



Secretaría de Infraestructura
y Política Hídrica
Ministerio del Interior,
Obras públicas y Vivienda
Presidencia de la Nación

COHIFE
CONSEJO HÍDRICO FEDERAL



APUNTES SOBRE **BALANCE HÍDRICO Y RECARGA DE ACUÍFEROS**

**Compiladores | Dr. Carlos Juan Schulz
Dr. Rodolfo Fernando García**

**SECRETARÍA DE INFRAESTRUCTURA Y POLÍTICA HÍDRICA
CONSEJO HÍDRICO FEDERAL**

PLAN NACIONAL FEDERAL DE AGUAS SUBTERRÁNEAS

PROYECTO DE INVESTIGACIÓN Y DESARROLLO 075/2011
“COMPORTAMIENTO Y EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL DEL ARSÉNICO
EN AGUAS SUBTERRÁNEAS DE LA REPÚBLICA ARGENTINA”

**Universidad Nacional de La Pampa
Universidad Nacional del Centro de la Provincia de Buenos Aires**

1 DE SEPTIEMBRE DE 2018



Esta publicación cuenta con el apoyo de la Secretaría de Infraestructura y Política Hídrica y del Consejo Hídrico Federal, siendo la información de exclusiva responsabilidad de los compiladores.

INDICE GENERAL

MÓDULO 1. El Ciclo del Agua. Balance Hidrológico. Definición y Fórmula Simplificada. Parámetros de la Fórmula de Balance. Métodos para el Desarrollo del Balance.	5
1.1. El Ciclo del Agua	5
1.2. Balance Hidrológico	6
1.3. Parámetros de la Fórmula de Balance	9
1.4. Balance de Sistemas Acuíferos	24
MÓDULO 2. El agua en el suelo: Clasificación y Comportamiento. La Zona No saturada (ZNS). Relaciones Agua–Aire - Suelo. Relaciones Agua – Suelo – Planta. Balance Hidrológico en el Suelo.	26
2.1. El Agua en el Suelo	26
2.2. La Zona No Saturada	45
2.3. Ecuaciones De Flujo y Transporte de Masa en la Zona No Saturada	61
MÓDULO 3. Recarga. Procesos y Mecanismos. Métodos de Estimación de la Recarga.	65
3.1. Introducción	65
3.2. La Recarga	67
3.3. Balance de Agua en el Suelo	67
3.4. Balance del Ion Cloruro	71
3.5. Análisis de Fluctuaciones Piezométricas	73
3.6. Método Empírico	74
3.7. Metodología Isotópica	74
BIBLIOGRAFÍA	76

Índice de Figuras

Figura 1: Distribución del agua en el suelo y subsuelo (Castany, 1971).	11
Figura 2: Curva de agotamiento de un hidrograma.	18
Figura 3: Pendiente de la curva de agotamiento.	19
Figura 4: Río influente (el río aporta agua al acuífero).	20
Figura 5: Río efluente (el río recibe agua del acuífero).	20
Figura 6: Esquema de cuenca hidrológica y cuenca hidrogeológica.	24
Figura 7: Hidrograma y caudal básico luego de una lluvia en una cuenca.	25
Figura 8: Concepto de cambio iónico.	28
Figura 9: Disposición de los cationes en solución y cationes adsorbidos.	28
Figura 10: Capacidad de intercambio catiónico en materia orgánica.	29
Figura 11: Asimilación de nutrientes en el suelo en función del pH.	31
Figura 12: La fase líquida en los suelos.	33
Figura 13: Tipos de agua en el suelo desde el punto de vista físico.	35
Figura 14: Relación entre espacio poroso ocupado por agua y aire en diferentes estados del suelo.	36
Figura 15: Tipos de aguas presentes en el suelo a medida que se incrementa la humedad.	37
Figura 16: Contenido de agua en el suelo en función de la textura.	38
Figura 17: Concepto de la formación de la costra seca en los suelos.	40
Figura 18: Infiltración a partir de un surco de riego (Coony y Pehrson, 1995).	40
Figura 19: Permeabilidad en función del tiempo.	41
Figura 20: Velocidad de infiltración en función del tiempo, del tipo y estado del suelo.	41
Figura 21: Variación del perfil hídrico en distintos periodos del año.	42
Figura 22: Balance hidrológico - climático.	43
Figura 23: Balance hídrico de un suelo.	44
Figura 24: Distintas capacidades de reserva de agua de suelos.	44
Figura 25: Perfil de interfaz cápsula – suelo en un tensiómetro (Stannard, 1986).	48
Figura 26: Fenómeno de histéresis en un suelo limo arenoso.	50
Figura 27: Representación del pF versus la humedad y el potencial capilar del suelo.	50
Figura 28: Representación gráfica de la conductividad hidráulica versus potencial matricial (Braester, 1972)	52
Figura 29: Principales elementos del continuo agua – suelo – atmósfera (Jones, 1983).	54
Figura 30: Relación entre contenido gravimétrico de humedad y potencial matricial (Taylor y Ashcroft, 1972).	55
Figura 31: Relación entre conductividad hidráulica y tensión del agua (Hillel, 1982).	56
Figura 32: Mapa de isolíneas de tasa de infiltración (mm/h) obtenido a partir de 1280 medidas y 800 interpolaciones mediante el método kriging (Vieira et al., 1981).	56
Figura 33: Relación entre materia seca acumulada y la transpiración/evaporación en tres especies cultivadas (Howell, 1990).	57
Figura 34: Relaciones entre los principales componentes del balance de agua del suelo en la zona radicular.	58
Figura 35: Distribución típica del agua a lo largo de un tablar de riego a manta (Castel et al., 1989).	59
Figura 36: Curva de cultivo, Kc, para cultivos herbáceos anuales.	60
Figura 37: Zona No saturada y zona saturada en el perfil del suelo.	62

Índice de Tablas

Tabla 1: Capacidad de Intercambio Catiónico de diferentes partículas. _____	30
Tabla 2: Comparación entre la composición del aire en la atmósfera y en el suelo. _____	38
Tabla 3: Valores aproximados del consumo de agua (RT) por diferentes cultivos (Dorenbos y Kassam, 1979). _____	60

Índice de Ilustraciones

Ilustración 1: Esquema del ciclo hidrológico en la tierra (Fetter, 1988). _____	5
Ilustración 2: Fases del ciclo hidrológico. _____	7
Ilustración 3: Esquema teórico de salidas del agua subterránea. _____	8
Ilustración 4: Representación esquemática del balance de agua en el suelo, en la zona no saturada y en el acuífero, con los principales procesos que tienen lugar. _____	61
Ilustración 5: Distribución del agua en el suelo. Zona No saturada y zona saturada en el perfil del suelo. ____	62
Ilustración 6: Esquema del balance hidrológico en el suelo (Samper et al, 1997). _____	66
Ilustración 7: Ventana principal del programa Visual Balan (Samper et al.,1999). _____	69

Índice de Gráficos

Gráfico 1: Triángulo de clases texturales. _____	27
--	----

MÓDULO 1. El Ciclo del Agua. Balance Hidrológico. Definición y Fórmula Simplificada. Parámetros de la Fórmula de Balance. Métodos para el Desarrollo del Balance.

1.1. EL CICLO DEL AGUA

El concepto de ciclo hidrológico involucra el movimiento o transferencia de las masas de agua desde un lugar a otro y desde un estado a otro. El movimiento permanente del ciclo se debe fundamentalmente al sol que proporciona la energía suficiente para elevar el agua del suelo o de un cuerpo de agua superficial, al evaporarla. Otro factor de importancia es la fuerza de la gravedad, que permite que el agua condensada precipite y que una vez caída sobre la superficie, escurra hacia las zonas más deprimidas (Custodio & Llamas, 1996).

El ciclo del agua se inicia cuando una parte del vapor de agua de la atmósfera se condensa y se originan las precipitaciones en forma de lluvia o nieve. Se debe tener presente que no toda la lluvia alcanza la superficie de la tierra, ya que una parte se vuelve a evaporar inmediatamente durante su caída y otra es retenida o interceptada por la vegetación o por las superficies de edificios, carreteras, etc., y vuelve a la atmósfera en forma de vapor. De aquella agua que alcanza la superficie del terreno, una parte es retenida en pequeñas depresiones (charcos y aguadas) y en gran proporción retorna casi inmediatamente a la atmósfera por evaporación. Otra parte circula sobre la superficie y se concentra en pequeñas arroyadas y líneas de drenaje, que se reúnen en arroyos y luego en los ríos, constituyendo el agua de escurrimiento superficial, que tiene como destino final un lago o el mar, desde donde será evaporada o bien, se infiltrará en el terreno por donde circula.

Por último, hay una tercera parte de la precipitación que penetra bajo la superficie del terreno, conocida como infiltración, que se realiza a través de canales, fisuras y poros del suelo, a los que va llenando progresivamente. Un cierto volumen del agua infiltrada no desciende hasta la zona saturada o del agua subterránea propiamente dicha, sino que es retenida en los que se conoce como zona no saturada o zona de humedad del suelo, desde donde vuelve a la atmósfera por evaporación y transpiración de las plantas. Establecer la cantidad que corresponde a una u otra es tarea muy difícil, por lo que es común que siempre se aplique el término de evapotranspiración para el conjunto del fenómeno (Fetter, 1988).

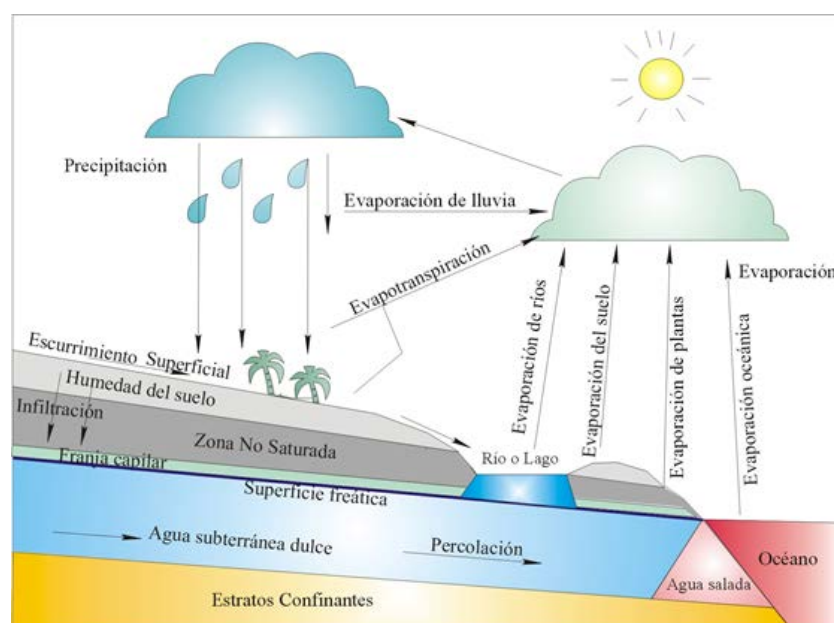


Ilustración 1: Esquema del ciclo hidrológico en la tierra (Fetter, 1988).

El movimiento del agua a través de un terreno se caracteriza por su relativa lentitud y su origen se debe fundamentalmente a la acción gravitatoria. En la zona no saturada, existen otras fuerzas (especialmente la tensión superficial) que originan muchas veces la presencia de una faja más o menos continua llamada faja capilar, desde donde el agua puede retornar a la superficie a través de la evaporación, transpiración o ambos fenómenos a la vez. Otras veces el agua subterránea alimenta directamente a los cauces fluviales, origina manantiales, o entrega sus caudales directamente al mar.

Excepto en las cuencas endorreicas de las zonas áridas o semiáridas (como las existentes en el Altiplano Sudamericano), la mayor parte de las aguas del escurrimiento fluvial y subterráneo terminan, más tarde o más temprano en el mar, por lo que se debe considerar a los océanos como la fase final del ciclo hidrológico, ya que de ellos vuelve a evaporarse y se re - inicia nuevamente todo el proceso.

El ciclo hidrológico es un mecanismo en que una partícula de agua evaporada desde el océano vuelve a éste luego de pasar por las etapas de precipitación y escurrimiento fluvial y subterráneo, caracterizándose por que este movimiento puede tener una marcada irregularidad en el espacio y en el tiempo, además de las interrupciones que pueden suceder en cualquiera de las etapas del ciclo global.

1.2. BALANCE HIDROLÓGICO

La ecuación del balance global es la ecuación de la continuidad, basada en el principio de Lavoisier de que "nada se crea, nada se destruye, todo se transforma", y se puede expresar:

$$I - E = \pm \Delta V$$

I: Ingresos
E: Egresos
 ΔV : Variación del almacenamiento

Esta ecuación puede ser aplicada a una región o unidad de estudio cualquiera y en un tiempo cualquiera. Sin embargo, cuando la unidad de tiempo es grande se debe considerar que las variaciones en el volumen almacenado son despreciables y, en ese caso, las entradas son iguales a las salidas. Este balance puede ser analizado con más detalle si se recuerda que tanto el escurrimiento superficial, el flujo subterráneo y la evapotranspiración dependen de una única fuente primaria: las precipitaciones. De esta manera la fórmula del balance global se puede expresar como:

$$P = Es + ET + Ie \text{ o bien, que } P - Es - ET - Ie = 0$$

P = Precipitación; Es = Escurrimiento fluvial; ET = Evapotranspiración; Ie = Infiltración eficaz

Como es de suponer, en un ciclo se puede considerar a todas las fases que forman parte de él comenzando desde cualquier punto o lugar; sin embargo lo más intuitivo es comenzar con la "materia prima" del mismo que es la Precipitación y a partir de allí, considerar qué caminos puede seguir el agua que cae en forma de lluvias. Estos caminos pueden ser:

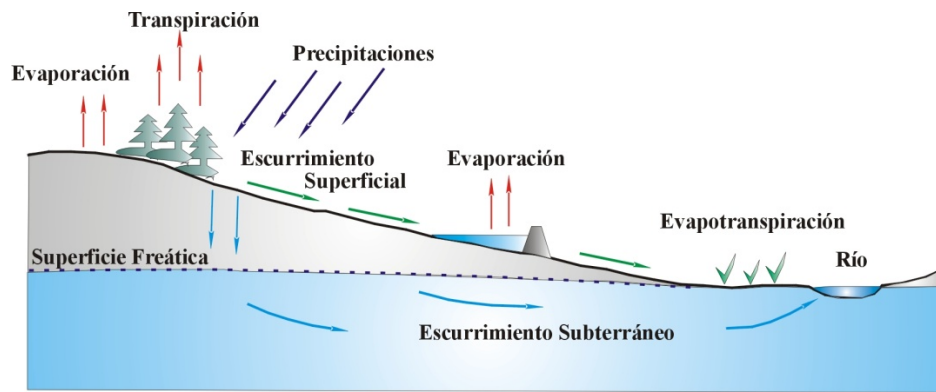


Ilustración 2: Fases del ciclo hidrológico.

- a) **Evaporación:** Una vez que el agua de lluvia alcanzó la superficie terrestre; una parte se evapora desde la superficie del suelo o bien directamente desde el follaje de los árboles. A este último fenómeno se le denomina *intercepción*, y en lluvias de corta duración sobre zonas boscosas éstas pueden devolver a la atmósfera una gran parte del agua precipitada sin haber alcanzado el suelo.
- b) **Infiltración:** El agua que se infiltra puede, a su vez, seguir varios caminos:
 1. **Evaporación:** El agua se evapora desde el suelo húmedo, sin relación con la posible vegetación que se desarrolle sobre el suelo en cuestión.
 2. **Transpiración:** Las raíces de las plantas absorben el agua infiltrada en el suelo; quedando una parte retenida para el aprovechamiento de las especies vegetales, mientras que la mayor parte es transpirada.
 3. **Esguerrimiento Subsuperficial o Hipodérmico:** Corresponde a aquella parte del agua infiltrada que tras un corto recorrido lateral y antes de llegar a la superficie freática, vuelve nuevamente a la superficie.
 4. Si no es evaporada ni atrapada por las raíces de las plantas, la fuerza de la gravedad continuará actuando sobre las moléculas de agua haciendo que éstas continúen migrando hacia abajo, hasta alcanzar la superficie freática. Allí, aún puede ser una parte atrapada por las raíces de las plantas freatófitas, de raíces muy profundas y que a diferencia de otras plantas, buscan agua del medio saturado.
 5. Finalmente, el agua restante da lugar al Esguerrimiento Subterráneo.
- c) **Esguerrimiento Superficial:** El agua de las precipitaciones que no es evaporada ni infiltrada, escurre libremente por la superficie terrestre bajo la influencia de la gravedad. Esta agua a su vez puede seguir los siguientes caminos:
 1. Parte es evaporada desde la superficie del curso fluvial, lagos y embalses.
 2. Otra parte puede quedar retenida como nieve o hielo en lagos o embalses. Esta parte se conoce con el nombre de Esguerrimiento Superficial Diferido.
 3. Finalmente una parte es el Esguerrimiento Superficial Rápido que sigue su camino a un nivel de base local y, finalmente, al mar.

Se conoce con el nombre de **Esguerrimiento Directo** a aquella porción que llega a los cauces de agua superficiales en un periodo de tiempo corto tras la precipitación que le dio origen. Normalmente, engloba el Esguerrimiento Superficial y el Esguerrimiento Subsuperficial. Son imposibles de distinguir ya que una gran parte de lo que parece Esguerrimiento Superficial (por el aumento de los caudales que sigue a las precipitaciones) ha estado infiltrada subsuperficialmente.

Se denomina Esgurrimiento Básico al volumen de agua que alimenta los cauces superficiales durante la época de estiaje (durante los periodos sin precipitaciones). Este concepto engloba al Esgurrimiento Subterráneo y al Esgurrimiento Superficial Diferido.

Se sabe con mayor o menor grado de certeza cual son los posibles caminos que pueden seguir el agua evaporada, el agua del esgurrimiento superficial y el agua infiltrada. Para completar la visión general del ciclo del agua es necesario conocer como es el largo camino que sigue el agua subterránea en el subsuelo. El agua que ha alcanzado la zona saturada, circulará por el medio (rocas porosas, fisuradas o sedimentos) siguiendo los gradientes hidráulicos regionales; es decir la pendiente hidráulica (el término involucra el concepto de que el agua se mueve desde una zona de mayor nivel energético hacia otra de menor valor). Este camino, desde su ingreso hasta su salida puede ser de unos cuanto metros, cientos y aún miles de metros o kilómetros, durante un periodo que puede variar desde unos meses hasta miles de años. Esta salida al exterior puede ser:

1. Artificialmente, a través de pozos u otras obras de captación.
2. Naturalmente, a través de un manantial.
3. Naturalmente, a través de los procesos de evapotranspiración, por las plantas freatófitas o por que la superficie freática se encuentra muy cerca de la superficie del terreno.
4. Naturalmente, luego de entregar sus aguas a un curso fluvial.
5. Naturalmente, entregando sus aguas al mar, lago, salar, etc.

De todas estas formas en que el agua subterránea puede manifestarse nuevamente hacia el exterior, las dos más importantes son las aportaciones hacia los cursos fluviales y hacia el mar. Así, en el primer caso, las aguas subterráneas pueden dar origen a Esgurrimiento Fluvial cuando existe un comportamiento efluente de un curso fluvial, es decir que recibe aportes del agua subterránea. En el segundo caso, en las zonas costeras, la afluencia de agua subterránea juega un papel preponderante en el equilibrio de la interfase agua dulce - agua salada de las regiones costeras.

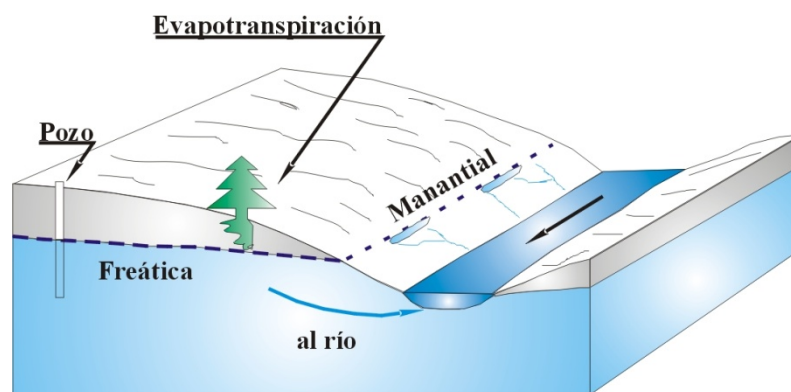


Ilustración 3: Esquema teórico de salidas del agua subterránea.

1.3. PARÁMETROS DE LA FÓRMULA DE BALANCE

1.3.1. Precipitación (P)

Las precipitaciones agrupan todas las aguas meteóricas recogidas en una cuenca hidrográfica o área determinada. Se presentan en forma líquida (lluvia, niebla, rocío) o sólida (nieve, granizo). Esta cantidad de agua así precipitada podrá o no enriquecer los embalses subterráneos. Cuando el agua, en estado líquido o sólido, llega a la superficie de la Tierra, se dice que ha precipitado. El vapor de agua contenido en la masa de aire, a consecuencia de los cambios de presión y temperatura y del movimiento de estas masas, ayudado, en ocasiones, por minúsculos núcleos de condensación y material sólido en suspensión, se reúne en gotas de agua o en cristales de hielo y cae venciendo las resistencias que se oponen, hasta llegar a la superficie terrestre. La precipitación sólida amorfa es el granizo y cristalizada, se denomina nieve. La precipitación es un fenómeno de tipo discontinuo y su distribución tanto en el espacio como en el tiempo es sumamente variable. La lluvia se mide por la altura que *alcanzaría sobre una superficie ideal plana y horizontal, antes de sufrir pérdidas por evaporación, infiltración y escurrimiento superficial*. Los aparatos destinados a cuantificar la cantidad de agua caída son:

- ✓ Pluviómetro ordinario: Mide cantidad de lluvia recibida en un intervalo de tiempo, comprendido entre dos lecturas consecutivas. Consiste en un colector cilíndrico con boca horizontal y de sección conocida. Una probeta graduada según la superficie de la boca, mide la altura de agua recogida.
- ✓ Pluviómetro totalizador: Se utilizan en lugares de difícil acceso, donde las lecturas sucesivas se hacen separadas por intervalos amplios de tiempo (hasta un año). Por lo tanto tienen un colector de mayor capacidad que los anteriores, y en él se vierten, previamente medidas, sustancias que evitan la evaporación (por ejemplo vaselina) y en zonas frías otras que ayuden a la fusión de la nieve (cloruro cálcico anhidro).
- ✓ Pluviógrafos: Registran en forma continua la variación de la lluvia con el tiempo. Existen tres tipos fundamentales basados en otros tantos principios; pesajes sucesivos, vaciado por sifonación de un depósito, o registro del vertido de volúmenes fijos.

Para la medida de la nieve pueden emplearse los pluviómetros ordinarios o totalizadores con el aditivo de sustancias que facilite su fusión. Obteniendo de esta manera, el equivalente en agua de la nieve. Se debe mencionar también que la evaluación del rocío puede ser muy importante, especialmente en aquellas regiones de climas áridos y semiáridos. Para el estudio de una determinada extensión superficial de terreno, es preciso estimar a partir de los datos obtenidos en unos cuantos puntos de observación, valores aplicables al conjunto de la zona. El primer paso es reunir los datos básicos y completar las series haciéndolas homogéneas en tamaño y calidad por procedimientos estadísticos. Determinar el dominio de esta situación es un problema a resolver para cada caso en particular, teniendo en cuenta el fenómeno meteorológico y la zona de estudio.

Se entiende por lámina de agua caída en una zona, a la altura que alcanzaría el agua sobre la superficie de una cuenca, considerando que ésta permanece en ella sin ningún tipo de pérdidas (sin escurrir, evaporarse o infiltrarse). Su valor resulta del cociente entre el volumen precipitado (m^3) y la superficie (m^2) de la cuenca y se expresa en milímetros. Con este procedimiento se determina el valor P de la ecuación del balance global. Los procedimientos utilizados para su cálculo son:

1. Método de la media aritmética
2. Método de los polígonos de Thiessen
3. Método de las curvas Isohietas

1.3.2. Evapotranspiración (ET)

La evapotranspiración es resultado del proceso por el cual el agua cambia de estado líquido a gaseoso y directamente, o a través de las plantas vuelve a la atmósfera en forma de vapor; es decir; la evapotranspiración no es un fenómeno distinto a la evaporación y transpiración, sino la sumatoria de los dos procesos y el término, sólo es aplicable correctamente a una determinada área de terreno cubierta por vegetación. Cuando ésta no existe, únicamente podrá hablarse de evaporación. Por el contrario, en condiciones naturales, y aunque el fenómeno tiene sus características propias, no es posible la ocurrencia exclusiva de transpiración. Justamente, la dificultad en la medida por separado de estas variables ha obligado a introducir el concepto de evapotranspiración (Evp). Desde el punto de vista práctico, dado que la evapotranspiración depende entre otros, de dos factores muy variables y difíciles de medir: el contenido de humedad en el suelo y el desarrollo vegetal de la planta, fue necesario introducir dos conceptos:

- ✓ Evapotranspiración Potencial (ETP): Representa la cantidad total de agua que sería evapotranspirada, si las reservas fueran suficientes para compensar las pérdidas máximas. Se supone un desarrollo vegetal óptimo y un suelo en su capacidad de campo máxima.
- ✓ Evapotranspiración Real (ETR): Es la que se produce en las condiciones naturales de humedad. Cuando la humedad del suelo es elevada, puede llegar a ser igual que la potencial.

Es evidente que $ETR \leq ETP$. Por ejemplo, en un ambiente desértico la ETP puede ser 7 mm/día y la ETR de 0 mm/día, ya que no hay agua para evapotranspirar. Podrán ser iguales cuando la humedad de un suelo sea óptima y exista un buen desarrollo vegetal, lo que puede suceder en un campo de cultivo bien regado o en un área con vegetación natural en un período de suficientes precipitaciones. La diferencia entre $ETP - ETR$ se denomina **demanda de agua para riego** y, en agricultura, siempre se intentará que esta diferencia sea igual a 0.

Como el concepto de ETP es difuso, pues cada tipo de planta evapotranspira una cantidad de agua diferente, se han establecido los conceptos de Evapotranspiración de Referencia (ET_0) y el de Evapotranspiración de cultivo en condiciones estándar (ET_c).

La Evapotranspiración de Referencia (ET_0) es la que se produciría en un campo de gramíneas de 12 cm de altura, sin falta de agua y con determinadas características aerodinámicas y de albedo. La Evapotranspiración de cultivo en condiciones estándar (ET_c) es la que se produciría en un cultivo especificado, sano, bien abonado y en condiciones óptimas de humedad del suelo. Es igual a la ET_0 multiplicada por un coeficiente (K_c) correspondiente al tipo de cultivo. **$ET_c = ET_0 \cdot K_c$**

Si bien estos dos últimos conceptos son muy importantes en la ingeniería de los cultivos, en hidrología, al considerar la Evapotranspiración dentro del balance de una cuenca, los conceptos de Evapotranspiración de Referencia y de Evapotranspiración Potencial son intercambiables.

Para comprender los procesos asociados a la Evapotranspiración, se deben conocer algunos conceptos referentes al almacenamiento del agua en el suelo. Esencialmente, el agua se distribuye en dos grandes zonas denominadas: Zona de Intersticios Conectados y Zona de Intersticios No Conectados.

1. **Zona de Intersticios Conectados:** Corresponde a aquella zona del suelo y subsuelo donde el agua se mueve a través de los poros interconectados. Es posible distinguir a su vez dos grandes medios, llamados Zona de Aireación, Zona Vadosa o Zona No Saturada y Zona Saturada. Generalmente se considera que la zona de aireación se extiende verticalmente desde la superficie del suelo hasta el nivel freático, aunque también este límite puede ser localizado en la parte superior de la franja capilar. La zona de saturación se extiende entre el límite inferior de la franja capilar y el lugar más

profundo donde hay espacios porales interconectados, el cual puede ser el basamento o alguna capa confinante inferior (impermeable).

2. **Zona de Intersticios No Conectados:** Debajo de la zona de saturación se localiza el agua interna, es decir aquella que está químicamente combinada, el agua fijada en intersticios no comunicados y el agua de origen magmática.

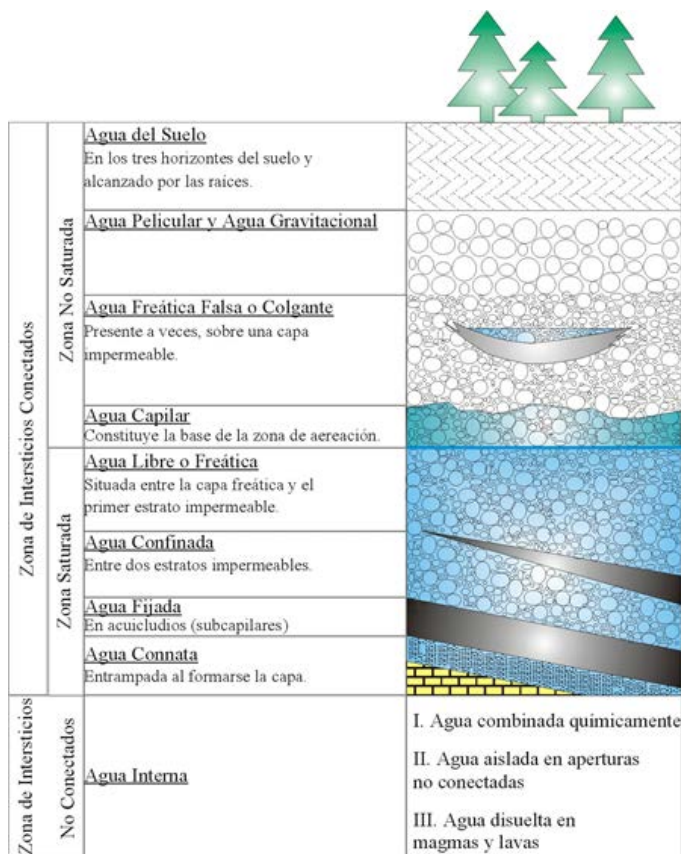


Figura 1: Distribución del agua en el suelo y subsuelo (Castany, 1971).

El agua en la Zona de Aireación: El agua de lluvia, nieve o de un curso fluvial, bajo la acción de la fuerza de gravedad se infiltra en esta zona, descendiendo progresivamente hasta alcanzar un nivel que por sus características texturales (muy fina) se comporta como una base impermeable. Sin embargo, una parte de esta agua no cumple todo este trayecto puesto que queda adherida a las partículas sólidas (clastos) por atracción molecular. La zona de aireación presenta interés desde el punto de vista agronómico, pues allí se localiza el agua aprovechada por los vegetales, y también geológico, ya que en esta zona se produce el denominado cinturón de meteorización debido a una poderosa combinación de procesos físicos, químicos, biológicos y microbiológicos. Castany (1971), distingue:

- a. **Zona de evapotranspiración:** El agua se encuentra alojada en los horizontes edáficos, los cuales, como es de suponer, pueden variar en espesor, composición, textura, etc. El agua alojada en esta sección es de vital importancia para los vegetales ya que está sometida al proceso de evapotranspiración. Es la zona de alteración de los suelos. El espesor de esta zona varía en función del clima y del tipo de vegetación que se asienta sobre ellas, normalmente alcanza 2 o 3 metros y en casos excepcionales puede superar los 4 metros.
- b. **Zona de retención o intermedia:** El agua de esta zona no presenta vínculo alguno con las capas inferiores. Normalmente, el espesor medio es de 0,6 a 2 metros, pero puede alcanzar 10 o 20 metros, o por el contrario faltar completamente. En esta área, el volumen de agua es igual al coeficiente de retención específica.

- c. Franja capilar: Por encima del nivel freático es común que se desarrolle una zona o franja más o menos continua de agua que se "prolonga" hacia arriba en una columna cuya altura depende de la granometría del suelo, variando en forma inversa con el tamaño del grano. Así, en los terrenos muy permeables (gravas) puede alcanzar unos pocos centímetros y alcanzar 2 e incluso 3 metros en los materiales menos permeables (limos). Normalmente, la franja capilar sigue las fluctuaciones del nivel de la superficie piezométrica. Muchas veces es posible distinguir el agua capilar continua (típica de la franja capilar) y el agua capilar aislada (común en la zona de aireación). El agua capilar es capaz de fluir libremente si desciende el nivel freático, al cual está ligada hidráulicamente.

La cantidad de agua evapotranspirada está condicionada a la acción conjunta de factores físicos (atmosféricos e hidrológicos) y fisiológicos (especie vegetal, carácter perenne, profundidad de raíces, etc.). De todos los factores, la temperatura media y la humedad, son de suma importancia para estimar valores de evapotranspiración por métodos relativamente simples.

Los métodos existentes para medir o estimar la evapotranspiración se pueden clasificar en cuatro grandes grupos:

1. Mediciones directas: Son generalmente engorrosos, pero necesarios desde el punto de vista de la calibración de las fórmulas utilizadas en los restantes métodos. Los más importantes son:
 - a) Medición de la evaporación (tanques, evaporímetros de papel poroso o Piché, etc.).
 - b) Evapotranspirómetros
 - c) Lisímetros.
 - d) Resoluciones del balance hidrológico (fórmula de balance).

Los métodos a y b son adecuados para medir la evapotranspiración potencial en cambio, c y d se aproximan a las condiciones naturales (evapotranspiración real).

2. Métodos basados en teorías físicas: Para los fines hidrogeológicos suelen ser no solamente complicados, sino muy poco utilizados debido a que, normalmente, necesitan datos que no suelen estar disponibles en las estaciones meteorológicas básicas. Ellos son:
 - a) Método aerodinámico global (basado en la capacidad del aire para el transporte de vapor de agua).
 - b) Método aerodinámico basado en el perfil de humedad y viento.
 - c) Método basado en la medida del flujo turbulento de humedad.
 - d) Balance de energía.

Métodos Semiempíricos: A raíz de que los métodos basados en teorías físicas necesitan de mediciones meteorológicas especiales, Penman (1948 in Custodio & Llamas, 1996) ha combinado los métodos a y d, mencionados en el punto anterior, de tal forma que los datos que se emplean provienen de estaciones climatológicas normales. Las medidas necesarias son temperatura, horas reales de sol, velocidad del viento y humedad relativa. La expresión matemática de la **fórmula de Penman** es:

$$E = \frac{(\Delta/\gamma) R_n + E_a}{\Delta/\gamma + 1}$$

E = evaporación diaria en mm.

γ = constante psicométrica, en mm de Hg/°C = 0,485 mm de Hg/°C.

Δ = pendiente de la curva de tensión saturante para la temperatura del aire en mm Hg/°C.

R_n = Evaporación en mm/día

$$R_n = R_N / C_1$$

$$R_N = R_i (1 - r) - R_e$$

RN = radiación neta en cal/cm² día

Re = radiación reflejada en onda larga en cal/cm².día

$$R_e = 1440^{\theta} T_a^4 (0,56 - 0,092 \sqrt{e_d}) (0,1 + 0,9 \frac{n}{N})$$

σ = constante de Stefan - Boltzman = $\theta = 0,826 \cdot 10^{-10}$ cal/cm² min oK⁴

Ta = temperatura del aire en °K

C₁= calor de vaporización necesario para evaporar 1 mm de agua por cada cm² de superficie.

$$E_a = 0,35 (0,5 + 0,54 V_2) (e_a - e_d)$$

en mm/día

e_a = tensión de vapor saturante a la temperatura del aire en mm de Hg.

V₂= velocidad del viento a 2 metros de altura sobre la superficie evaporante en m/seg.

$$e_d = e_a \frac{H_r}{100}$$

e_d = tensión de vapor en el aire en mm de Hg.

Los datos necesarios son:

λ = Latitud en grados sexagesimales.

T = Temperatura en grados centígrados.

V₂= Velocidad del viento a 2 metros de altura sobre la superficie evaporante en m/seg.

H_r = Humedad relativa (adimensional).

Para aplicar la **fórmula de Penman**, también es necesario conocer la radiación global, radiación incidente, latitud del lugar, número de horas de insolación y el número máximo de horas de insolación, según la fecha y el lugar. Para conocer cada uno de estos aspectos se puede aplicar la siguiente expresión:

$$R_i = R_a \left(0,29 \cdot \cos \lambda + 0,52 \frac{n}{N} \right)$$

R_i = radiación global incidente sobre una superficie horizontal a nivel del suelo, en cal/cm².día,

R_a = intensidad teórica de radiación incidente, sobre una superficie horizontal suponiendo que no existe atmósfera, en cal/cm².día.

λ = latitud del lugar.

n = número de horas de insolación medidas con heliógrafo.

N = número máximo de horas de insolación según latitud y fecha.

Por último, si se ha empleado un albedo correspondiente a una superficie de agua libre (r = 0,05), la evapotranspiración potencial mensual será:

$$ETP = f d E$$

f = coeficiente reductor correspondiente al mes

d = número de días del mes

E = evaporación en superficie de agua libre en mm/día determinada en la expresión original de Penman.

Métodos Empíricos: Son los más útiles para los fines del balance hidrológico si el detalle del estudio no exige mayor precisión. Desde el momento que las otras variables que intervienen en el mismo no se calculan por métodos rigurosamente exactos. Están basados en los elementos principales que inciden en la evapotranspiración; tal como temperatura (en términos de temperatura media, radiación incidente, heliofanía, etc.,) y precipitación.

Fórmula de Thorthwaite (Evapotranspiración Potencial): Este autor utiliza como variable primaria para el cálculo, la media mensual de las temperaturas medias del aire. Con ello calcula un índice de calor mensual con la siguiente fórmula:

$$i = \left(\frac{t}{5}\right)^{1,514}$$

i = índice de calor mensual

y halla el valor del índice de calor anual I, como igual a la sumatoria de i de tal forma que $I = \sum i$, siendo éste valor la suma de los doce índices mensuales del año considerado. Para meses teóricos de 30 días, con 12 horas diarias de sol, formula la siguiente expresión:

$$ETP_{sin\ corr} = 16 \left(\frac{10t}{I}\right)^a$$

$ETP_{sin\ corr}$ = Evapotranspiración potencial mensual (mm/mes)

t = temperatura media mensual del mes en °C.

I = Índice de calor anual = $\sum i$

$$a = 675 \cdot 10^{-9} \cdot I^3 - 771 \cdot 10^{-7} \cdot I^2 + 1792 \cdot 10^{-5} \cdot I + 0,49239$$

Finalmente, tiene en cuenta la duración real del mes y el número máximo de horas sol, según la latitud del lugar y llega a la expresión:

$$ETP = ETP_{sin\ corr} \frac{N}{12} \frac{d}{30}$$

ETP = Evapotranspiración potencial corregida

N = Número máximo de horas sol, dependiendo del mes y de la latitud

d = Número de días del mes

Fórmula de Blaney – Criddle: Estos autores proponen la siguiente expresión:

$$ETP = K \cdot P (0,457 T + 8,13)$$

ETP = Evapotranspiración potencial en mm/mes

K = coeficiente empírico según el tipo de vegetación (factor de cultivo)

T = temperatura media del mes en °C

P = (horas insolación mes máximas/horas insolación año máximas). 100. Porcentaje de número máximo de horas de insolación en el mes, respecto al total.

Fórmula de Hargreaves (Evapotranspiración Potencial diaria)

Esta expresión fue desarrollada para calcular la Evapotranspiración de Referencia (ET_0) que, como se señaló anteriormente, en el sentido amplio se puede asimilar a la ETP. Las medidas necesarias son temperatura y radiación solar (que se puede estimar con temperaturas máximas y mínimas diarias).

$$ET_0 = 0,0023 (t_{\text{med}} + 17,78) R_0 \cdot (t_{\text{dmax}} - t_{\text{dmin}})^{0,5}$$

ET₀ = Evapotranspiración potencial (mm/día).

t_{med} = Temperatura media diaria (°C).

R₀ = Radiación solar extraterrestre, en mm/día (vienen tabuladas).

t_{dmax} = Temperatura diaria máxima.

t_{dmin} = Temperatura diaria mínima.

Fórmula de Turc (Evapotranspiración Potencial): En su versión más moderna, la fórmula de Turc es:

$$ETP = 0,40 \frac{t}{t + 15} (R_i + 50)$$

ETP = Evapotranspiración potencial en mm/mes

t = Temperatura media diaria del mes en °C

R_i = Radiación solar global incidente media diaria del mes en cal/cm².día

Cuando la humedad relativa (H_r) es menor del 50 % introduce un factor de corrección y la fórmula queda así:

$$ETP = 0,40 \frac{t}{t + 15} (R_i + 50) \cdot \left(1 - \frac{50 - H_r}{70}\right)$$

Nota: Para el mes de febrero, el coeficiente 0,40 se sustituye por 0,37

Fórmula de Turc (Evapotranspiración Real): Turc, experimentando en más de 200 cuencas del mundo, llega a la expresión:

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \left(\frac{P^2}{L^2}\right)}}$$

ETR = Evapotranspiración Real en mm/año

P = Precipitación en mm/año

L = Poder evaporante de la atmósfera $L = 300 + 25 t + 0,05 t^2$

Fórmula de Coutagne (Evapotranspiración Real):

$$ETR = P - XP^2$$

Para valores de precipitación comprendidos entre 1/8x y 1/2x.

$$X = \frac{1}{0,8 + 0,14 t}$$

t = temperatura media anual en °C

ER = Evapotranspiración real en m/año

P = precipitación en m/año

Los métodos teóricos y las medidas directas están ligados al carácter microclimático del proceso, y, en consecuencia, son los únicos realmente válidos, siempre que se reflejen fielmente las condiciones naturales. Los métodos empíricos tienen la ventaja de su mayor economía, pues, en general, se basan en datos meteorológicos corrientemente obtenibles en casi todas las estaciones meteorológicas. No obstante, los valores que con ellos se obtienen tendrán escasa validez si no están constatados con medidas directas en la zona a la que aplican.

1.3.3. Superávit Hídrico o Recarga Potencial (SH)

El excedente de la lámina de agua precipitada en una cuenca respecto a la evapotranspiración real que ocurre sobre esa misma superficie, define al Superávit Hídrico. Este valor brinda una idea general de la cantidad de agua disponible para escurrimiento superficial e infiltración, es decir que representa al volumen potencial de recarga a los reservorios subterráneos.

$$P - Evp = I + R = \text{Superávit Hídrico}$$

Según Turc (1954):

$$R = P \left[1 - \left(0,9 + \frac{P^2}{L^2} \right)^{-0,5} \right]$$

R = recarga potencial anual promedio = Superávit Hídrico.

P = Precipitación en mm/año.

L = Poder evaporante de la atmósfera $L = 300 + 25 t + 0,05 t^2$

t = temperatura media anual en °C.

Cuando la recarga potencial se estima o se calcula a partir de la fórmula del balance hídrico y en donde se han obtenido los datos de precipitación y evapotranspiración media con cierto grado de certeza, el superávit hídrico así obtenido representa una idea bastante cercana a la realidad. Sin embargo, se debe tener cuidado y manejar con cautela el cálculo de la recarga a partir de fórmulas empíricas ya que pueden obtenerse valores sesgados que están o pueden estar fuertemente controlados e influenciados por los datos primarios y, especialmente, por las condiciones climáticas propias de una región en particular.

1.3.4. Escurrimiento (Es)

El escurrimiento es la parte del ciclo hidrológico, en la cual el agua precipitada circula sobre la superficie del continente iniciando el retorno, ya sea hacia el mar, hacia la zona de recarga de algún recipiente subterráneo, o para llegar a algún reservorio superficial desde donde se evapora. El escurrimiento es un fenómeno estrictamente superficial del agua. Los factores fisiográficos que afectan el drenaje superficial son, entre otros, el uso y tipo de suelo, pendiente topográfica, superficie de la cuenca hidrográfica, etc. El uso del suelo es importante ya que un suelo plantado y con vegetación abundante, retiene más el agua de lluvia y produce mayor evapotranspiración, dando lugar a una componente menor de escurrimiento fluvial, que el mismo tipo de suelo sin vegetación. En zonas urbanizadas, se produce un incremento de la componente de escurrimiento y un marcado decrecimiento de la infiltración. El tipo de suelo (forma, estructura, textura, etc.), influye notablemente en la capacidad de infiltración, de esta forma un suelo permeable, poco evolucionado, suele tener mayor capacidad de absorción de agua y por lo tanto disminuye la componente de escurrimiento, a diferencia de un suelo estructurado y texturalmente fino, que tiende a dar lugar una mayor componente de escurrimiento.

La pendiente topográfica juega un papel preponderante al momento que ocurre una lluvia en una cuenca cualquiera; de esta forma y bajo las mismas condiciones de textura de los suelos, permeabilidad, vegetación y uso del suelo, la componente de escurrimiento fluvial es mayor a medida que se incrementa la pendiente topográfica. La pendiente media de la cuenca es un factor decisivo en la determinación del

tiempo de concentración de una creciente y del comportamiento del escurrimiento. Un factor importante en la componente de escurrimiento fluvial es el área de la cuenca hidrográfica. Generalmente, una cuenca de gran extensión, entrega caudales más regulares al colector principal, ya que reciben aportaciones de varias regiones climáticas y los factores que producen variaciones no alcanzan a afectar nunca por igual a toda el área. El relieve de la cuenca viene definido por la curva hipsométrica, que representa en ordenadas la altitud y en abscisas el porcentaje de área de la cuenca situada por encima de dicha altitud. La forma de una cuenca afecta al escurrimiento fluvial. Normalmente, para el análisis de forma se emplean el índice de Gravelius y el coeficiente de Compacidad. Las características litológicas y estructurales (la geología) de una cuenca hidrográfica determinan entre otros, la densidad de drenaje y el tipo de red hídrica. La conjunción de factores geológicos (litología, permeabilidad, estructura, etc.), climáticos y fisiográficos determinará si una cuenca presenta un patrón dendrítico, pinnadas, rectangulares, paralelas, enrejado, anulares, centrípetas, radiales, etc.

Para el cálculo del escurrimiento fluvial, es necesario realizar mediciones de caudal o Gasto = Q , o sea el volumen de agua que pasa por una sección de un río en un tiempo determinado. Estas mediciones se denominan aforos. Existen numerosos métodos para realizar aforos, en función de las características de los cursos de agua y del nivel de exactitud requerido en las mediciones. Por el tipo de magnitudes medidas se pueden clasificar en métodos directos o volumétricos e indirectos (velocidad de flujo como flotadores y molinetes, químicos y de nivel).

1.3.5. Relación del Escurrimiento fluvial, pluviometría y el agua subterránea

Uno de los aspectos más sobresalientes y que desde el punto de vista hidrogeológico tiene relevancia es el concepto de Caudal Básico que se obtiene a partir del análisis de un hidrograma. En un hidrograma de un curso fluvial cualquiera, durante un período en el cual no se registran lluvias, el escurrimiento fluvial en ese momento solo está compuesto por el aporte de agua subterránea y el hidrograma decae siguiendo la forma de una curva exponencial. Cuando el curso fluvial recibe agua de los reservorios subterráneos, el nivel freático desciende, dejando cada vez menos agua subterránea para alimentar a los cursos fluviales. Si no se repone el agua a los reservorios subterráneos, el caudal base hacia los cursos se volvería cero.

La curva de agotamiento es la parte de un hidrograma en el que el caudal que está siendo representado en el mismo, procede solamente del escurrimiento básico. Si se asume que el escurrimiento básico procede exclusivamente del escurrimiento subterráneo se puede hacer algunas simplificaciones y establecer ciertas normas de procedimiento y cálculo. Si se supone un recipiente lleno de arena y saturado de agua y luego se procede a “abrir” un grifo, inicialmente saldrá un caudal Q_0 , que irá disminuyendo en función del tiempo, hasta agotarse. Si se representa el hidrograma correspondiente a esta situación, se obtendría una curva similar a la representada en la figura 1b. En condiciones naturales se puede encontrar muchos casos similares, como el depósito de ladera que representa la figura 1c, cuyo caudal se midiera en el manantial que aparece en la base. A mayor escala presentaría el mismo funcionamiento el conjunto de acuíferos de la cuenca de un río cualquiera.

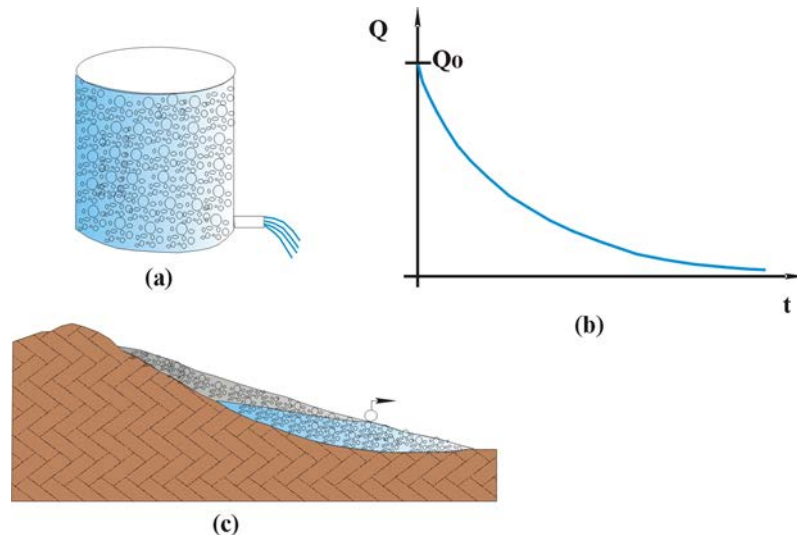


Figura 2: Curva de agotamiento de un hidrograma.

La curva de recesión del Caudal Base de una cuenca es una propiedad intrínseca y es función de la topografía, patrones de drenaje, suelos, etc.; es por esto que es similar año a año. Mientras que la componente de Caudal Básico de un curso fluvial es más o menos constante, el escurrimiento total del curso puede fluctuar enormemente a lo largo del año. La diferencia es debido a los eventos de precipitaciones. La ecuación de la recesión del Caudal Base es:

$$Q = Q_0 e^{-at}$$

Donde

Q = Escurrimiento fluvial a un tiempo cualquiera t , luego del comienzo de la recesión

Q_0 = Escurrimiento fluvial al comienzo de la recesión

a = Constante de recesión para la cuenca

t = Tiempo cualquiera desde el comienzo de la recesión

e = Número e (2,71828...)

$$e^{-at} = Q/Q_0$$

$$-at = \ln Q/Q_0$$

$$a = -\frac{1}{t} \ln \frac{Q}{Q_0}$$

La ecuación de recesión del caudal Base permite calcular la constante a y a partir de este dato establecer el volumen de agua subterránea que recibe de aporte el curso fluvial en un tiempo t cualquiera durante la recesión.

Se puede estimar la recarga en una cuenca utilizando los hidrogramas de dos o más años consecutivos. La ecuación de la recesión del caudal básico indica que Q_0 varía logarítmicamente en función del tiempo. Si se grafica un hidrograma con tiempos en escala aritmética (en abscisas) y caudal en escala logarítmica (en ordenadas) se puede definir una curva de recesión, a partir de la cual se puede estimar la recarga.

$$V_{tp1} = \frac{Q_0 t_1}{2,3}$$

$$V_{t1} = \frac{V_{tp1}}{10^{t/t_1}}$$

$$R = V_{tp2} - V_{t1}$$

Dónde:

V_{tp1} = Volumen Potencial Total de Descarga de Agua Subterránea para el inicio del primer ciclo de recesión.

Q_0 = Caudal al comienzo de la recesión.

t_1 = Tiempo que toma en alcanzar el valor de $0,1 Q_0$

t = Tiempo que dura la recesión del primer ciclo.

V_t = Volumen Remanente Potencial de Descarga de Agua Subterránea al final de la recesión.

V_{tp2} = Volumen Potencial Total de Descarga de Agua Subterránea al inicio del segundo ciclo de recesión.

R = Recarga (volumen) que tiene lugar entre dos recesiones consecutivas.

El área comprendida bajo un hidrograma es el volumen de agua que ha pasado por el punto de aforo en el intervalo de tiempo considerado. Por ejemplo, si se integra el área bajo la curva de la figura 1b, el valor obtenido corresponderá al volumen total de agua almacenado en el recipiente de arena en el instante inicial, el volumen almacenado en el coluvio de la figura 1a, o el volumen almacenado en los acuíferos que alimentan al curso fluvial durante la época de estiaje. Ese volumen será, por lo tanto:

$$V = \int_0^{\infty} Q_0 e^{-\alpha t} dt = \frac{Q_0}{\alpha}$$

Por otra parte, si se toma logaritmos a la ecuación original será:

$$\text{Log } Q_t = \log Q_0 - \alpha t \log e$$

Un hidrograma es la expresión de Q_t en función de t (tiempo). Si en vez de esa expresión se dibuja el logaritmo de Q_t en función de t la curva de agotamiento aparecerá como una recta. En efecto, la ecuación anterior es la expresión de una recta, siendo $-\alpha \log e$, la pendiente y $\log Q_0$ la ordenada al origen. Por lo tanto si se representa el $\log Q$ en función del tiempo y se calcula la pendiente de la curva de agotamiento (que ahora será una recta) se podrá calcular el volumen almacenado por el embalse subterráneo, de la cuenca en el instante t_0 .

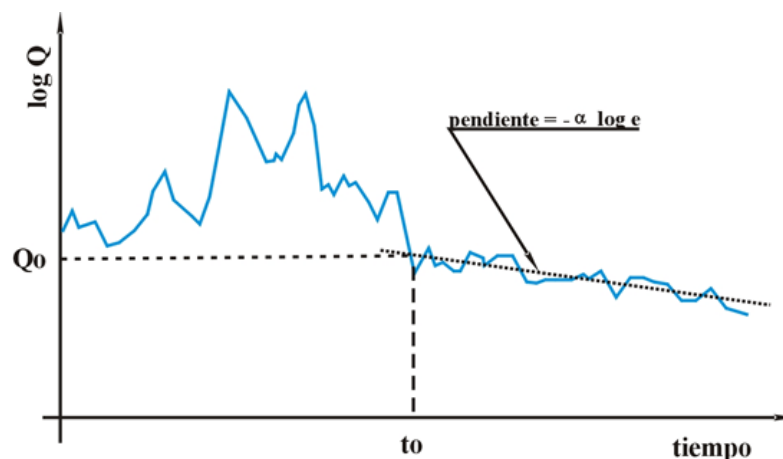


Figura 3: Pendiente de la curva de agotamiento.

Como se conoce, la materia prima para que ocurra escurrimiento fluvial es la presencia de precipitaciones en cualquiera de sus formas (nieve, granizo, lluvias, rocío). La respuesta de un curso fluvial a las precipitaciones está en función de numerosos aspectos tales como intensidad y distribución de las lluvias, ambiente climático imperante, dimensiones de la cuenca hidrográfica, tipo de suelos y rocas, vegetación, etc. De acuerdo a la región climática considerada, un curso fluvial puede comportarse como influente o efluente, respecto al agua subterránea.

Se dice que un curso es influente cuando aporta agua al reservorio subterráneo y, es efluente cuando recibe aportes desde los acuíferos. Un curso fluvial, en un mismo año (según la época considerada) puede ser influente o efluente; también, a lo largo de su extensión, un curso de agua puede ser influente y en otro efluente, o viceversa.

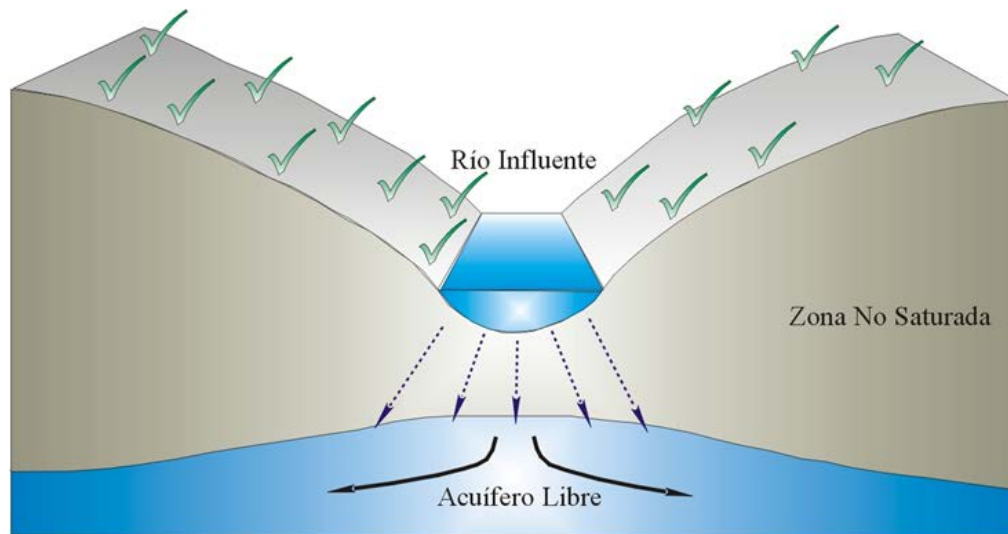


Figura 4: Río influente (el río aporta agua al acuífero).

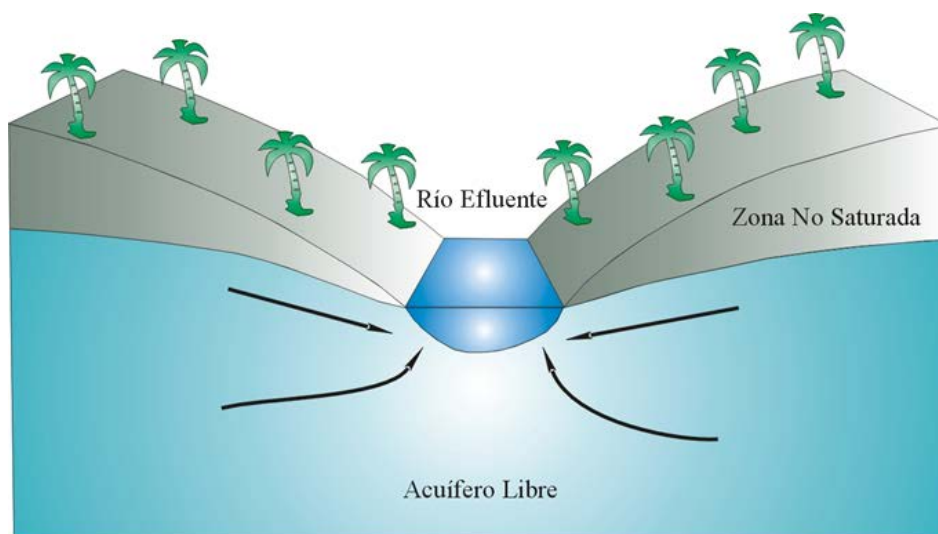


Figura 5: Río efluente (el río recibe agua del acuífero).

1.3.6. Infiltración (Ie)

La infiltración es el proceso por el cual el agua penetra en el suelo a través de la superficie de la tierra y queda retenida por él o alcanza un nivel acuífero incrementando el volumen de agua almacenado. Superada la capacidad de campo del suelo, el agua desciende por la acción constante de las fuerzas capilares y de la gravedad; este último proceso recibe el nombre de percolación (Davis y De Wiest, 1971), infiltración eficaz (Castany, 1963) o infiltración profunda. El término de infiltración se aplica solamente en materiales no saturados, diferenciándose de la percolación que es el tipo de movimiento que predomina en los materiales saturados.

Como se sabe, no toda el agua que se infiltra alimenta los acuíferos. Una parte del caudal infiltrado repone el agua pelicular, otra parte conforma la humedad del suelo, que vuelve a la atmósfera por evaporación y/o evapotranspiración. Este caudal de infiltración es denominado infiltración Ineficaz.

$$\text{Por lo tanto: } I_t (\text{total}) = I_e (\text{eficaz}) + I_i (\text{ineficaz})$$

Horton, (1933) llama capacidad de infiltración de un suelo, a la máxima cantidad de agua de lluvia que puede absorber en la unidad de tiempo y en unas condiciones definidas previamente. La relación entre la intensidad de la lluvia y la capacidad de infiltración es la que determina la cantidad de agua que penetrará en el suelo y la que por escorrentía directa alimentará los cauces de los cursos fluviales. Esta capacidad de infiltración decrece con el tiempo, a partir de un máximo al inicio de la lluvia y después de algunas oscilaciones.

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

1. Factores que definen las características del terreno o medio permeable.
2. Factores que definen las características del fluido (agua) que se infiltra.

1.a. Condiciones de superficie

La compactación natural o debida al tránsito dificulta la penetración del agua y reduce la capacidad de infiltración. Una superficie sin cobertura vegetal está expuesta al impacto directo de las gotas de lluvia, que también origina una compactación e impide una infiltración eficaz. De esta forma, un suelo bien drenado puede tener una capacidad de infiltración baja debido al "sellado" en superficie por partículas finas. Cuando el suelo está cubierto por vegetación, las plantas protegen de la compactación por impacto de la lluvia, se retarda el recorrido superficial del agua y de esta forma hay más tiempo de exposición para su posible infiltración. La pendiente del terreno influye en el sentido de mantener durante más o menos tiempo una lámina de agua de cierto espesor sobre él. La especie cultivada, densidad de cobertura vegetal y sobre todo, el tratamiento agrícola aplicado, influirán en la infiltración. Por último, en las áreas urbanizadas las posibilidades de infiltración se reducen considerablemente.

1.b. Características del terreno

La textura del terreno influye por sí y por la influencia en la estabilidad de la estructura. Un suelo con alto porcentaje de limos y arcillas está expuesto a la disgregación y arrastre de las partículas por el agua. La estructura define el tamaño de los poros; de esta forma la existencia de poros grandes reduce la tensión capilar pero favorece directamente la entrada de agua. Los sucesivos horizontes en el perfil vertical de un suelo tienen distintas capacidades de infiltración; siendo el horizonte A generalmente bastante más permeable que el B.

1.c. Condiciones ambientales

La humedad inicial del suelo juega un papel preponderante. Cuando el suelo está seco, al comienzo de la lluvia, se crea una fuerte capilaridad al humedecerse las capas superiores, y este efecto, se suma al de gravedad incrementando la intensidad de infiltración. Las arcillas y otros coloides, a medida que se humectan, se hinchan y este efecto ocasiona el cierre de fracturas y grietas disminuyendo la capacidad de infiltración. Cuando el suelo alcanza su capacidad de campo, es evidente que admitirá menos agua. La temperatura del suelo puede ser suficientemente baja para provocar la congelación del agua recibida, originando una capa totalmente impermeable; sin embargo la temperatura del agua de lluvia puede llegar a ser suficientemente alta como para originar la fusión de esa capa y penetrar así, en el terreno.

2.a. Características del fluido que se infiltra

En primer lugar, el espesor de la lámina de agua sobre el terreno favorece la infiltración. La turbidez del agua afecta especialmente la infiltración por los materiales finos en suspensión que contiene, que penetran en el suelo y reducen por colmatación la permeabilidad, y, por lo tanto la intensidad de la infiltración. El contenido de sales, en ocasiones, favorece la formación de flóculos de coloides del suelo y reduce la capacidad de infiltración; mientras que en otros produce el efecto contrario. La temperatura del agua afecta su viscosidad y en consecuencia la mayor facilidad con que ésta escurrirá por el suelo, debido a este efecto, se han determinado, para un mismo terreno, intensidades de infiltración menores en invierno que en verano.

1. Métodos para determinar la Capacidad de Infiltración

Es corriente utilizar como unidad el mm/hora, y en algunos casos el mm/día. Para medidas directas, los intervalos de tiempo entre dos medidas sucesivas son más cortos, pero el resultado se traduce a una de las dos unidades citadas. Un mm de agua infiltrada equivale a 10 m³/ha. Los métodos para determinar la capacidad de infiltración tienen, solo un valor relativo, e incluso, en muchos casos, los resultados obtenidos dependen del método empleado. Se citan los siguientes:

1. Lisímetros: Son recipientes de formas diversas en los cuales se utiliza el mismo suelo que se desea investigar. Los más comunes son los lisímetros de superficie, aunque también los hay subterráneos y de pesada. Los lisímetros de superficie se dividen en:
 2. Cajas Lisimétricas: Son las más usadas y consisten en recipientes de sección circular o cuadrada en donde se coloca la muestra de suelo con el que se experimenta. El agua infiltrada se recoge y mide en un recipiente graduado. Este es un sistema apto para suelos blandos y homogéneos.
 3. Lisímetros Monolíticos: Son cajas construidas alrededor de un bloque de suelo, de tal manera que éste sufra alteraciones mínimas.
 4. Análisis de Hidrogramas en Cuencas Pequeñas: El funcionamiento hidrológico de una cuenca de pequeña extensión (< 10 Km²), es en esencia, la reproducción que se pretende con los infiltrómetros simuladores de lluvia. En estos casos se aplica la fórmula del balance, despreciando la evapotranspiración debido al tamaño de la cuenca. De esta forma se conoce la precipitación, el caudal escurrido superficial leído con un limnógrafo situado en la salida de la cuenca y por diferencia se obtiene el valor de infiltración.

$$I = P - E_s$$

5. Infiltrómetros: Se utilizan para medidas muy locales y, con ellos, la capacidad de infiltración se determina directamente con bastantes reservas, los valores obtenidos pueden aplicarse a pequeñas cuencas homogéneas. Cuando la cuenca es mayor y no es homogénea en suelos o vegetación deberá dividirse en áreas que lo sean y utilizar infiltrómetros en cada una de ellas. Los hay de dos tipos:

1) Infiltrómetros tipo simulador de lluvia: El agua, mediante un sistema de tipo aspersión, se distribuye lo más uniformemente posible por la parcela de la que se quiere conocer la capacidad de infiltración. Estas parcelas son de pequeño tamaño (1 a 40 m²) y para comprobar la uniformidad del reparto y medir el agua recibida se colocan en ellas algunos pluviómetros. Debe existir un sistema para medir la escorrentía superficial. De esta forma, conocida P y R y despreciando la E_{vp}, por ser muy cortos los intervalos entre medidas sucesivas, el valor de la infiltración es:

$$I = P - E_s$$

2) Infiltrómetros tipos inundador: La capacidad de infiltración se deduce del volumen de agua que es necesario añadir para mantener una lámina de espesor constante sobre un área bien definida. Los defectos más significativos de estos tipos de infiltrómetros son que se anula el efecto de compactación que produce la lluvia, y que no es posible aplicarlos sin alterar la estructura del terreno. Hay dos tipos:

- a) Cilindro o anillos concéntricos (Método de Müntz).
- b) Cilindro excavado en el suelo (Método de Porchet).

2. Métodos para determinar la Infiltración Eficaz

Hay diversas maneras de evaluación de la infiltración eficaz o recarga (Scanlon et al., 2002 in Custodio, 2011). Todas ellas requieren utilizar parámetros poco conocidos y difíciles de medir, y por lo tanto con una notable incertidumbre asociada. Como expresa Custodio (2011), hay notables estudios en regiones semiáridas y áridas (Flint et al., 2002; Gee y Hillel, 1988; Harrington et al., 2002 in Custodio, 2011), pero en general no es posible encontrar relaciones sencillas. La irregularidad temporal y espacial de la precipitación y la mayor importancia de la recarga concentrada dificulta esa relación, tanto más cuanto mayor sea el grado de aridez.

- a) Aplicación de la fórmula del balance: Claro está que si la incógnita es la Infiltración y , de la zona, cuenca o región en cuestión se conocen los otros parámetros de la fórmula del balance global, tal como las precipitaciones, la evapotranspiración real y el escurrimiento fluvial; se puede conocer la incógnita despejando de la ecuación.

$$P - EvR - Es - Ie = 0$$

$$P - EvR - Es = Ie$$

- b) Variación de niveles freáticos: El método de cálculo de la recarga a través del análisis de la fluctuación o variación del nivel piezométrico, está basado en la premisa de que la variación de los niveles en acuíferos libres se deben al agua al agua de recarga o Infiltración Eficaz que llega al reservorio. En este caso la recarga se calcula:

$$Ie = m_e \times \Delta h / \Delta t$$

Donde, m_e es la porosidad eficaz, h es la variación del nivel piezométrico y es t , tiempo. El método se ha utilizado en varios estudios.

- c) Método de trazadores: Se puede estimar la infiltración eficaz utilizando trazadores ambientales químicos e isotópicos, históricos (radioisótopos), artificiales (añadidos de forma premeditada) y de calor (generalmente en aguas superficiales. Dado que los trazadores no miden directamente la recarga o infiltración eficaz, pueden existir ciertos problemas al momento de interpretar los resultados, principalmente por la presencia de otras fuentes de trazador y la existencia de vías preferentes de flujo, que pueden invalidar los resultados del método de trazado.

Entre los métodos más usados se encuentra el del transporte de sustancias disueltas “conservativas” desde la superficie del terreno al nivel freático. Las sustancias disueltas conservativas son aquellas cuyo movimiento en el terreno es muy similar al del agua y por tanto se pueden utilizar para medir el flujo del agua. Se trata de sustancias que no interaccionan significativamente con el terreno, no se precipitan en condiciones normales, no se alteran por procesos fisicoquímicos y químicos en el agua (Alcalá García, 2005). El método más utilizado es en el balance del ion cloruro en el agua de lluvia y en el agua del acuífero.

1.4. BALANCE DE SISTEMAS ACUÍFEROS

Cuando se pretende realizar un balance hídrico en una cuenca cualquiera, primeramente debe distinguirse entre Cuenca Hidrográfica y Cuenca Hidrogeológica. La Cuenca Hidrográfica es la unidad que está definida por la topografía, por lo que es fácilmente identificable y delimitable en un mapa topográfico. Esta unidad corresponde al lugar geométrico donde una molécula de agua precipitada se moviliza aguas abajo por influencia de la gravedad y alcanza un curso fluvial; es el dominio de las aguas superficiales. La cuenca Hidrogeológica, a diferencia de la anterior, es un concepto que engloba exclusivamente a las aguas subterráneas y su configuración y límites están definidos por la estructura de las rocas. Es obvio que en muchos lugares puede existir coincidencia entre la cuenca hidrográfica y la cuenca hidrogeológica, pero lo normal es que ambas sean muy diferentes entre sí.

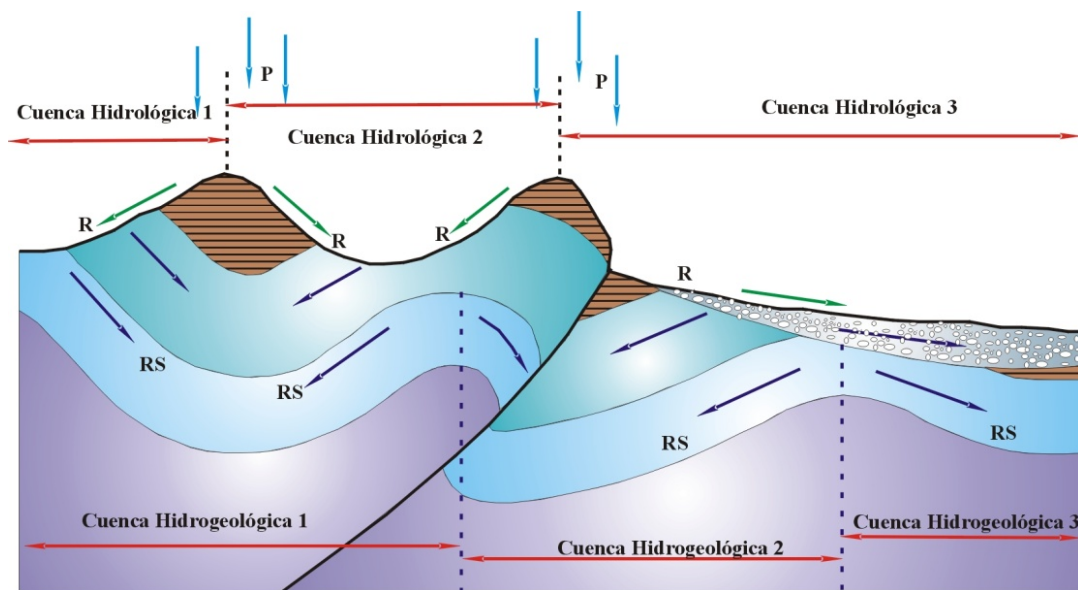


Figura 6: Esquema de cuenca hidrológica y cuenca hidrogeológica.

Cuando existe una interacción entre las aguas superficiales y las aguas subterráneas en una cuenca, es porque existe alguna conexión entre la cuenca hidrológica y la cuenca hidrogeológica y esta situación tiene una importancia mayúscula en los estudios tendientes a establecer el balance de agua en una región cualquiera. Así, por ejemplo (principalmente en las regiones áridas y semiáridas) cuando en una región determinada no se producen desde hace mucho tiempo precipitaciones, un curso fluvial puede continuar transportando agua superficial por las siguientes razones:

- ✓ Nieve o hielo que se están fundiendo en algunos sectores de la cuenca hidrológica.
- ✓ Almacenamiento superficial como lagos naturales y embalses artificiales.
- ✓ Almacenamiento en los cuerpos de agua subterráneos (acuíferos).

Para simplificar y comprender mejor el fenómeno de que un curso fluvial pueda transportar agua debido únicamente al aporte del agua subterránea se puede pensar en una región árida o semiárida, donde o bien no ocurren precipitaciones o éstas son de carácter temporal (por ejemplo en la época estival). Si se asume este último caso, antes de producirse las primeras precipitaciones, el curso fluvial transportaba un cierto caudal de agua debido únicamente a las aportaciones de agua subterránea y el hidrograma de ese río mostraría que el caudal se estaba agotando (curva de agotamiento) paulatinamente hasta un instante en que ocurre la precipitación y el caudal del curso fluvial comienza a aumentar.

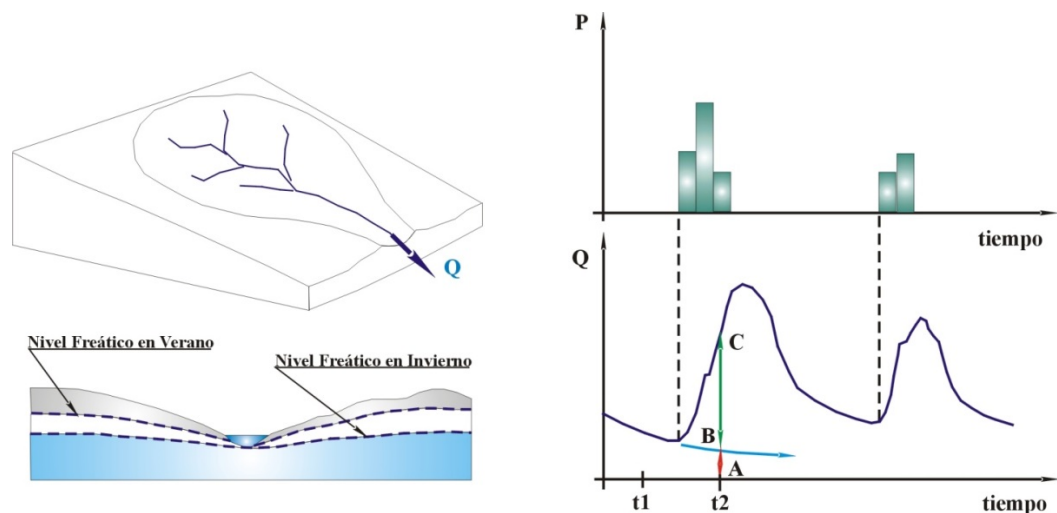


Figura 7: Hidrograma y caudal básico luego de una lluvia en una cuenca.

En el instante t_1 todo el caudal del curso fluvial se debía al Escurrimiento Básico (que en este caso es el escurrimiento subterráneo). En el instante t_2 , parte del caudal Q (el segmento AB) será debido al Escurrimiento Básico y otra parte (BC) será debido al Escurrimiento Directo.

Con las mismas precipitaciones, el hidrograma resultante será distinto según se trate de una cuenca "permeable" con importantes acuíferos, o una cuenca "poco permeable", sin acuíferos. Por lo tanto, se puede observar que el conjunto de acuíferos de una cuenca se comportan realmente como un verdadero "embalse subterráneo", ya que guardan el agua cuando hay excesos y la entregan lentamente cuando hay déficit o no hay precipitaciones. Si se considera una cuenca hidrogeológicamente cerrada y un periodo de varios años, el volumen total de precipitaciones no evapotranspiradas ha de ser igual a la aportación (volumen aportado) del río en la desembocadura durante ese mismo periodo. Efectivamente, para un periodo extenso se integra el escurrimiento superficial y el escurrimiento subterráneo que alimentó al curso fluvial en los periodos de estiaje. Para un periodo o año hidrológico, el Balance Hídrico será:

$$\text{Entradas} = \text{Salidas} \pm \Delta \text{Almacenamiento}$$

$$P (+\text{agua de otras cuencas}) = E_{vt} + E_s + E_{ss} (+\text{agua de otras cuencas}) \pm \Delta \text{Almacenamiento}$$

Si se trata de una cuenca cerrada:

$$P = E_{vp} + E_s + R_{ss} \pm \Delta \text{Almacenamiento}$$

Y si además es para un periodo de más de 20 años:

$$P = E_{vp} + E_s + E_{ss}$$

Esta expresión parece ser muy simple pero, lamentablemente, para conocer el funcionamiento de una cuenca como unidad hidrogeológica es necesario cuantificar su balance hídrico. A modo de ejemplo, en las cuencas de España que han sido estudiadas, la última ecuación presenta aproximadamente los siguientes valores (Sánchez San Román, 2001).

$$670 \text{ mm} = 480 \text{ mm} + 130 \text{ mm} + 60 \text{ mm}$$

$$100 \% = 72 \% + 19 \% + 9 \%$$

MÓDULO 2. El agua en el suelo: Clasificación y Comportamiento. La Zona No saturada (ZNS). Relaciones Agua–Aire - Suelo. Relaciones Agua – Suelo – Planta. Balance Hidrológico en el Suelo.

2.1. EL AGUA EN EL SUELO

La comprensión de las relaciones suelo-agua permite conocer el conjunto de factores y procesos físicos que ocurren dentro del suelo y en su superficie, que son importantes para el crecimiento de las plantas y manejo del suelo y el agua.

- Sólidos (que pueden ser inorgánicos o minerales y orgánicos).
- Agua.
- Aire.

Las proporciones de aire y agua están sujetas a rápidas y grandes fluctuaciones. Así mismo, la composición del subsuelo difiere de la capa superficial. El subsuelo tiene menor contenido en materia orgánica, el espacio poroso es algo menor y contiene un alto porcentaje de pequeños poros que se encuentra llenos más tiempo por agua que por aire, es decir, el suelo junto con proveer anclaje y soporte físico, reserva de agua y nutrientes, es un medio dinámico que influye significativamente en el crecimiento de las plantas.

2.1.1. Fase sólida

a) Constituyentes inorgánicos

La porción inorgánica de los suelos es bastante variable en tamaño y composición. Dentro de los componentes minerales del suelo podemos distinguir aquellos minerales que persisten con pequeños cambios en su composición, conocidos como minerales primarios (por ejemplo cuarzo y feldespatos). Son los que predominan en la fracción arena. Otros minerales, como silicatos de la arcilla y óxidos de hierro, han sido formados por alteración de minerales menos resistentes. Son llamados minerales secundarios y predominan en la fracción arcilla.

b) Constituyentes orgánicos

La materia orgánica contenida en un suelo mineral es pequeña, variando de 1 a 6 % en la zona superficial y menor en el subsuelo. A pesar de su pequeña cantidad, su influencia en las propiedades de los suelos es muy grande: agrega las partículas minerales, incrementa la cantidad de agua que puede retener el suelo, es fuente de nutrientes (N, P, S), es capaz de retener iones, etc. La materia orgánica es un constituyente transitorio del suelo, permaneciendo desde unas pocas horas hasta unos cientos de años. Además de los residuos de plantas y animales y sus productos de ruptura, la materia orgánica del suelo incluye compuestos complejos que son relativamente resistentes a la degradación. Estos materiales complejos junto con otros que han sido sintetizados por los microorganismos del suelo, son conocidos como humus.

2.1.1.1. Propiedades de la fase sólida

1. Propiedades físicas

Las principales propiedades físicas del suelo son el color, la textura, la estructura y las relacionadas con la capacidad de retención de agua en el suelo.

Color: Esta propiedad permite deducir rasgos importantes en el suelo: un color oscuro o negro indica contenido alto en materia orgánica, color blancuzco presencia de carbonatos y/o yesos, colores grises/verdes/azulados hidromorfía permanente. El color se caracteriza por tres parámetros que son: Matiz o Hue, que expresa la longitud de onda dominante en la radiación reflejada. Se consideran cinco colores principales (R, rojo; Y, amarillo; G, verde; B, azul y P, púrpura) y cinco intermedios. Brillo o Value que expresa la porción de luz reflejada y mide el grado de claridad o de oscuridad relativa del color comparado con el blanco absoluto. Intensidad o Croma que expresa la pureza relativa del color del matiz de que se trate. Un horizonte puede presentar un color uniforme o presentar manchas de distinto color.

Textura: El suelo está constituido por partículas de diferente tamaño. Conocer la granulometría es esencial para cualquier estudio del suelo. Para agrupar a los constituyentes del suelo según su tamaño se han establecido muchas clasificaciones. Básicamente todas aceptan los términos de grava, arena, limo y arcilla, pero difieren en los valores de los límites establecidos para definir cada clase. Se define textura del suelo como la relación existente entre los porcentajes de las diferentes fracciones (arena, limo y arcilla). Las combinaciones posibles de estos porcentajes pueden agruparse en unas pocas clases de tamaño de partículas o clases texturales. Se utilizan numerosos tipos de diagramas (circulares, de barras), pero el más ampliamente empleado es el triángulo de texturas o Diagrama textural. La determinación del contenido de las arenas se hace mediante tamices de diferentes tamaños. La del limo y arcilla mediante el método de la pipeta de Robinson que se basa en la velocidad de sedimentación de estas partículas según la ley de Stokes. En general se puede decir que los suelos arenosos tienen buena aireación, son fáciles de labrar, son deficientes en nutrientes para las plantas, con baja retención de agua ya que se secan con facilidad y son muy permeables. En los suelos limosos se producen efectos de impermeabilidad y mala aireación, carecen de propiedades coloidales y no tienen apenas la posibilidad de formar agregados. Los suelos arcillosos son ricos en nutrientes, pero si hay un exceso de arcilla (>30%) son impermeables, las labores agrícolas son difíciles debido a su fuerte plasticidad en estado húmedo o a una excesiva compactación en estado seco. Los suelos con textura franca (equilibrada) es la ideal para el cultivo, aunque hay que tener en cuenta otros factores como el contenido en materia orgánica, régimen de humedad del suelo, clima, etc.

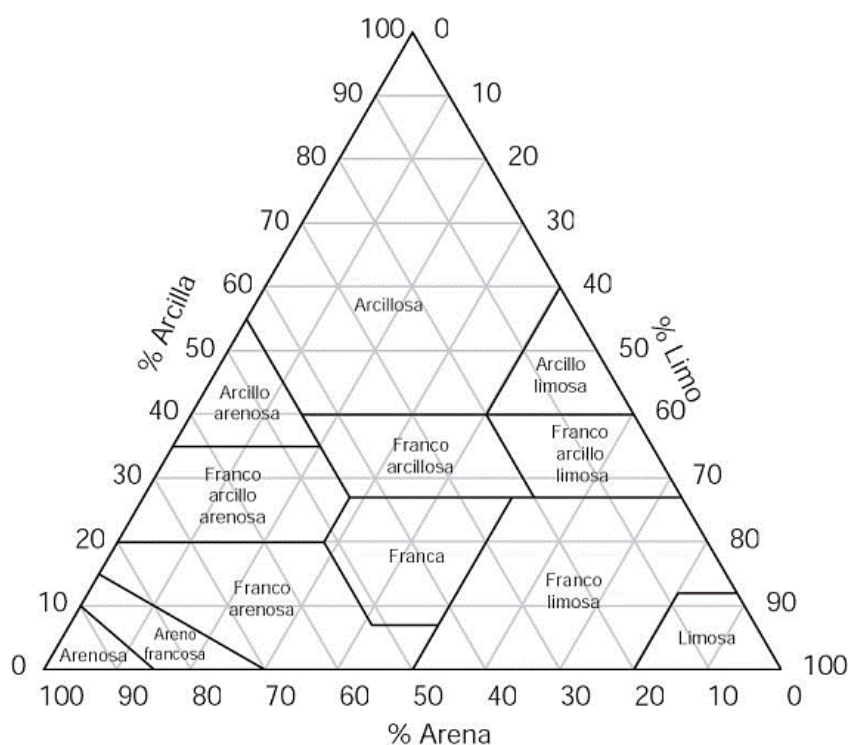


Gráfico 1: Triángulo de clases texturales.

Estructura: Las partículas no se suelen presentar en el suelo de un modo totalmente independiente, sino que se encuentran más o menos ligadas unas a otras, constituyendo los agregados. Así, la estructura de un suelo se puede definir como “el modo de agregación o unión de los constituyentes del suelo (partículas minerales, materia orgánica, etc.). Entre los factores que influyen o determinan la morfología de la estructura están: a) la cantidad o porcentaje del material o matriz que une las partículas del suelo (carbonatos, arcilla, materia orgánica); b) la textura; c) la actividad biológica del suelo (lombrices) y d) la influencia humana (en el horizonte cultivado se forma una estructura con una morfología totalmente distinta a la natural que poseía el suelo).

Densidad aparente: El suelo como todo cuerpo poroso tiene dos densidades. La densidad real (densidad media de sus partículas sólidas) y la densidad aparente (teniendo en cuenta el volumen de poros). La densidad aparente refleja el contenido total de porosidad en un suelo y es importante para el manejo de los suelos (refleja la compactación y facilidad de circulación de agua y aire). También es un dato necesario para transformar muchos de los resultados de los análisis de los suelos en el laboratorio (expresados en % en peso) a valores de % en volumen en el campo.

2. Propiedades físico - químicas

Cambio iónico: Se define el cambio iónico como los procesos reversibles por los cuales las partículas sólidas del suelo, adsorben iones de la fase líquida liberando al mismo tiempo otros iones en cantidades equivalentes, estableciéndose el equilibrio entre ambos.

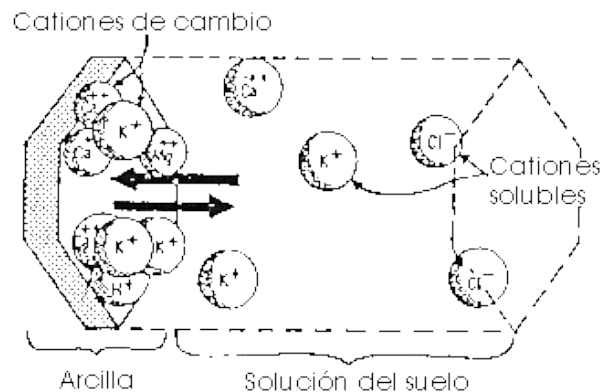


Figura 8: Concepto de cambio iónico.

Es un proceso dinámico que se desarrolla en la superficie de las partículas. Como los iones adsorbidos quedan en posición asimilable constituyen la reserva de nutrientes para las plantas. Las causas que originan el intercambio iónico son los desequilibrios eléctricos de las partículas del suelo. Para neutralizar las cargas se adsorben iones, que se pegan a la superficie de las partículas. Quedan débilmente retenidos sobre las partículas del suelo y se pueden intercambiar con la solución del suelo.

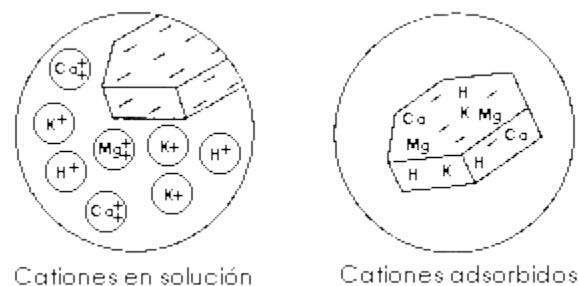


Figura 9: Disposición de los cationes en solución y cationes adsorbidos.

Existen tres teorías que tratan de explicar el porqué de este proceso:

1. Red cristalina: Considera las partículas de los minerales como sólidos iónicos. Los iones de los bordes están débilmente retenidos por lo que pueden abandonar la estructura y pueden cambiarse con los de la solución del suelo.
2. Doble capa eléctrica: Considera el contacto entre el sólido y la fase líquida como un condensador plano. Entre el metal (el sólido) y el electrólito (la disolución) existe una diferencia de potencial que atrae a los iones de la solución del suelo. Se forma una doble capa eléctrica formada por los iones del sólido y los atraídos en la solución.
3. Membrana semipermeable: La interfase sólido-líquido actúa como una membrana semipermeable que deja pasar los iones de la solución y a los de la superficie de las partículas pero no a los del interior de los materiales.

Básicamente las tres teorías son compatibles y simplemente se trata de enfoques distintos:

1. Iones débilmente retenidos para la teoría cristalina.
2. Desequilibrios eléctricos para la teoría de la doble capa eléctrica.
3. Diferentes concentraciones para la teoría de la membrana semipermeable.

Capacidad de intercambio de cationes (CIC): Dentro del cambio iónico el más importante y mejor conocido es la capacidad de intercambio catiónico. En el suelo son varios los materiales que pueden cambiar cationes, los principales son las arcillas y la materia orgánica (los dos materiales presentan propiedades coloidales). Una suspensión o dispersión coloidal es un sistema físico que está compuesto de un material en forma líquida o gaseosa, en el cual hay inmersas partículas, por lo general sólidas, de pequeño tamaño, en principio, del orden de las micras. Las causas de la capacidad de cambio de cationes de las arcillas son:

- d. Sustituciones atómicas dentro de la red.
- e. Existencia de bordes (superficies descompensadas).
- f. Disociación de los oxidrilos (OH) de las capas basales.
- g. Enlaces de Van der Waals, que es un tipo de forma electrostática y se establece entre dos grupos no cargados. Son muy débiles individualmente, pero son importantes cuando su número es elevado.

En las arcillas, además de en su superficie, los iones pueden entrar entre las láminas. Las causas de la capacidad de cambio de materia orgánica son:

- a) Disociación de los OH.
- b) Disociación de los COOH.

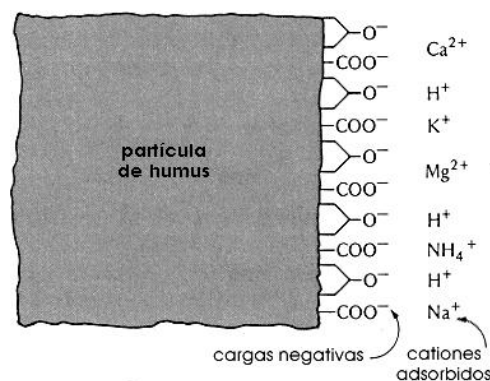


Figura 10: Capacidad de intercambio catiónico en materia orgánica.

En cuanto a los factores que hacen que un suelo tenga una determinada capacidad de cambio de cationes son varios.

1. **Tamaño de las partículas:** Cuanta más pequeña sea la partícula (arcillas), más grande será la capacidad de cambio.
2. **Naturaleza de las partículas:** La composición y estructura de las partículas influirá en las posibilidades de cambio de sus cationes. Así, la Capacidad de Intercambio Catiónico (CIC) de algunos de los materiales más comunes en los suelos, se representan en la siguiente tabla.

Tabla 1: Capacidad de Intercambio Catiónico de diferentes partículas.

Naturaleza de la partícula	CIC, meq/100g
Cuarzo y Feldespatos	1-2
Óxidos e hidróxidos de Fe y Al	4
Caolinita	3-15
Illita y Clorita	10-40
Montmorillonita	80-150
Vermiculita	100-160
Materia orgánica	300-500

3. **Tipo de cationes cambiables:** La capacidad de cambio de cationes representa el total de cargas negativas, o lo que es lo mismo el número de cargas positivas que incorporan los cationes que vienen a fijarse. No obstante, la naturaleza de los cationes de cambio puede modificar el valor de la capacidad de cambio, aumentándola o disminuyéndola, en función de su carga y de su tamaño. Los cationes divalentes, trivalentes... al adsorberse aumentan la capacidad de cationes de cambio, mientras que los cationes de gran tamaño (radicales orgánicos) disminuyen la CIC al bloquear, por su tamaño, posiciones de cambio.
4. **pH:** Los suelos presentan distinta capacidad de cambio en función del pH. A pH bajos los hidrogeniones están fuertemente retenidos en las superficies de las partículas, pero a pH altos los H^+ de los grupos carboxílicos primero y de los OH^- después, se disocian y los H^+ pueden ser intercambiados por cationes. Esto es la consecuencia de que la capacidad de cambio de cationes aumente con el pH. Los cationes que frecuentemente ocupan las posiciones de cambio en los suelos son: Ca^{++} , Mg^{++} , K^+ , Na^+ , H^+ , Al^{+++} , Fe^{+++} , Fe^{++} , NH_4^+ , Mn^{++} , Cu^{++} y Zn^{++} . En los suelos ácidos predominan H^+ y Al^{+++} , en los suelos alcalinos predominan las bases fundamentalmente el Na^+ y en los neutros el Ca^{++} . La relación en el complejo de cambio entre los cationes y el $H^+ + Al^{+++}$, expresado en %, representa el grado de saturación
5. **Grado de saturación** ($V=S/T \times 100\%$)
siendo, T = capacidad de cambio. ($T = S + Al^{+++} + H^+$).
 $S = Ca^{++} + Mg^{++} + Na^+ + K^+$.
Cuando $V > 50 \%$ el suelo está saturado.
Si $V < 50 \%$ el suelo se encuentra insaturado. Las posiciones de cambio están ocupadas principalmente por H^+ y Al^{+++} ; se trata de un medio pobre en nutrientes.

La importancia de la capacidad de cambio es que:

1. Controla la disponibilidad de nutrientes para las plantas: K^+ , Mg^{++} , Ca^{++} , entre otros.
2. Interviene en los procesos de floculación - dispersión de arcilla y por consiguiente en el desarrollo de la estructura y estabilidad de los agregados.
3. Determina el papel del suelo como depurador natural al permitir la retención de elementos contaminantes incorporados al suelo.

Acidez del suelo: La acidez del suelo mide la concentración en hidrogeniones (H^+). En los suelos los hidrogeniones están en la solución, pero también existen en el complejo de cambio. Así hay dos tipos de acidez: una la activa o real (debida a los H^+ en solución) y otra de cambio o de reserva (para los H^+ adsorbidos). Ambas están en equilibrio dinámico. Si se eliminan H^+ de la solución se liberan otros tantos H^+ adsorbidos. Como consecuencia el suelo muestra una fuerte resistencia a cualquier modificación de su pH. Los factores que hacen que el suelo tenga un determinado valor de pH son diversos, fundamentalmente: naturaleza del material original, factor biótico, precipitaciones, complejo adsorbente (saturado en cationes ácidos o básicos). Influye en las propiedades físicas y químicas.

Propiedades físicas. Los pH neutros son los mejores para las propiedades físicas de los suelos. A pH muy ácidos hay una intensa alteración de minerales y la estructura se vuelve inestable. En pH alcalino, la arcilla se dispersa, se destruye la estructura y existen malas condiciones desde el punto de vista físico.

Propiedades químicas y fertilidad. La asimilación de nutrientes del suelo está influenciada por el pH, ya que determinados nutrientes se pueden bloquear en determinadas condiciones de pH y no son asimilables para las plantas. Alrededor de pH 6 - 7,5 son las mejores condiciones para el desarrollo de las plantas.

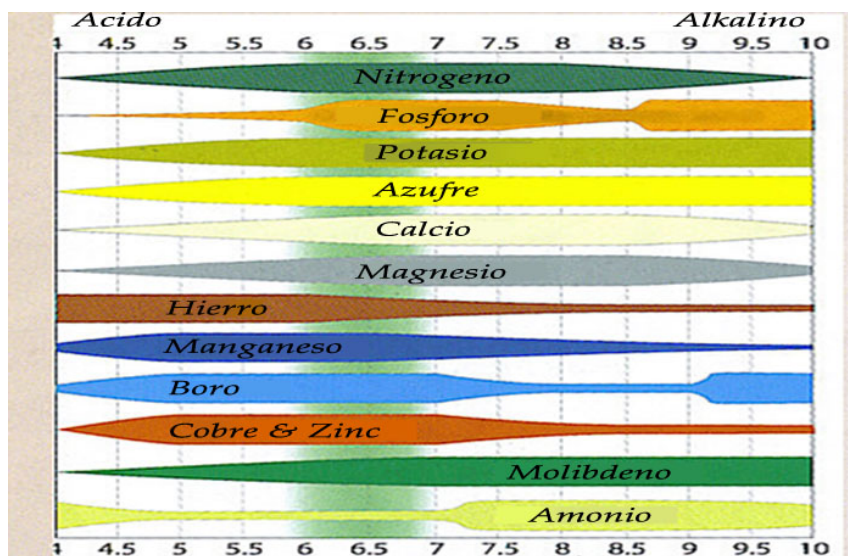


Figura 11: Asimilación de nutrientes en el suelo en función del pH.

Potencial de oxidación – reducción: Las condiciones de oxidación-reducción del suelo son de gran importancia para procesos de meteorización, formación de diversos suelos y procesos biológicos, también están relacionadas con la disponibilidad de ciertos elementos nutritivos. La formulación química de las reacciones de oxidación-reducción es la siguiente:



En el suelo existe un equilibrio entre los agentes oxidantes y reductores. La materia orgánica se encuentra reducida y tiende a oxidarse, es reductora, ya que al oxidarse tiene que reducir a otro de los materiales del suelo. Por el contrario el oxígeno es oxidante. Por otra parte hay muchos elementos químicos que funcionan con valencias variables, pudiendo oxidarse o reducirse según el ambiente que predomine. Los procesos de oxidación reducción envuelven a elementos que pueden actuar con diferentes valencias y entre ellos tenemos: Fe, Mn, S, N. Algunos ejemplos de procesos de oxidación en el suelo son:

Oxidación: del Fe^{+2} de minerales primarios en Fe^{+3} formando óxidos e hidróxidos; la transformación de Mn^{+2} en Mn^{+4} ; la oxidación de $\text{S}^{=}$, por ejemplo de pirita, en sulfatos; la nitrificación o sea la transformación de NH_4 en nitritos y nitratos.

Por el contrario muchos procesos suceden bajo condiciones reductoras como la desnitrificación, la desulfuración, la formación de compuestos Fe^{+2} y Mn^{+2} . En los suelos normales el ambiente es aireado y por tanto la tendencia general es oxidante. En los suelos hidromorfos la saturación en agua tiende a provocar un ambiente reductor. Los valores de pH y potencial redox (medidas Eh) delimitan los campos de estabilidad de los materiales del suelo. Los compuestos de Fe y Mn son muy sensibles a cambios de pH y Eh.

3. Propiedades químicas

Son las que dependen de la parte más íntima del suelo como es su propia composición química. Las más importantes desde el punto de vista de la génesis del suelo son la alteración mineral y la formación de nuevas especies, así como lo relativo a la destrucción de la materia orgánica fresca y la formación de las sustancias húmicas. Además se deben considerar compuestos que perteneciendo a la fase sólida del suelo, pueden pasar fácilmente a la fase líquida por ser extraordinariamente solubles, por lo que tienen una extraordinaria movilidad.

Corresponden fundamentalmente a los contenidos de diferentes sustancias importantes como macronutrientes (N, P, Ca, K, Mg, S) y micronutrientes (Fe, Mn, Cu, Zn, B, Mo, Cl) para las plantas, o por dotar al suelo de determinadas características (Carbono orgánico, Carbonato cálcico, Fe en diferentes estados). Es lo que consideramos las sales solubles del suelo, que incluyen a aquellas cuya solubilidad es más alta que la del yeso y cuya consecuencia es la salinidad.

La salinización natural del suelo es un fenómeno asociado a condiciones climáticas de aridez y a la presencia de materiales originales ricos en sales, como sucede con ciertas margas. No obstante, existe una salinidad adquirida por el riego prolongado con aguas de elevado contenido salino, en suelos de baja permeabilidad y bajo climas secos subhúmedos o más secos.

El contenido salino del suelo suele medirse de forma indirecta, dado que la presencia de iones en el agua la hace conductora de la electricidad, se utiliza la conductividad del extracto de saturación para estimar en contenido en sales solubles. Se entiende por extracto de saturación la solución extraída del suelo después de saturarlo con agua, buscando ponerlo en un punto cercano a su capacidad de campo, dada que esta es la situación más perdurable con una concentración mínima de sales. Un estado de mayor humedad presentaría una solución más diluida pero de escasa duración temporal; un estado más seco elevaría la concentración pero sería muy variable en el tiempo.

Como quiera que la conductividad eléctrica varíe con la movilidad de los iones y por tanto con la temperatura, para obtener valores comparables siempre se mide a una temperatura fija de 25° C.

La presencia de sales ejerce una doble influencia en el suelo, por un lado la posible toxicidad de algunos iones presentes como el sodio, y de otro lado el incremento en la presión osmótica de la solución que dificulta la absorción de agua por parte de las plantas, de hecho su efecto se suma al potencial matricial; esto hace que los suelos salinos se comporten fisiológicamente como secos con un nivel de humedad apreciable.

2.1.2. Fase líquida

La fase líquida está constituida por una disolución acuosa. Hay dos aspectos del agua del suelo que subraya el especial significado de este constituyente. El agua es retenida por los poros del suelo con diferente intensidad dependiendo de la cantidad de agua presente y el tamaño de los poros. Cuando el contenido de humedad del suelo es óptimo, el agua de los poros grandes e intermedios puede moverse por el suelo en cualquier dirección: descendente, ascendente o hacia las raíces. El agua es el solvente que junto con los nutrientes disueltos forma la denominada solución del suelo, de la cual las plantas absorben los elementos esenciales. Entre estos se encuentran: nutrientes mayoritarios como Ca, K, N y P y micronutrientes (Fe, Mn, B, Mo, Cu,).

2.1.2.1. Propiedades de la fase líquida

1. Constituyentes, origen y localización

La fase líquida del suelo está constituida por el agua y las soluciones del suelo. El agua procede de la atmósfera (lluvia, nieve, granizo, humedad atmosférica). Otras fuentes son infiltraciones laterales, capas freáticas etc. Las soluciones del suelo proceden de la alteración de los minerales y de la materia orgánica. El agua ejerce importantes acciones, tanto para la formación del suelo (interviene decisivamente en la meteorización física y química, y translocación de sustancias) como desde el punto de la fertilidad. Su importancia es tal que la popular sentencia "Donde no hay agua, no hay vida" podemos adaptarla en nuestro caso y decir que "Donde no hay agua, no hay suelos". La fase líquida circula a través del espacio poroso, queda retenida en los huecos del suelo y está en constante competencia con la fase gaseosa. Los cambios climáticos estacionales, y concretamente las precipitaciones atmosféricas, hacen variar los porcentajes de cada fase en cada momento.

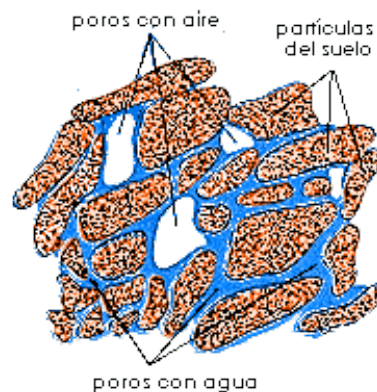


Figura 12: La fase líquida en los suelos.

2. Estado energético

El concepto de estado energético es tan importante o más que la cantidad de agua del suelo, pues predice el comportamiento, ya que el movimiento del agua está regulado por su estado de energía. El agua en el suelo tiene varias energías y su medida se expresa en unidades de potencial (energía por unidad de masa). Los tipos de energía más importantes son: energía potencial (es la que tiene un cuerpo por su posición en un campo de fuerza), energía gravitacional (es la que tiene un cuerpo en función de su posición en el campo gravitacional), energía cinética (debida al movimiento), energía calorífica, energía química, energía atómica, energía eléctrica. La energía libre será la suma de todas estas energías.

$$E. \text{ libre} = E_p + E_g + E_c + E_{cal} + E_q + E_a + E_e + \dots$$

Como resultado de esa energía un cuerpo se puede desplazar o queda en reposo. El grado de energía de una sustancia representa una medida de la tendencia al cambio de ese cuerpo. Las sustancias sufren cambios para liberar y disminuir su energía. Al conjunto de fuerzas que retienen el agua del suelo se llama potencial de succión. Tiene un sentido negativo y es el responsable de las fuerzas de retención del agua dentro del suelo, es igual al potencial matricial más el osmótico. Frente a él está el potencial gravitacional que tiene un signo positivo y tiende a desplazar el agua a capas cada vez más profundas.

Cuando el potencial de succión es mayor que el potencial gravitacional, el agua queda retenida en los poros, y cuando el potencial de succión es menor que el gravitacional, el agua se desplaza hacia abajo. El Potencial matricial es debido a dos fuerzas, adsorción y capilaridad. La atracción por adsorción se origina como consecuencia de superficie de sólidos descompensados eléctricamente. Las moléculas del agua actúan como dipolos y son atraídas, por fuerzas electrostáticas, sobre la superficie de las partículas de los constituyentes del suelo. Por otra parte en los microporos del suelo queda retenida el agua por fuerzas capilares. El Potencial osmótico es debido a las sales. Cuando se ponen en contacto dos líquidos de diferente concentración la disolución más concentrada atrae al agua para diluirse. Sólo es importante en el caso de suelos salinos.

3. Métodos de medida de humedad y potenciales

Para medir la humedad del suelo se efectúa por el método de la pérdida de peso de una muestra húmeda tras eliminar el agua en estufa a 105 °C. Se van efectuando sucesivas pesadas hasta obtener valores constantes. La expresión es en %.

$$H = (P_h - P_s) / P_s \times 100$$

Dónde: H = humedad natural del suelo; P_h = peso del suelo húmedo; P_s = peso del suelo seco.

Esa cantidad de agua que tiene el suelo, debe expresarse en función de la fuerza a que es retenida, ya que su comportamiento va a ser muy distinto dependiendo de las fuerzas de retención a que se encuentre sometida. Efectivamente si la mayor parte del agua está débilmente retenida esta se podrá mover y será asimilable para las plantas, mientras que si toda el agua está fuertemente retenida, carecerá de movilidad y será un agua inútil para las plantas. Para medir el potencial de succión existen varios métodos para utilizar en el campo o en el laboratorio.

Métodos de campo: El más sencillo es el método del tensiómetro. Consiste en introducir en el suelo una bujía (porosa en su parte inferior, generalmente cerámica) llena de agua. La bujía está cerrada herméticamente y lleva acoplada un manómetro. Al succionar el suelo parte del agua de la bujía se produce en ella un vacío que se mide en el manómetro. Más que medir potenciales de succión refleja variaciones de potencial de succión y sirve para controlar in situ la cantidad de agua retenida por el suelo y por tanto para el control de riego.

Métodos de laboratorio: El más universal es el método la placa de presión (o membrana de Richards). Se somete a una muestra de suelo a una serie de presiones en una olla metálica conectada a un compresor. Cuando se iguala la presión que suministramos a la fuerza de succión, el agua sale del suelo. Las medidas de fuerzas de retención del agua del suelo llegan hasta 16.000 gr/cm². Para simplificar los datos se utilizan unidades de pF que representan los valores de los logaritmos decimales de las fuerzas de succión medidas en gr/cm² (una fuerza de 1000gr/cm² equivale a un pF de 3). También son frecuentes las medidas expresadas en atmósferas. Así, las medidas de humedad del suelo se acompañan de las fuerzas de retención correspondientes, por ejemplo, 35 % de humedad a un pF de 2,5 y un 20 % a un pF de 4,2. El estudio de la humedad de un suelo es mucho más completo si calculamos la curva característica que relaciona gráficamente los valores de humedades y las fuerzas de retención correspondientes. Pero esta

curva no es unívoca. Para una misma muestra de suelo la curva obtenida no es la misma en una muestra húmeda que se va desecando (desorción) con respecto a la que se obtiene si se parte de la muestra seca y la vamos humedeciendo (sorción). Este distinto comportamiento del suelo según se encuentre en un periodo de desecación o de humectación en relación con la fuerza con la que el agua está retenida, es el fenómeno de histéresis. Para un determinado contenido de humedad, cuando vamos desecando un suelo se necesita aplicar un pF mayor que cuando este se va humedeciendo. Por norma internacional las medidas de humedad y retenciones se calculan siempre desecando las muestras de suelo, previamente humedecidas.

4. Tipos de agua en el suelo

El agua del suelo puede clasificarse en una serie de términos diferentes, ya sea desde un punto de vista físico o desde el punto de vista agronómico.

4.1. Desde el punto de vista físico

Agua higroscópica: Absorbida directamente de la humedad atmosférica, forma una fina película que recubre a las partículas del suelo. No está sometida a movimiento, no es asimilable por las plantas (no absorbible). Está fuertemente retenida a fuerzas superiores a 31 atmósferas, que equivale a pF de 4,5.

Agua capilar: Contenida en los tubos capilares del suelo. Dentro de ella distinguimos el agua capilar absorbible y la no absorbible.

- a) Agua capilar no absorbible. Se introduce en los tubos capilares más pequeños <0.2 micras. Está muy fuertemente retenida y no es absorbible por las plantas; la fuerza de succión es de 31-15 atmósferas, que corresponde a pF de 4,5 a 4,2.
- b) Agua capilar absorbible. Es la que se encuentra en tubos capilares de 0.2-8 micras. Es un agua absorbible por las plantas. Es un agua útil para la vegetación, constituye la reserva durante los periodos secos. Está fuertemente absorbida; la fuerza de retención varía entre 15 a 1 atmósfera y se extrae a pF de 4,2 a 3.

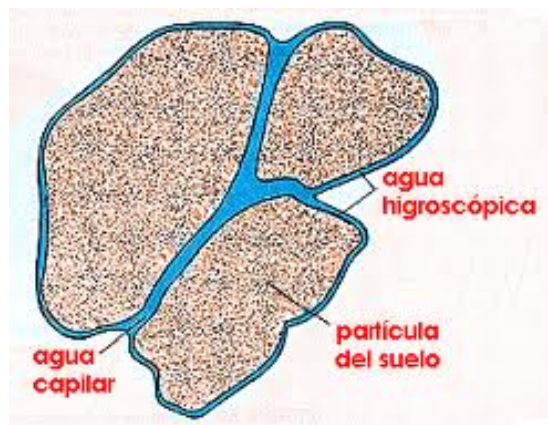


Figura 13: Tipos de agua en el suelo desde el punto de vista físico.

Agua gravitacional: No está retenida en el suelo. Se habla de agua gravitacional de flujo lento y agua gravitacional de flujo rápido en función de su velocidad de circulación.

- a) De flujo lento. La que circula por poros comprendidos entre 8 y 30 micras de diámetro, se admite que está retenida a un pF que varía desde 3 a un valor que varía entre 1,8 y 2,5. Tarda de 10 a 30 días en atravesar el suelo y en esos días es utilizable por las plantas.

- b) De flujo rápido. La que circula por poros mayores de 30 micras. Es un agua que no queda retenida en el suelo y es eliminada al subsuelo, pudiendo alcanzar el nivel freático. Es un agua inútil, ya que cuando está presente en el suelo los poros se encuentran totalmente saturados de agua, el medio es asfixiante y las raíces de las plantas no la pueden tomar.

4.2. Desde el punto de vista agronómico

Capacidad Máxima: Momento en el que todos los poros están saturados de agua. No existe fase gaseosa. La porosidad total del suelo es igual al volumen total de agua en el suelo.

Capacidad de Retención: Cantidad máxima de agua que el suelo puede retener. Representa el almacenaje de agua del suelo. Se produce después de las precipitaciones atmosféricas cuando el agua gravitacional abandona el suelo; no obstante, durante ese período se producen pérdidas por evaporación, absorción de las plantas, etc. Por ello es muy difícil de medir. Hay una medida equivalente que se realiza en el laboratorio a un $pF=3$. Corresponde al agua higroscópica más la capilar, es decir el agua que ocupa los poros < 8 micras.

Capacidad de Campo: Surge este término para paliar la dificultad de medida de la capacidad de retención. Representa un concepto más práctico, que trata de reflejar la cantidad de agua que puede tener un suelo cuando se pierde el agua gravitacional de flujo rápido, después de pasados unos dos días de las lluvias (se habrá perdido algo de agua por evaporación). La fuerza de retención del agua variará para cada suelo, pero se admite generalmente una fuerza de succión de $1/3$ de atmósfera o $pF=2,5$ y corresponde a poros < 30 micras (para algunos suelos el pF de 1,8 es más representativo).

Punto de Marchitamiento: Representa cuando el suelo se seca a un nivel tal que el agua que queda está retenida con una fuerza de succión mayor que las de absorción de las raíces de las plantas. Es el agua que queda a una presión de 15 atmósferas o $pF= 4,2$. El agua contenida corresponde al agua higroscópica más el agua capilar no absorbible.

Agua útil: Es el agua de flujo lento, más el agua absorbible menos la no absorbible e higroscópica. Representa el agua en capacidad de campo menos la que hay en el punto de marchitamiento.

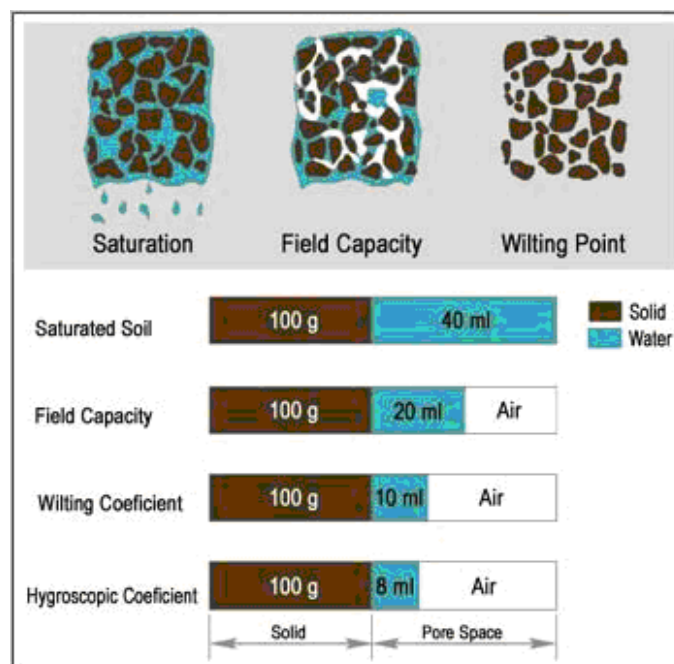


Figura 14: Relación entre espacio poroso ocupado por agua y aire en diferentes estados del suelo.

En la figura que se presenta, se reproducen los tipos de aguas presentes en un suelo al irse humedeciendo progresivamente.

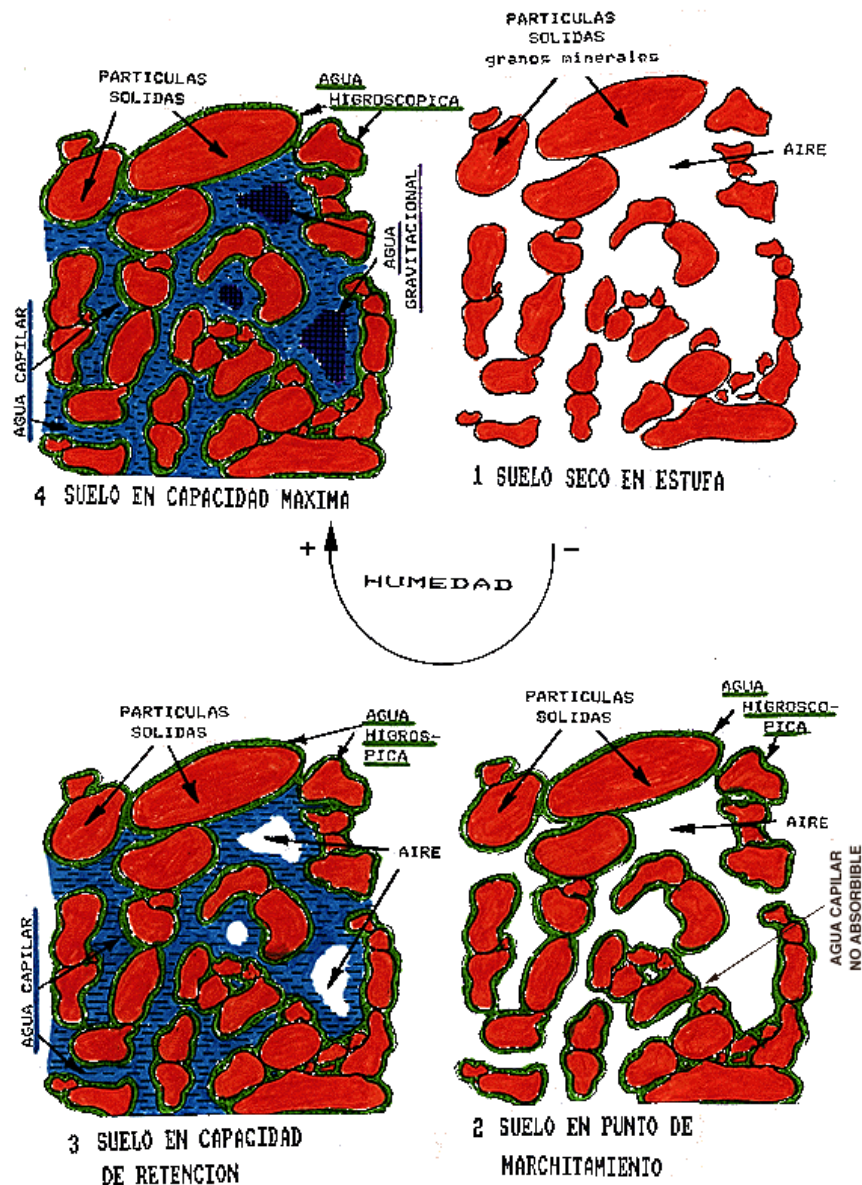


Figura 15: Tipos de aguas presentes en el suelo a medida que se incrementa la humedad.

En la figura que se adjunta se observan los valores típicos para suelos con distintas granulometrías. En ella destacan hechos muy interesantes:

- Suelos arenosos (sand), muy baja capacidad de campo, pero casi toda su humedad es agua útil pues la cantidad de agua en punto de marchitamiento es muy pequeña.
- Suelos arcillosos (clay), muy alta capacidad de campo, pero con gran cantidad de agua inútil en punto de marchitamiento.
- Suelos de granulometrías equilibradas, buenas características al compensarse los efectos de las arenas y de las arcillas.

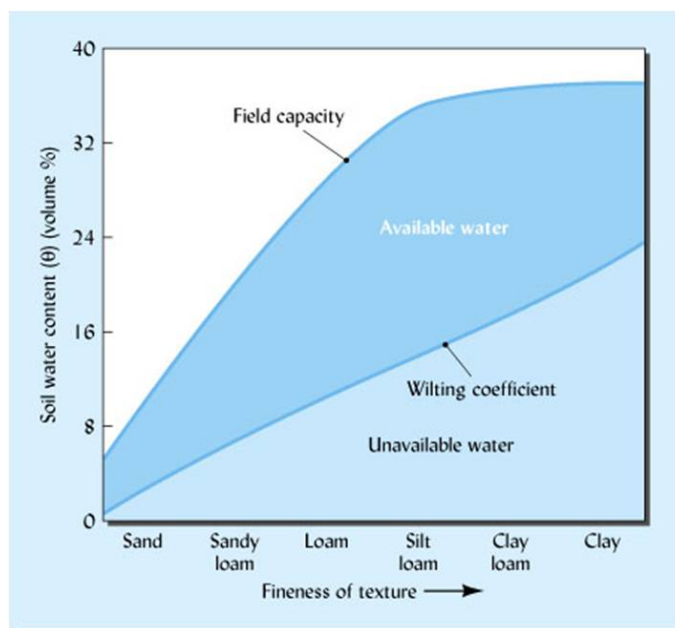


Figura 16: Contenido de agua en el suelo en función de la textura.

2.1.3. Fase gaseosa

La aireación del suelo es un proceso fundamental, ya que, en gran parte controla los niveles en el suelo de dos gases sustentadores de la vida: oxígeno y dióxido de carbono. Estos gases intervienen en la respiración de las raíces de las plantas y de los microorganismos del suelo y es responsable de las reacciones de oxidación. El contenido y composición del aire del suelo está determinado por el contenido en agua. Después de una fuerte lluvia, los poros grandes son los primeros en drenar y llenarse de aire, seguido por los poros medianos y, finalmente, los poros pequeños eliminan el agua por evaporación y uso de las plantas. La composición del aire es parecida a la del aire atmosférico, pero mucho menos constante.

2.1.3.1. Propiedades de la fase gaseosa

1. Localización

Se sitúa en los poros del suelo, en ellos las fases líquida y gaseosa están en mutua competencia, variando sus contenidos a lo largo del año. Un suelo en capacidad máxima no contendrá fase gaseosa mientras que otro en punto de marchitamiento presentará valores muy altos. En condiciones ideales la fase atmosférica representa un 25%, otro 25% para el agua y un 50% para la fase sólida. Se admite que un porcentaje de aire del 10% es insuficiente.

2. Composición

Se supone que tiene una composición parecida a la del aire atmosférico, pero mucho menos constante.

Tabla 2: Comparación entre la composición del aire en la atmósfera y en el suelo.

	Aire atmosférico %	Aire suelo %
Oxígeno	21	10-20
Nitrógeno	78	78,5-80
CO ₂	0,03	0,2-3
Vapor de agua	variable	en saturación

Esta composición media del aire del suelo varía no solo con la profundidad del aire sino con los cambios estacionales. En los períodos de mayor actividad biológica (primavera y otoño), hay menos O_2 y más CO_2 .

El aire del suelo muestra variaciones locales principalmente en los contenidos de O_2 y CO_2 . En el suelo hay menos O_2 que en el aire y más CO_2 . Esto se explica por todos los procesos que tienen lugar en el suelo y que implican el consumo de O_2 y el desprendimiento de CO_2 , es decir aquellas reacciones en las que estén implicados todos los organismos del suelo: respiración de las plantas, actividad de microorganismos, procesos de mineralización y procesos de oxidación.

3. Dinámica

El aire del suelo está en continuo intercambio con el aire atmosférico y gracias a esta constante renovación la atmósfera del suelo no se vuelve irrespirable. Este movimiento puede realizarse por movimiento en masa o por difusión.

- ✓ **Movimiento en masa:** Se produce debido a variaciones de temperatura y de presión entre las distintas capas del suelo y entre este y la atmósfera. Estos gradientes hacen que entre y salga aire del suelo. El viento impulsa el aire dentro del suelo y succiona aire de la atmósfera. También la lluvia al penetrar dentro de los poros expulsa al aire del suelo.
- ✓ **Difusión:** La superficie del suelo actúa como una membrana permeable que permite el paso de los gases. Se intercambian selectivamente los gases del suelo con los de la atmósfera para tratar de equilibrar su composición. Así, cuando en el suelo aumenta el CO_2 , se produce una difusión del CO_2 a la atmósfera y si en el suelo disminuye el O_2 se produce una difusión del O_2 de la atmósfera al suelo. Es el factor principal en los intercambios de gases entre el suelo y el aire exterior y, por tanto, el causante principal de la renovación de la atmósfera del suelo. La difusión depende de cada tipo de gas y de la porosidad del suelo.

2.1.4. Dinámica del agua en el suelo

1. Movimientos

Como se ha visto, el agua del suelo está sometida a dos tipos de fuerzas de acciones opuestas. Por un lado las fuerzas de succión tienden a retener el agua en los poros mientras que la fuerza de la gravedad tiende a desplazarla a capas cada vez más profundas. De esta manera si predominan las fuerzas de succión el agua queda retenida mientras que si la fuerza de la gravedad es más intensa el agua se mueve hacia abajo. Pero también el agua asciende en el suelo. Esto se debe a la capilaridad (efecto especialmente intenso en los climas áridos) y por diferencia de humedad (los horizontes más profundos permanecen más húmedos al estar protegidos, por su lejanía de la superficie del suelo, a las pérdidas de agua debidas a la evaporación y a la absorción de las plantas. Por otra parte el agua no sólo se mueve en sentido vertical sino que también lo hace en dirección lateral, movimiento generalizado en todos los relieves colinados y montañosos.

La formación de la **costra seca superficial o efecto self mulching**, es una capa de extrema aridez que se produce en los horizontes superiores del suelo y protege de la evaporación al agua contenida en los horizontes profundos. Se debe al distinto grado de humedecimiento que presenta el suelo en función de la profundidad. Al haber un gradiente de humedad con la profundidad del perfil también habrá diferentes potenciales de succión para las distintas capas del suelo. En los horizontes superiores las fuerzas de succión de agua son más intensas que las de los horizontes inferiores. Como resultado el agua asciende desde los niveles más húmedos hacia la superficie. Pero en el suelo no llega a igualarse los contenidos en humedad de las distintas capas debido a la histéresis que muestran las curvas de desorción y sorción. A igualdad de fuerza de retención el suelo que se está desecando (horizontes inferiores) contiene siempre más agua que el suelo que se está humedeciendo (horizontes superiores). A igualdad de pF un determinado nivel del

suelo está recibiendo de su capa inferior menos agua de la que allí queda y a su vez él cede a una capa superior menos agua de la que se queda. Como consecuencia cada vez asciende menos agua y llega un momento que se interrumpe el movimiento ascensional, cuando ocurre se produce la ruptura del lazo capilar que rodea a todas las partículas del suelo. Esto evita que se pierda gran cantidad de agua, es decir, el suelo se protege de la pérdida de agua.



Figura 17: Concepto de la formación de la costra seca en los suelos.

2. Permeabilidad

Representa la facilidad de circulación del agua en el suelo. Es un parámetro muy importante que influirá en la velocidad de edafización y en la actividad biológica que puede soportar un suelo. Está condicionada fundamentalmente por la textura y la estructura.

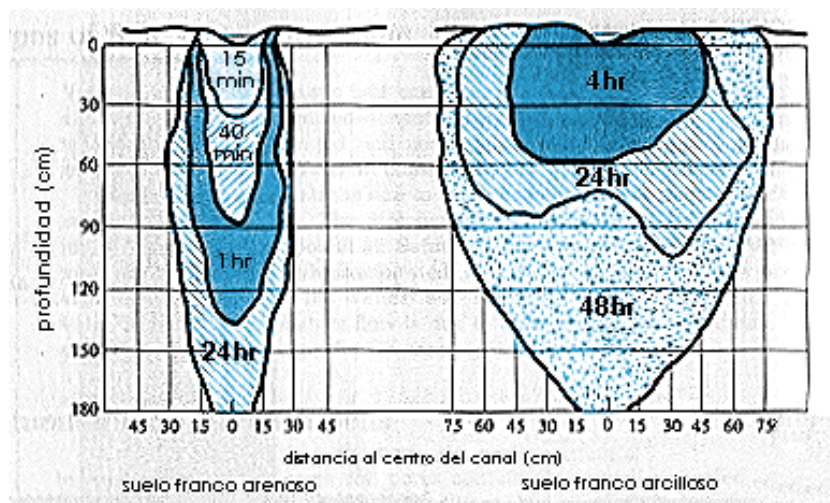


Figura 18: Infiltración a partir de un surco de riego (Coony y Pehrson, 1995).

La permeabilidad, se evalúa por la velocidad de infiltración que representa el caudal de agua que puede pasar por unidad de tiempo. Valores de dm/hora corresponden a suelos muy permeables, cm/hora representan suelos permeables y mm/hora para suelos poco permeables.

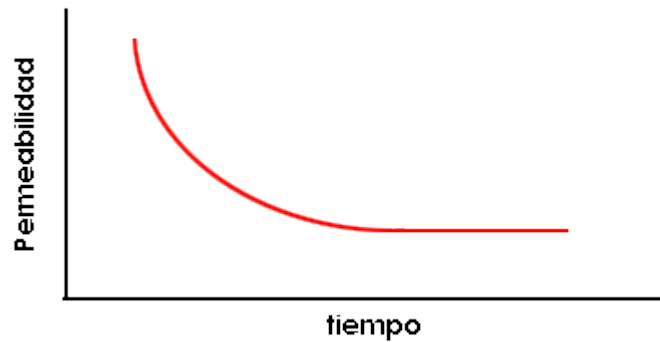


Figura 19: Permeabilidad en función del tiempo.

La velocidad de infiltración no es siempre la misma para un mismo suelo, pues depende de las condiciones de humedad que presente. Cuando el suelo se encuentra seco la infiltración tiene sus máximos valores y luego conforme cada vez está más húmedo su capacidad de admitir más agua es cada vez menor hasta que en condiciones de saturación total alcanza un valor constante.

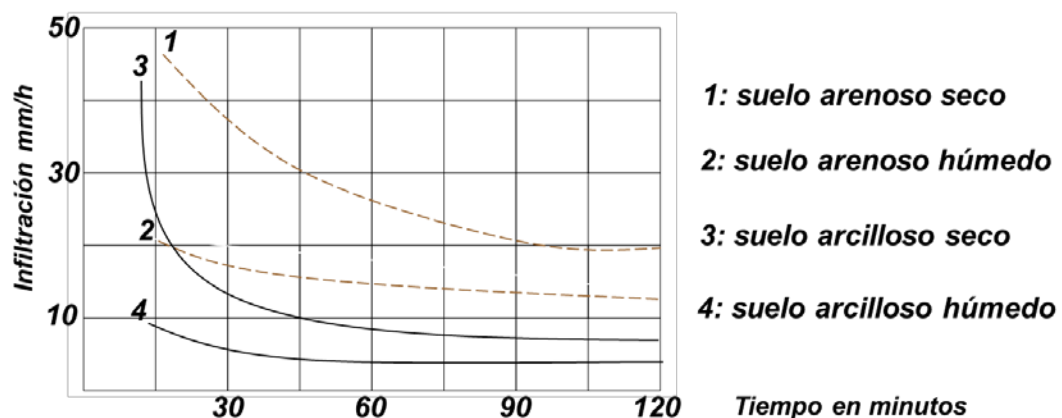


Figura 20: Velocidad de infiltración en función del tiempo, del tipo y estado del suelo.

3. Perfil hídrico

Normalmente en el suelo existe un gradiente de humedad, de forma que no todos los horizontes del suelo se presentan con el mismo grado de humedad en un momento determinado. A la curva que representa el estado de humedad del suelo con la profundidad se le llama perfil hídrico.

Como es lógico el perfil hídrico de un suelo varía a lo largo del año. En la figura inferior se observa como varía el perfil hídrico en un suelo de textura franca que soporta vegetación arbustiva, en tres períodos representativos, durante el período seco, al producirse la lluvia y después de terminar las precipitaciones.

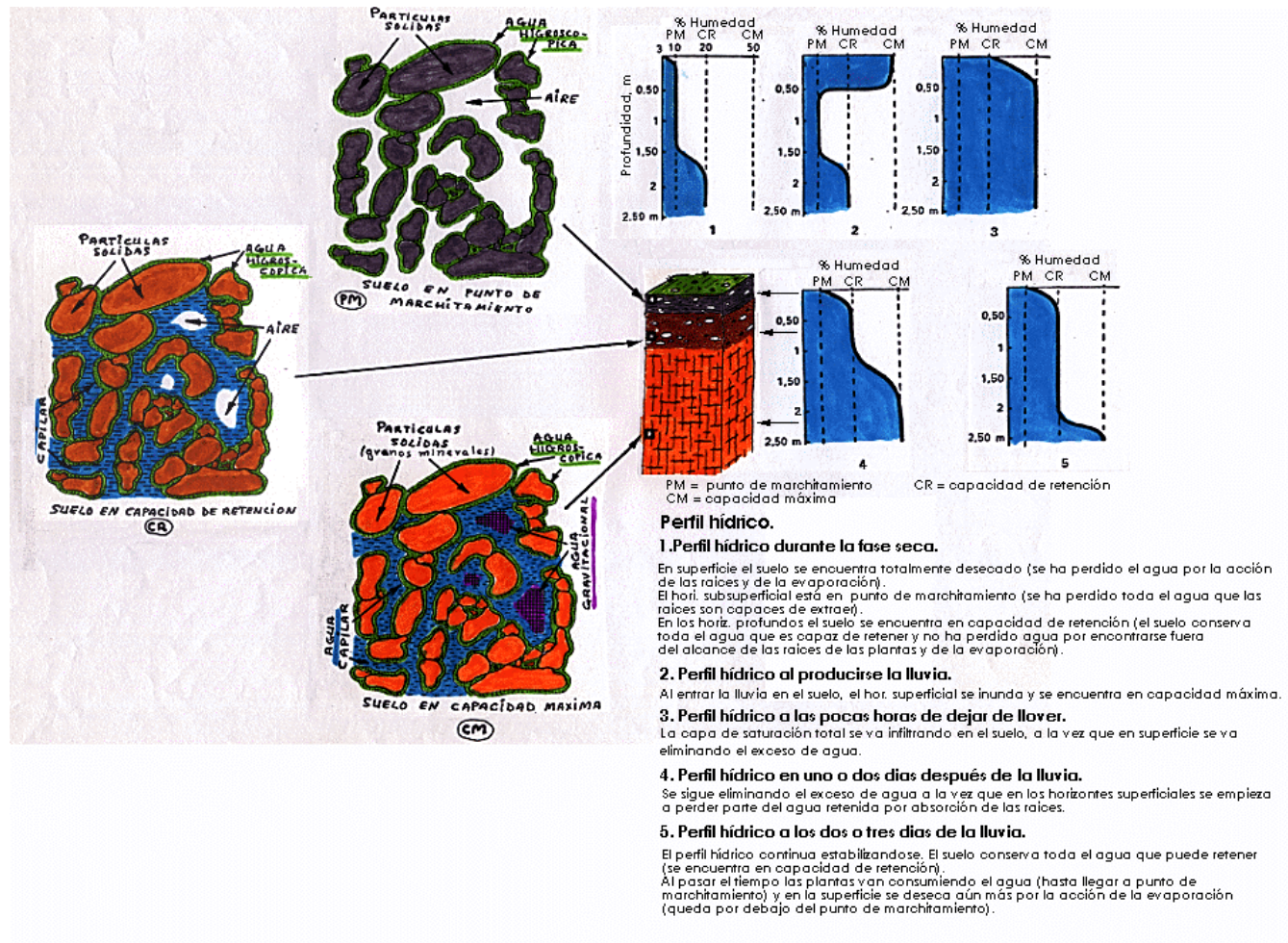


Figura 21: Variación del perfil hídrico en distintos periodos del año.

4. Balance Hídrico en el Suelo

Representa la valoración del agua en el suelo a través del año. Se valora, como en cualquier balance, por los aportes, pérdidas y retenciones.

$$\text{AGUA RETENIDA} = \text{RECIBIDA} - \text{PERDIDA}$$

Agua recibida: Precipitaciones atmosféricas y condensaciones.

Agua perdida: Evaporación, transpiración (o sea evapotranspiración) y escorrentía (superficial, hipodérmica y profunda).

De los aportes de agua que llegan al suelo procedente de las precipitaciones atmosféricas una parte penetra y otra parte no lo hace. El agua que penetra en el suelo, parte se evapora, otra parte escurre, otra pasa a la capa freática, otra es consumida por las plantas y finalmente, otra parte es retenida.

Se hace un balance anual (en una ficha o en una gráfica) partiendo de los datos climáticos mensuales de precipitación y temperatura.

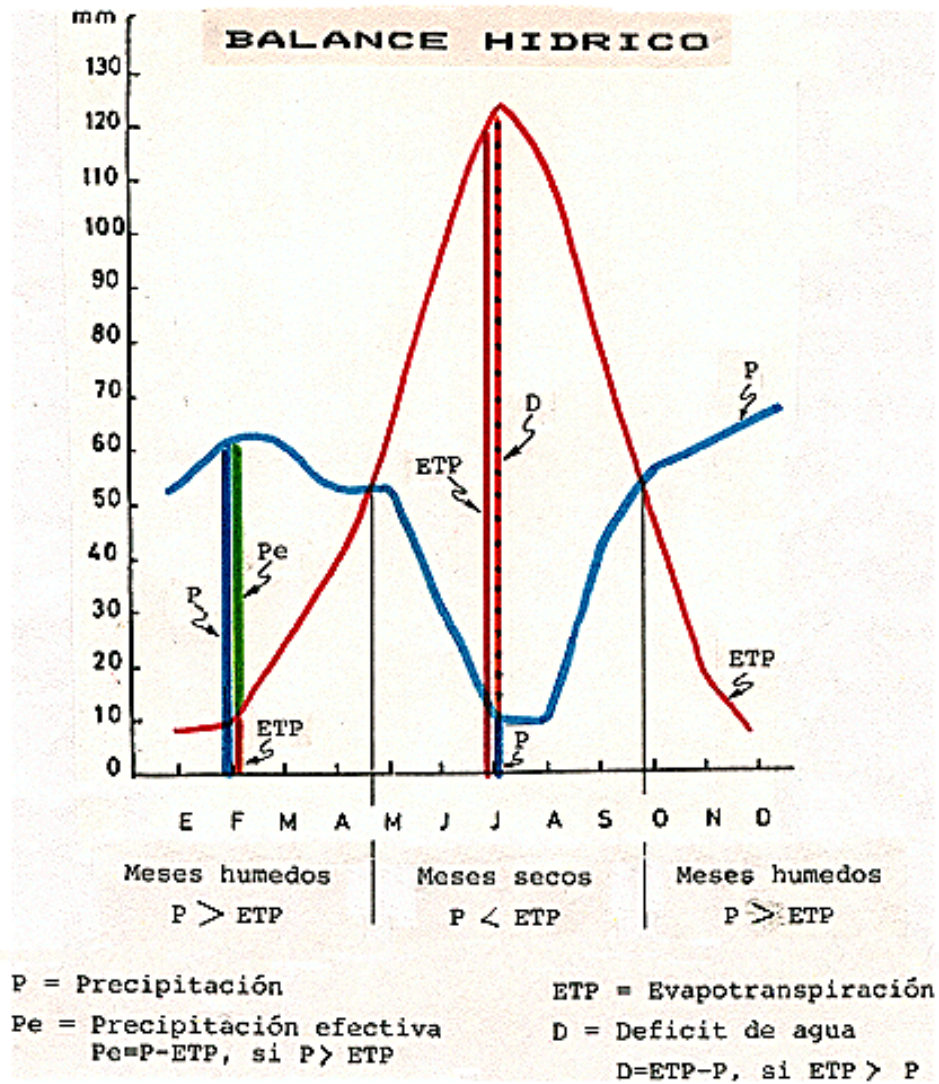


Figura 22: Balance hidrológico - climático.

A partir de las temperaturas se calculan las evapotranspiraciones potenciales (cantidad de agua que se podría perder considerando las características climáticas) y reales (cantidad de agua que realmente se pierde teniendo en cuenta la que hay en el suelo en cada momento). Se calcula la reserva de agua en el suelo (agua útil por profundidad de enraizamiento en dm por la densidad aparente) para saber la cantidad de agua que puede almacenar el suelo (reserva de agua para los meses secos) y se mide como varía la reserva a lo largo del año.

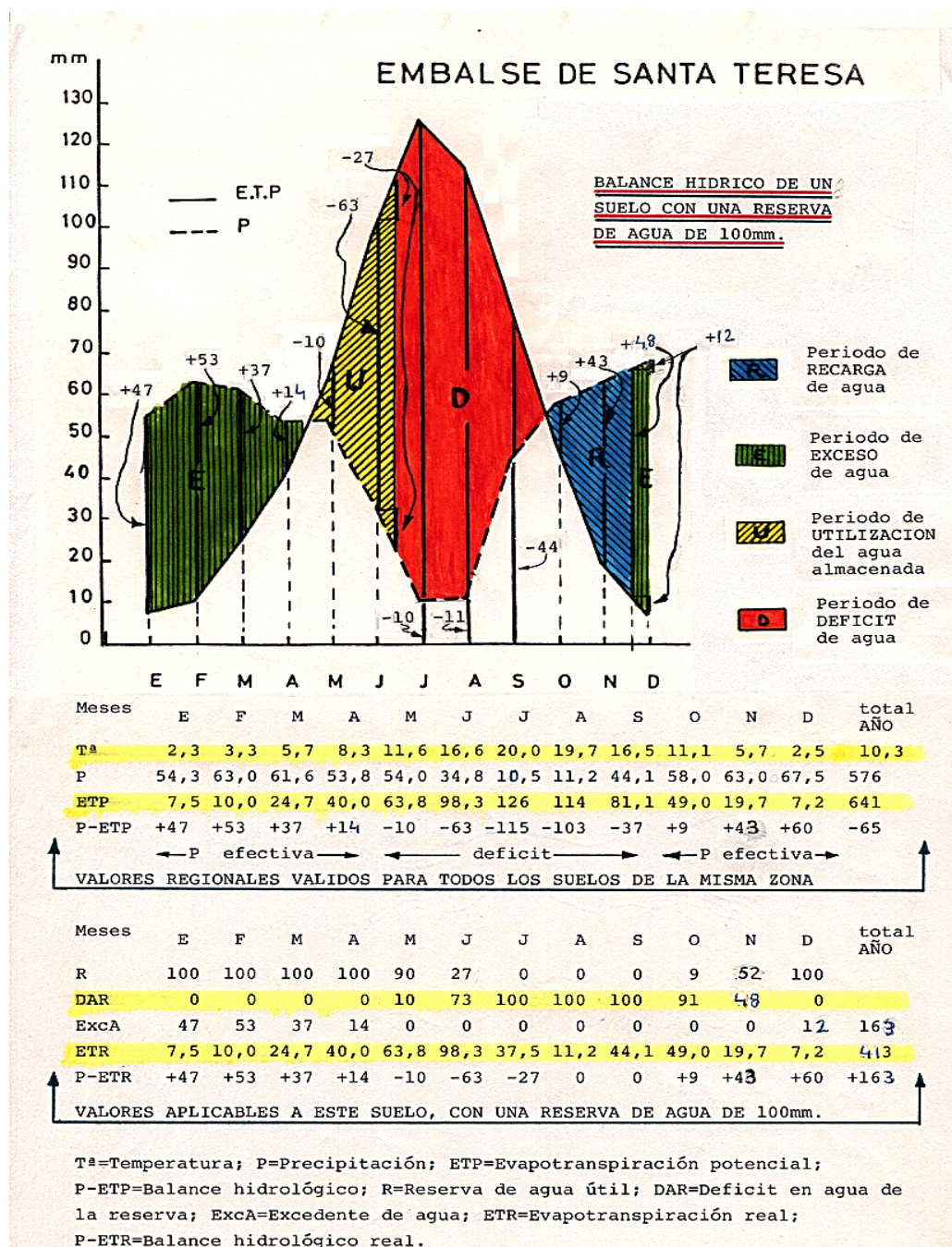


Figura 23: Balance hídrico de un suelo.

La capacidad de reserva de agua de un suelo es fundamental para los suelos sometidos a pocas o medias precipitaciones.

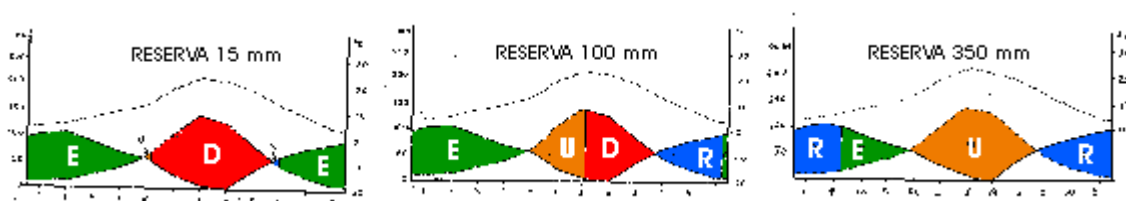


Figura 24: Distintas capacidades de reserva de agua de suelos.

2.2. LA ZONA NO SATURADA

La zona no saturada (ZNS) es la porción de terreno comprendida entre la superficie del mismo y la superficie piezométrica y constituye frecuentemente la zona de transición entre las fases superficial y subterránea del ciclo hidrológico. Su protagonismo en los procesos contaminantes procedentes de fuentes puntuales o difusas es evidente, al servir de conducto a través del cual los diversos compuestos en fase líquida y de vapor se atenúan y transforman a medida que circulan en su interior.

Nielsen et al., (1986) definieron la ZNS en los siguientes términos: “si se prescinde de la existencia de aire ocluido o disuelto, la ZNS está formada por la parte del terreno en donde el contenido de agua es menor que la porosidad del suelo o, en una acepción más rigurosa, en donde el potencial matricial o presión del agua son negativos, de una magnitud menor que la del agua libre en el mismo punto, a la misma temperatura y composición iónica que la solución del suelo”. En esta definición se considera que las condiciones temporales de saturación debidas a inundación o a niveles colgados están integradas en el contexto del flujo y transporte en la ZNS.

Según estos mismos autores, la ambigüedad de la ZNS radica en el hecho de que no ha sido objeto de atención consistente de ninguna disciplina científica o sector de la sociedad en cuanto a su uso, conservación o gestión. En la investigación para fines agrícolas se trata su borde superior como una fuente cíclica de agua y nutrientes esenciales para la planta: el rendimiento de las cosechas es el objetivo primordial, raramente tomando en consideración el medio subyacente. Los hidrólogos mantienen dos puntos de vistas dominantes: por una parte consideran que ejerce una labor de “tampón” para la escorrentía y la erosión debido a su potencial para absorber el agua infiltrada procedente de la lluvia; por otra parte estiman que representa una fuente de aportes a la zona saturada equivalente a la diferencia de infiltración y evapotranspiración. Los geoquímicos tienden a concentrarse en los equilibrios químicos o en la abundancia relativa de isótopos para datación del agua. Por último, los microbiólogos, debido a la frecuente escasez de materia orgánica y fuentes de carbono por debajo de la zona radicular, no muestran un interés especial en la investigación de la naturaleza de las comunidades microbianas bajo dicha zona.

Debido a este enfoque segmentado en compartimentos estancos, se produce una falta de conocimiento teórico y experimental de la ZNS y se dificulta la predicción y el control de la evolución de los constituyentes líquidos y gaseosos del frente contaminante a través de la misma. Se hace por ello necesario un enfoque integral y multidisciplinar, orientado a la investigación de los procesos físicos, químicos y biológicos que tienen lugar en su entorno, y articulado mediante el esfuerzo coordinado de los distintos grupos de investigadores que tratan los aspectos parciales del problema.

En 1923, Meinzer dividió la ZNS en tres subzonas: la superior, caracterizada por sus interrelaciones netas con la atmósfera, mediante evaporación, convección y transpiración de las plantas; una subzona intermedia, de límites pocos precisos y que muestra variaciones notables en su espesor; y una subzona inferior, la “franja capilar”, localizada inmediatamente sobre la superficie piezométrica. Kovacs (1976) utilizó una división más compartimentada. En las líneas que siguen se utilizará el esquema propuesto por Meinzer.

En la subzona superior se localiza el suelo vegetal, en donde la porción radicular desempeña un papel fundamental en los procesos físico-químicos y biológicos que condicionarán la evolución del agua contenida en el terreno. Debido al desarrollo de las raíces, a la actividad biológica y a los procesos físico-químicos que dan lugar a los distintos horizontes del suelo, la porosidad y la permeabilidad suelen ser mayores en esta subzona que en las subyacentes.

En la franja capilar el flujo es tanto vertical como horizontal. Su límite superior está constituido por una superficie discontinua y en su base se localiza la superficie piezométrica, en condiciones de saturación y con presión hidráulica igual a la presión atmosférica, al igual que en el borde superior de la ZNS.

La importancia relativa de la franja capilar es tal vez menor que la de las partes superiores e intermedia de la ZNS. En general tiene un espesor reducido y comparte los rasgos de la ZNS en cuanto a sus condiciones de tensión y de la zona saturada, al permitir el movimiento en la dirección del gradiente local del agua subterránea (Lehr, 1988). En el texto de Bear (1972) se describen en detalle los procesos hidrodinámicos en esta subzona.

Entre esas dos subzonas, generalmente de espesor reducido, se localiza una porción intermedia, de espesor variable, en la que el agua se encuentra bajo presión negativa (tensión o succión), y donde el flujo presenta en general una componente predominante, la vertical, en sentido ascendente o descendente, según las condiciones que imperan en un momento dado en esa parte del perfil del terreno. Ese flujo vertical dominante no excluye que, en terrenos estratificados, con alternancias de materiales de distinta conductividad hidráulica, se produzcan movimientos laterales del frente de humedad, e incluso niveles temporalmente “colgados”, hasta que las condiciones favorezcan, en el caso del flujo descendente, el predominio de las fuerzas gravitacionales y prosiga el proceso de percolación; o, en el caso contrario-flujo ascendente-, se produzcan salidas de agua por evaporación o transpiración.

2.2.1. Interfaz Agua – Aire - Suelo

En los párrafos que siguen se describirán los aspectos más relevantes de la interfaz agua-aire-suelo en el interior del terreno en la ZNS. Los intercambios de energía y flujo entre la subzona superior y la atmósfera (lluvias, evaporación, transpiración, etc.) serán objeto de análisis en el siguiente capítulo.

En la ZNS los poros del suelo están ocupados por cantidades variables de agua y aire. En general, los poros de mayor tamaño confieren al terreno sus características de permeabilidad y aireación y los poros de menor tamaño son los responsables de la capacidad de retención del agua. La porosidad total no tiene tanta trascendencia en la retención de la humedad y en movimiento del agua como la distribución de los poros de diferente tamaño (Baver, 1942).

El aire contenido en el terreno puede jugar un papel relevante en la ZNS. Un frente de lixiviado contaminante tendrá inicialmente un contorno irregular y el aire será desplazado en varios puntos del suelo. La energía requerida para dicho desplazamiento hará disminuir la velocidad de infiltración. A medida que avanza el frente de saturación, minúsculas bolsas de aire se erigirán en barreras a dicho avance. Sin embargo, si el frente de lixiviado continúa su curso, parte del aire acabará disolviéndose en respuesta a las reacciones en la fase líquido-gas (Lehr, 1988).

Al coexistir agua y aire en los poros del suelo, el concepto y magnitud de la porosidad no son suficientes para expresar el estado de humedad del mismo en un momento dado, por lo que se precisa otro parámetro, θ , contenido volumétrico (cm^3/cm^3) de agua (grado de humedad) en el suelo. Los valores de θ comprendidos entre cero, correspondiente a un suelo totalmente seco, y un máximo de saturación, o, cuando todos los poros están ocupados por agua.

La medición en laboratorio del contenido de agua de un suelo se efectúa mediante el método gravimétrico: se determina el peso de la muestra inalterada del suelo y luego el de la muestra secada en horno a 105°-110°C, obteniéndose el contenido volumétrico de agua θ del cociente entre el volumen del agua y el de la muestra de suelo.

Schmugge et al., (1980) realizaron una revisión de los métodos de determinación de la humedad del suelo en el campo. Los análisis sobre aplicación de técnicas nucleares (dispersión y rayos gamma), procedimientos electromagnéticos y tensiómetros son particularmente interesantes. En los trabajos de Wilson (1981) y U.S.E.P.A. (1985) figura asimismo una síntesis de dichos métodos, detallando las ventajas y limitaciones de cada uno de ellos.

La medición en el campo del contenido de humedad con la sonda de neutrones es una técnica basada en la interacción de los neutrones emitidos por una fuente radioactiva y los átomos de hidrógeno del agua intersticial contenida en el terreno. Se ha utilizado tradicionalmente en agronomía como ayuda para establecer programas de riego.

En este método de campo, la sonda cilíndrica se hace descender en un sondeo con entubación metálica-de acero-, en condiciones ideales, con un diámetro interior muy próximo al de la sonda. La entubación de plástico puede dar lugar a errores de medida, debido a interferencias provocadas por la presencia de átomos de cloro (Wilson, 1981). El espacio entre sondeo y terreno deberá ser, asimismo, mínimo.

Como en todos los métodos indirectos de medida, el empleo de la sonda de neutrones precisa de curvas previamente calibradas para cada situación. Su principal desventaja es su elevado costo, unido a las dificultades para la obtención de permiso para su utilización.

2.2.1.1. Potencial del agua en el suelo

El movimiento del agua en la ZNS está regulado por fuerzas que actúan en condiciones de no equilibrio. Estas fuerzas capilares incluyen adhesión-atracción entre moléculas de distinta naturaleza, como agua y partículas del suelo- y cohesión, en que la atracción tiene lugar entre moléculas del mismo tipo, como agua y agua. Las fuerzas de adhesión y cohesión actúan en sentido contrario a la fuerza de gravedad. La presión del agua es menor que la de la atmósfera y se dice que el agua se encuentra bajo tensión. A medida que el frente de humedad se extiende, la gravedad aumenta su protagonismo y el volumen de trayectorias potenciales de flujo se incrementan, aumentando con ello la conductividad hidráulica (Lehr, 1988). Los componentes básicos del potencial hídrico (energía por unidad de masa) en el suelo son: potencial gravitacional, potencial de presión y potencial osmótico.

El potencial osmótico es el originado por la atracción iónica de solutos por el agua. Este potencial es negativo y, salvo en casos de suelos arcillosos muy salinos, su influencia relativa en el potencial total del agua en el suelo es muy limitada.

El potencial gravitacional es la energía resultante de la fuerza de gravedad actuando sobre el agua en un punto determinado. Esta función de la gravedad en ese punto, g (cm/s^2), de la densidad del agua ρ (g/cm^3) y de la cota del punto z (cm) con respecto a un nivel de referencia. Su expresión habitual es $\psi_g = gz$, y su magnitud negativa si se toma como plano de referencia la superficie del terreno.

El potencial de presión equivale a la energía potencial debida a las fuerzas generadas entre la matriz del suelo y el agua por la acción combinada de tensión superficial, atracción molecular e intercambio iónico.

A diferencia de la situación en la zona saturada, en donde este componente del potencial equivale al peso de la columna de agua y tiene un valor positivo, en la ZNS presenta valores negativos, aunque, por convención, se expresa con magnitudes positivas, y se denomina habitualmente succión capilar o tensión matricial. Esta succión o tensión se expresa frecuentemente como $\psi_m = p / \rho$ (siendo p la presión en la interfaz agua-suelo y ρ la densidad del agua) y su unidad de medida es el bar ($1 \text{ bar} = 0,984 \text{ atmósferas} = 1021 \text{ cm de agua a } 15^\circ \text{ C}$). Para medir la tensión matricial en un punto del suelo situado a una profundidad determinada se utilizan los tensiómetros que, en su configuración más habitual, constan de una cápsula porosa de cerámica acoplada al extremo de un tubo de PVC de unos 20 mm de diámetro, en cuyo extremo opuesto se ha conectado un manómetro. Para poder determinar el valor de la tensión en el terreno, se introduce el conjunto tubo-cápsula en un sondeo de diámetro ligeramente superior y de una profundidad determinada, llenándose el tubo de agua hasta la base del manómetro. Si no se dan las condiciones de saturación, el agua contenida dentro de la cápsula pasa a través de los poros de la cápsula hacia el terreno, debido a la diferencia de presión a ambos lados de las paredes; la lectura del manómetro indica el valor de la succión en centibares.

Al humedecerse el terreno, frecuentemente como consecuencia de lluvias o riegos, el flujo se invierte y el agua pasa del terreno al interior de la cápsula, la magnitud de la succión disminuye y la aguja del manómetro desciende. En ambos casos, cuando se alcanza el equilibrio a ambos lados de las paredes de la cápsula de cerámica, la lectura del manómetro permite obtener el valor del potencial matricial a la profundidad en que está situada la cápsula. Con respecto a estas medidas, es preciso hacer dos observaciones: a) en la lectura del manómetro se incluye el componente de potencial de la columna de agua contenida en el tensiómetro; y b) debido a procesos de histéresis, un mismo valor de lectura puede corresponder a diferentes grados de tensión (y por consiguiente de contenido de humedad), según que la medida corresponda a la fase de secado o de humedecimiento.

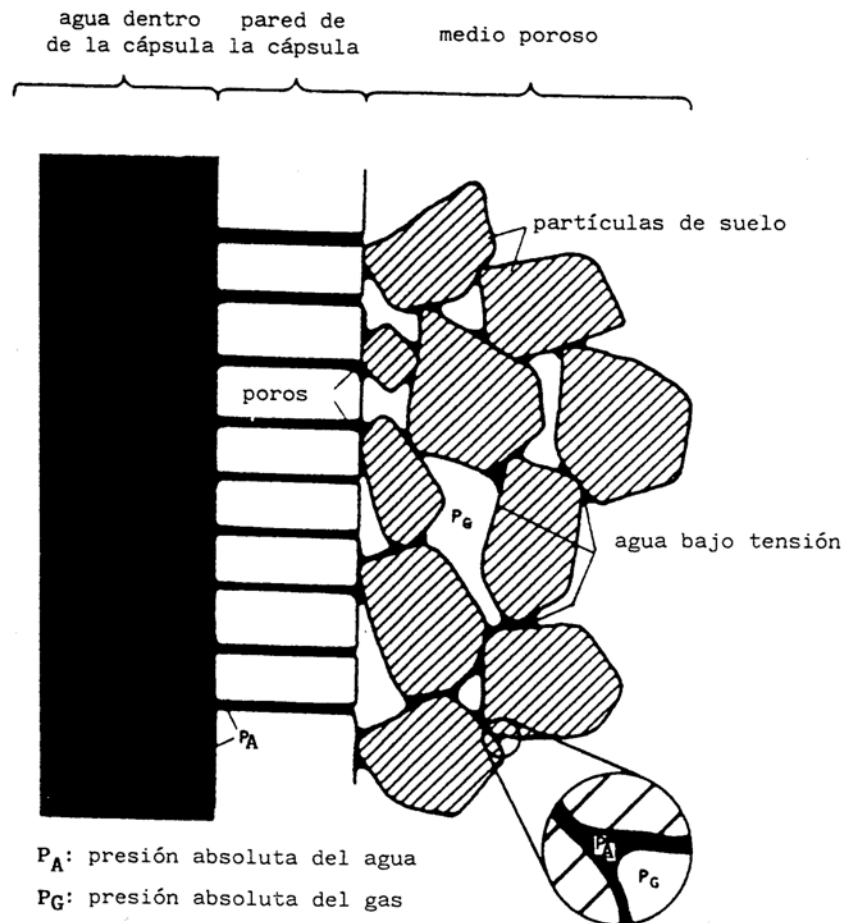


Figura 25: Perfil de interfaz cápsula – suelo en un tensiómetro (Stannard, 1986).

Standard (1986) ha descrito en detalle las características y rango de operación de los tensiómetros. Las ventajas principales de estos aparatos residen en su sensibilidad a los cambios de humedad y en que proporcionan medidas continuas realizadas “in situ”.



Foto 1: Tensiómetro para medir cambios de humedad en el suelo.

Las limitaciones más importantes estriban en que, por una parte, sólo pueden medir tensiones de hasta 1,8 - 0,9 bares (para succiones superiores penetraría aire a través de las paredes de la cápsula), por lo que deben instalarse a profundidades menores a 8,70 metros y, por otra parte, son sensibles a los cambios de temperatura.

Si se prescinde del potencial osmótico, el potencial total, expresado en términos de masa, viene dado por:

$$\Psi = \Psi_m + \Psi_g$$

En donde ambos componentes, $\Psi_m + \Psi_g$, como se ha explicado anteriormente tiene signo negativo. Si el potencial se expresa en términos de peso, la ecuación sería:

$$\Psi = h = h_m + z$$

2.2.1.2. Relaciones funcionales. Curvas características

En la fase de humedecimiento, el agua intersticial tiende a rellenar poros de cada vez menores incrementándose el valor de θ a medida que disminuye la intensidad de la succión. La curva representativa de la función que relaciona ambos parámetros-succión y contenido de humedad- se denomina curva característica o curva de retención del suelo.

La curva característica de un suelo no es única, debido al fenómeno de histéresis. Ello origina que la curva obtenida para un suelo durante la fase de secado difiera de la correspondiente a la fase de humedecimiento. Se habla por ello de tramos de humedecimiento y de tramos de secado.

En la figura 26 se muestra dicha curva para un suelo de naturaleza limo-arenoso. Tal como se observa, el potencial (h) presenta dos valores para el mismo valor del contenido de humedad (θ).

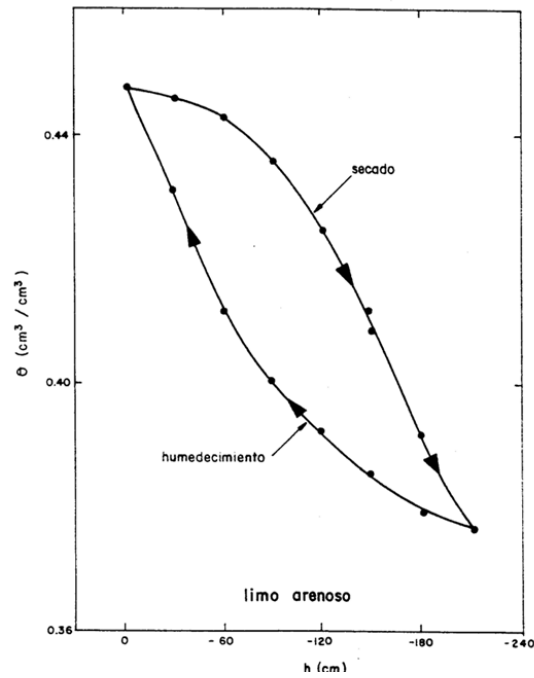


Figura 26: Fenómeno de histéresis en un suelo limo arenoso.

Schofield, en 1935, introdujo el término pF de un suelo, que simboliza la tensión del suelo expresada por el logaritmo del valor absoluto de la misma, cuando dicha tensión viene dada en cm de agua. La ventaja más importante del uso de pF es que, al utilizar una escala logarítmica, se puede representar cómodamente en un mismo gráfico la tensión y el contenido de humedad.

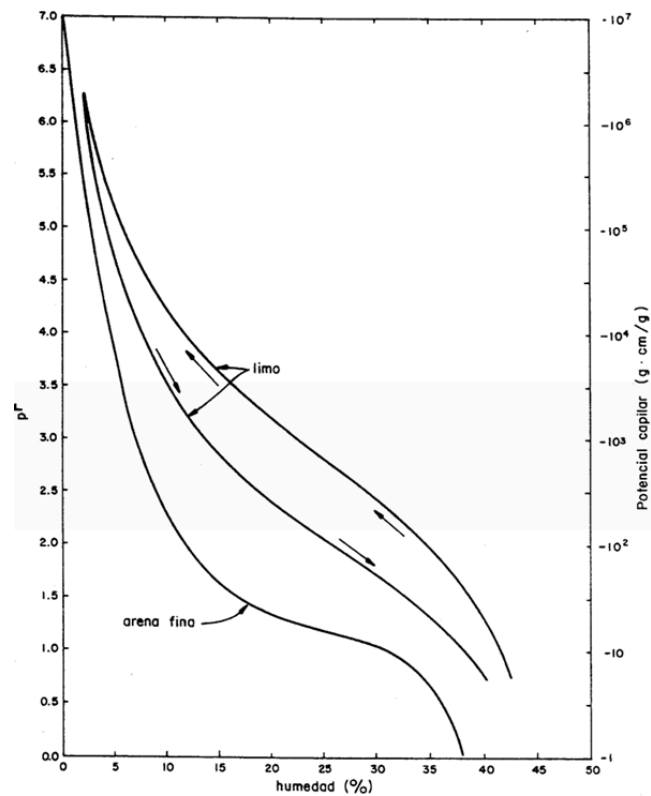


Figura 27: Representación del pF versus la humedad y el potencial capilar del suelo.

Si se comparan las figuras anteriores, se observa que, tanto en su posición en los ejes de coordenadas como en las unidades de expresión de sus magnitudes, las dos variables que configuran la curva característica no se adaptan a un único modelo de representación gráfica.

La determinación de las curvas características de un suelo resulta en general laboriosa y cara. Moqueen y Millar (1974) propusieron la utilización de funciones logarítmicas como aproximación a los valores reales, en el caso de disponer de datos escasos. Según éstos autores la curva puede dividirse en tres porciones claramente diferenciadas: una que refleje el tramo capilar, en que el rango del pF está comprendido entre valor de saturación y 2,5; otra, correspondiente a la fase en que la absorción es dominante, con un rango de pF entre 2,5 y 5,0 y, finalmente, el tramo de adsorción intensa, en el que los valores de pF estarían comprendidos entre 5,0 y 7,5. En el modelo propuesto, los requisitos sobre datos de tensión son mínimos.

Clapp y Hornberger (1978) utilizaron un modelo en el que la curva característica se aproximaba mediante combinación de una función potencial y una función parabólica ocupando un tramo corto que representaría la entrada gradual de aire en las proximidades de la saturación que, según los autores, puede tener una influencia considerable en la succión asociada al frente de humedad. Esta función de dos componentes se utilizaría en la generación de una fórmula de obtención del valor de la succión. Estos investigadores concluyeron que el valor del exponente en la función potencial de la curva característica puede ser aproximado de manera razonable a partir de las características texturales. En esta misma línea, Gupta y Larson (1979) elaboraron un modelo de regresión para la estimación de las curvas de retención a partir de los datos de distribución granulométrica, porcentaje de materia orgánica y densidad aparente. Cosby et al., (1984) utilizaron un modelo estocástico basado en la relación entre las características de humedad del suelo y las propiedades físicas del mismo.

En el medio saturado, la conductividad hidráulica, K , es una función de las características intrínsecas de la matriz del suelo y de las propiedades del fluido contenido en dicho suelo. En la ZNS es también función del estado de humedad, es decir del potencial de presión. En la figura 5 se muestra la conductividad hidráulica correspondiente a tres suelos con diferente textura. Como puede verse, el valor de K decrece de manera exponencial a medida que disminuye el valor de θ .

Los poros de mayor tamaño son los más conductivos, con una conductividad relativa proporcional al cuadrado del diámetro del poro. Dichos poros son los primeros en vaciarse durante la fase de sacado. Debido a que un suelo contiene menos agua en la fase de humedecimiento que en la de secado, el valor de K , para una succión determinada, es menor en el primer caso.

Cuando el grado de saturación se aproxima al 70% del espacio disponible de poros, el flujo se asemeja al de Darcy y la conductividad hidráulica se aproxima asintóticamente a la que existe en la zona saturada (Lehr, 1988).

La conductividad hidráulica puede expresarse como función no lineal del contenido de humedad, $K(\theta)$, o del potencial matricial $K(\psi)$. Estas dos variables independientes están a su vez relacionadas por una función no lineal. La conductividad hidráulica y el potencial matricial condicionarán las características del flujo en la ZNS. Mualem (1976) propuso un modelo de predicción de la función de K , utilizando la relación θ/ψ y el valor medido de K en saturación.

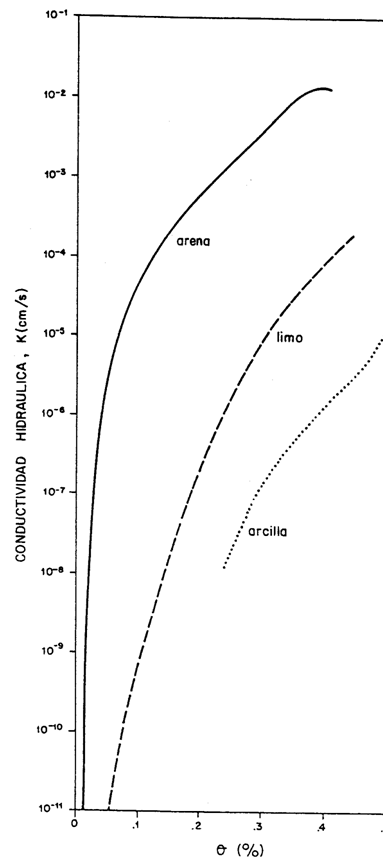


Figura 28: Representación gráfica de la conductividad hidráulica versus potencial matricial (Braester, 1972)

La relación funcional entre los distintos parámetros descritos ha sido objeto de estudio por parte de diversos autores, con objeto de hallar una formulación simplificada de la misma. Van Genutchen (1980) propuso un modelo para relacionar el potencial, h , y el contenido de humedad θ . La expresión que relaciona ambas magnitudes sería la siguiente:

$$s_e = \frac{\theta_h - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[\frac{1}{1 + (\alpha h)^n} \right]^m$$

s_e : Saturación efectiva

α y n : constantes empíricas.

θ_h : contenido de humedad volumétrico en el suelo.

θ_r : contenido de humedad residual.

θ_s : contenido de humedad en saturación.

$m = 1 - 1/n$

En el mismo trabajo, Van Genutchen propuso un modelo para la relación K/θ , mediante la expresión:

$$K_h = K_s S_e^{1/2} \left[1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right) \right]^2$$

Dónde:

K_h : conductividad hidráulica no saturada.

K_s : conductividad hidráulica en saturación.

Campbell (1974) había propuesto una relación más sencilla.

$$K_h = K_s \text{ Se } T$$

En este modelo, el valor de **T** es un parámetro empírico, normalmente toma un valor de 3. Según Hills et al., (1988), la ecuación de Campbell ha dado mejores resultados que la de Van Genuchten para reproducir resultados de campo. Estos autores aplicaron dichos modelos para simular la infiltración en una parcela experimental, y concluyeron que las predicciones realizadas en la modelación son muy sensibles al tipo de técnicas de laboratorio y campo utilizadas para la obtención de valores de los parámetros considerados.

En este sentido, y en lo que se refiere a la determinación de la conductividad hidráulica (y lo mismo puede aplicarse a los parámetros considerados en este análisis), el debate continúa en cuanto a las ventajas comparativas entre medidas de campo y medidas de laboratorio. Indudablemente, sólo las medidas de campo pueden reflejar las condiciones del suelo en un punto determinado en un instante dado.

Los métodos de campo han sido objeto de estudios comparativos por parte de diversos autores (EPRI, 1985; Green et al., 1986; Elrick et al., 1988).

La heterogeneidad y la anisotropía son los factores con mayor influencia en el resultado de los muestreos, por lo que se podría concluir que las medidas de campo son más fiables, incluso si los resultados en distintos puntos o momentos pueden diferir hasta algún orden de magnitud del valor “correcto” (si este valor pudiera ser obtenido). Los métodos de laboratorio representan un importante complemento y, con frecuencia, un obligado sucedáneo, de los métodos de campo (Petsonk, 1988).

La Agencia Estadounidense de Protección Medioambiental (U.S.E.P.A., 1985) estudió la cuestión de la representatividad de los parámetros del suelo obtenidos por diferentes métodos y del tratamiento estadístico de los datos obtenidos. Cosby et al., (1984) analizaron, mediante procedimientos estadísticos, las relaciones entre las características de humedad y las propiedades físicas de los suelos.

Cushman (1988) considera que las interrelaciones entre teoría, medición y heterogeneidad espacial resultan claves en el análisis de las condiciones hidráulicas en la ZNS. En su trabajo, el autor presenta diversos métodos para cuantificar la heterogeneidad e incertidumbre y se plantea una importante cuestión: ¿por qué se asume habitualmente que la conductividad hidráulica es aleatoria a escala de campo y determinística en laboratorio? La explicación sería que en laboratorio resulta más fácil el control de la heterogeneidad y el diseño de instrumentos que minimicen las fluctuaciones en los valores de conductividad observados. La escala de observación determina si un proceso debe considerarse aleatorio o determinístico.

Conviene añadir, para concluir el análisis, que las variaciones a las que habitualmente nos referimos en el tratamiento de los procesos en la ZNS, no son solamente espaciales sino temporales: como ejemplo, en sistemas del tipo arcillas-agua- alto contenido químico orgánico, las características hidroquímicas, el grado de cementación, la floculación y, por supuesto, la magnitud de los parámetros hidráulicos, pueden presentar cambios notables en el transcurso del tiempo, dificultando la comprensión de los ya de por sí complejos procesos hidrodinámicos en la zona no saturada.

2.2.2. Relaciones Agua – Suelo - Planta

El agua es un continuo hidráulico desde el suelo hasta las hojas de las plantas, donde se evapora en los espacios intercelulares, y de aquí, por difusión a través de las estomas, pasa a la atmósfera. Las plantas constituyen un medio efectivo de transporte de agua del suelo a la atmósfera, mucho mejor que el propio suelo, ya que éste, cuando se seca en superficie es muy mal conductor de agua. Las raíces ejercen la principal resistencia al flujo del agua en estado líquido; las bajas temperaturas o la falta de oxígeno

disminuyen considerablemente su conductividad hidráulica. Otro factor importante es la densidad radicular: cuando mayor es el sistema radicular de una planta tanto mayor es su conductividad hidráulica. En la figura se presentan de manera esquemática los principales elementos del continuo agua-suelo-atmósfera.

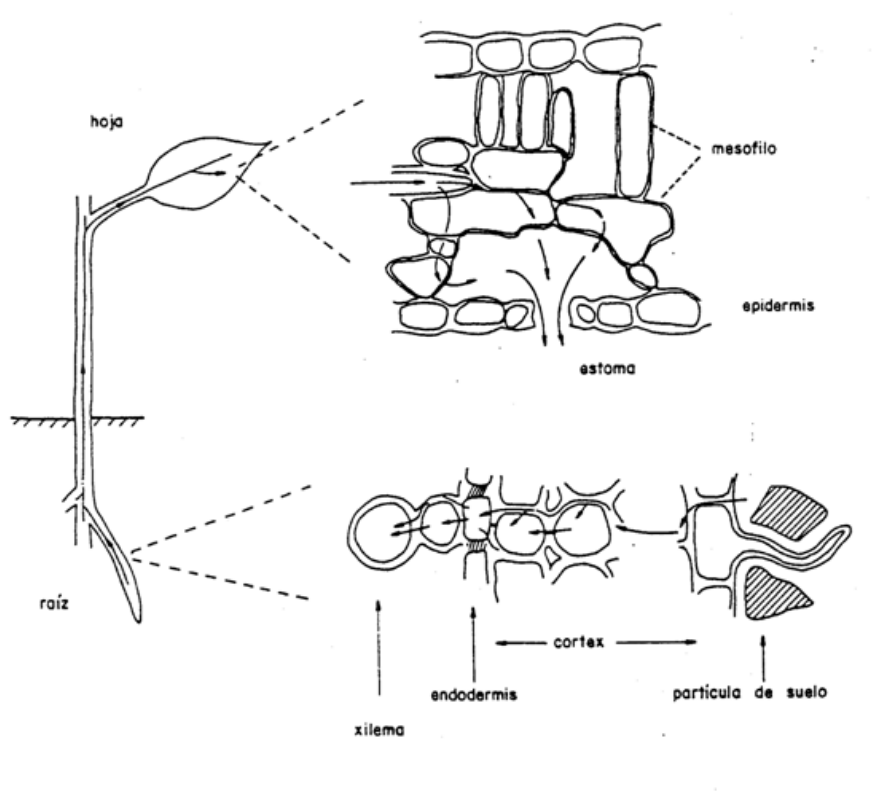


Figura 29: Principales elementos del continuo agua – suelo – atmósfera (Jones, 1983).

La atmósfera actúa como agente motor del transporte del agua en este continuo en el que el potencial hídrico va disminuyendo progresivamente; así pues, la tensión del agua en el xilema de las hojas es mayor que la tensión del agua en el que crece la planta.

2.2.2.1. Relaciones Agua - Suelo

El suelo actúa como un depósito de agua con unas características peculiares: el volumen que puede almacenar no es constante, ya que tiene pérdidas por evaporación y percolación que pueden ser relativamente independiente de las plantas. Por otra parte, la disponibilidad de esta agua para la planta depende de la cantidad que haya en el suelo y de la demanda evaporativa de la atmósfera: cuanto mayor es la demanda menor es la fracción del agua “almacenable” en el suelo que la planta puede aprovechar antes de sufrir déficit hídrico. Las propiedades de los suelos que determinan estas características de almacenamiento de agua y de conductividad hidráulica suelen representarse mediante las curvas características (figuras comentadas anteriormente). Tradicionalmente se ha considerado que la capacidad de almacenamiento de agua del suelo era una cantidad constante, igual a la diferencia del contenido entre la llamada “capacidad de campo” y el “punto de marchitez”. Actualmente se considera que estos conceptos tienen un carácter más cualitativo que cuantitativo (Ahuja y Nielsen, 1990).

La curva característica de un suelo depende fundamentalmente de la distribución de frecuencia de los diferentes tamaños de los poros. La dificultad de obtener experimentalmente la relación entre el contenido de humedad del suelo y la tensión del agua, así como la conductividad hidráulica, es lo que ha provocado

que se hayan propuesto fórmulas empíricas basadas en parámetros más fáciles de determinar: textura, densidad aparente y contenido en materia orgánica. Una discusión reciente sobre este tema se puede encontrar en Ahuja y Nielsen (1990).

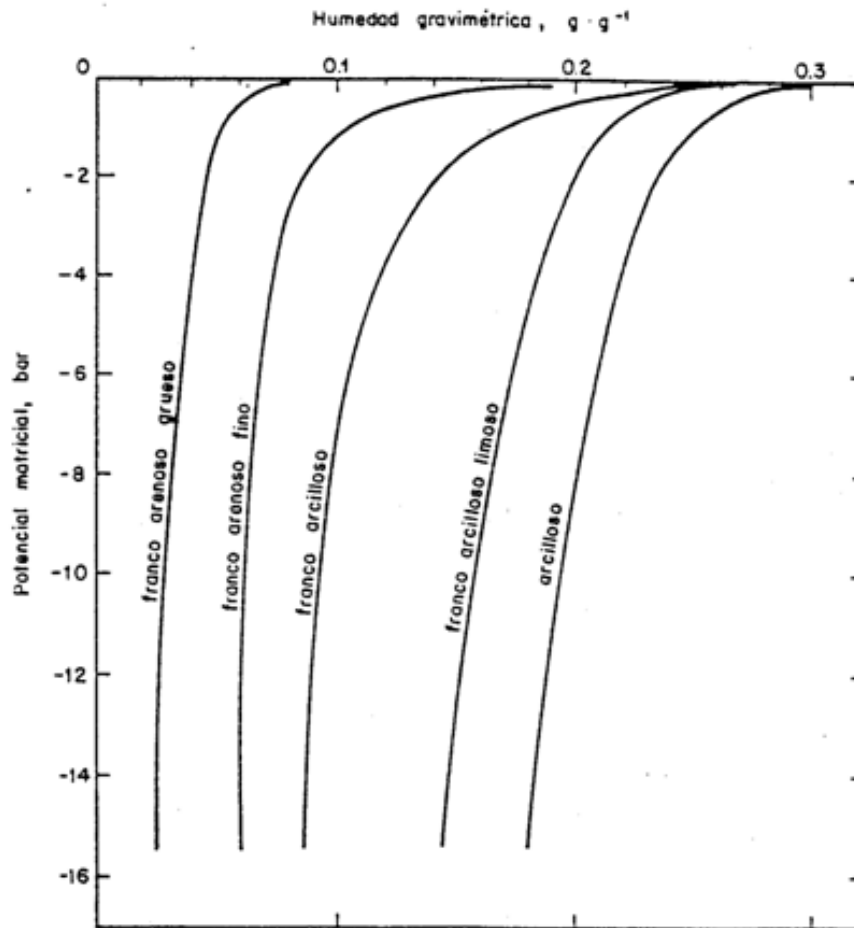


Figura 30: Relación entre contenido gravimétrico de humedad y potencial matricial (Taylor y Ashcroft, 1972).

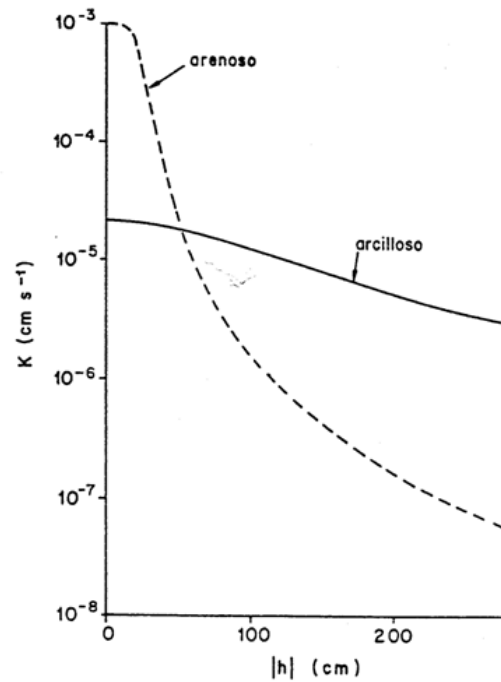


Figura 31: Relación entre conductividad hidráulica y tensión del agua (Hillel, 1982).

Uno de los principales problemas que tiene la aplicación de los principios físicos al transporte de agua y solutos en el suelo es la gran variedad espacial de algunas de las características que determinan estos procesos, comentada en el capítulo anterior. Como ejemplo, en la figura 30, se muestra la variación de la tasa de infiltración en un estudio de campo. Más información sobre la variabilidad espacial en el transporte de agua y solutos se puede encontrar en Elrick y Clothier (1990).

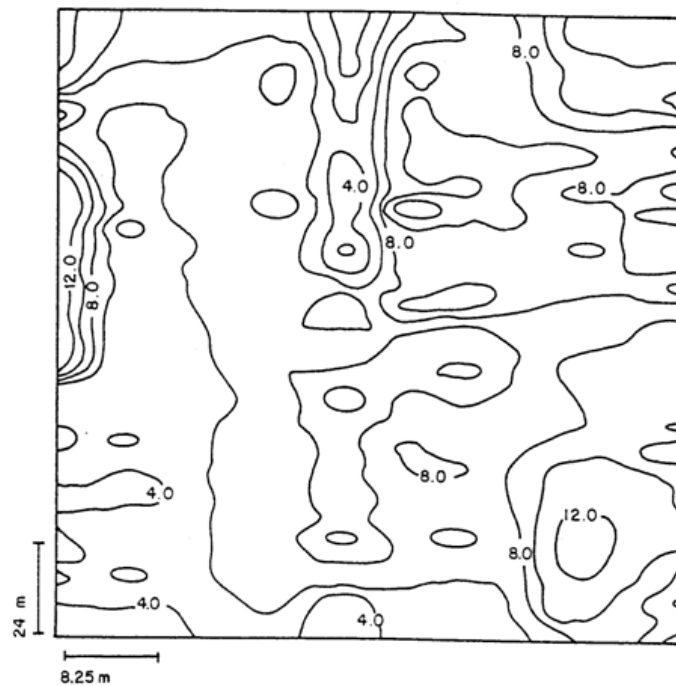


Figura 32: Mapa de isolíneas de tasa de infiltración (mm/h) obtenido a partir de 1280 medidas y 800 interpolaciones mediante el método kriging (Vieira et al., 1981).

2.2.2.2. Relaciones Agua - Planta

Las plantas constituyen la principal vía de paso de agua del suelo a la atmósfera; la transpiración en un cultivo, a lo largo de todo su ciclo, puede suponer más de 2/3 de la evapotranspiración (Ritchie y Johnson, 1990). En las plantas se producen déficits hídricos (potenciales hídricos bajos) como resultado de varios factores: contenidos bajos de humedad en el suelo, resistencia hidráulica radicular elevada, altos flujos de transpiración, o cualquier combinación de éstos.

Los déficits hídricos provocan el cierre de las estomas y con ellos una reducción en la fotosíntesis y en la acumulación de biomasa. La reducción en el crecimiento es menos que proporcional a la del consumo de agua. El déficit hídrico tiene otros efectos sobre las plantas: reduce la expansión y la división celular y altera la relación raíz-tallo a favor de un mayor desarrollo radicular, así se mejora el equilibrio entre el suministro de agua por las raíces y el consumo por las hojas. Más información sobre los efectos de los déficits hídricos sobre la fisiología de las plantas se puede obtener en Bradford y Hsiao (1982).

Existe una relación entre la cantidad de agua transpirada por las plantas y su producción de materia seca; esta relación depende del tipo de planta y de la demanda evaporativa durante el crecimiento. La figura 32 muestra datos experimentales sobre la relación entre la producción de materia seca y la transpiración relativa a la evaporación de un tanque evaporímetro, esta forma de representar los datos permite eliminar la influencia de la demanda evaporativa que puede variar de unos lugares a otros o con los años para un mismo lugar.

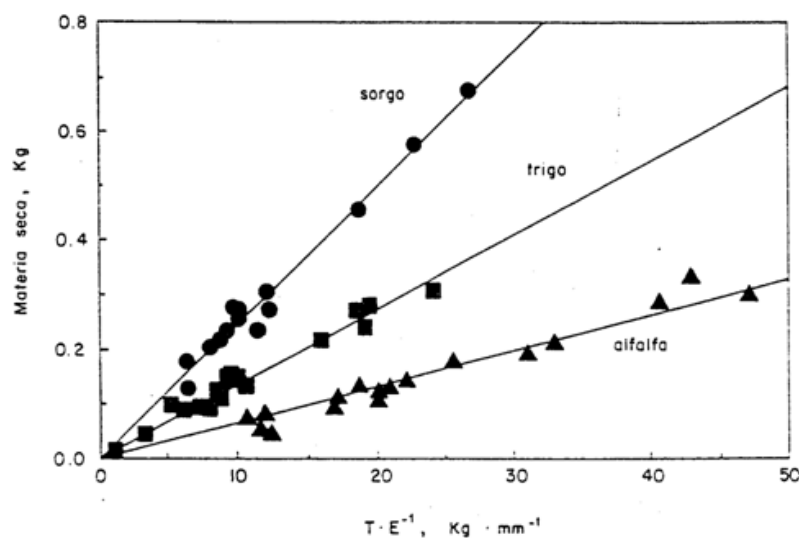


Figura 33: Relación entre materia seca acumulada y la transpiración/evaporación en tres especies cultivadas (Howell, 1990).

2.2.2.3. Balance de Agua en la Zona Radicular

En la zona radicular, para un período de tiempo dado, se cumple, por conservación de masa, la siguiente relación:

$$\text{RIEGO} + \text{LLUVIA} = \text{EVAPOTRANSPIRACION} + \text{DRENAJE} + \text{INCREMENTO HUMEDAD}$$

En esta ecuación el riego y la lluvia se consideran efectivos, es decir, descontando la escorrentía y la intercepción por las plantas, y también se ignoran los aportes o emisiones laterales de agua.

La planta juega un papel crucial dentro del balance de agua en el suelo, no sólo porque influye mucho en la evapotranspiración (que es uno de los componentes principales del balance en los suelos agrícolas) sino también porque su crecimiento, a su vez está influido por el estado hídrico del suelo. La figura que se adjunta representa esquemáticamente las principales interacciones entre los diferentes elementos implicados en el balance de agua en la zona radicular.

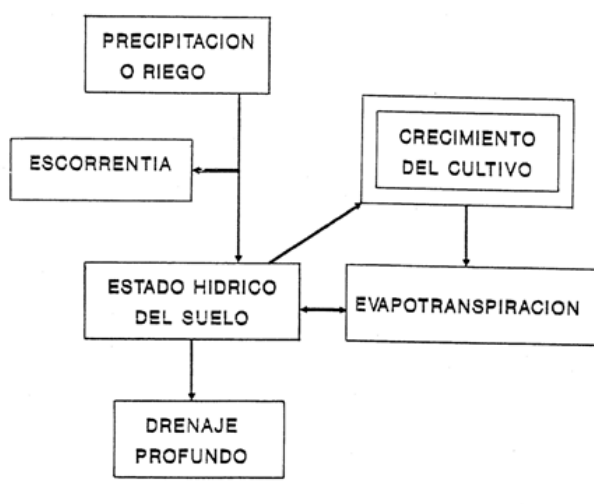


Figura 34: Relaciones entre los principales componentes del balance de agua del suelo en la zona radicular.

1. Riego

El agua aplicada en el riego se puede medir empleando aforadores instalados en las acequias de riego (Bos et al., 1984) o bien mediante molinete o por el método de dilución; estos dos últimos métodos son adecuados para medidas puntuales. En los riegos localizados contadores instalados en las tuberías de riego. La eficiencia de riego se define como el cociente entre el agua evapotranspirada por el cultivo y el agua aplicada (riego + lluvia). Esta eficiencia es importante cuando consideramos la influencia que el riego puede tener en la contaminación de acuíferos. En los sistemas de riego por gravedad (tablares, surcos, etc.) las eficiencias que suelen obtenerse son variables dependiendo de los suelos, dimensiones de las parcelas y caudales de riego, pero suelen estar entre el 40-60 %, aunque con un manejo cuidadoso pueden obtenerse valores del 60-70 % (Castel et al., 1987). Los riegos localizados y por aspersión permiten, con un buen manejo, obtener eficiencias de riego del 70-80 %.

La uniformidad de aplicación del agua en el campo es otro factor importante a tener en cuenta al estimar el drenaje profundo en parcelas agrícolas. Los sistemas de riego por aspersión y goteo permiten, en general, obtener mayor uniformidad de aplicación que los riegos por gravedad. En la figura 34 se presentan los datos obtenidos por Castel et al., (1989) en un huerto de cítrico regado por tablares; se puede observar que la infiltración al final del tablar fue bastante mayor que al principio. En los riegos localizados, el suelo no determina la distribución del agua en toda la parcela, sino que es el diseño y los componentes de la instalación los que en mayor grado influyen en la uniformidad recomendados por IRYDA para instalaciones de riego localizados son cercanos al 90 %, sin embargo, una evaluación de 28 instalaciones de riego localizado en cítricos, en la Comunidad Valenciana, encontró el coeficiente de uniformidad medio fue del 62 % (Castel, 1985). Valores similares encontraron Rodrigo y Hernández (1985) en instalaciones de riego localizado en platanera en Tenerife. Para sistemas de riego por aspersión, fijos o móviles, la Uniformidad de Distribución, $UD = 100$ (media infiltración del 25 % de los puntos de menor infiltración)/ (media de infiltración), oscila entre el 70-90 % dependiendo del diseño de la instalación y del viento en el momento del riego (Trjuelo et al., 1991; Faci y Becero, 1989 y 1990).

2. Lluvia

La lluvia es un componente del balance de agua que resulta fácil de medir, y cuyos errores suelen considerarse de poca importancia, en comparación con la incertidumbre en la medida de otros componentes del balance, en áreas de clima mediterráneo y con agricultura de regadío.

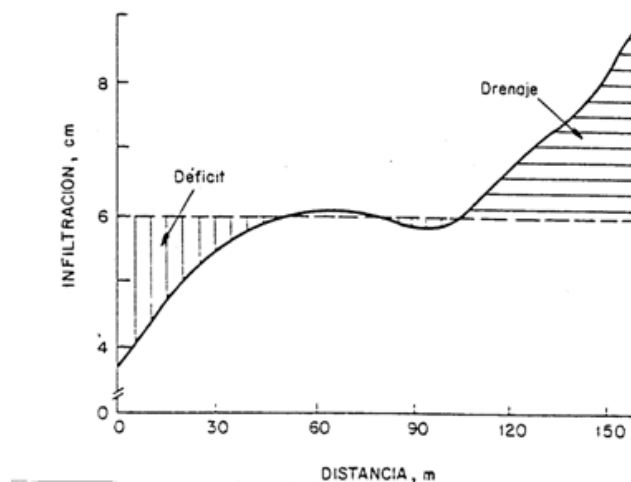


Figura 35: Distribución típica del agua a lo largo de un tablar de riego a manta (Castel et al., 1989).

En la figura, las áreas rayadas indican las zonas de déficit o exceso en relación a una capacidad de almacenamiento de la zona radicular de 60 mm de agua (Castel et al., 1989). Un problema en zonas donde las lluvias son pequeñas y frecuentes es la estimación de la lluvia efectiva, ya que una parte no despreciable de la lluvia puede ser interceptada por las plantas y no llegar a infiltrarse; en zonas de lluvias intensas, la dificultad de cálculo de la lluvia efectiva está en que se necesita medir la escorrentía superficial. La predicción de la escorrentía no resulta fácil, ya que depende de la intensidad y duración de la lluvia, del estado de humedad del suelo y de la pendiente y microtopografía del suelo. Patwardhan et al., 1990 efectuaron una evaluación de dos métodos de predicción de lluvia efectiva, utilizados frecuentemente en EEUU (uno de ellos por Soil Conservation Service) y concluyeron que un modelo relativamente sencillo de balance de agua en el suelo dio mejores predicciones que los dos métodos evaluados. También hay que tener en cuenta, cuando se emplean datos de lluvia obtenidos en sitios no muy próximos a las parcelas de estudio, que en ocasiones hay diferencias importantes de precipitación en zonas distantes unos pocos kilómetros.

3. Evapotranspiración

La evapotranspiración comprende las pérdidas de agua a la atmósfera a través de las plantas (transpiración) y de la superficie del suelo (evaporación). La evapotranspiración de un cultivo depende básicamente de las condiciones climáticas (radiación, temperatura, humedad del aire y viento) y del estado de desarrollo del cultivo, ya que éste determina la proporción de radiación interceptada por las plantas y la conductancia foliar al vapor de agua. La demanda evaporativa o componente climático de la evapotranspiración se ha intentado evaluar a través de la llamada evapotranspiración de referencia (ET_0) que antes solía denominarse "evapotranspiración potencial" (ETP).

ET_0 se define como la tasa de evapotranspiración de una cubierta extensa de una gramínea de unos 8-15 cm de altura, con crecimiento activo, sombreando totalmente el suelo y con suministro adecuado de agua en el suelo (Doorenbos y Pruitt, 1984). Durante los últimos 10-15 años una de las formas más frecuentes de estimar ET_0 , cuando se disponían de los datos climáticos básicos citados, era el empleo de la fórmula de Penman modificada (Doorenbos y Pret, 1984). Una comparación reciente de diversas fórmulas de cálculo de ET_0 empleando datos de 11 lisímetros en diversos países, concluyó que el método de Penman-monteith

era el mejor (Allen et al., 1989). Estos mismos autores encontraron que las estimas con el método de Penman modificado por la FAO (Doorenbos y Pruitt, 1984) sobreestimaban ET_0 en un 15-20 % en la mayoría de los casos.

Una vez determinada la ET_0 , para estimar la ET de un cultivo hay que aplicar la relación: $ET = K_c * ET_0$, donde K_c es un coeficiente de cultivo que depende del cultivo y del estado de desarrollo del mismo. Valores de este coeficiente para diferentes cultivos a lo largo de su ciclo de desarrollo se pueden encontrar en Doorenbos y Pruitt (1984) y Stewart y Nielsen (1990). La figura, presenta esquemáticamente la variación del coeficiente K_c para un cultivo herbáceo a lo largo de las diferentes fases de su ciclo vegetativo. La línea continua representa K_c suponiendo que la superficie del suelo está seca. Los picos (línea discontinua) indican los incrementos en K_c , como consecuencia del humedecimiento de la superficie del suelo por los riegos (flechas).

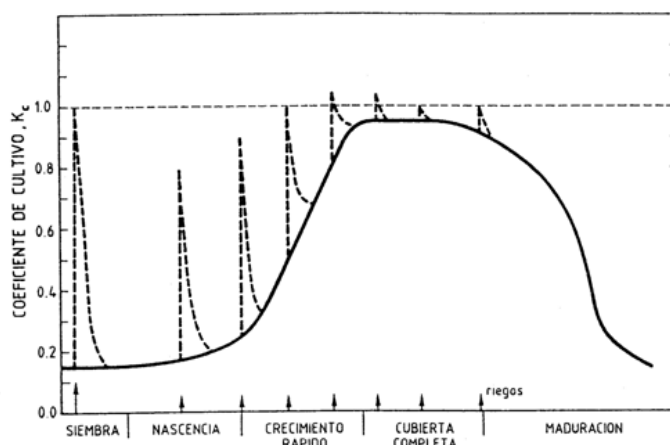


Figura 36: Curva de cultivo, K_c , para cultivos herbáceos anuales.

Los valores de K_c en las diferentes fases del ciclo vegetativo de los principales cultivos se pueden encontrar en Doorenbos y Kassam (1979) y en Stewart y Nielsen (1990). El contenido total de agua por los cultivos depende, por tanto, del clima durante un periodo vegetativo. Así pues, en un clima más seco y cálido un cultivo determinado tendrá un uso consuntivo de agua mayor que en un clima húmedo. En la publicación de Doorenbos y Pruitt (1984) se pueden encontrar datos aproximados de consumo de agua por los diferentes cultivos, y en la tabla adjunta se presenta el rango de valores para unos cuantos de ellos.

Tabla 3: Valores aproximados del consumo de agua (RT) por diferentes cultivos (Doorenbos y Kassam, 1979).

Cultivo	Duración (días)	ET (mm)	Cultivo	Duración (días)	RT (mm)
Alfalfa	100-365	800-1600	Pimiento	120 - 150	600 - 900
Algodón	150 - 180	700 - 1300	Remolacha	160 - 200	550 - 750
Arroz	90 - 150	250 - 700	Sandía	80 - 110	400 - 600
Cebolla	100 - 140 b	250 - 550	Soja	100 - 130	450 - 700
Cítricos	365 a	900 - 1200	Sorgo	100 - 140	450 - 650
Col	100 - 150	380 - 500	Tabaco	90 - 120 c	400 - 600
Girasol	90 - 130	600 - 1000	Tomate	90 - 140 b	400 - 600
Maíz	100 - 140	500 - 800	Trigo (invierno)	180 - 250	450 - 650
Patata	100 - 150	500 - 700	Vid	180 - 270	500 - 1200

Nota: a: en cultivos perennes la ET corresponde a todo un año; b: sin incluir los 30 - 35 de plantel y c: sin incluir los 40 - 60 de plantel.

4. Drenaje Profundo

Este componente del balance de agua en el suelo es el más difícil de medir en parcelas agrícolas. En general, su estimación se hace de una manera indirecta, utilizando todos los demás componentes del balance. En trabajos de investigación se puede estimar el drenaje basándose en medidas de conductividad hidráulica y gradientes de potencial hidráulico, pero la gran incertidumbre de estas variables hace poco practicable este método (Biggar y Nielsen, 1976). Una manera más sencilla de estimar el drenaje por debajo de la zona radicular es el balance de cloruros. Este método, descrito por Pratt et al., 1978 fue evaluado por Ramos (1988) para estimar la lixiviación de nitratos.

5. Drenaje de Humedad en el Suelo

En agricultura de regadío, para períodos de un año o más, los cambios de humedad del suelo en la zona radicular representan un término de poca importancia en el balance de agua del suelo.

2.3. ECUACIONES DE FLUJO Y TRANSPORTE DE MASA EN LA ZONA NO SATURADA

Tradicionalmente, el estudio de la contaminación de las aguas subterráneas se ha limitado a la zona saturada del terreno. Sin embargo, la zona no saturada constituye una barrera natural contra la degradación de la calidad de las aguas subterráneas gracias a su potencial de atenuación del avance e intensidad del proceso contaminante.

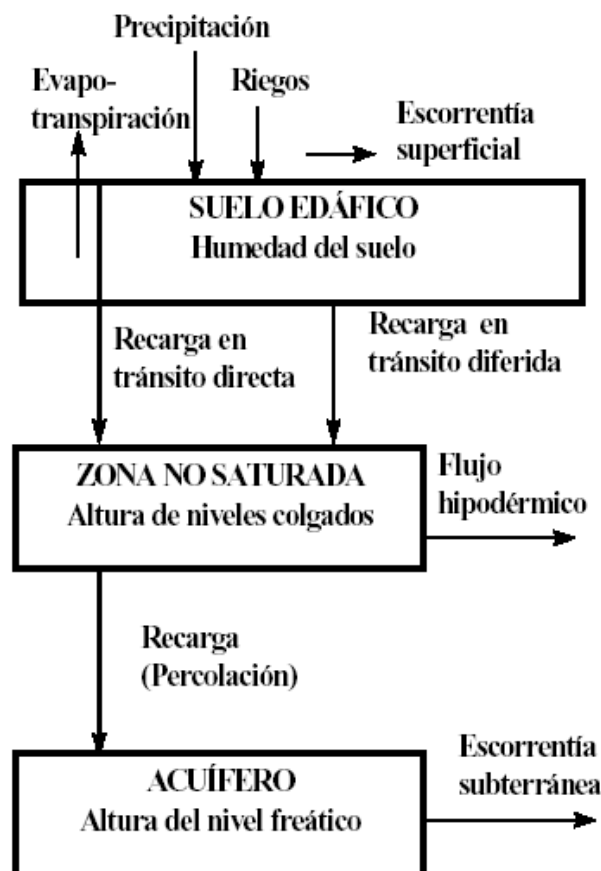


Ilustración 4: Representación esquemática del balance de agua en el suelo, en la zona no saturada y en el acuífero, con los principales procesos que tienen lugar.

Como ya es conocido, la zona no saturada, (ZNS) está formada por la porción de terreno situada entre la superficie del suelo y la superficie piezométrica, constituyendo la zona de transición entre las fases superficial y subterránea del ciclo hidrológico. En esta parte del terreno, el contenido en agua es menor que la porosidad del suelo, presentando en consecuencia propiedades y funcionamiento que la distinguen notoriamente, de los acuíferos.

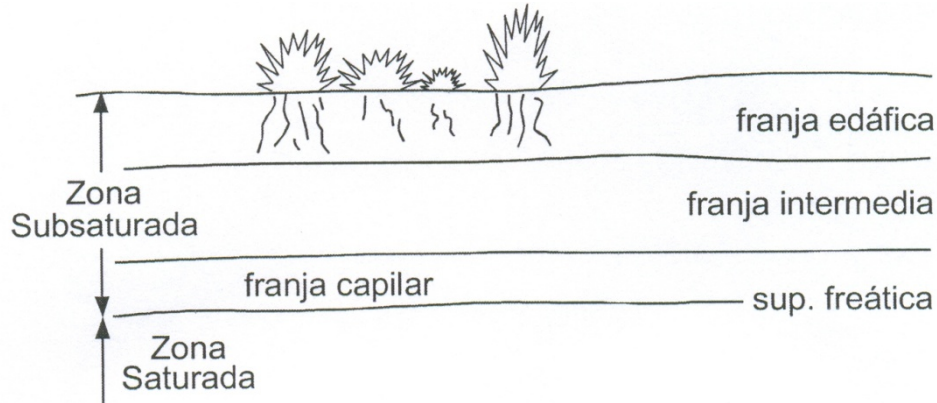


Figura 37: Zona No saturada y zona saturada en el perfil del suelo.

El estudio de la ZNS ha sido objeto de atención para fines agrícolas, aunque siempre bajo el punto de vista de producción y rendimiento de las cosechas y consecuentemente, limitado a la zona comprendida entre la superficie y la zona radicular. Los hidrogeólogos por su parte, consideran que representa una fuente de aportes para la zona saturada, sin haber incidido mucho en su estudio hasta los años más recientes. Sin embargo, es una zona de gran interés desde el punto de vista hidrogeológico. A través de esta zona, los compuestos líquidos o en fase vapor se atenúan y transforman a medida que circulan por su interior, y su circulación va a estar muy condicionada por sus propiedades y comportamiento hidráulico.

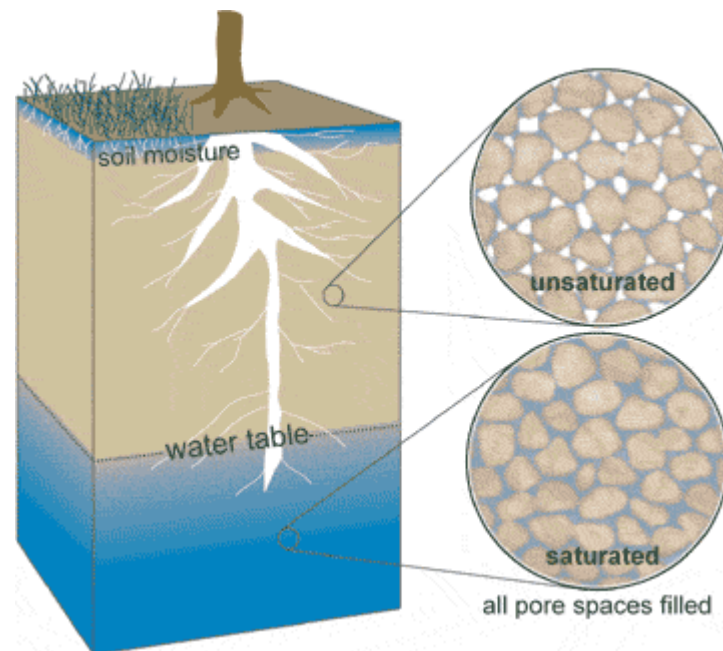


Ilustración 5: Distribución del agua en el suelo. Zona No saturada y zona saturada en el perfil del suelo.

Según la distribución vertical de agua observable en un momento determinado, el perfil del suelo en profundidad puede subdividirse en tres zonas diferenciadas: zona superior o de aireación; franja capilar y zona de saturación.

La zona de saturación es aquella en que el agua rellena todos los poros de la roca y constituye los acuíferos. En la zona de aireación se sitúa el suelo vegetal y se caracteriza por una importante actividad biológica a causa de las raíces de las plantas y los microorganismos presentes en el terreno. Debido a estos factores y a los procesos químico-físicos que tiene lugar, la porosidad y permeabilidad suelen ser mayores que en los estratos infrayacentes.

La franja capilar constituye la zona inferior de la ZNS, directamente en contacto con la superficie piezométrica en condiciones de saturación. Esta zona tiene un espesor reducido y su límite superior está constituido por una superficie discontinua. Entre estas dos subzonas, se sitúa una intermedia de espesor extremadamente variable no afectada por las raíces de las plantas donde el flujo se caracteriza por una tensión o succión y presenta un sentido ascendente o descendente según las condiciones de humedad imperantes en el suelo. Es donde tienen lugar los procesos más activos de modificación de la calidad del agua que se infiltra.

En el medio no saturado las condiciones y rango de aplicación de la ley de Darcy presentan una mayor complejidad que en régimen saturado. La unidimensionalidad del flujo no se cumple frecuentemente debido a la existencia de flujos preferentes que condicionan en muchos casos el avance del frente de humedad.

La existencia de zonas de circulación preferencial (macroporos, mayor conductividad hidráulica) configuran un medio hidráulico similar al de las fracturas donde el agua circula en episodios lluviosos cuando la tasa de infiltración a través de la matriz del suelo es menor que la tasa de infiltración en superficie. Los macroporos se vacían con anterioridad a los poros del terreno y el aire que ha pasado a ocupar los conductos o canales constituye una barrera a la continuidad del flujo. Aunque el flujo a través de macroporos tiene un efecto notable en la magnitud de la infiltración, su implicación más importante es la de acelerar el movimiento de sustancias contaminantes.

Además de estos flujos, cabe mencionar la existencia ocasional de flujos rápidos de influencia gravitacional a través de zonas preferentes en niveles de granulometría gruesa y por otra parte la aparición de flujos de desarrollo lateral (EPRI, 1985). Diversas experiencias muestran que los flujos preferenciales se localizan frecuentemente en zonas donde antes hubo raíces.

En la ZNS los potenciales matricial o de tensión y gravitacional se consideran los únicos condicionantes de los procesos hidrodinámicos, siendo el potencial total:

$$\Phi = h = h_m + Z$$

Según la ley de Darcy, el vector velocidad de flujo (q) viene dado por:

$$q = -K \nabla \Phi \quad (\nabla \Phi \text{ gradiente de potencial})$$

Siendo el flujo unidimensional vertical en condiciones de isotropía

$$q = -K \nabla \left(\frac{\partial h_m}{\partial z} + 1 \right)$$

La ley de la continuidad de flujo o de conservación de la masa establece que la variación en el almacenamiento de agua en un volumen unitario de acuífero es igual a la divergencia del flujo:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\text{div} \mathbf{q}$$

de la combinación de ésta con la ecuación del flujo unidimensional, se obtiene lo que se conoce como ecuación de Richards (1931):

$$C(\Psi) \frac{\partial \Psi}{\partial t} = \nabla [K \nabla (\Psi - Z)]$$

siendo,

Ψ = succión (= - h_m)

$C(\Psi)$ = capacidad específica del medio no saturado.

$$C = \frac{\partial \theta}{\partial h_m} = - \frac{\partial \theta}{\partial \Psi}$$

pendiente curva succión/humedad

Aunque existen otras formulaciones alternativas, la ecuación de Richards es habitualmente utilizada en los estudios de flujo en la ZNS. Sin embargo, la presencia de flujos preferenciales, variabilidad espacial de la conductividad hidráulica, presencia de macroporos, habituales en dicho medio no son contemplados al presumir en el desarrollo de la ecuación la unidimensionalidad del flujo.

MÓDULO 3. Recarga. Procesos y Mecanismos. Métodos de Estimación de la Recarga.

3.1. INTRODUCCIÓN

La recarga es el proceso por el cual el exceso de infiltración sobre la evapotranspiración drena desde la zona radicular y continúa circulando en dirección descendente a través de la zona no saturada hacia la capa freática, donde se refleja el aumento o descenso del almacenamiento de agua subterránea (Freeze y Cherry, 1979)..

Hay tres tipos principales de recarga, definidos como recarga directa, indirecta y localizada. La recarga directa hace referencia al agua excedente que ingresa por percolación vertical a través de la zona no saturada y pasa a formar parte del agua subterránea luego de satisfacer el déficit de humedad del suelo y los requerimientos por evapotranspiración. La recarga indirecta consiste en la percolación hacia el nivel freático desde el lecho de cuerpos de agua superficial. La recarga localizada se debe a la concentración horizontal de agua en superficie en ausencia de canales bien definidos (Simmers, 1997).

La infiltración, hace referencia a la penetración del agua desde la superficie hacia el interior del terreno y, dependiendo de la profundidad del nivel freático, la parte de la infiltración que se convierte en recarga (recarga en tránsito) puede tardar más o menos tiempo en alcanzar el acuífero. Para determinar la cantidad de agua precipitada que puede infiltrarse es necesario descontar el agua que es interceptada por la vegetación y retenida en superficie y posteriormente evaporada, además, dependiendo de las características del terreno otra parte de lo precipitado puede escurrir en superficie y si se dan las condiciones necesarias, infiltrarse aguas abajo. La tasa a la que se infiltrará el agua depende de la permeabilidad del suelo y de las condiciones antecedentes de humedad, y el agua comenzará a descender cuando se supere la capacidad de campo (Custodio Gimena, 1998).

Una parte del agua infiltrada desciende hasta el nivel freático y otra asciende para reponer las pérdidas por evapotranspiración, esto define un plano de flujo nulo por debajo del cual la recarga en tránsito pasa a denominarse percolación y se conformará más tarde en recarga al acuífero.

Lo descripto hace referencia a una *infiltración difusa*, pero existe también casos en que la existencia de grietas, conductos verticales y fisuras en el terreno permiten lo que se denomina recarga directa a través de una *infiltración preferencial* (Custodio Gimena, 1998).

La recarga se encuentra así influenciada por factores meteorológicos, geomorfológicos, edafológicos, hidrológicos, por el tipo de cobertura vegetal, el uso del suelo y las propiedades del medio subterráneo, lo que determina que la recarga muestre una marcada variación tanto *temporal como espacial* (Samper Calvete, 1998).

La recarga produce el ascenso transitorio del nivel freático del acuífero o una disminución de la velocidad de descenso y también un aumento en las descargas. Estas consecuencias de la recarga se ven amortiguadas por la transferencia del agua a través de la zona no saturada y el efecto se disipa lentamente a medida que el agua fluye hacia las zonas de descarga (Custodio Gimena, 1998).

En la caracterización de un balance de agua en el suelo debe considerarse el factor climatológico y la respuesta del acuífero, el suelo y la vegetación. El agua infiltrada dependerá de la capacidad de infiltración del suelo, propiedad que es una función parabólica decreciente del contenido de humedad del suelo (ley de Horton) y que será máxima cuando el suelo tenga una humedad igual al punto de marchitez. La capacidad de infiltración será constante cuando la humedad sea superior a la capacidad de campo, produciéndose escorrentía superficial (Es) cuando la precipitación supere la capacidad de infiltración.

Por lo que es de suma importancia tener en cuenta la precipitación, la evapotranspiración, los flujos hipodérmico y subterráneo, y las variaciones en el contenido de humedad y del nivel de agua en el acuífero, tal como se observa en la ilustración (Samper et al., 1997).

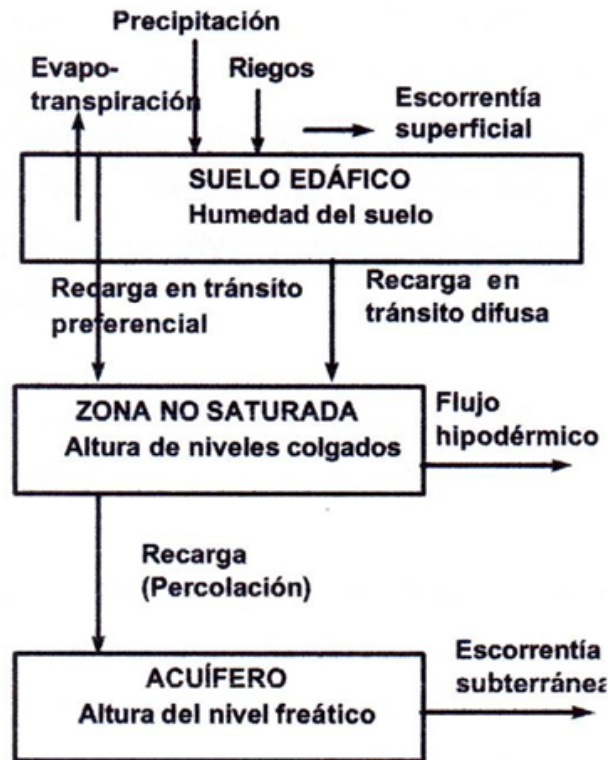


Ilustración 6: Esquema del balance hidrológico en el suelo (Samper et al, 1997).

Las fuentes de agua que intervienen en el proceso de recarga son múltiples y variadas y pueden agruparse en los siguientes tipos:

- Agua de Lluvia
- Agua superficial que circula por cauces permanentes, estacionales o efímeros o bien que se encuentra almacenada en lagos, lagunas o humedales.
- Agua procedente de otros acuíferos y acuitardos.
- Agua de riegos, fugas de redes de abastecimiento o infiltración de embalses artificiales.

En general se admite que la recarga que tiene su origen en la lluvia o en el riego de plantaciones se produce de una manera más o menos uniforme y distribuida sobre grandes porciones de terrenos aunque es un hecho comprobado que también pueden dar lugar a un flujo preferencial (Rushton y Ward, 1979); mientras que la recarga que tiene lugar a través de lechos de ríos y lagos o por pérdidas de líneas de conducción y almacenamiento artificial es del tipo concentrado y suelen presentar una distribución espacial de tipo lineal.

3.2. LA RECARGA

Una estimación adecuada de la recarga enfrenta varios desafíos, como la determinación del efecto de las variaciones climáticas y los cambios en el uso de la tierra, la influencia de la geomorfología y la representatividad de ciertos parámetros puntuales extrapolados (de Vries y Simmers, 2002).

Tales factores determinan que la recarga, especialmente en regiones semiáridas, resulte altamente variable en espacio y tiempo. Por ello, numerosos autores (Samper, 1997, Simmers, 1997, Custodio, 1997; Hendrickx y Walker, 1997; Scanlon et al., 2002) recomiendan la aplicación de varios métodos para el contraste de los resultados. Sin embargo, los datos disponibles, las características regionales y locales, la factibilidad operativa y los costos de aplicación llevan a seleccionar sólo algunos de ellos. Los procesos de recarga en un medio natural varían según sea, si el medio es homogéneo o heterogéneo y este saturado o no. En general la recarga depende de:

- ✓ Precipitación y su régimen e intensidad.
- ✓ Componentes climatológicas que determinan la cantidad de agua susceptible de ser evapotranspirada en el suelo: temperatura, radiación, velocidad del viento, etc.
- ✓ Características del suelo: material constituyente, porosidad, tasa de infiltración, grado de humedad, profundidad radicular, usos, etc.
- ✓ Cobertura vegetal como condicionante de la evapotranspiración fundamentalmente, pero también de la escorrentía.
- ✓ Tipo de roca, tanto de la zona no saturada como del propio acuífero: conductividad hidráulica, porosidad eficaz, espesores, etc.
- ✓ Topografía del terreno.

Los métodos de cálculo han de tener en cuenta estas circunstancias mediante la adecuada parametrización regional, y el progresivo ajuste de estos parámetros mediante observaciones (Custodio, 1997). Dado que no existen métodos de medición directa de la recarga, o bien solo son puntuales (Lerner et al, 1990), surge la necesidad de determinar un valor a partir de varios métodos indirectos que estiman la recarga, debido a las limitaciones de cada uno. Por lo tanto es necesaria la comparación entre los mismos, para así poder obtener un valor o un rango de variación de la recarga lo suficientemente confiable. Con tal motivo se pueden emplear distintos métodos, entre los cuales los más reconocidos son: balance hidrometeorológico, balance de masa del ion cloruro y análisis de fluctuaciones freáticas.

3.3. BALANCE DE AGUA EN EL SUELO

Un balance hídrico es la aplicación del principio de la conservación de masa a una cierta región cuyo volumen es conocido, y durante el tiempo en que se realiza el balance, la diferencia entre el total de entradas y el total de salidas debe ser igual al cambio de agua en el almacenamiento de dicho volumen. El balance cuantifica cada uno de sus componentes para cada uno de los períodos de cálculo, para ello se parte de condiciones iniciales de humedad conocidas y tomando como entradas la precipitación, escorrentía superficial y riego se calcula el resto de los componentes del balance de agua. La mayoría de los componentes de un balance (Infiltración, Escurrimiento Superficial, Evapotranspiración) dependen de forma no lineal, principalmente la Evapotranspiración Real y el Escurrimiento superficial, del contenido de humedad del suelo, por ello su resolución requiere de métodos interactivos.

El balance se planteará a nivel del suelo y a escala mensual, Se estimara una reserva de agua útil, considerándola completa al comienzo de Julio. Se asume que los excesos de las precipitaciones, alcanzan el nivel saturado. La evapotranspiración se determinara por el método de Thornthwaite.

El balance de agua en el suelo se confeccionara con paso anual para la serie considerada y considerando la Evotranspiración Potencial constante debido fundamentalmente a que el método de cálculo empleado se asienta en las temperaturas medias y la latitud (Custodio Llamas, 1983).

1. Balance hídrico en el suelo

La estimación de la recarga por este método consiste en la aplicación del principio de conservación de masa a una región de volumen conocido y definida por ciertas condiciones de contorno (Samper Calvete, 1998); se emplea un enfoque indirecto o residual, por lo que todas las variables en la ecuación, excepto la recarga (R), están medidas o estimadas y R se fija igual a la diferencia resultante.

$$R = P - ET - R_0 - \Delta S$$

Dónde: P es la precipitación, ET es la evapotranspiración, R_0 es la escorrentía superficial y ΔS es el cambio de agua del suelo.

La principal limitación del enfoque residual es que su precisión depende de la de otros componentes (Yin et al., 2011). La ventaja que presenta por otro lado es que los métodos no se ven obstaculizados por las presuposiciones en cuanto a los mecanismos que controlan los componentes individuales, por lo tanto, se puede aplicar sobre un amplio rango de escalas espaciales y temporales (Scanlon et al., 2002).

2. Modelos Matemáticos

La simulación numérica es también un método muy usado en la actualidad, siendo el Visual Balan uno de ellos. Permite realizar balances hidrológicos diarios en el suelo edáfico, la zona no saturada y el acuífero. Los términos usados para el balance son las entradas (precipitación y riego), las salidas (interceptación, escorrentía superficial, evapotranspiración, flujo hipodérmico y flujo subterráneo) y la variación del contenido de humedad del suelo y del nivel de agua en el acuífero (Samper et al., 1999).

En cuanto al funcionamiento del programa, el software Visual Balan sectoriza el medio subterráneo en tres componentes: a) el suelo edáfico, a través del cual infiltra el agua de lluvia o riego y tienen lugar los procesos de evaporación y transpiración, b) la zona no saturada, en la que pueden existir flujos tanto laterales (subhorizontales) como verticales y c) el acuífero o zona saturada, que recibe la recarga y puede tener flujos de descarga (Samper et al., 2005).

El flujo de agua entre estos componentes se desarrolla de la siguiente forma, una parte de lo precipitado (P) puede ser interceptado por la vegetación y el resto se distribuye entre escorrentía superficial (E_s) e infiltración (I). Del agua infiltrada, parte se pierde por evapotranspiración (ETR), otra parte se utiliza para aumentar la reserva de agua en el suelo, y el resto constituye la recarga en tránsito (P_e). Este flujo es la entrada de agua a la zona no saturada desde la cual puede fluir lateralmente a la atmósfera en forma de flujo hipodérmico (Q_h) o percolar verticalmente hacia el acuífero (Q_p) constituyendo así la recarga al acuífero. La descarga subterránea (Q_s) es la salida natural hacia los arroyos o manantiales (Samper et al., 2005).

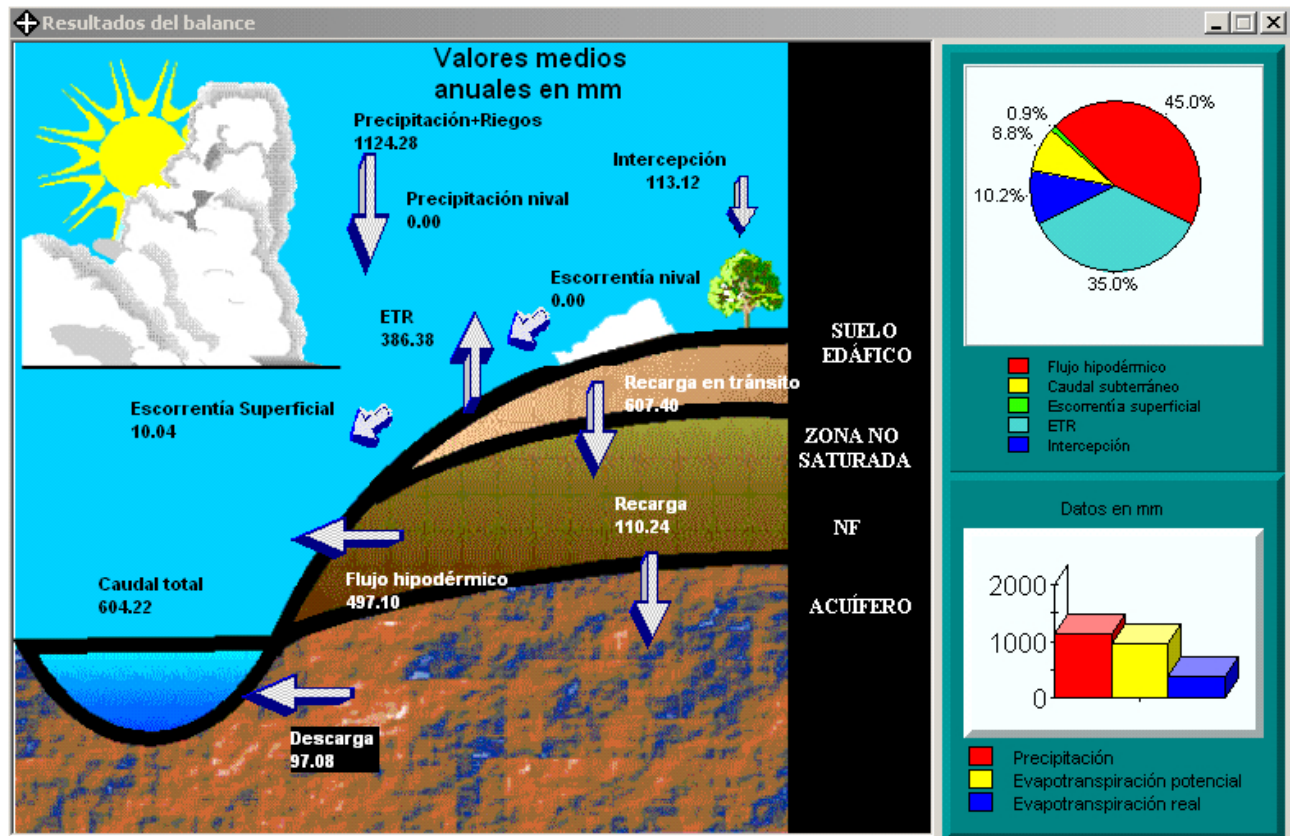


Ilustración 7: Ventana principal del programa Visual Balan (Samper et al., 1999).

Las variables de estado son los volúmenes de agua en cada una de las tres componentes. El volumen correspondiente a la zona saturada equivale a la recarga, la cual genera ascensos del nivel freático que pueden ser contrastados con datos piezométricos ingresados por el usuario (Samper et al., 2005).

La recarga puede deducirse a partir del balance en un acuífero entre dos fechas determinadas en las cuales se conocen los restantes flujos de entrada y salida. La ecuación básica del balance en la zona de suelo se suele plantear entre dos tiempos t_i y t_f y se compone de los siguientes términos:

$$P + D - IN - E_s - ETR - P_e = \Delta\theta$$

Dónde:

P es la precipitación, D es el agua de riego, IN es la interceptación, E_s representa la escorrentía superficial, ETR es la evapotranspiración real, P_e es la recarga en tránsito (que coincide con la recarga si no existen flujos laterales en la zona no saturada) y $\Delta\theta$ es la variación del contenido de humedad.

Las componentes del balance se suelen expresar en términos de volumen de agua acumulados a lo largo del intervalo de tiempo (Samper Calvete, 1998).

El balance se efectúa en tres compartimientos: en el suelo, en la zona no saturada y en el acuífero.

1. Balance en el suelo

- ✓ **Evapotranspiración potencial (ETP):** Este trabajo empleó valores calculados con el programa ETO Calculator a partir de datos meteorológicos disponibles.

- ✓ **Intercepción:** Una parte del agua de lluvia es interceptada por la vegetación al caer, quedando retenida en la misma. En el caso del área de estudio, se consideró despreciable dado que el dosel vegetal es muy reducido.
- ✓ **Recarga en tránsito directa:** Una vez calculada la evapotranspiración potencial ETP, se establece la recarga en tránsito directa, que es la porción de agua que atravesaría instantáneamente el suelo llegando directamente a la zona no saturada (Samper Calvete, 1998). Se asumió que no existen flujos preferentes que posibiliten la existencia de este tipo de recarga y que todos los excedentes del suelo pasan a recargar el acuífero debido a la existencia de niveles someros.
- ✓ **Escorrentía superficial:** Para el área de estudio la escorrentía superficial se calculó con el método de Horton y se consideró igual a cero dado que la escasa pendiente topográfica hace que la misma sea despreciable. El método de Horton supone que la capacidad de infiltración del suelo decrece con el grado de humedad, y que se produce escorrentía superficial cuando la cantidad de agua disponible en superficie supera la capacidad de infiltración (Samper Calvete, 1998).
- ✓ **Evapotranspiración real:** La relación ETR/ETP se define como la diferencia entre el contenido de humedad correspondiente a la capacidad de campo (CC) y el contenido de humedad del suelo (HUM). Si las entradas son mayores que la ETP la evapotranspiración real es, independientemente del método que se utilice, igual a la potencial.

Para el caso contrario en que las entradas sean menores que la ETP se aplica uno de los métodos ofrecidos por el programa, en este caso se empleó el método lineal dado que presentaba el mejor ajuste a lo que ocurre en el área de estudio.

- ✓ **Recarga en tránsito diferida:** Una vez obtenida la ETR, el programa actualiza el contenido de humedad del suelo para calcular la recarga en tránsito diferida que se da cuando el contenido de humedad es mayor a la capacidad de campo. Para dicho cálculo se ofrecen varias opciones, el método convencional, el método modificado y el de la curva logística (Samper Calvete, 1998). Para efectuar los balances se optó por el primero.

2. Balance en la Zona No Saturada

El balance en la zona no saturada tiene en cuenta la recarga en tránsito total (P_e), dada por la suma de la recarga directa y la diferida, que constituye la entrada de agua a la zona no saturada. Una vez actualizado el volumen en esta zona teniendo en cuenta la entrada (P_e), los caudales de salida horizontal por flujo hipodérmico (Q_h) y vertical por percolación (Q_p) se calcula mediante las siguientes expresiones:

$$Q_h = \alpha_h V_h$$

$$Q_p = K_v + \alpha_h V_h$$

Dónde:

V_h es el volumen de agua (por unidad de superficie) almacenada en la zona no saturada, α_h y α_p son los coeficientes de agotamiento para el flujo hipodérmico y la percolación, respectivamente y K_v es la conductividad hidráulica vertical del medio no saturado (Samper Calvete, 1998).

3. Balance en el Acuífero

Para el caso del balance en el acuífero se calcula el volumen de agua que entra en el mismo y el que se descarga subterráneamente, estimando para cada período el nivel piezométrico del acuífero. Para ello, pueden emplearse dos métodos: Método de una **celda** o método **multicelda**. Permite obtener la evolución de los niveles piezométricos calculados para ser luego comparados con los niveles piezométricos medidos en pozos de poca profundidad. Para esto se tiene en cuenta que en el acuífero el volumen de agua (V_a) y la altura del nivel freático (h) suelen referirse a unos valores de base (h_0), al que corresponde un volumen (V_{a0}). El volumen almacenado por encima del valor de referencia $\Delta V_a = (V_a - V_{a0})$ se relaciona con la diferencia de nivel a través de la porosidad drenable, S , del acuífero mediante $\Delta V_a = S \cdot \Delta h$

El balance en el acuífero se realiza teniendo en cuenta la entrada por percolación Q_p y la salida por descarga subterránea Q_s , que se supone proporcional: $Q_s = \alpha_s \cdot \Delta V_a$

Dónde:

α_s , es el coeficiente de agotamiento del flujo subterráneo de descarga del acuífero, relacionado con la difusividad hidráulica del medio subterráneo (cociente entre Transmisividad y Coeficiente de Almacenamiento) y con el cuadrado de una longitud característica, λ^2 .

Luego de obtenerse el volumen final se calcula el nivel freático al final del día, $h(I)$, de la siguiente manera: (Samper et al., 2005).

$$h(I) = h_0 + \frac{V_a(I) - V_{a0}}{S}$$

3.4. BALANCE DEL ION CLORURO

El método de balance del ion cloruro como ha sido desarrollado por Eriksson y Khunakasem (1969), compara la deposición total de cloruro en la superficie con la concentración en el agua del suelo por debajo de la zona activa de las raíces o con la concentración en el agua del acuífero.

Es un método muy difundido para el cálculo de la recarga debido a que las determinaciones son rápidas y de bajo costo y está extensamente documentado en varias revisiones (Allison et al. 1994, Scanlon et al. 2002). Si bien el método es más atractivo para zonas áridas y semiáridas con alta evaporación donde se lo ha aplicado mayoritariamente (Edmunds et al. 1988, Wood et al. 1997), también ha sido utilizado en zonas húmedas (Bromley et al. 1997; Rosen et al. 1999, Lo Russo et al. 2003).

Una de las principales ventajas del método es que los resultados derivan en parte de datos de series de tiempo largas comparado con las mediciones directas de flujo en la zona no saturada donde generalmente los resultados son obtenidos sobre una base de tiempo anual (Edmunds et al. 1988).

El cloruro es utilizado para la estimación de la recarga debido a la característica de ser conservativo y por su abundancia relativa en la precipitación. Custodio (1997) indica que el ion cloruro es el que mejor cumple con la condición de ion conservativo por las siguientes condiciones: es muy soluble, no interacciona con el medio, y el terreno carece de cantidades significativas del mismo.

Por otra parte, su determinación analítica no tiene complicaciones. Este ion se presenta en la superficie del suelo tanto por la lluvia como por la depositación seca que sobre él se produce. La mayoría de las plantas no toman cantidades suficientes de cloruro del agua del suelo, por lo que se concentra por la evapotranspiración en la zona de las raíces.

En el caso más simple de flujo tipo pistón en la zona no saturada, la concentración de cloruro en el suelo debería incrementarse a través de la zona de las raíces hasta un valor constante (Allison et al. 1994).

El balance de masa de cloruro en un intervalo de tiempo Δt entre t y t' es:

$$\text{Aporte de lluvia} + \text{esc. aportada} = \text{esc. saliente} + \text{esc. lateral} + \text{recarga} + \Delta M$$

donde ΔM es la variación de cloruros en el perfil de suelo entre la superficie y una profundidad algo por encima del nivel freático. Esto hace que se considere la recarga en tránsito, pero cerca del nivel freático, por lo tanto asimilable a la recarga real.

Este método tiene como principal limitación la necesidad de utilizar valores medios tanto del agua de lluvia (cantidad y concentración) como del agua de recarga y escorrentía, proporcionando tan solo una estimación del valor medio multianual de la recarga según el espesor del medio no saturado y la características del muestreo.



Foto 2: Colector de agua de lluvia para análisis de cloruros.

En general, un balance de cloruros multianual sin acumulación de sales en el suelo y en la vegetación, en estado estacionario viene dado por la expresión (Custodio y LLamas, 1983; Custodio, 1990):

$$RCR = PCp - ES Ce + aS - av + ad$$

Dónde:

R = recarga (mm/año)

P = precipitación media (mm/año)

ES = escorrentía superficial media (mm/año)

Cp = contenido media en Cl⁻ en el agua de lluvia (mg L⁻¹)

CR = contenido medio en Cl⁻ en el agua de recarga (mg L⁻¹)

Ce = contenido medio en Cl⁻ en el agua de escorrentía superficial (mg L⁻¹)

as = aporte de Cl⁻ tomados del suelo o aportados artificialmente (g m⁻² año⁻¹)

av = retención de Cl⁻ tomados por la vegetación (g m⁻² año⁻¹)

ad = devolución de Cl⁻ del suelo al morir la vegetación (g m⁻² año⁻¹)

Suponiendo que el aporte de cloruros tomados del suelo o aportados de forma artificial es nulo y que la retención de cloruros por parte de la vegetación es igual a la liberación de los mismos al morir dicha vegetación, se obtiene:

$$R/C_R = P/C_p - E_s C_e$$

Este planteamiento puede simplificarse notablemente en la práctica asumiendo que el ion cloruro, no es aportado por el terreno, y que dadas las características edáficas como la alta permeabilidad y geomorfológicas existentes, la escorrentía superficial es nula y por lo tanto despreciable por lo que se puede desechar los términos E_s y C_e . Además y fundamentalmente, si se trabaja con Δt lo suficientemente largos $\Delta M \rightarrow 0$ y se pueden utilizar valores medios. Asimismo en zonas áridas o semiáridas, se puede considerar que el flujo de masa de precipitación es igual al de recarga, siendo ésta una aproximación suficiente y dado que los otros términos del balance son de un orden de magnitud inferior (Custodio, 1997), se puede plantear como:

$$R = C_p / C_{AS} * P$$

Donde **R** es la recarga, **P** la precipitación, **C_p** y **C_{AS}** representan la concentración de cloruros en la precipitación y en el agua subterránea respectivamente y su cociente representa el coeficiente de recarga medio.

3.5. ANÁLISIS DE FLUCTUACIONES PIEZOMÉTRICAS

Para el estudio de las oscilaciones del nivel freático se tendrá que hacer tener en cuenta piezómetros con una profundidad determinada de acuerdo a las características del acuífero a estudiar, con una serie de datos periódicos.

Los valores de infiltración eficaz (I_e) ese expresaran como porcentaje de la precipitación media anual, se obtendrán a partir del análisis de los freatómetros ubicados exclusivamente en áreas topográficamente elevadas o de recarga a fin de evitar interferencias por aportes superficiales directos en los pozos. El balance hídrico de un sistema acuífero freático puede plantearse con la siguiente ecuación:

$$I_e + [((Q_i - Q_o)/A).Dt] - [(Q_b/A).Dt] = Dh.S \quad (1)$$

Dónde:

I_e : Infiltración eficaz (L);

Q_i y Q_o : Caudal subterráneo entrante y saliente respectivamente ($L^3.T^{-1}$);

A : Área del acuífero (L^2);

Dt : Período de aplicación del balance (T);

Q_b : Caudal extraído por bombeo ($L^3.T^{-1}$);

Dh : Fluctuación del nivel freático en el período considerado (L) y

S : Rendimiento Específico.

Si se considera un período sin explotación, despejando en (1), resulta:

$$I_e = (Dh.S) - [((Q_i - Q_o)/A).Dt] \quad (2)$$

De acuerdo a la ecuación (2) es posible calcular la infiltración eficaz en un área a partir de datos de fluctuación del nivel freático y de cálculos del caudal subterráneo entrante y saliente.

Según la ecuación (1), si se toma un período sin recarga, en un acuífero no afectado por bombeo, ni por evapotranspiración directa, la fluctuación del nivel freático es igual a la diferencia entre el caudal subterráneo entrante y saliente del área analizada. Si durante tales intervalos los niveles se profundizan, la lámina de descenso equivale a la que sale del área por escurrimiento subterráneo. Esta fluctuación negativa es asimilable a lo que Olin (1995) denomina "tasa de recesión", la cual puede obtenerse a partir de períodos de nivel descendente.

$$TR = (\Delta h.S / t) \text{ (3)}$$

Dicha tasa de recesión (TR) puede reemplazar al segundo término de la ecuación anterior, obteniéndose (Mariño y Bonorino, 1996):

$$R = (\Delta h.S) - (TR . \Delta t) \text{ (4)}$$

Siendo **R** la recarga, **Δh** la fluctuación del nivel freático (nivel final menos nivel inicial, empleándose alturas piezométricas), **S** el rendimiento específico, **TR** la tasa de recesión y **Δt** el período de tiempo considerado.

3.6. MÉTODO EMPÍRICO

Otro método que se puede utilizar, como comparativo y de referencia es el propuesto por Custodio en 1983, donde plantea que, para regiones semiáridas se han utilizado con éxito fórmulas empíricas, donde la relación entre recarga (R) y pluviometría (P) viene expresada por una ecuación:

$$R = \alpha (P - P_0) \text{ para } P > P_0$$

α es un coeficiente a ajustar según el lugar y P_0 una pluviometría umbral. Para valores mensuales de $\alpha = 0,6$ (tomado de regiones con características similares en Australia). Los valores de P_0 se superan todos los años y el valor mensual, buena parte de los meses.

En términos generales cabe advertir que todos los métodos empleados cumplen un rol importante en la estimación de la infiltración eficaz a partir de la utilización de datos diarios, de los cuales si no se posee un período de registro importante a los efectos de ser analizados hay que lograrlo con equipamiento de calidad. Además hay que considerar que los parámetros hidrogeológicos, muestran una variabilidad espacial errática (variabilidad natural), a la cual hay que sumarle la variabilidad inducida por los métodos empleados para su determinación, resultando que los valores medidos son inexactos como es el caso del rendimiento específico S adoptado a partir de ensayos de bombeo puntuales. Si se emplean estos valores para estimar los parámetros en zonas del acuífero donde no han sido medidos, se introduce además una incertidumbre adicional (Samper y Carrera Ramírez, 1990). Se considera que la estimación de la recarga es un proceso iterativo de forma que las sucesivas estimaciones se ajustan conforme se van disponiendo de datos adicionales y de resultados con distintos métodos (Samper, 1997), por lo tanto cuanto mayor sea la serie de datos menor será la incertidumbre. En virtud de esto es conveniente continuar con mediciones para validar las distintas metodologías y poder testear necesariamente las hipótesis antes citadas, a fin de reducir la incertidumbre en el cálculo de la infiltración eficaz.

3.7. METODOLOGÍA ISOTÓPICA

Otra metodología importante a tratar es la de los estudios isotópicos en agua con el objetivo de conocer parte de la recarga, origen de las aguas subterráneas y antigüedad de las mismas. La utilización de los isótopos para la investigación de problemas hidrológicos ha culminado con la creación de una rama de la Hidrología, denominada Hidrología Isotópica que estudia y aplica estas técnicas.

Los isótopos ambientales son aquellos que se presentan en el medio ambiente, se hallan ampliamente distribuidos y participan de los ciclos naturales. Particularmente, interesan los isótopos del hidrógeno y del oxígeno, como constituyentes de la molécula de agua, pues ofrecen un amplio rango de posibilidades para estudiar los procesos físicos y químicos dentro del ciclo del agua.

Los isótopos estables del agua han demostrado ser de gran utilidad para el estudio de numerosos problemas hidrogeológicos relacionados con las aguas superficiales, con las subterráneas y también con la hidrometeorología. Los procesos físicos y los fenómenos meteorológicos responsables del transporte del agua en las diferentes fases del ciclo hidrológico producen una caracterización isotópica del agua que puede ser aprovechada para obtener conclusiones sobre su origen y comportamiento.

Las técnicas que utilizan isótopos ambientales (^2H , ^3H , ^{18}O , ^{14}C , ^{15}N , ^{34}S , entre otros) son una herramienta de gran utilidad en estudios hidrológicos e hidrogeológicos al emplearlas conjuntamente con los procedimientos llamados "clásicos". Actualmente se incluyen en la mayoría de las investigaciones llevadas a cabo en países de todo el mundo (IAEA, 1981, 1983; Fritz y Fontes, 1980, 1986, 1989; Levin et al. 1987, 1988a, b; Bonorino, 1989, 1993; Panarello et al, 1993a, b, 1995, 1996; Panarello y Dapeña, 2003; Dapeña et al, 1997; 2001 a, b; 2002; 2003; Ostera y Dapeña, 2003). De esta manera, se pueden resolver, en forma relativamente sencilla y a bajo costo, numerosos problemas en aguas superficiales y acuíferos relacionados con el origen y zona de recarga, los mecanismos de salinización, los procesos que tienen lugar en la zona no saturada (ZNS), así como la interpretación de fenómenos termales y la determinación de términos del balance hídrico. Mediante el uso del tritio y el carbono-14 se puede introducir la variable temporal permitiendo, en casos favorables, la evaluación de tiempos de residencia del agua en reservorios subterráneos y la velocidad del flujo. Complementariamente, también se usan los isótopos del boro, nitrógeno y azufre en los estudios de salinización y contaminación. (Vengosh et al, 1994; Aggarwal et al, 1997; Aravena et al, 1999; Aravena, 2002; Gourcey, 2002; Hirata y Varnier, 2002, entre otros).

En todos estos estudios nacionales e internacionales ha sido de gran importancia la definición de la función de entrada a los sistemas hidrológicos. Esto se logra con un cuidadoso registro de la composición isotópica del agua de lluvia. Desde 1978, la Argentina, participa de la Red de Medición de Isótopos en Precipitación (GNIP) del Organismo Internacional de Energía Atómica (OIEA) y la Organización Meteorológica Mundial (OMM) con la Red Nacional de Colectores de precipitación de Argentina (RNC) (Dansgaard, 1964; IAEA/WMO, 2002; Dapeña y Panarello, 1999, 2002, 2003).

Se destaca que estos isótopos son los que identifican naturalmente a las aguas y sus principales ventajas sobre los trazadores artificiales son las siguientes:

1. Permiten su uso en grandes áreas, como por ejemplo en la cuenca completa de un río.
2. Al ser los isótopos constituyentes naturales de las aguas su evolución es similar a la de ellas, asegurando el mismo comportamiento.
3. No contaminan el medio ambiente por ser parte natural del mismo.

BIBLIOGRAFÍA

- Aggarwal, P.K., Fuller, M.E., Gurgas, M.M., Manning, J.F y Dillon, M.A. 1997. Use of stable oxygen and carbon analyses for monitoring the pathways and rates of intrinsic and enhanced in situ biodegradation. *Environ. Sci. Technol.* 31, 590-596
- Allison, G.B., Gee, G.W y Tyler, S.W. 1994. Vadose zone techniques for estimating groundwater recharge in arid and semiarid regions. *Soils Science Society of American Journal*, 58: 6-14.
- Aravena, R. 2002. Use of Environmental Isotopes in contaminant studies in groundwater. XXXII IAH & VI ALHSUD "Groundwater and Human development" Congress , Volume (CD): Bocanegra, E - Martínez, D - Massone, H (Eds.) - ISBN 987-544-063-9: 1920-1925.
- Aravena, R., Auge, M., Bucich, N., y Nagy, M. I. 1999. Evaluation of the origin of groundwater nitrate in the city of La Plata, Argentina, using isotope techniques. In: *Proceeding XXIX IAH Congress, Hydrogeology and Land Use Management, Bratislava, September 6-10*, 5 pp
- Bear, J. 1972. *Dynamics of fluids in porous media*. Elsevier, 764 pp.
- Boulding, J.R. 1995. *Practical handbook of soil, vadose zone and groundwater contamination: assessment, prevention and remediation*. CRC. Press. Lewis Publishers. 948 pp.
- Candela, L., Varela, M, 1993. La zona no saturada y la contaminación de las aguas subterráneas. *Teoría, medición y modelos*. CIMNE, 322 pp.
- Campbell, G., 1974. A simple method for determining unsaturated hydraulic conductivity from moisture retention data. *Soil Science*, 117: 311-314.
- Chapelle, F.H, 1992. *Ground-water microbiology and geochemistry*. John Wiley. 423 pp.
- Castany, G. 1975. *Prospección y Exploración de las Aguas Subterráneas*. Ediciones Omega, S.A. Barcelona.
- Custodio, E y M.R Llamas. 1996. *Hidrología Subterránea*. Tomos I y II. Segunda Edición Corregida. Editorial Omega. España.
- Custodio, E. 1997. Recarga de Acuíferos: Aspectos generales sobre el proceso, la evaluación y la incertidumbre (Aquifer recharge: general aspects about process, Evaluation and uncertainty). En: *La Evaluación de la recarga a los acuíferos en la Planificación Hidrológica*. Las Palmas de Gran Canaria. 1997. AIH-GE.19-39.
- Custodio, E. 1997. Evaluación de la recarga por lluvia mediante métodos ambientales químicos, isotópicos y térmicos (Evaluation the recharge from precipitation through chemical, isotopic and thermic methods). En: *La Evaluación de la recarga a los acuíferos en la Planificación Hidrológica*. Las Palmas de Gran Canaria. 1997. AIH-GE.83-109.
- Custodio Gimena, E. 1998. Recarga a los acuíferos: Aspectos generales sobre el proceso, la evaluación y la incertidumbre. *Boletín Geológico y Minero*, 109 (4): 329- 346.
- Dalton, F.N.; Herkelrath, W.N; Rawlings, D.S. y Rhoades, J.D, 1984. Time-domain reflectometry: simultaneous measurements of soil water content and electrical conductivity in a single probe. *Science*, 224: 989-990.

Dean, T.J; Bell, J.P; Baty, A.J.B. 1987. Soil moisture measurements by an improved capacitance technique. Part 1. Sensor, design and performance. Journ of Hydrol., 93: 67-78.

EPRI, 1985. A review of field-scale physical solute transport processes in saturated and unsaturated porous media. EA -4190 Research Project 2485-5. Tennessee Valley authority.

Eriksson, E y Khunakasem V. 1969. Chloride concentration in groundwater, recharge rate of deposition of chloride in the Israel coastal plain. Journal of Hydrology, 7: 178-197.

Fetter, C.W. 1988. Applied Hydrogeology. Second Edition. Macmillan.

Freeze, R.A. y J.A. Cherry (1979). Groundwater. Prentice Hall. 604 pp.

García Maurizzio, R. F., 2013. Geología de los Recursos Hídricos. 1° Edición. Asociación Civil Grupo Argentino de la Asociación Internacional de Hidrogeólogos (AIH-GA). 450 pág. ISBN 978-987-27407-2-6.

Gee, G. W and Hillel, D. 1988. Groundwater recharge in arid regions: review and critique of estimations methods. Hydrological Processes, 2: 255-266.

Gourcy, L. 2002. Strengthening the use of isotope techniques for a sustainable groundwater management. XXXII IAH & VI ALHSUD "Groundwater and Human development" Congress, Volume (CD): Bocanegra, E - Martínez, D - Massone, H (Eds.) - ISBN 987-544-063-9: 1926-1931.

Hendrickx, J and Walker, G. 1997. Recharge from precipitation. In: Recharge of phreatic aquifers in (Semi) arid areas. IAH, A, A. Balkema/ Rotterdam/ Brookfield, (19): 19-111.

Hirata, R y Varnier, C., 2002. The use of isotopic techniques in determining groundwater pollution vulnerability - A Latin American perspective. XXXII IAH & VI ALHSUD "Groundwater and Human development" Congress , Volume (CD): Bocanegra, E - Martínez, D - Massone, H (Eds.) - ISBN 987-544-063-9: 1926-1931.

Iglesias, M., Lambán, J., Cardoso, G y Custodio, E. 1997. El Balance de cloruros como indicador de la recarga: Ejemplos recientes (Chloride balance as recharge indicator: Recent examples) En: La Evaluación de la recarga a los acuíferos en la Planificación Hidrológica. Las Palmas de Gran Canaria. 1997. AIH-GE.357-366.

Issar, A and R. Passchier. 1990. Hydrogeological Provinces. Groundwater Recharge. A Guide to Understanding and Estimating Natural Recharge. International Association of Hydrogeologists. Hense GmbH & Co KG. Hannover.

Koorevaar, P; Menelik, G; Dirksen, C. 1994. Elements of soil physics. Developments in soil science 13. Elsevier. 230 pp.

Lerner, D. N., Issar, A. S y Simmers, I. 1990. Groundwater recharge. A guide to understanding and estimating natural recharge. International contributions to hydrogeology. Vol 8. IAH, Heisse, Hannover, 345 pp.

Lloyd, J.W y Heathcote, J.A. 1985. Natural Inorganic Hydrochemistry in relation to groundwater. Claredon Press, 296 pp.

- Menico, P.A y Schwartz, F. W. 1998. Physical and chemical hydrogeology. Wiley, 502 pp. DREVER, J.I. (1997). The geochemistry of Natural Waters. Prentice Hall, 3ª ed. 436 pp.
- Sánchez San Roman. F.J. 2001. Evapotranspiración. Departamento de Geología. Universidad de Salamanca.
- Samper Calvete, F. J. 1997. Métodos de evaluación de la recarga por la lluvia por balance de agua: Utilización, calibración y errores (Evaluations methods of rain water recharge from water balance: utility, calibration and errors). En: La Evaluación de la recarga a los acuíferos en la Planificación Hidrológica. Las Palmas de Gran Canaria. 1997. AIH-GE.41-81.
- Samper, J., Huguet L. I, Ares. J y M. A. García Vera, 1999. Modelos interactivos de balance hidrológico. Estudios de la Zona No Saturada del Suelo. Eds. R. Muñoz-Carpena, A. Ritter, C. Tascón. ICIA: Tenerife. 187-193.
- Samper, J., Huguet, L. I., Ares, J y M. A. García Vera. 1999. Programa Visual Balan V.1.0. Código interactivo para realización de balances hidrológicos (Visual Balan V.1.0 interactive code to hydrologic balance). Universidad de la Coruña. España. 124 pp.
- Samper, J., Huguet, L., Ares, J., García Vera, M.A. 2005. Manual del usuario del programa VISUAL BALAN V. 2.0. ENRESA, 139 p, Madrid.
- Samper Calvete, F.J., 1998. Evaluación de la recarga por la lluvia mediante balances de agua: utilización, calibración e incertidumbres. Boletín Geológico y Minero, 109 (4): 347- 370.
- Simmers, I. 1997. Groundwater recharge principles, problems and developments. In: Recharge of phreatic aquifers in (Semi) arid areas. IAH, A.A. Balkema / Rotterdam/ Brookfield, (19): 1-18.
- Scanlon, B. R., R. W. Healy y P. G. Cook. 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. Hydrogeology Journal, 10:18–39.
- Scow, K.M., 1982. Rate of biodegradation. En W.J. Lyman, W.F. Reeh y D.H. Rosenblatt (Edit). Handbook of chemical property estimation methods. McGraw-Hill Co. 9-1-9.85
- Shummugge, T.J; Jackson, T.J; Mckim, M.L. 1980. Survey of methods for soil moisture determination. Water Rour. Res. 16(6): 961-970.
- Tóth, J. 1970. A Conceptual Model of the Groundwater Regime and the Hydrogeologic Environment. Journal of Hydrology 10: 164 – 176.
- Van Genuchten, M, 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, Soil. Sc. Soc. Am. Journal. 44 (5) : 892-898.
- Wood, W.W. 1976. Guidelines for collection and field analysis of ground-water samples for selected unstable constituents. In Techniques of Water Resources Investigations of the United States Geological Survey. Book 1, U.S.G.S. 24 pp.