

HIDROLOGÍA APLICADA

TEMA 4. INFILTRACIÓN Y HUMEDAD DEL SUELO



Estilita Ruiz Romera
Miren Martínez Santos

TEMA 4. INFILTRACIÓN Y HUMEDAD DEL SUELO

La infiltración se define como el proceso por el cual el agua circula a través del perfil del suelo (desde la superficie terrestre hacia abajo) reponiendo la humedad del suelo, recargando los acuíferos y manteniendo el caudal de los ríos durante los periodos de estiaje. Este concepto hay que distinguirlo del de percolación, que es el movimiento del agua dentro del suelo.

En el proceso de infiltración se pueden distinguir tres fases:

a) *Intercambio*. Se presenta en la parte superior del suelo, donde el agua puede retornar a la atmósfera por medio de la evaporación debido al movimiento capilar o por medio de la transpiración de las plantas.

b) *Transmisión*. Ocurre cuando la acción de la gravedad supera a la de la capilaridad y obliga al agua a deslizarse verticalmente hasta encontrar una capa impermeable.

c) *Circulación*. Se presenta cuando el agua se acumula en el subsuelo debido a la presencia de una capa impermeable y empieza a circular por la acción de la gravedad, obedeciendo las leyes del escurrimiento subterráneo.

Capacidad de infiltración

Debe distinguirse entre:

- "**tasa de infiltración**", o flujo de agua que penetra en el suelo por unidad de tiempo y
- "**capacidad de infiltración**" del suelo, que representa la tasa de infiltración que podría darse si no existiera limitación de aporte de agua superficial.

De tal manera que si el aporte es mayor que la capacidad de infiltración, la tasa de infiltración sería igual a la capacidad de infiltración y se producirá una acumulación de agua en la superficie que daría lugar a la escorrentía superficial.

La capacidad de infiltración se define como el nivel máximo de agua que un suelo puede absorber dependiendo de sus propiedades físicas y del estado de humedad antecedente a la precipitación. Se mide por la altura de agua que se infiltra, expresada en mm/hora. En la década de los años treinta, los trabajos de Horton en infiltración dominan el pensamiento hidrológico ya que conociendo la precipitación y la capacidad de infiltración de un suelo en un momento dado se puede determinar la escorrentía superficial.

4.1. Factores que afectan a la capacidad de infiltración

El agua, para infiltrarse, debe penetrar a través de la superficie del terreno y circular a través de él. Se puede considerar dos grupos de factores que influyen en el proceso:

- Características del terreno o medio permeable.
- Características del fluido que se infiltra.

4.1.1. Características del terreno o medio permeable

Dentro de este apartado nos encontraríamos con dos grupos: las **propiedades del suelo** y las **condiciones del suelo**.

- **Propiedades del suelo**

Entre las propiedades del suelo que afectan a la infiltración encontraríamos la textura (las texturas más gruesas normalmente permiten una mayor infiltración), el tipo de arcilla, la estructura del suelo (formación de agregados) y el contenido de materia orgánica. El suelo se estructura en diferentes horizontes o capas, de manera que la capa superficial u horizonte A presenta un contenido en materia orgánica superior al de los horizontes subyacentes. Este horizonte posee propiedades asociadas al manejo del suelo, como son la labranza, el tipo de vegetación o cultivo y la rotación. Los horizontes subyacentes poseen un menor contenido de materia orgánica.

- **Condiciones del suelo**

Además de un conocimiento general del tipo de suelo, en muchas ocasiones también se requiere un conocimiento más específico de las propiedades físicas, químicas y biológicas del suelo. Entre estas propiedades se encuentran las siguientes:

- **Compactación:** el proceso de compactación incrementa la densidad y reduce el tamaño de poro del suelo, de manera que disminuye la cantidad de agua que circula a través de éste. La compactación mecánica viene dada especialmente cuando se trabaja con maquinaria pesada sobre suelo mojado. Sin embargo, a escala mundial el exceso de pastoreo es la principal causa de compactación del suelo.
- **Estructura del suelo:** las partículas del suelo tienden a unirse en estructuras mayores llamadas agregados, creándose entre agregados espacios mayores y favoreciendo en mayor medida la infiltración. Estos agregados pueden disgregarse o romperse por efecto de la compactación.
- **Materia orgánica:** El papel que juega la materia orgánica en el proceso de infiltración es remarcable por varias razones. Ésta favorece la absorción de

humedad y la creación de espacios mayores por los cuales el agua circula con mayor facilidad. Además, la materia orgánica puede ser transformada por las bacterias en polisacáridos, los cuales actúan de unión entre partículas. Por último, un contenido adecuado de materia orgánica favorece la creación de hábitats saludables para la flora y fauna.

- **Condiciones de humedad antecedentes:** la velocidad de infiltración disminuye a medida que el contenido de agua en el suelo aumenta (figura 4.1). Algunos tipos de arcilla se hinchan durante la humectación y se deshinchán cuando pierden agua. La hinchazón inhibe la infiltración, mientras que la contracción de las arcillas puede provocar agrietamiento del terreno e incrementar el flujo a través de los macroporos.

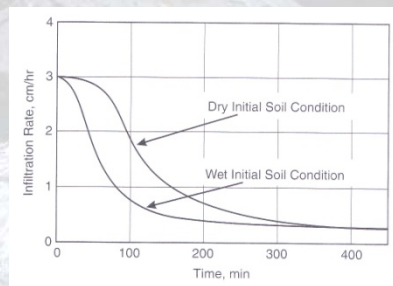


Figura 4.1. Infiltración en el suelo para condiciones iniciales secas y húmedas (fuente: Ward and Trimble, 2004).

- **Fauna del suelo:** la fauna presente en el suelo, por lo general, tiene efectos beneficiosos en la conductividad hidráulica del suelo, ya que incrementa la porosidad y permeabilidad; mejora la estructura del suelo y aumenta su fertilidad. Se considera fauna del suelo desde los insectos, los topos, hasta las marmotas. Sin embargo, los más comunes e importantes son las lombrices. La fauna puede verse reducida por un exceso de pastoreo o por un uso abusivo de los pesticidas.
- **Viscosidad del agua:** la viscosidad puede afectar a la infiltración, ya que a mayor temperatura del agua mayor será su viscosidad y, por tanto, menor su capacidad de infiltración.
- **Calidad del agua:** las partículas en suspensión pueden bloquear los poros del suelo y restringir la infiltración. Además de las partículas en suspensión, el contenido en sal (NaCl) puede colapsar la estructura del suelo y, consecuentemente, reducir la infiltración.
- **Urbanización:** un aumento de la superficie urbanizada conlleva a una disminución de la infiltración del agua de lluvia debido a la impermeabilización del terreno.

4.1.2. Características del fluido (agua) que se infiltra. Movimiento del agua en el terreno y conductividad hidráulica.

La forma en la que el agua fluye a través del terreno depende del tipo de suelo y de su estado de humedad. En suelos arenosos secos, la lluvia se infiltrará verticalmente hasta ir llenando todos los poros; sin embargo, si el suelo está saturado, el flujo de agua será horizontal.

Si consideramos, en un terreno no saturado, exclusivamente el flujo vertical (eje z), el flujo de agua estará condicionado por la gravedad, de manera que podemos calcular la infiltración (diferencia de potencial hidráulico, figura 4.2) mediante la ecuación de Darcy:

$$q = K \nabla \Phi$$

q = flujo por unidad de superficie, $m^3/m^2.s$

K = permeabilidad del medio no saturado, m/s

$\nabla\Phi$ = gradiente hidráulico, m/m

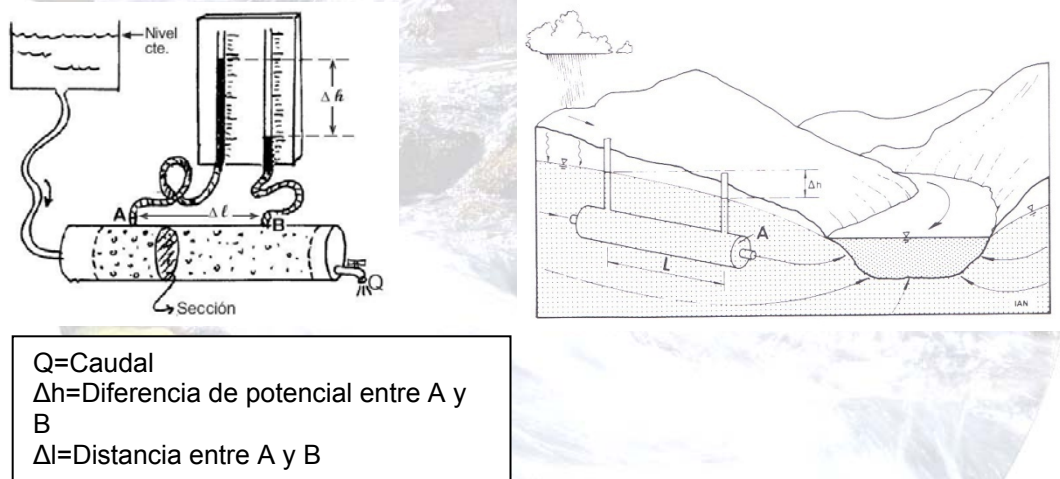


Figura 4.2. Izquierda: Permeámetro de carga constante (fuente: hidrologia.usal.es/temas/Ley_Darcy); Derecha: Condiciones de campo simuladas por Darcy (Fuente: Watson and Barnett, 1995)

Darcy observó que el caudal que atravesaba el permeámetro era linealmente proporcional a la sección y al gradiente hidráulico. La permeabilidad o conductividad hidráulica es constante y característica de cada tipo de arena. Aunque el término original era el de permeabilidad, recientemente en la literatura se ha adoptado el término de conductividad hidráulica. Finalmente, la conductividad hidráulica puede ser definida como “una medida de velocidad a la cual un material geológico transmite agua bajo un determinado gradiente hidráulico”. La determinación de la permeabilidad es altamente útil para:

- Valorar la capacidad de un acuífero para ceder agua a los pozos.

- Estimar la habilidad de un terreno para retardar la dispersión de un contaminante.
- Evaluar la capacidad de un terreno para la construcción de canales u otro tipo de estructuras (la permeabilidad influye en las características de drenaje).

A partir de los experimentos realizados por Darcy, éste concluyó que:

- 1- La velocidad del flujo a través de un medio poroso es directamente proporcional a la diferencia de gradiente hidráulico (Δh). De esta forma, cuanto mayor sea el gradiente hidráulico mayor será la velocidad de descarga de flujo (figura 4.3).

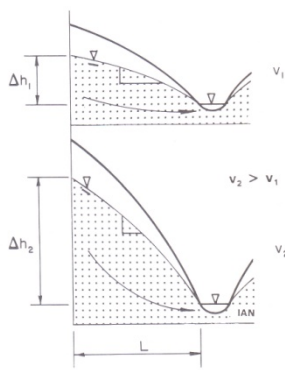


Figura 4.3. Conclusiones obtenidas a partir del experimento de Darcy: si la distancia entre dos puntos se mantiene constante (L), una mayor diferencia de gradiente hidráulico (Δh_2) conlleva una mayor velocidad de flujo a través del material geológico que un gradiente hidráulico menor (Δh_1). Fuente: Watson and Barnett, 1995

- 2- La velocidad de descarga es inversamente proporcional a la distancia del flujo ($v = 1/L$). En este caso, si se mantiene constante el gradiente hidráulico, a mayor distancia de flujo, menor es la velocidad de éste (figura 4.4).

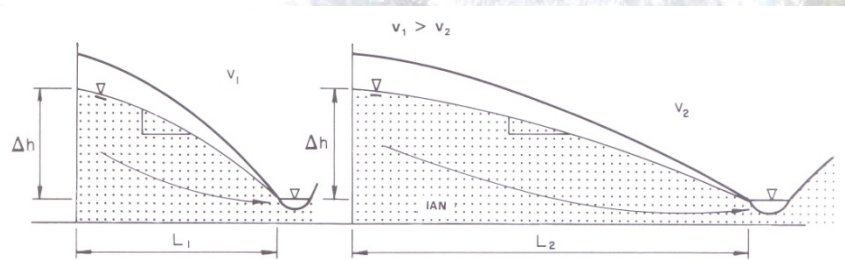


Figura 4.4. Conclusiones obtenidas a partir del experimento de Darcy: si el gradiente hidráulico se mantiene constante, a mayor distancia de flujo (L_2) la velocidad de flujo será menor que con una distancia de flujo inferior (L_1). Fuente: Watson and Barnett, 1995.

4.2. Diferentes estados del agua en el suelo

- **Formas de agua en el suelo:**

Un suelo está saturado cuando todos sus poros o espacios están llenos de agua y, por tanto, libres de aire. Cuando el agua por efecto de la gravedad circula libremente entre los espacios y desciende en profundidad, a esta agua se la denomina **libre** o **de gravedad**. En función de la textura del suelo, esta agua se percola a través de los poros con mayor o menor rapidez, de manera que una parte queda retenida en el

suelo (**agua capilar**) y otra desciende en profundidad. A su vez, el aire llena aquellos espacios que deja el agua (figura 4.5). El agua capilar es retenida por la fuerza que ejerce el contacto aire-agua. Esta agua permanece en el terreno a disposición de las plantas y, por tanto, es imprescindible determinar la capacidad de este depósito para poder conocer las necesidades hídricas de los cultivos y, consecuentemente, aplicar en el momento oportuno la cantidad de riego necesaria. Por último, el **agua higroscópica** o **molecular** es la porción de agua en el suelo no utilizable por las plantas, ya que es la fracción de agua absorbida directamente de la humedad del aire. Esta agua se adhiere a las partículas por adhesión superficial.

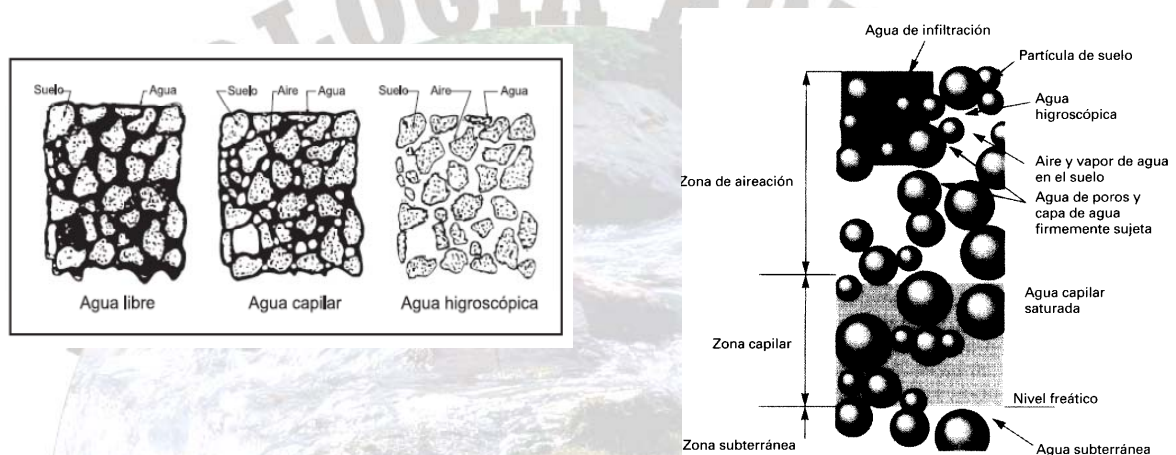


Figura 4.5. Agua en el suelo

- **Mecanismos de retención del agua en el suelo:**

Capacidad de campo. Es el contenido de agua que es retenido en el suelo después de que éste haya sido saturado y drenado libremente por efecto de la gravedad (figura 4.6).

Punto de marchitez. Es el estado en que el agua es retenida por el suelo con una fuerza superior a la succión de las plantas. La planta puede satisfacer algunas de sus necesidades de agua, pero no todas. Este punto es próximo a 15 atmósferas. Volumétricamente es la dosis de humedad referida a suelos secos.

Agua disponible por la vegetación. Diferencia entre capacidad de campo y punto de marchitez.

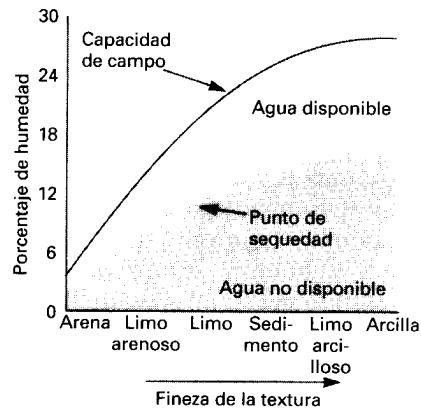


Figura 4.6. Relación entre las características de humedad del suelo y su textura.

Esta clasificación de los diferentes estados del agua en el suelo es más teórica que real. No existen límites claros entre los estados definidos, y el suelo se comporta de manera diferente frente al agua según esté húmedo o seco.

Cuando el contenido de humedad en el suelo es superior a la capacidad de campo, es decir, el suelo está totalmente saturado de humedad, el movimiento del agua se rige por la gravedad. En esta situación la permeabilidad es la propiedad que define la mayor o menor facilidad con la cual se realiza este movimiento.

Cuando el contenido de humedad es inferior a la capacidad de retención, el movimiento del agua se rige por difusión capilar hasta llegar al contenido de humedad que señala el punto de marchitez y, pasando éste, el desplazamiento del agua está regido por la evaporación. En este último caso es el potencial de fuerzas capilares el que domina sobre las restantes fuerzas. La velocidad de circulación dependerá de los límites de humedad del suelo. Si la humedad es uniforme en todos los puntos del suelo, no hay movimiento.

4.3. Métodos para determinar la infiltración, f

Los métodos más comunes para la determinación de la capacidad de infiltración son, el análisis del hidrograma y los estudios con infiltrómetros, aunque la instalación de lisímetros también está ampliamente extendida.

a) Infiltrómetros: El infiltrómetro es un tubo diseñado para aislar una sección del suelo. Se emplean para medidas muy locales, de manera que los valores obtenidos pueden aplicarse a cuencas muy homogéneas y de pequeño tamaño. Los infiltrómetros permiten obtener valores de 0,25 mm/h en condiciones de estiaje, en suelos arcillosos y tras una precipitación de una hora de duración; y valores de 25 mm/h en suelos arenosos

suelos. La velocidad de infiltración aumenta de 3 a 7 veces en suelos de pastizales o bosques.

Existen varios tipos de infiltrómetros:

* **Infiltrómetro tipo inundador**, donde la capacidad de infiltración se deduce del volumen de agua que es necesario añadir por unidad de tiempo para mantener constante el nivel de la lámina de agua sobre un área bien definida de terreno. Se debe procurar que el espesor sea similar al que tiene la lámina en condiciones naturales después de una lluvia. Como defectos cabe mencionar que este tipo de infiltrómetros no considera el efecto de compactación que produce la lluvia y la alteración de la estructura del terreno.

Como modelo se puede citar el **Método de Muntz (figura 4.7)**. Este método consiste en dos superficies cilíndricas abiertas por las dos bases y unidas entre sí para mantenerse concéntricas en el terreno a una profundidad de unos 10 cm. Se añade una cantidad conocida de agua hasta que cubra suficientemente la punta de una varilla de medición situada en posición vertical en el área comprendida por el cilindro interior y entre los dos cilindros, de manera que se mantiene la misma lámina de agua en ambas superficies. La misión del cilindro exterior es, únicamente impedir la expansión lateral del agua infiltrada a través del área que limita el cilindro interior. Al cabo de un cierto tiempo, que debe medirse, la lámina de agua va disminuyendo hasta enrasar la punta de la varilla, de manera que se repite la adición de una cantidad conocida de agua. A partir de la medición de los tiempos de infiltración del agua añadida, se deduce la capacidad de infiltración de un terreno.

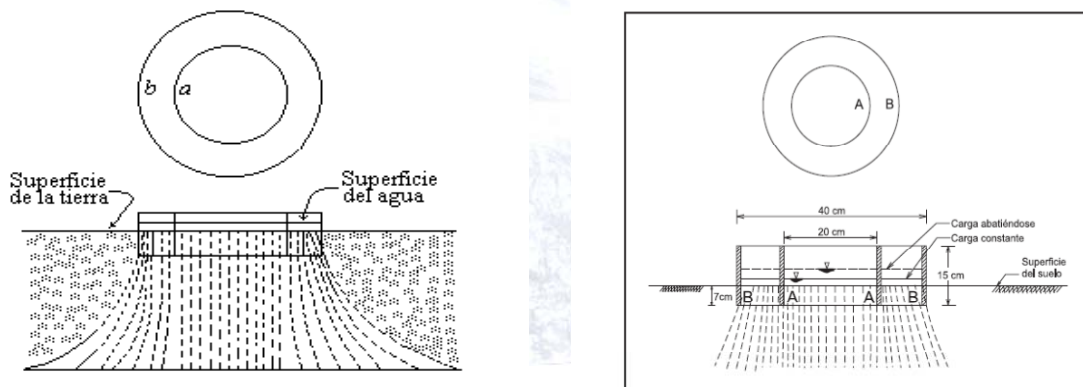


Figura 4.7. Infiltrómetro de Muntz.

* **Infiltrómetro tipo simulador de lluvia**, el agua se distribuye lo más uniformemente posible en aquella parcela (de 1 a 40 m²) donde se quiere determinar la capacidad de infiltración. Se mide la pluviosidad y la escorrentía y se desprecia la evapotranspiración, ya que se consideran intervalos cortos de tiempo. La infiltración sería

igual a:

$$I = P - R$$

Donde I, es la infiltración; P, la precipitación; y R, la escorrentía (runoff).

b) Análisis de hidrogramas de escorrentía

Para cuencas pequeñas de menos de 10 km² se realiza un balance de masas de agua, de tal forma que el incremento de agua medida en la sección de salida de la cuenca después de una lluvia corresponderá a la escorrentía superficial. La diferencia entre el agua precipitada y la escorrentía superficial será la suma del agua interceptada, el agua detenida superficialmente, el agua evapotranspirada y el agua infiltrada (figura 4.8). La infiltración será aproximadamente la diferencia entre el volumen precipitado y el escurrido superficialmente. Este método se suele utilizar para obtener capacidades de infiltración. Se requiere de datos de precipitación y caudal.

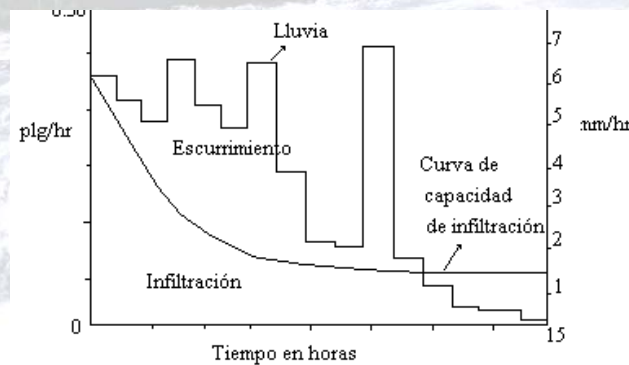


Figura 4.8. Curva típica de infiltración sobrepuesta sobre un diagrama de lluvia.

c) Los Lisímetros constan de un tanque de evaporación, otro de alimentación y un tercero de drenaje para recoger y medir el exceso de alimentación de agua. El terreno donde se instalen tiene que tener la misma vegetación en toda su superficie y recibir la misma cantidad de riego. Por medio de los lisímetros se obtienen medidas puntuales para cada punto, por lo que habría que integrar todas las medidas obtenidas en toda la superficie. Esto requiere el establecimiento de numerosos aparatos de control.

En condiciones naturales se puede aplicar la siguiente ecuación:

$$ET = A - G - \Delta R$$

Donde:

ET= evapotranspiración

A= aportaciones o ingresos de agua

G= salidas o gastos de agua (no debidas a evapotranspiración)

ΔR = incremento de la reserva de agua en el suelo utilizable por las plantas. Es la diferencia entre la capacidad de campo (máxima cantidad disponible) y el punto de marchitez permanente.

En estas condiciones las medidas que se realizan son de evapotranspiración real. Se suelen elegir intervalos de medida cortos para obtener una buena estimación de ΔR .

ΔR se puede calcular mediante:

a) Toma de muestra a distintos niveles en el lísimetro y determinación de su humedad (tensiómetros o bloques porosos absorbentes). Los tensiómetros son recipientes porosos (cerámicas) llenos de agua y provistos de un manómetro que mide la tensión de agua interior. Al introducirse en el suelo, una vez que se establece el equilibrio respecto al contenido de humedad del mismo, se mide de nuevo la tensión del agua interior y se relaciona la medida inicial con el contenido de humedad del suelo mediante unas curvas de tarado previamente construidas. Como limitaciones se incluyen el delicado manejo de estos aparatos y que las medidas están supeditadas a valores inferiores a una atmósfera de presión.

b) Situar el lisímetro sobre una gran báscula de sensibilidad adecuada y deducir el ΔR a partir de la diferencia entre las dos pesadas. El manejo es delicado y la instalación costosa.

A pesar de las dificultades del lisímetro en cuanto a su relleno artificial, dificultad de drenaje, etc. son junto con los evaporímetros los únicos aparatos usados, de modo general, para contrastar las fórmulas empíricas.

4.4. Modelos empíricos de infiltración

La estimación de la Infiltración, tal y como ya se ha descrito en los apartados anteriores, dependerá de las propiedades del suelo y de las variaciones de éstas tanto espacial como temporalmente, ya que a medida que cambia el contenido de humedad del suelo la infiltración variará; por ello la infiltración es un proceso muy complejo que puede describirse mediante ecuaciones matemáticas solamente de forma aproximada. De todos los modelos empíricos existentes, en el siguiente apartado citaremos el de Horton, Green-Ampt y Holtan.

4.4.1. Modelo de Horton

Una de las primeras ecuaciones de infiltración fue desarrollada por Horton (1933), quién observó que la infiltración empieza en alguna tasa f_0 y decrece

exponencialmente hasta que alcanza una tasa constante f_c , tal y como se expresa en la siguiente ecuación:

$$f(t) = f_c + (f_0 - f_c)e^{-kt}$$

Donde:

$f(t)$ = capacidad de infiltración en el instante t

f_c = valor constante de la capacidad de infiltración en estado de saturación del suelo.

f_0 = valor máximo de la capacidad de infiltración al comienzo de la lluvia.

k = constante de decaimiento.

t = tiempo transcurrido desde el comienzo de la lluvia

Aunque la idea expresada por el modelo de Horton sea simple, la dificultad en la determinación de la f_0 y k restringen el uso de esta ecuación. El área por debajo de la curva (figura 4.9) representa la profundidad del agua infiltrada durante el intervalo considerado. Según esta ecuación la capacidad de infiltración ($f(t)$) disminuye con el tiempo transcurrido desde el inicio de la precipitación, tendiendo hacia la capacidad de infiltración en estado de saturación del suelo (capacidad mínima de infiltración, f_c , figura 4.9).

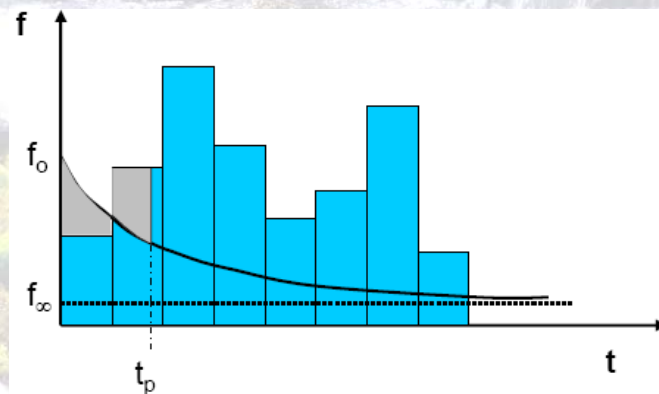


Figura 4.9. Representación del modelo de Horton

Tomando el modelo de Horton de infiltración, los valores de f_0 y f_c dependen tanto del tipo de suelo como de vegetación, así como del contenido de humedad inicial en el suelo. Según esto, el valor de f_c (mm/h) (capacidad mínima de infiltración) para cuatro tipos de suelos sería:

GRUPO	f_c (mm/h)
A	11,43-7,62
B	7,62-3,81
C	3,81-1,27
D	1,27-0,00

Grupo A: suelo con potencial de escorrentía mínimo. Incluye arenas profundas con poco limo y arcilla.

Grupo B: suelos en su mayor parte arenosos, menos profundos que los del grupo A.

Grupo C: suelos poco profundos, contienen mucha arcilla y coloides aunque menos que los del grupo D.

Grupo D: suelos con potencial de escurrimiento máximo. Se incluyen la mayor parte de arcillas y algunos suelos poco profundos con subhorizontes casi impermeables cerca de la superficie.

La generación de escorrentía superficial propuesta por el modelo de Horton presenta una serie de restricciones de aplicabilidad:

- Para zonas concretas próximas al cauce donde las condiciones de humedad inicial sean elevadas.
- En áreas de poca superficie, donde el tiempo de tránsito se puede considerar pequeño.
- En climas áridos y semiáridos.
- En suelos relativamente poco permeables.
- Bajo precipitaciones de alta intensidad.

Con todo ello, el modelo de Horton no ha sido totalmente rechazado sino completado con una serie de procesos como son:

a) Escorrentía superficial producida por la intersección de la capa freática con la superficie del suelo. En respuesta a la precipitación, la infiltración supone un aporte de agua hacia los niveles freáticos, que tienden a elevarse localmente, creando así zonas saturadas. Esto tiene lugar en terrenos de cubierta vegetal delgada, en hondonadas o en zonas de convergencia de pendientes. Esta situación genera un resurgimiento superficial del agua, denominado flujo de retorno. Es decir, el flujo que proviene del subsuelo se denomina flujo de retorno. Pero además, existe una contribución debida a la precipitación que incide directamente sobre la zona saturada, la cual se denomina escorrentía superficial de saturación. Para explicar estos fenómenos es necesario considerar la topografía del terreno mientras que en el modelo de Horton las características que

controlan la infiltración son las edáficas.

b) Escurrentía de tormenta subsuperficial (Hewlett)

Considera que al inicio de la precipitación parte del agua penetra en el suelo y percola hacia abajo, aumentando la humedad de las zonas que atraviesa. Si la precipitación no excede la capacidad de infiltración del suelo, esta agua de percolación no satura el suelo y no produce un flujo lateral apreciable, de manera que el movimiento de agua es hacia abajo. Al encontrarse esta corriente de agua con una zona menos permeable, genera una escurrentía lateral subsuperficial.

c) Escurrentía por saturación de zonas intermedias del perfil del suelo (Weyman).

Es un caso particular del anterior, en la que una zona impermeable genera una capa freática suspendida, la cual llega a interceptar el cauce del río o la superficie del terreno.

4.4.2. Método de Green-Ampt

Este método es un modelo físico sencillo basado en hipótesis heurísticas que tiene una solución exacta. Se asume que el frente de mojado está determinado por una transición brusca que separa el suelo inferior con humedad θ_i del suelo superior (saturado) con contenido de humedad $\theta_0=n$, donde n es la porosidad. El frente de mojado ha penetrado hasta una profundidad $L(t)$. En la superficie ($z=0$), el suelo se encuentra encharcado con superficie libre en $z=h_0$.

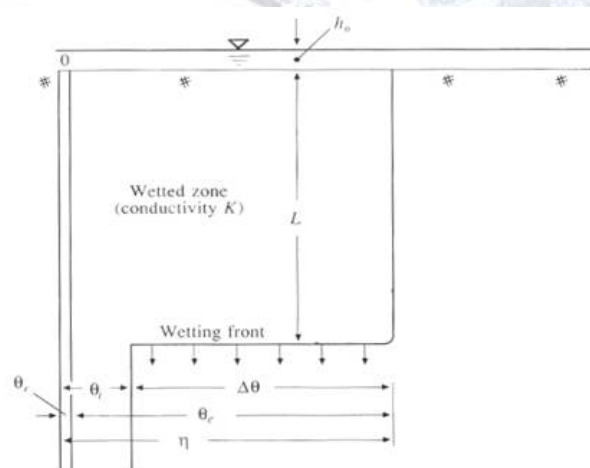


Figura 4.10. Esquema del modelo de Green-Ampt (Fuente: Chow et al., 1994)

Modelo de Green-Ampt

Green y Ampt (1911) propusieron un esquema simplificado para la infiltración en el que supusieron que el frente de saturación es una frontera brusca que divide el suelo

con contenido inicial de humedad θ_i (correspondiente a una succión ψ) del suelo saturado con contenido de humedad θ_s situado por debajo de dicho frente. El contenido de humedad es la cantidad de agua por unidad de medio.

En la figura 4.10 se muestra el modelo de ecuación de Green-Ampt. Suponiendo que en la superficie del terreno existe una lámina de agua de altura H constante y que el frente ha recorrido una profundidad L , en un incremento de tiempo dt , la ecuación de agua que se ha infiltrado será $f \cdot dt$ y que corresponderá con $(\theta_s - \theta_i) \cdot dz$

En consecuencia:

$$f \cdot dt = (\theta_s - \theta_i) \cdot dz$$

$$f = (\theta_s - \theta_i) \cdot (dz/dt)$$

Por otra parte, y considerando la permeabilidad saturada, la ecuación de Darcy para este sistema se establece como:

$$f = K \left(\frac{h_0 - (-\psi - L)}{L} \right) \approx K \left(\frac{\psi + L}{L} \right).$$

Cuando la profundidad de encharcamiento h_0 comparada con ψ y L es muy pequeña, ésta es despreciada. Esta suposición usualmente es apropiada para problemas de hidrología de aguas superficiales, ya que se supone que el agua encharcada se vuelve escorrentía superficial. Más adelante se mostrará cómo tener en cuenta h_0 si no es despreciable.

La profundidad del frente de mojado es, por tanto, $L = F/\Delta\theta$ y suponiendo $h_0 = 0$, la sustitución en la ecuación anterior daría:

$$f = K \left(\frac{\psi \Delta\theta + F}{F} \right).$$

Como $f = dF/dt$, la θ puede expresarse como una ecuación diferencial para la función $F(t)$:

$$\frac{dF}{dt} = K \left(\frac{\psi \Delta\theta + F}{F} \right).$$

Integrando esta ecuación, se obtiene:

$$F(t) - \psi \Delta\theta \ln \left(1 + \frac{F(t)}{\psi \Delta\theta} \right) = Kt$$

Esta ecuación es conocida como la ecuación de Green-Ampt para la infiltración acumulada. Una vez que F ha sido calculada, la tasa de infiltración f puede obtenerse como:

$$f = K \left(\frac{\psi \Delta \theta}{F} + 1 \right)$$

Por otra parte, en el caso de que la profundidad de encharcamiento h_0 no sea despreciable, el valor $\psi - h_0$ se sustituye por ψ en las anteriores ecuaciones. La ecuación de Green-Ampt es no lineal para F y puede resolverse mediante el método de sustituciones sucesivas.

Parámetros de Green-Ampt

La aplicación del modelo de Green-Ampt requiere estimaciones de la conductividad hidráulica (K), de la porosidad (n) y de la carga de succión de suelo en el frente de mojado (ψ). Experiencias de laboratorio con una amplia variedad de suelos han mostrado que ψ puede expresarse como una ley de potencias de la saturación efectiva y se define como:

$$s_e = \frac{\theta - \theta_r}{n - \theta_r} = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_e}$$

Donde θ_r es el contenido residual de humedad de suelo después de que éste haya sido drenado completamente. Mientras que $\theta - \theta_r$ es la humedad disponible y $n - \theta_r$ es la porosidad efectiva (θ_e).

La saturación efectiva está contenida en el rango $0 \leq s_e \leq 1$ siempre que $\theta_r \leq \theta \leq n$. Entonces, el cambio de contenido de humedad $\Delta \theta$ cuando pasa el frente de mojado es igual a:

$$\Delta \theta = n - \theta_i = n - (s_e \theta_e + \theta_r), \text{ pues } \theta = \theta_i.$$

Por consiguiente,

$$\Delta \theta = (1 - s_e) \theta_e.$$

La ley de potencias que aproxima las mediciones puede expresarse mediante la ecuación de Brooks-Corey:

$$s_e = \left(\frac{\psi_b}{\psi} \right)^\lambda$$

En la cual ψ_b y λ son constantes que se obtienen mediante el secado de suelo por etapas, midiendo los valores de s_e y ψ en cada una de estas etapas y ajustando a los resultados encontrados.

La siguiente tabla muestra los rangos típicos para n , θ_e , ψ y K . A medida que el suelo se vuelve más fino (paso de arena a arcilla), la carga de succión del frente de mojado se incrementa, mientras que la conductividad hidráulica decrece. Los rangos típicos de n y θ_e no son muy grandes, pero los valores de ψ pueden variar ampliamente para un suelo determinado. Dado que K varía con ψ , la variabilidad de ésta también puede ser alta.

Suelo	n	θ_e	ψ (cm)	K (cm/h)
Arena	0.437	0.417	4.95	11.78
Arena margosa	0.437	0.401	6.13	2.99
Marga arenosa	0.453	0.412	11.01	1.09
Marga	0.463	0.434	8.89	0.34
Marga limosa	0.501	0.486	16.68	0.65
Marga arenoarcillosa	0.398	0.330	21.85	0.15
Marga arcillosa	0.464	0.309	20.88	0.10
Marga limo-arcillosa	0.471	0.432	27.30	0.10
Marga arenosa	0.430	0.321	23.90	0.06
Arcilla limosa	0.479	0.423	29.22	0.05
Arcilla	0.475	0.385	31.63	0.03

4.4.3. Método de Holtan

Otra ecuación para la infiltración fue desarrollada por Holtan. Holtan expresa la capacidad de infiltración como un fenómeno exponencial decreciente, tendiente a una tasa constante expresada por la ecuación:

$$f = k a S a^n + f_c$$

Donde (figura 4.11):

f = es la capacidad de infiltración, en cm por hora.

a = la capacidad de infiltración en cm por hora por unidad de almacenamiento de agua disponible.

k = es una constante, con un valor de 0,69.

Sa = es el almacenamiento de agua disponible en el horizonte superior (horizonte A en suelos agrícolas), en cm de agua.

n = coeficiente dependiente de la textura del suelo, valor promedio de 1,4.

f_c = es la tasa de infiltración constante después de un período prolongado de humedad, en cm por hora (asociada al flujo capilar).

Esta ecuación necesita de numerosas experiencias que permiten obtener valores

tabulados basados en información edáfica.

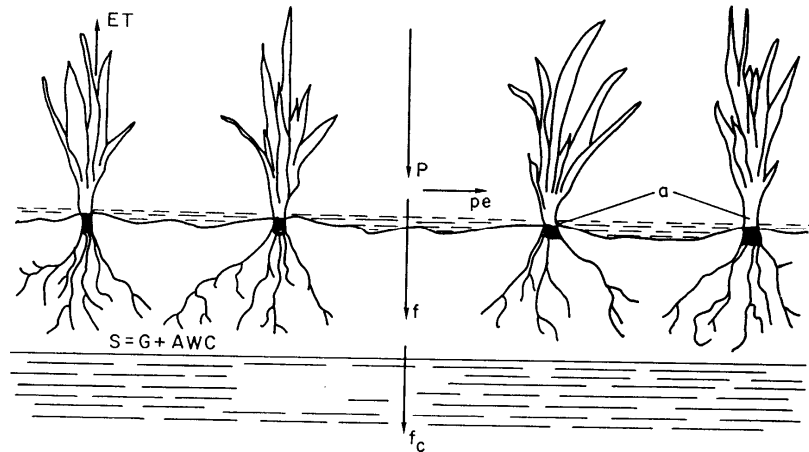


Figura 4.11. Parámetros del modelo de Holtan

El coeficiente S_a representaría el volumen de poros del suelo, mientras que el coeficiente a refleja la porción de los mismos que está en contacto con la superficie. Dicho coeficiente depende de la densidad de vegetación, por lo que la ecuación se ha modificado para incluir un índice de crecimiento de la cubierta vegetal GI (Growth index), de tal forma que el coeficiente a adquiere un valor dependiente del tipo de cultivo y el coeficiente GI representa el grado de desarrollo del mismo.

La ecuación quedaría:

$$f = k GI a S_a^n + f_c$$

Donde GI es el índice de crecimiento y el resto de parámetros mantienen la definición anterior.

Para el cálculo del índice GI se ha recurrido a la medida de la evapotranspiración como un indicador de la actividad de la cubierta vegetal. La figura 4.12 muestra la variación que experimenta dicho factor en función del tiempo transcurrido desde la plantación del cultivo, en este caso maíz y alfalfa.

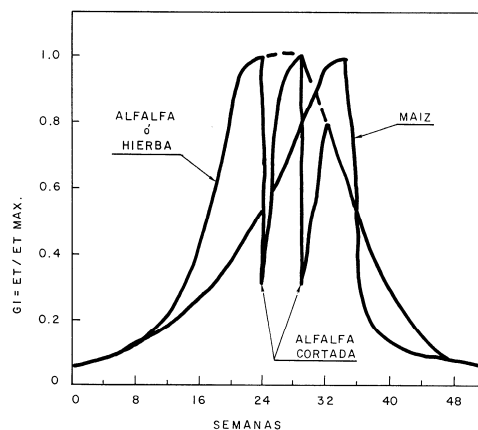


Figura 4.12. Variación de GI con el tiempo.

En el eje y se representa la relación entre el valor de ET y ET MAX (es decir, al máximo desarrollo) por lo que el valor de GI variará de 0 a 1.

Los valores de a y f_c están determinados según la tasa de infiltración (ver método de Horton).

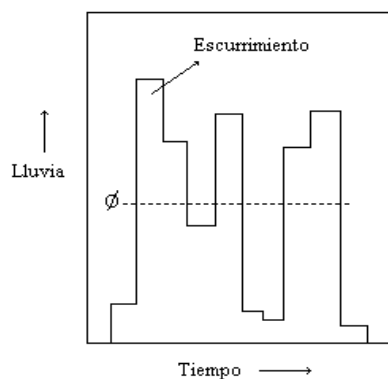
Se disminuye a medida que aumenta el agua infiltrada en episodios anteriores, de manera que al disminuir S_a también lo hace la tasa de infiltración y la cantidad de agua que puede infiltrarse hasta alcanzar f_c .

4.5. Modelos de estimación de precipitación en exceso

4.5.1. Índices de Infiltración

Los índices de infiltración generalmente asumen que la infiltración es constante a lo largo de una tormenta. Consecuentemente, las tasas iniciales son subestimadas mientras que las finales suelen ser exageradas si se considera una tormenta con bajos niveles de humedad antecedente en el suelo. La mejor forma de aplicarlos es en crecidas de cierta duración en suelos húmedos donde la infiltración puede ser relativamente uniforme.

El índice más común es el índice phi (Φ) para el que se estima el volumen total de pérdida para una tormenta y éste, a su vez, se distribuye uniformemente a lo largo del patrón de tormenta (figura 4.13). Por lo que el volumen de precipitación que queda por encima de la línea del índice Φ es equivalente a la escurrimiento.

**Figura 4.13.** Diagrama esquemático de los índices

Una variante es el índice W , el cual excluye el almacenamiento superficial y la retención. Este índice se calcula a partir de la siguiente expresión:

$$W = \frac{P - R}{t_R}$$

Donde:

t_R = tiempo de duración de la lluvia, en horas.

P= precipitación

R= escorrentía superficial (aforos) + detención superficial (estimado)

Si la lluvia es fuerte o la intensidad es uniforme: $\Phi = W$. Para lluvias moderadas, con intensidad no uniforme: $\Phi > W$.

4.5.2 Método del Número de Curva del SCS

El Soil Conservation Service (SCS) ha desarrollado un *procedimiento de número de curva* ampliamente usado para la estimación de la infiltración. Los efectos del uso del suelo y tratamiento y, por tanto, infiltración, están contemplados en este procedimiento. Este procedimiento fue empíricamente desarrollado a partir de estudios en pequeñas cuencas agrícolas. El procedimiento SCS no fue diseñado para estimar directamente la infiltración, sino una estimación. En la figura 4.14 se representa la precipitación (P) versus a la escorrentía (Q), donde el número de curva (CN, *curve number*) es un número adimensional comprendido entre $0 \leq CN \leq 100$.

Para calcular la escorrentía superficial se deben calcular todas las pérdidas o abstracciones teniendo en cuenta la ecuación representada en la figura 4.14, donde:

1. **Q**, caudal o escorrentía superficial
2. **P**, precipitación
3. **I_a** (**Initial abstraction**), pérdidas por intercepción, almacenamiento en depresiones e infiltración, antes de que se produzca la escorrentía.
4. **S**, *sería la retención potencial máxima*, o bien la cantidad máxima de lluvia que la cuenca puede retener.

Es normal que a medida que aumenta la precipitación, la curva de la escorrentía también sea mayor. Esto se debe a la capacidad de absorción del terreno, la cual no es infinita, de manera que las primeras precipitaciones caídas son absorbidas íntegramente, mientras que a medida que la precipitación sigue aumentando dicha capacidad va disminuyendo hasta el momento en que ésta es igual a cero. A partir de ese momento la precipitación caída se disipa como escorrentía superficial.

Se puede establecer la relación entre **retención real** ($P - I_a - Q$) y la **retención potencial máxima** (**S**), que es igual a la relación entre **escorrentía real** (**Q**) y la **escorrentía potencial máxima** ($P - I_a$):

$$\frac{P - I_a - Q}{S} = \frac{Q}{P - I_a}$$

A partir de los múltiples trabajos de campo realizados, se ha demostrado que las pérdidas por interceptación, almacenamiento en depresiones e infiltración (I_a), es de un 20% de la retención potencial máxima:

$$I_a = 0,2 S$$

Así, la ecuación de **escorrentía (Q)** se expresaría como (figura 4.14):

$$Q = \frac{(P - 0,2S)^2}{P + 0,8S}$$

Mismamente, para calcular el número de curva (CN) a partir del valor potencial de retención máxima (S) se puede aplicar la siguiente ecuación:

$$CN = \frac{1000}{10 + S}$$

De la ecuación de arriba se deduce que para zonas pavimentadas S sería igual a 0 y CN=100, mientras que en las condiciones en que no se produce escorrentía superficial S se hace infinito y CN=0.

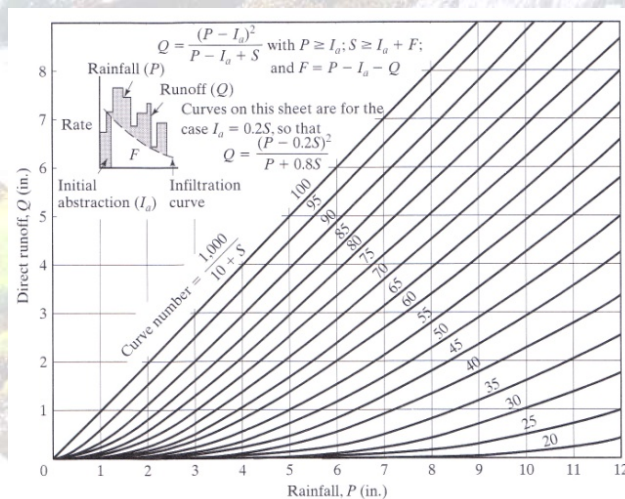


Figura 4.14. Número de curva del SCS (fuente: Viessman and Lewis, 2003)

Para la obtención de un número de curva (CN) en una cuenca que tiene más de un uso del suelo, tratamiento, o tipo de suelo, se tiene que considerar el peso de cada curva en función de su área. Si, por ejemplo, el 80% de la cuenca tiene una CN de 75 y el restante 20% es impermeable (CN=100), entonces $CN = 0.80 \times 75 + 0.20 \times 100 = 80$.

El método SCS consiste en seleccionar una tormenta y calcular la escorrentía directa a partir de las curvas obtenidas de numerosos estudios de campo realizados en suelos

con cubiertas diferentes. La selección de un número de curva (CN) de escorrentía depende de las condiciones de humedad antecedentes y del tipo de cubierta vegetal. Los suelos suelen ser clasificados como A; B, C, o D de acuerdo con los siguientes criterios (tabla 1):

- *Grupo A*- Son los que tienen bajas tasas de escorrentía debido a que tienen grandes tasas de infiltración. Suelen ser suelos con abundantes arenas bien drenadas, gravas o gravillas, sobre depresiones.
- *Grupo B*- Tienen una capacidad moderada de escorrentía, ya que, las tasas de infiltración también son moderadas. Estos suelos consisten principalmente en suelos moderadamente profundos, de moderadamente a bien drenados y suelos con texturas moderadamente finas o moderadamente gordas.
- *Grupo C*- Tiene un potencial moderadamente alto de escorrentía debido a que las tasas de infiltración son bastante bajas, es decir, la infiltración es lenta. Estos suelos consisten principalmente en suelos donde cerca de la superficie existe alguna capa que dificulte el movimiento del agua hacia abajo, o suelos con texturas finas.
- *Grupo D*- Son suelos con grandes tasas de escorrentía, porque la infiltración es muy lenta. Estos suelos son principalmente arcillosos con un gran potencial de hinchamiento, también pueden ser suelos con una lámina de agua permanente o con una capa de arcillas próxima a la superficie. Aquí entrarían los suelos poco profundos asentados sobre materiales impermeables.

Por ello, es muy importante hacer un buen análisis de los tipos de suelo que hay. Además, hay que tener en cuenta los efectos de la urbanización sobre los suelos naturales (mayor impermeabilización). La maquinaria pesada también puede aplastar el suelo durante la construcción, provocando la mezcla del horizonte superficial y subsuperficial.

Tabla 1
NUMERO DE LAS CURVAS DE ESCORRENTERIA PARA COMPLEJOS HIDROLOGICOS
DE TIERRAS PARA CUENCAS EN CONDICION II
 $P_o = 0,2S$

Uso del suelo y cubierta	Tratamiento o método	Condición para la infiltración	Grupo hidrológico del suelo				
			A	B	C	D	
Barbecho	SR	77	86	91	94	
	Cultivo en hilera	Mala	72	81	88	91	
Gramíneas	SR	Buena	67	78	85	89	
	C	Mala	70	79	84	88	
	C	Buena	65	75	82	86	
	C & T	Mala	66	74	80	82	
	C & T	Buena	62	71	78	81	
	SR	Mala	65	76	84	88	
	SR	Buena	63	75	83	87	
	C	Mala	63	74	82	85	
	C	Buena	61	73	81	84	
	C & T	Mala	61	72	79	82	
	C & T	Buena	59	70	78	81	
	Legumbres tupidas o rotación de pradera	SR	Mala	66	77	85	89
		SR	Buena	58	72	81	85
		C	Mala	64	75	83	85
C		Buena	55	69	78	83	
C & T		Mala	63	73	80	83	
Pradera o pastizal	C & T	Buena	51	67	76	80	
	Mala	68	79	86	89	
		Regular	49	69	79	84	
		Buena	39	61	74	80	
	C	Mala	47	67	81	88	
	C	Regular	25	59	75	83	
	C	Buena	6	35	70	79	
do	30	58	71	78	
Pradera (permanente) Bosques (lotes de bosque)		Mala	45	66	77	78	
		Regular	36	60	73	79	
		Buena	25	55	70	77	
Cascos de los ranchos (alquerías) Caminos fangosos Superficie dura	59	74	82	86	
			72	82	87	89	
			74	84	90	92	

SR, Hileras rectas; C, Por líneas de nivel; T, Terrazas; C & T, Terrazas a nivel

Los números de curva son aplicables a las condiciones de humedad antecedente. Otras condiciones de humedad antecedente (AMC, *antecedent moisture conditions*) son las siguientes:

AMC I: Donde los suelos están secos pero no hasta el punto de marchitez, de manera que el cultivo se puede realizar satisfactoriamente.

AMC II: Suelen ser las condiciones más comunes en muchas cuencas antes de una crecida anual de máxima intensidad.

AMC III: Si un episodio de fuertes lluvias o lluvias suaves con bajas temperaturas han ocurrido los cinco días previos a la tormenta y el suelo está próximo a la saturación.

Rangos para la clasificación de las condiciones antecedentes de humedad.

Grupo AMC	Lluvia antecedente total de 5 días (pulg)	
	Estación inactiva	Estación activa
I	Menor que 0,5	Menor que 1,4
II	0,5 a 1,1	1,4 a 2,1
III	Sobre 1,1	Sobre 2,1

Limitaciones del método CN

Este método generalmente debería ser utilizado en cuencas que son homogéneas en CN. Si la cuenca tiene varias áreas con diferente número de curva, se tiene que estimar el peso de cada una de las curvas en función del área. Pero si las diferencias en CN son mayores de 5, lo mejor es subdividir la cuenca en subáreas, analizarlas individualmente, y pondera los valores de escorrentía. El método CN sólo debería ser usado cuando el CN supere el 50.

