62	16.70	16.78	16.85	16.93	17.01	17.09	17.17	17.25	17.33
33	17.41	17.49	17.57	17.65	17.73	17.81	17.89	17.97	18.05	18.13
34	18.22	18.30	18.38	18.46	18.54	18.62	18.70	18.79	18.87	18.95
35	19.03	19.11	19.20	19.28	19.36	19.45	19.53	19.61	19.69	19.78
36	19.86	19.95	20.03	20.11	20.20	20.28	20.36	20.45	20.53	20.62
37	20.70	20.79	20.87	20.96	21.04	21.13	21.21	21.30	21.38	21.47
38	21.56	21.64	21.73	21.81	21.90	21.99	22.07	22.16	22.25	22.33
39	22.42	22.51	22.59	22.68	22.77	22.86	22.95	23.03	23.12	23.21
40	23.30									

( SOURCE IS THORNTON ).

TABLA PARA DETERMINAR LOS VALORES NO AJUSTADOS DE EVAPOTRANSPIRACION POTENCIAL  
A PARTIR DE UN MONOGRAMA.

(según THORNTHWAITE)

Tº C.	PE
26.5	13.50
27.0	13.95
27.5	14.37
28.0	14.78
28.5	15.17
29.0	15.54
29.5	15.89
30.0	16.21
30.5	16.52
31.0	16.80
31.5	17.07
32.0	17.31
32.5	17.53
33.0	17.72
33.5	17.90
34.0	18.05
34.5	18.18
35.0	18.29
35.5	18.37
36.0	18.43
36.5	18.47
37.0	18.49
37.5	18.50
38.0	18.50

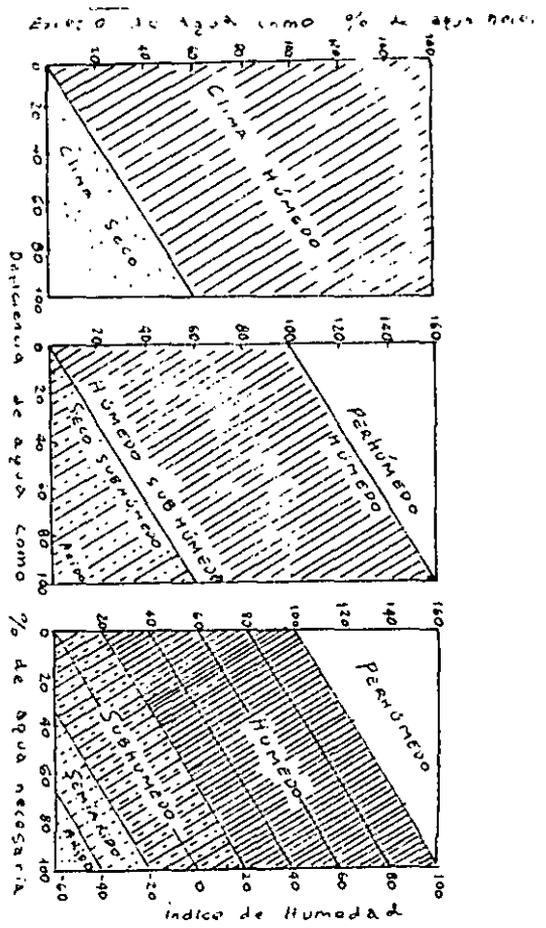


Fig. 7 - Determinación de las zonas de exceso y deficiencia de agua.

Fig. 12 - NOMOGRAMA PARA DETERMINAR EL POTENCIAL DE EVAPOTRANSPIRACION POTENCIAL EN CM.

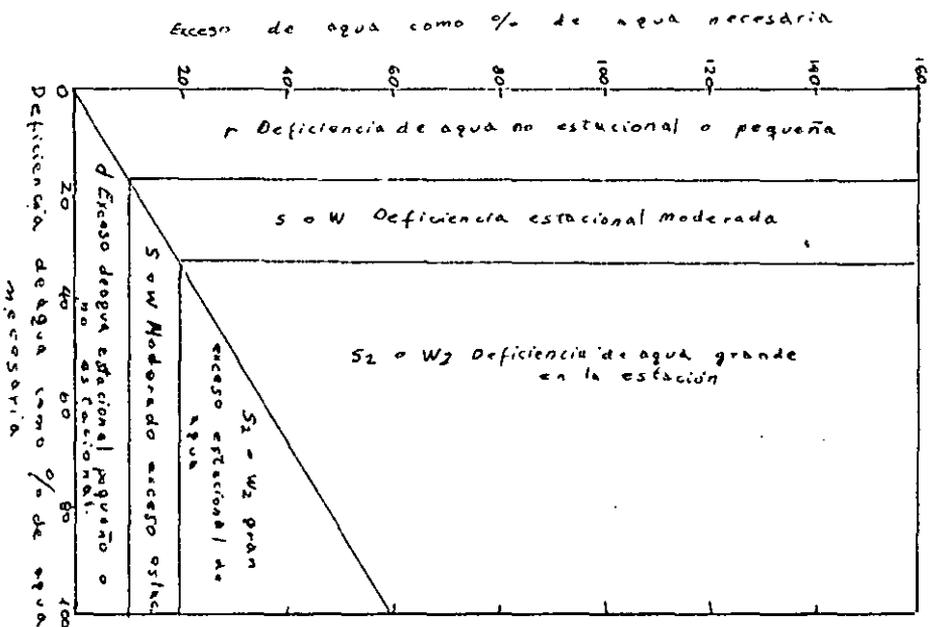
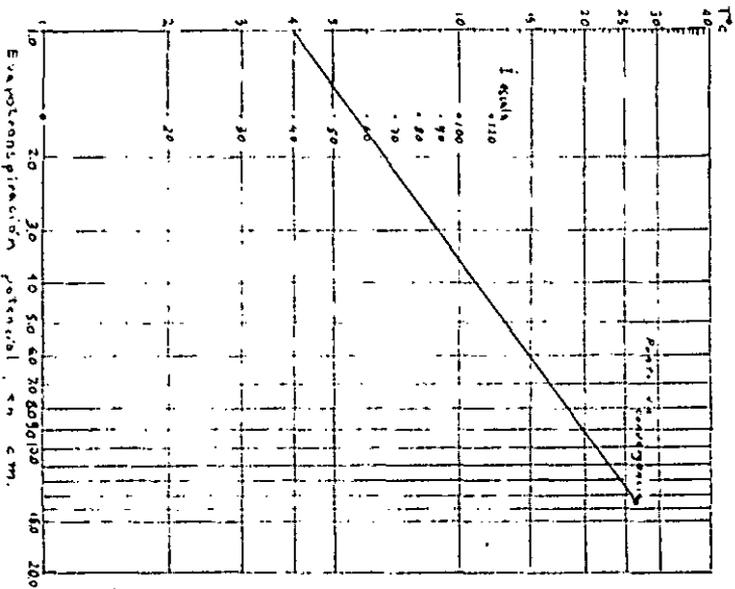


Fig. 8 - NOMOGRAMA PARA DETERMINAR EL RENDIMIENTO ESTACIONAL DE HUMEDAD.