III.3. INFILTRACION

El análisis de la infiltración en el ciclo hidrológico es de importancia básica en la relación entre la precipitación y el escurrimiento, por lo que a continuación se introducen los conceptos que la definen, los factores que la afectan, los métodos que se usan para medirla y el cálculo de dicha componente en grandes cuencas.

III.3.1. Definición.

La infiltración es el proceso por el cual el agua penetra desde la superficie del terreno hacia el suelo. En una primera etapa satisface la deficiencia de humedad del suelo en una zona cercana a la superficie, y posteriormente superado cierto nivel de humedad, pasa a formar parte del agua subterránea, saturando los espacios vacíos.

III.3.2. Capacidad de infiltración.

Se denomina capacidad de infiltración a la cantidad máxima de agua que puede absorber un suelo en determinadas condiciones, valor que es variable en el tiempo en función de la humedad del suelo, el material que conforma al suelo, y la mayor o menor compactación que tiene el mismo.

Factores que afectan la capacidad de infiltración: Influyen en el proceso de infiltración: entrada superficial, transmisión a través del suelo, capacidad de almacenamiento del suelo, características del medio permeable, y características del fluido.

Entrada superficial: La superficie del suelo puede estar cerrada por la acumulación de partículas que impidan, o retrasen la entrada de agua al suelo.

Transmisión a través del suelo: El agua no puede continuar entrando en el suelo con mayor rapidez que la de su transmisión hacia abajo, dependiendo de los distintos estratos.

Acumulación en la capacidad de almacenamiento: El almacenamiento disponible depende de la porosidad, espesor del horizonte y cantidad de humedad existente.

Características del medio permeable: La capacidad de infiltración está relacionada con el tamaño del poro y su distribución, el tipo de suelo –arenoso, arcilloso-, la vegetación, la estructura y capas de suelos.

Características del fluido: La contaminación del agua infiltrada por partículas finas o coloides, la temperatura y viscosidad del fluido, y la cantidad de sales que lleva.

III.3.3. Ensayos de la infiltración.

Los métodos para medir la infiltración se dividen en métodos directos e indirectos.

Métodos directos: Valorar la cantidad de agua infiltrada sobre una superficie de suelo:

1. **Lisímetros**: Es un depósito enterrado, de paredes verticales, abierto en su parte superior y relleno del terreno que se quiere estudiar. La superficie del suelo está sometida a los agentes atmosféricos y recibe las precipitaciones naturales. El agua de drenaje es medida, al igual que la humedad y la temperatura del suelo a diferentes profundidades. Los inconvenientes son la necesidad de períodos largos, la reconstrucción del suelo no es adecuada ya que no se reproduce exactamente igual el proceso que el mismo sufrió debido al accionar de la naturaleza y el hombre.

2. **Simuladores de lluvia:** Aplican agua en forma constante reproduciendo lo más fielmente el acontecer de la precipitación. Las gotas son del tamaño de las de la lluvia y tienen una energía de impacto similar, comparándose los efectos. Varían en tamaño, cantidad de agua necesaria y método de medición. El área de lluvia es variable entre 0,1 m^2 y 40 m^2. La diferencia entre precipitación y escorrentía representa la valoración del volumen infiltrado.

3. **Infiltrómetros:** Para realizar el ensayo de infiltración en el campo se utiliza el infiltrómetro. Es un aparato sencillo, de uno o dos tubos de chapa de diámetro fijo. Se clava en el suelo a una profundidad variable, se le agrega una cierta cantidad de agua y se observa el tiempo que tarda en infiltrarse.

Tubos: Es un tubo de cilíndrico de 0,20 a 0,25 cm de diámetro y un alto de 0,60 m, que se hinca en el suelo, midiéndose el descenso del agua, con el principal inconveniente que el agua infiltrada por el círculo del fondo, en las zonas del suelo a los lados del aparato participan también en la infiltración; dando medidas superiores a la realidad.

Infiltrómetros: Son dos anillos concéntricos, usándose el interior, de 23 cm. de diámetro para determinar la velocidad de infiltración, mientras que el exterior de 35 cm se inunda a las mismas profundidades para disminuir los efectos de frontera en el anillo interior. Los anillos se insertan en el suelo a la profundidad mínima necesaria para evitar las fugas de los mismos. La medición es menor que la anterior y más concordante con la capacidad real del suelo.

El método de Muntz trabaja con los mismos anillos pero cambia la forma de medir: junto al cilindro interior se entierra una punta, colocándose una determinada cantidad de agua por encima y repitiendo la medición en intervalos de tiempo y descenso del agua.

Los principales inconvenientes, aparte del carácter local de la experiencia, son que el suelo se modifica al clavar el tubo, y no hay efectos de compactación, ni de arrastre de finos, ni del aire.

Se aclara que el terreno no es preparado para el ensayo de infiltración, si no que se hace sobre el terreno natural. Como la medición varía según el estado de humedad inicial existente al momento del ensayo, deben realizarse una serie de ensayos para distintos grados de humedad.

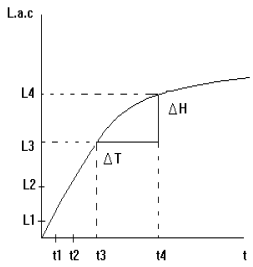
Métodos indirectos: Se determina la capacidad de infiltración considerando una cuenca perfectamente controlada, con datos precisos de precipitación, evaporación y escorrentía, se puede determinar la infiltración.

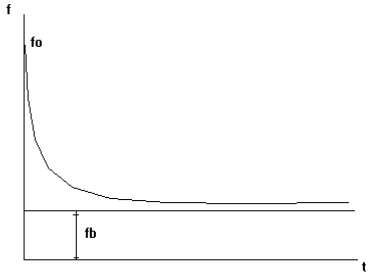
Ensayo de infiltración: Los ensayos de infiltración permiten conocer la variación de la capacidad de infiltración en función del tiempo, decreciente a medida que transcurre el mismo.

Los ensayos más simples y difundidos son los que se desarrollan con los anillos concéntricos. Los datos obtenidos de campo se vuelcan en una planilla registrándose las distintas alturas de agua y los tiempos correspondientes. Los intervalos de tiempo dependen del suelo donde se hace la medición. Con los datos de altura y tiempo se obtienen los deltas de ambos.

La capacidad de infiltración se obtiene haciendo el cociente entre cantidad de agua infiltrada y el intervalo de tiempo: f = Variación altura / Variación de tiempo.

Se obtienen dos curvas: De lámina acumulada, y la curva de capacidad de infiltración, ambas en función del tiempo:





Ecuación de Horton: Desarrolló una ecuación matemática para definir la curva de capacidad de infiltración: $f = fo + (fo - fb)\, e^{-K * t}$

Donde: fo: Capacidad de infiltración inicial ó máxima.
fb: Capacidad de infiltración básica ó mínima.
K: Constante de decaimiento.
t: Tiempo desde el inicio del ensayo.

Los valores de fo, fb y K están asociados a los suelos y a su cubierta vegetal. Se determina fo en suelo completamente seco y fb en suelo totalmente saturado.

El **postulado de Horton** establece que la curva que representa la capacidad de infiltración se manifiesta de esa manera, solo y solo si la intensidad de precipitación es mayor que la capacidad de infiltración del suelo analizado. Este principio o postulado es debidamente respetado en el ensayo de infiltración de doble anillo, porque siempre hay agua en superficie que satisface la capacidad de absorción que tiene el suelo en su grado máximo o potencial, cualquiera sea el tiempo que transcurre desde el inicio del ensayo.

III.3.4. Estudio de infiltración: tasa, intercepción, lluvia efectiva, eficaz y neta.

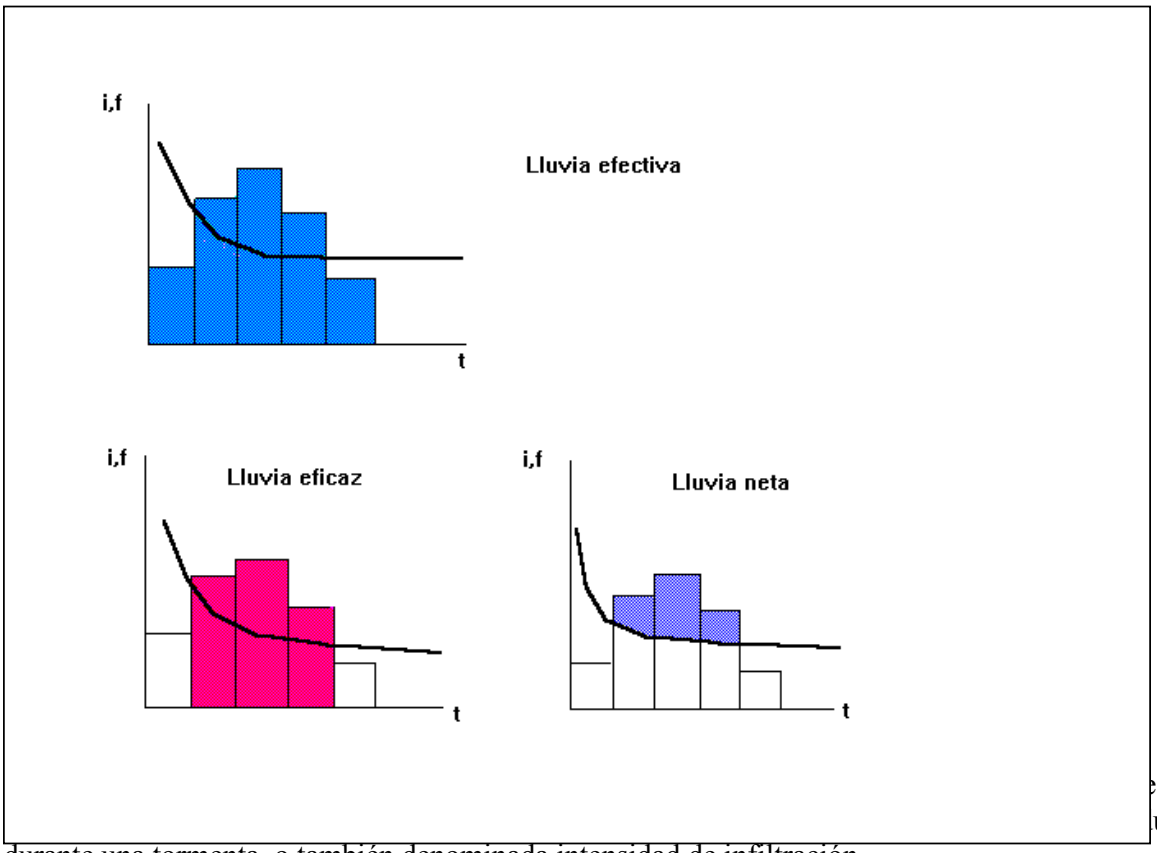
Si se establece un balance hídrico para una tormenta queda la siguiente expresión:

$$P = I + F + S + Q$$

P representa la precipitación total, I es la intercepción por parte de la vegetación que impide que la lluvia alcance el suelo. Se denomina **intercepción total** a todo el agua de precipitación que es detenida por el follaje vegetal. Una parte mínima se evapora y regresa a la atmósfera, que se conoce como **intercepción efectiva**. La infiltración F es toda el agua que traspasa la superficie del suelo. Otra parte del agua S, queda en depósitos superficiales, concavidades del terreno. Q es la escorrentía superficial, que va a ir a parar a los cauces directamente. La relación entre la capacidad de infiltración y la intensidad de precipitación define los siguientes conceptos.

Lluvia efectiva: Es la precipitación que llega al suelo, descontado la intercepción efectiva.
Lluvia eficaz: Es la precipitación que está en condiciones de generar escurrimiento superficial, y ocurre cuando la intensidad de precipitación es mayor que la capacidad de infiltración durante el desarrollo de una tormenta.

Lluvia neta o en exceso: Es la parte de la lluvia eficaz que efectivamente produce escurrimiento en forma directa.



en
uce
durante una tormenta, o también denominada intensidad de infiltración.

III.3.5. Ajuste temporal de la curva capacidad de Infiltración.

La metodología de ajuste gráfico de la curva de infiltración – tiempo se usa cuando la intensidad de precipitación es menor que la capacidad de infiltración, y no se cumple el postulado de Horton. Debe corregirse la curva potencial con la curva lámina acumulada que representa los volumenes acumulados e infiltrados en el suelo con velocidad de infiltración f. La metodología empleada se observa en el Práctico de la cátedra.

Como producto final del ajuste de la curva de capacidad de infiltración - tiempo, queda graficada la curva real de infiltración de acuerdo a las características particulares de la tormenta superpuesta. La parte del hietograma que queda por encima de la curva real de infiltración es la precipitación neta o en exceso que saldrá como escurrimiento directo en el punto de salida del área analizada. Se obtienen conjuntamente la precipitación efectiva, eficaz, neta e infiltrada, siendo ésta la precipitación que se ubica debajo de la curva f real - t.

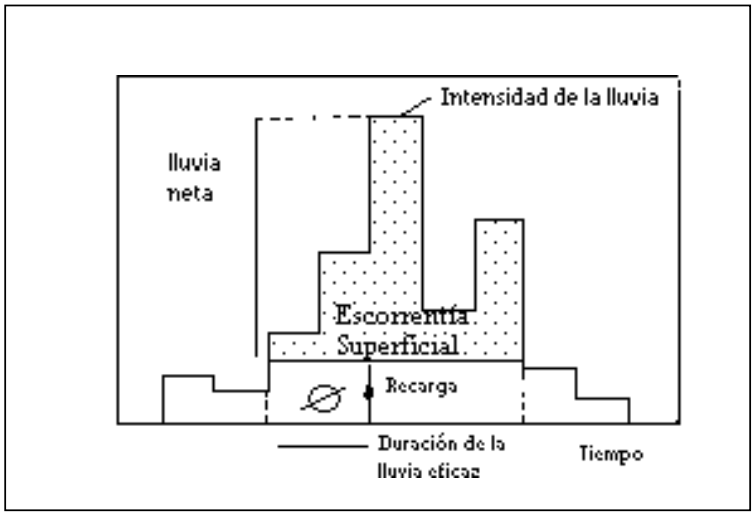
Los volumenes de escurrimiento directo y precipitación neta, llevados a unidades similares deben ser iguales. Este el modo que permite verificar si el trabajo de obtención de la curva real de infiltración y la precipitación neta, está bien realizada.

III.3.6. Capacidad de infiltración en grandes cuencas.

Las dificultades para calcular la infiltración en grandes cuencas ha conducido al empleo de diversos "índices de infiltración", que deben correlacionarse con los factores indicativos de las condiciones iniciales de humedad, y así calcular el hidrograma de una cuenca en una tormenta determinada.

Para hallar la capacidad de absorción media en una cuenca, se tiene que admitir 1°, que es uniforme en toda la cuenca; 2°, que la escorrentía sea también uniforme en toda ella; 3°, que la lluvia sea uniforme en su distribución espacial.

a) Indice de infiltración media ∅: Se admite que para una tormenta dada y en las condiciones iniciales que el valor de recarga de la cuenca es constante durante toda la duración de la tormenta. En el gráfico de la intensidad media de la lluvia en función del tiempo, el índice ∅ representa la intensidad media por encima de la cual todo excedente se transforma en escorrentía. Es claro que el índice ∅ integra, en forma excesivamente simplificada, la acción de la intercepción de los diversos almacenamientos superficiales y de la infiltración.



b) Infiltración media aparente (fam).

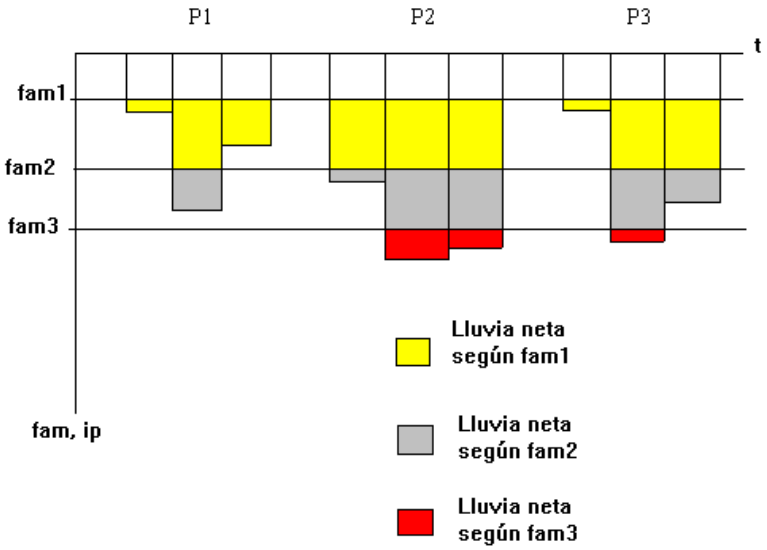
Para cuencas donde no se acepta que la intensidad de lluvia es uniforme en toda el área, Horton propone un criterio para calcular la capacidad de infiltración media fam, para una tormenta.

Este criterio supone la disponibilidad de registro de lluvia suficiente para representar su distribución satisfactoriamente, y que al menos uno de los registros se obtuvo a partir de un pluviógrafo. Esto implica estimar que la distribución de lluvia registrada en el pluviógrafo sea representativa de la distribución en toda la cuenca. Por otra parte, considera que el escurrimiento superficial es igual a la diferencia entre la precipitación y la infiltración que ocurre durante el periodo de la lluvia en exceso; o sea que se desprecia la infiltración antes y después de la lluvia en exceso. Entonces, el valor de fam, que se encuentra es tal que multiplicado por la duración de la lluvia en exceso y restado de la lluvia total para el mismo periodo, proporciona el escurrimiento superficial total.

Se suponen distintas alturas de lluvia y, a partir de la curva masa en porcentaje, se obtiene la variación respecto al tiempo. Se inventan capacidades de infiltración media y se deduce para cada altura de lluvia supuesta su correspondiente lluvia en exceso.

El procedimiento es el siguiente: 1) Se calcula el hietograma medio de una tormenta para una cuenca, contando con los datos pluviométricos de varias estaciones y al menos un pluviógrafo, de cuya curva masa se aplica la variación porcentual horaria a los datos pluviométricos; que permiten graficar un hietograma medio.

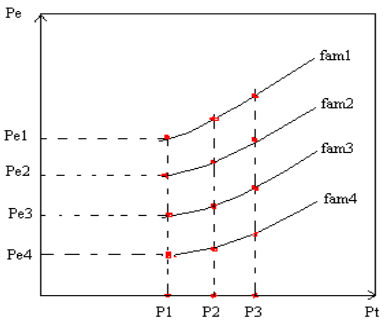
2) Se suponen distintos valores de fam tales como fam_1, fam_2, fam_3, etc.; al igual que montos totales de precipitación P_1, P_2, P_3, etc., con la distribución planteada de acuerdo al hietograma medio.



3) En un gráfico se representan los valores obtenidos con el eje vertical P neta y en abcisas P total.

4) Se grafican las curvas que unen puntos de P efectiva con P neta correspondiente, para un mismo valor de fam. Debe trabajarse con varios hietogramas que engloben el rango de variación de precipitación total media posible en la cuenca analizada.

La utilización del gráfico siguiente permite obtener un fam conociendo la P total y P neta, calculada ésta como escurrimiento directo en el punto de salida del área estudiada.



III.4.

El concepto central de la hidrología es el ciclo hidrológico, que es la circulación del agua desde los océanos a la atmósfera, de ésta a los continentes, para volver de nuevo a los océanos en forma de agua superficial o subterránea.

Definición de Balance Hídrico: Toda unidad hidrológica, sea una cuenca superficial o subterránea, recibe aportaciones de agua y descarga un volumen de agua, además de que contiene otra cantidad de agua variable. Estos tres elementos deben equilibrarse a lo largo de una determinada unidad de tiempo. La expresión cuantitativa de este equilibrio constituye el balance hídrico.

El balance hídrico se refiere siempre a una **unidad hidrológica** – cuenca- y a un intervalo de **tiempo.** El intervalo de tiempo puede ser cualquiera, pero lo normal son año hidrológico medio, un año o un número determinado de años, un mes, un número de días, un día e incluso el tiempo de duración de una tormenta.

Los elementos principales en un balance hídrico son:

- Precipitación: P
- Infiltración: I
- Evapotranspiración potencial y real: EVP - EVR
- Aportaciones o caudal de salida: A, Q
- Déficit de escurrimiento: D
- Variación de reservas: ΔR
- Almacenamiento en depresiones: S

La aportación o caudal se mide en las estaciones de aforo a la salida de la cuenca. El déficit de escurrimiento se calcula hallando la diferencia P - Q. Las variaciones de las reservas pueden calcularse directamente por los métodos conocidos, considerando tres niveles de reservas: superficiales, de humedad del suelo, y en las napas freáticas. El almacenamiento en depresiones S se calcula conociendo la superficie y los tirantes a través de la interpretación de fotografías aéreas y por reconocimiento de campo.

En general la precipitación y el caudal se miden, la evapotranspiración real y potencial se calculan con las fórmulas, y las variaciones de las reservas y la infiltración se calculan por la diferencia entre otros elementos del balance.

Balance hídrico de una cuenca: El término A tiene un interés mayor pues permite conocer la disponibilidad de agua en una zona, en un período determinado. La evaporación puede medirse al igual que la lluvia, llegando a una ecuación simplificada: P = A + E.

Los balances hídricos normales son los del año hidrológico, largo período de años y para una tormenta.

Balance para año hidrológico: Se empieza en un mes con las reservas de agua prácticamente nulas. El balance queda **P = Q + E +/- Variación de las reservas**.

Balance para un largo período de años: La ecuación es aplicable es **P = E + A**, ya que las variaciones de las reservas a lo largo de muchos años se compensan y tienden a una media, por lo que no participan en un balance.

Balance para una tormenta: Para el caso de períodos cortos como una tormenta o un día la ecuación de balance se transforma en **P = F + I + S + A**, donde F es la intercepción de la vegetación que posteriormente llega al suelo por goteo.

III.4.1. Déficit de escurrimiento, exceso y aportaciones.

El **déficit de escorrentía** medio anual D, es por definición la diferencia **D = P – A**, con la variación de las reservas nulas. Representa muy sensiblemente la evaporación total de la cuenca.

Los factores que afectan el déficit de escurrimiento anual son meteorológicos, geográficos, hidrogeológicos y biológicos. Los **factores meteorológicos** son las precipitaciones y la temperatura. Los **factores geográficos** son la localización geográfica de la cuenca y su morfología. En la localización geográfica interesa la latitud, la longitud y la altitud. Los **factores hidrogeológicos** son la permeabilidad de los terrenos y la profundidad de las aguas subterráneas. Los **factores biológicos** comprenden la cubierta vegetal y la acción del hombre.

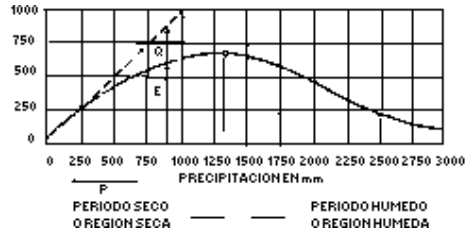
Cálculo de déficit de escurrimiento: El déficit de escurrimiento o evaporación, puede calcularse mediante fórmulas teniendo en cuenta dos variables: la temperatura media y la precipitación total. Por lo tanto E depende de P y de T.

Fórmula de Coutagne: Desprecia el efecto de la temperatura y considera sólo la precipitación: Entre las latitudes norte 60° y 30°, propone:

$D = 210 + 30 * T$ (para P = 800 mm. ± 20%)

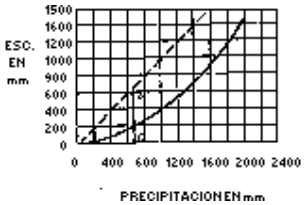
La relación fundamental de estos conceptos son las dos leyes básicas de la evaporación hidrológica: 1) La evaporación hidrológica aumenta hasta cierto límite, con la lluvia caída. 2) La evaporación hidrológica, a partir de este límite disminuye con la precipitación.

Cuando las precipitaciones son bajas, se tiene poca agua disponible para evaporar: la evaporación aumenta con la precipitación; una vez alcanzado cierto límite, ocurre lo contrario: cuanto más llueve, la atmósfera está en peores condiciones para evaporar y, a partir de este límite, la evaporación disminuye con la precipitación.



Se dice que una región es seca cuando la pluviometría se corresponde con la rama donde un aumento de precipitación, se corresponde a un aumento de la evaporación. Una región es húmeda cuando todos los años la precipitación está en la rama decreciente de la curva.

Esta curva se puede representar en otros ejes tomando P y A.



En esta representación de la Ley de Coutagne, con A como función de P, se puede asimilar el tramo inicial de la curva a una parábola, con una ecuación: $A = \alpha P^n$.

Según Becerril el exponente es 3/2, $Q = \alpha P^{3/2}$.

Los valores para α son: En regiones muy secas 0,003 a 0,010, en regiones pobres en lluvias 0,010 a 0,012, en regiones medias 0,012 a 0,014, con lluvias abundantes 0,014 a 0,018 y en regiones de lluvias muy abundantes 0,018 a 0,025.

Turc adapta a la familia de las curvas D = f (P, T), establecida a partir de las observaciones hechas en cuencas situadas en todos los climas del globo, con la expresión:

$D = P / \sqrt{(0,9 + P^2 / L^2)}$, con $L = 300 + 25\ T + 0,05\ T^3$, T la temperatura media anual.

Coeficiente de escorrentía: Se define como coeficiente de escorrentía al cociente entre el derrame o aportaciones y la precipitación: $C = A/P$

Es válido para una tormenta, un año hidrológico o un año hidrológico promedio. Es variable para cada tormenta, dependiendo del estado de humedad del suelo y el almacenamiento superficial.

En la región los valores del coeficiente alcanzan valores entre 0,01 y 0,25, para distintas cuencas.

III.4.2. Balance hídrico de Thornthwaite.

El balance hídrico de Thornthwaite para una cuenca trabaja con años hidrológicos típicos: húmedo, medio y seco; con un paso de tiempo mensual. Tiene como datos a la precipitación y a la evapotranspiración potencial, y trabaja con un solo nivel de reservorio, ubicado como almacenamiento de agua en el perfil del suelo.

El funcionamiento del balance analiza la relación entre P y E, siendo E la evapotranspiración potencial. En el cotejo entre ambas pueden presentarse dos situaciones: P > EVP ó P < EVP. Si la precipitación satisfizo a la evapotranspiración potencial aparece un sobrante de agua que se dirige hacia el almacenamiento del suelo, apareciendo una variación de almacenamiento positiva.

La otra alternativa es cuando la P no satisface a la EVP, entonces el modelo funciona suministrando agua del reservorio hacia la evapotranspiración. Este reservorio tiene dos valores límites, 0 y almacenamiento máximo. La cantidad de agua almacenada en el suelo hasta su saturación depende de la profundidad radicular; con valores entre 50 y 300 mm.

En el almacenamiento del suelo surgen dos alternativas: a) Cuando el reservorio llega a su capacidad máxima, el sobrante aparece en la superficie como exceso. Si la precipitación mensual es inferior a la evapotranspiración potencial mensual, el déficit de la precipitación es satisfecho por esa reserva y EVP = EVR. Si la reserva del suelo es insuficiente la evapotranspiración real queda ligada a las precipitaciones, la reserva del suelo se agota y aparece el déficit, EVR = EVP - déficit.

Thornthwaite considera el balance hídrico anual como un ciclo cerrado y continuo a partir del mes elegido para el inicio del mismo, siendo cerrado porque está contenido exclusivamente dentro del año típico analizado, y continuo porque calcula el balance mes a mes, sucesivamente. La elección del mes de comienzo, que puede ser cualquiera, se basa en dos criterios, uno general y otro particular. El primero indica que se comienza en el mes siguiente al del período continuo con mayor valor negativo de la relación (P - EVP), en cuyo caso la reserva de agua útil al principio de ese mes de inicio es 0. El criterio particular toma como mes de inicio al siguiente al del período continuo con mayor valor positivo de la expresión (P - EVP), si y solo si se tiene la certeza que esos valores acumulados son mayores que el almacenamiento máximo del suelo y en tal caso la reserva comienza con dicho valor.

Para aplicarlo se propone la siguiente tabla:

Meses	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Precipitación												
Evap. potencial (EVP)												
P - EVP												
Variación de almacenamiento ($\pm\Delta R$)												
Almacenamiento de agua útil (R)												
Exceso (e)												
Déficit (d)												
Aportaciones (a)												
Evapotranspiración real (EVR)												

Todos los valores son en milímetros. Las aportaciones son calculadas en base a los excesos, considerando Thornthwaite un coeficiente de escorrentía igual a 0.5, o sea el 50% del exceso escurre o aporta a la salida de la cuenca en ese mes, y el 50% restante queda como exceso para ser transportado en la misma proporción en los meses siguientes.

Es un método que sirve para evaluaciones preliminares, no pudiéndose ser usado como herramienta de diseño.

Bibliografía:

Rafael HERAS: “Manual de Hidrología”. Centro de Estudios Hidrográficos. Madrid.1970.
Rolando SPRINGALL: “Hidrología”. Universidad Autónoma de México. 1976.
Emilio CUSTODIO - Manual Llamas: “Hidrología Subterránea”. Ediciones Omega. Barcelona. (España). 1983.