

## CAPITULO VIII: **INFILTRACIÓN Y FLUJO DE AGUA A TRAVÉS DEL SUELO**

### Resumen

El objetivo de este apartado es proporcionar los conocimientos básicos del proceso de infiltración y su influencia en la humedad del suelo y en las aguas subterráneas de los acuíferos.

Se estudiarán los principios y leyes de la infiltración, su medición, y las expresiones matemáticas que condicionan el flujo de humedad en el perfil no saturado del suelo - por encima del nivel freático del acuífero libre - y el movimiento de las aguas subterráneas a través de los acuíferos.

Las complicadas ecuaciones diferenciales en derivadas parciales, tanto en la zona no saturada (ubicada por encima de la napa freática), como en el medio saturado (acuífero), sólo es posible resolver por metodologías iterativas de los métodos numéricos y cálculos computacionales. Los modelos matemáticos de estos sistemas han surgido recientemente, gracias al aporte de los métodos numéricos y a la computación, sin los cuales no se habría logrado ningún progreso. La **hidrogeología**, relativamente, es una ciencia nueva que no ha alcanzado aún su apogeo.

Lamentablemente, las ecuaciones diferenciales en los medios porosos no saturado y saturado del suelo, no tienen soluciones generales, y las soluciones particulares requieren de condiciones de frontera muy bien definidas y mucha información experimental de campo, constituyendo grandes limitaciones o restricciones.

### 8.1. CONCEPTOS BÁSICOS EN HIDRODINÁMICA DEL SUELO NO SATURADO

- **Infiltración**

Es el paso del agua a través de la superficie del suelo, debido a la interacción de fuerzas capilares y gravitacionales (fenómenos de cohesión y adherencia). Es fuente de alimentación de la humedad del suelo y de la recarga de acuíferos. Tiene, además, una marcada importancia por su influencia en la relación precipitación-escorrentía directa.

La infiltración es total, sin escorrentía directa, cuando la intensidad de precipitación es menor o igual que la capacidad de infiltración del suelo; cuyo principio ha servido de fuente de inspiración para el diseño de sistemas de riego por aspersión.

- **Capacidad de infiltración del suelo**

Es la máxima tasa de agua que puede penetrar en el suelo en determinado instante; varía después de cada tormenta y, para un mismo suelo, depende del contenido de humedad inicial y de otras variables de estado, tales como: cobertura vegetal, labores agrícolas, estado de pastoreo, etc.

La capacidad de infiltración es máxima al comienzo de la precipitación o del riego artificial y se aproxima a la tasa de infiltración mínima a medida que el suelo se satura. Una vez que el suelo está saturado, la tasa de infiltración es controlada por la **conductividad hidráulica**.

- **Infiltración básica**

Es la mínima tasa de infiltración, relativamente constante. Depende del tipo de suelo y, generalmente, se alcanza después de 3 a 4 horas de iniciada la precipitación.

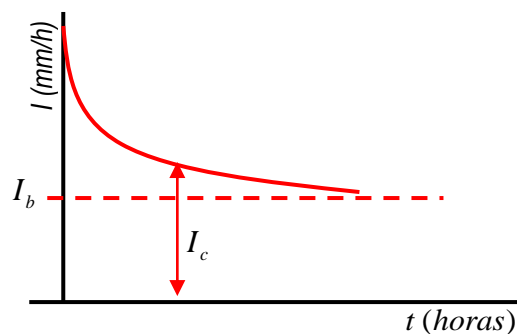


Fig.1. Variación de la infiltración con el tiempo

- **Precolación**

Es el movimiento que realiza el agua gravitacional en las capas o estratos profundos del suelo. Si llega al nivel freático o tabla de agua, constituye el agua de recarga del acuífero libre.

- **Agua gravitacional**

Es el agua que circula por los macro poros del suelo. Su estado es de carácter transitorio, ya que cuando cesa la infiltración, el suelo pronto se libera de ésta.

La región del campo de flujo - en medios porosos - constituido por todos los macro poros, en hidrodinámica, se llama **zona móvil**, la misma que depende de la granulometría del suelo y es una fracción del volumen de vacíos total.

La **conductividad hidráulica** está íntimamente ligada con la zona móvil y al contenido humedad suelo, en un medio poroso no saturado.

- **Agua capilar**

Ocupa los poros mas pequeños del suelo (poros capilares). Es el agua de retención del suelo, la misma que regresa nuevamente a la atmósfera mediante el proceso de evapotranspiración. En hidrodinámica de medios porosos, a toda la región capilar, se denomina zona inmóvil o de aguas muertas. El volumen de vacíos capilares es muy grande en suelos de granulometría fina y viceversa.

- **Agua higroscópica**

Agua adherida fuertemente a las partículas de suelo - interacción de los fenómenos de cohesión y adherencia - la misma que no puede perderse en condiciones atmosféricas naturales.

- **Zona badosa**

Medio poroso donde el suelo puede contener agua bajo cualquier forma de humedad: mezcla de agua gravitacional, agua capilar, agua higroscópica, vapor de agua, aire y otros gases. Se llama también zona no saturada o de aireación.

- **Tabla de agua o nivel freático**

Superficie piezométrica irregular que constituye la frontera de separación entre los medios porosos saturado y no saturado.

- **Capacidad de Campo**

Contenido humedad del suelo, luego de haberse librado del agua gravitacional. Es la máxima cantidad de agua que puede retener el suelo (tensión humedad, aproximadamente, la tercera parte de una atmósfera).

- **Punto de marchitez**

Contenido humedad del suelo, por debajo del cual, las plantas ya no pueden extraer agua (tensión humedad, aproximadamente 15 atmósferas).

- **Punto de saturación**

Cuando todos los poros del suelo han quedado, momentáneamente, llenos de agua (tensión humedad, cero); de aquí en adelante la tasa de infiltración es mínima.

- **Humedad disponible**

Humedad útil correspondiente a una fracción de la capacidad de retención del suelo; esto es el nivel de humedad comprendido entre los estados de capacidad de campo y punto de marchitez. En este estado, la evapotranspiración es real.

- **Espacio poroso drenable o volumen drenable**

Máxima cantidad de agua gravitacional que puede momentáneamente almacenar el suelo; esto es, la diferencia entre los contenidos de humedad de saturación y capacidad de campo. Es muy importante en ingeniería de drenaje.

- **Conductividad hidráulica**

Capacidad que tiene un suelo para conducir el agua gravitacional; en medios porosos no saturados, depende de la granulometría y del contenido de humedad.

- **Permeabilidad**

Capacidad del suelo para almacenar momentáneamente agua capilar y gravitacional. Está relacionada con el volumen de vacíos total del suelo (zona móvil + zona inmóvil).

Un suelo de granulometría fina (por ejemplo, arcilla) suele tener muy buena permeabilidad debido a al gran volumen de capilares (agua inmóvil), pero una muy pobre conductividad hidráulica (zona móvil pequeña), debido al escaso volumen de poros gravitacionales.

- **Difusividad o dispersividad**

Facilidad con que el agua se extiende o dispersa a través de los poros capilares del suelo. Es completamente errática y depende del contenido de humedad del suelo.

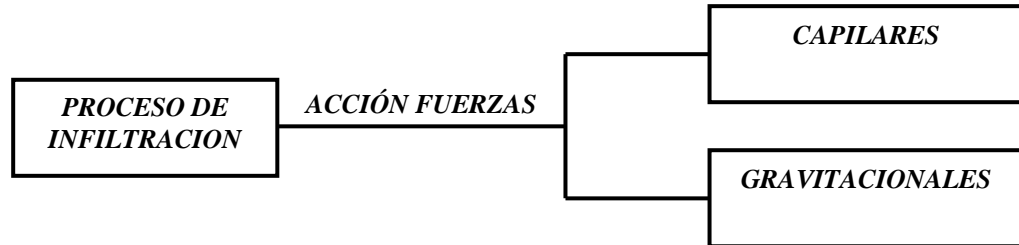
### 8.2. PROCESO DE LA INFILTRACIÓN Y FACTORES QUE LA AFECTAN

Son diversos los factores que afectan la tasa de infiltración, entre los cuales destacan:

- 1° Propiedades del suelo, determinadas por su granulometría, textura y estructura; lo que a su vez determina la conductividad hidráulica, capacidad de retención y la difusividad. La presencia de estratos, de diferente naturaleza a poca profundidad, también afecta la infiltración.
- 2° Contenido de humedad inicial del suelo.

## HIDROLOGÍA DE SUPERFICIE

- 3° Intensidad de precipitación.
- 4° Condiciones o uso del suelo, como son: labores agrícolas, pastoreo, urbanizaciones.
- 5° Cobertura vegetal.
- 6° Movimiento del aire en el suelo.



- Al producirse la precipitación o riego artificial - en suelo “seco” - la interacción de los fenómenos de cohesión y adherencia se inicia en la capa superficial del suelo, donde el agua rápidamente se adhiere muy fuertemente a las partículas de suelo y ocupa primero los espacios capilares y luego se llenan momentáneamente los poros gravitacionales; creándose un gradiente hidráulico de arriba hacia abajo. A medida que el espesor saturado aumenta, las fuerzas capilares pierden importancia, y las fuerzas gravitacionales inician pronto el movimiento descendente a través de los macro poros.

Al cesar la precipitación, la infiltración se detiene, el suelo superficial prontamente se libera del agua gravitacional, iniciándose el proceso de secado. El suelo superficial pierde humedad - desde su capacidad de campo - a partir de la zona capilar, creándose un potencial capilar negativo (succión en los poros capilares debido a la pérdida de agua) y el gradiente hidráulico se invierte de abajo hacia arriba, incrementándose la tasa de pérdida de humedad. Durante el proceso de secado no intervienen las fuerzas gravitacionales.

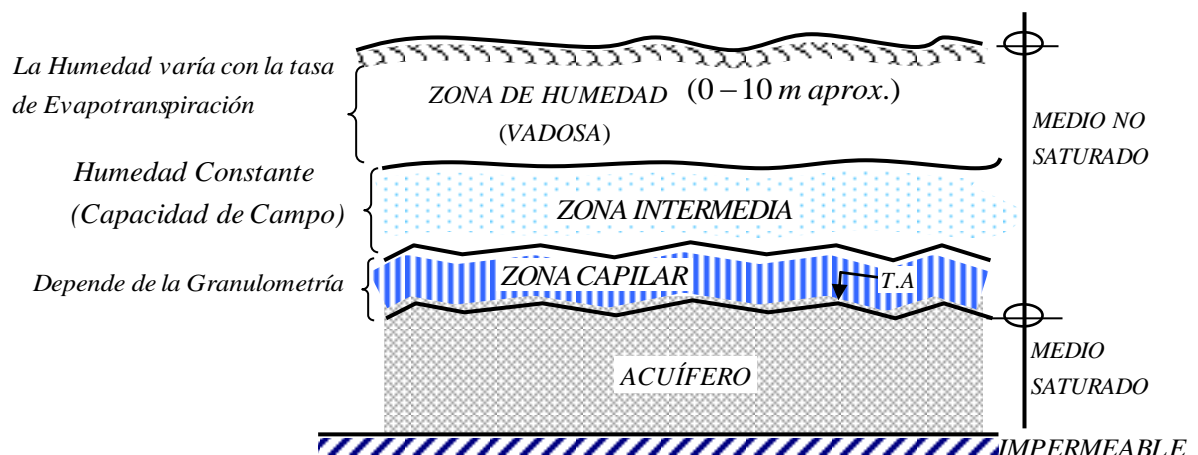


Fig.2.-Distribución de la humedad en el suelo

### 8.3. HIDRÁULICA DEL SUELO NO SATURADO

#### Potencial capilar

Atracción del agua por los poros capilares del suelo, es mayor si el contenido de humedad es menor y viceversa. En suelo saturado, el potencial capilar es nulo. El potencial capilar, matemáticamente, se expresa mediante la ecuación (1).

$$\tau = -g z \quad (1)$$

- $\tau$  = Energía potencial por unidad de masa de agua.
- $g$  = Aceleración de la gravedad.
- $z$  = Columna de succión

#### Ecuación de Darcy para suelo saturado

Partamos de la ecuación de Darcy para suelo saturado, la misma que luego de las abstracciones para un medio poroso no saturado, nos permitirá transformarlo o adecuarlo al suelo no saturado.

La ecuación de Darcy, en su forma matricial, para suelo saturado se expresa mediante la relación funcional (2), para números de Reynolds menores de 10.

$$\{q\} = -K\{J\} \quad (2)$$

La ecuación (2), es la expresión más general para suelo anisótropo, donde los términos involucrados tienen la siguiente connotación física:

$$\{q\} = \text{Vector descarga específica} \left( \frac{Q}{A} = q = v \right)$$

$$\{J\} = \text{Vector gradiente hidráulico.}$$

$$K = \text{Matriz de conductividad hidráulica.}$$

$$\{q\} = \begin{Bmatrix} q_x \\ q_y \\ q_z \end{Bmatrix}; \quad \{J\} = \begin{Bmatrix} \frac{\partial \varphi}{\partial x} \\ \frac{\partial \varphi}{\partial y} \\ \frac{\partial \varphi}{\partial z} \end{Bmatrix}; \quad K = \begin{bmatrix} K_{xx} & K_{xy} & K_{xz} \\ K_{yx} & K_{yy} & K_{yz} \\ K_{zx} & K_{zy} & K_{zz} \end{bmatrix} \quad (3)$$

$$\varphi = z + \frac{P}{\rho g} \quad (4)$$

$$\varphi = \text{Potencial hidráulico (energía piezométrica).}$$

**Suelo isotrópico homogéneo.** Este modelo conceptual de suelo es inexistente; pero sin embargo, bajo esta concepción, la matriz de conductividad hidráulica y, por tanto, el flujo en cualquier dirección  $x$ , estaría dado por las expresiones siguientes:

$$K = \begin{bmatrix} K & 0 & 0 \\ 0 & K & 0 \\ 0 & 0 & K \end{bmatrix} \rightarrow q = -K \frac{\partial \phi}{\partial x} \quad (5)$$

La conductividad hidráulica “ $K$ ” y la permeabilidad intrínseca “ $k$ ” se relacionan mediante:

$$K = \frac{k * g}{\nu} \quad (6)$$

$K$  = Conductividad hidráulica  
 $k$  = Permeabilidad intrínseca  
 $g$  = Gravedad terrestre  
 $\nu$  = Viscosidad cinemática.

### **Modificación de la ecuación de Darcy para suelo no saturado**

Las modificaciones de la ecuación de Darcy, para suelo no saturado, tienen su fundamento teórico en el proceso de los fenómenos físicos muy particulares para este estado de humedad del suelo. Estas particularidades son:

1° Los poros llenos de aire (poros gravitacionales) reducen la sección transversal efectiva del flujo, aumentando la tortuosidad del camino recorrido. Por lo que, la **conductividad hidráulica en suelo no saturado** es función del contenido de humedad del suelo, o sea:

$$K = K_{(\theta)}$$

Se lee, conductividad hidráulica es función del contenido de humedad del suelo.

2° Otra diferencia del suelo no saturado, respecto al saturado, es en cuanto al potencial hidráulico. Pues, mientras la energía de presión en suelo saturado es positiva, en suelo no saturado es negativa y equivalente al potencial capilar.

$$\phi = z + \frac{P}{\rho g} \rightarrow \text{La energía potencial “} z \text{” no cambia.}$$

Por lo dicho antes, en suelo no saturado la energía de presión desaparece y en lugar aparece la **tensión capilar**. La tensión capilar es función del contenido de humedad del suelo; al disminuir la

humedad del suelo la tensión capilar aumenta en términos absolutos y viceversa.

$\tau_{(\theta)}$  → Función del contenido humedad (succión del suelo). A mayor contenido de humedad menor succión y viceversa.

Si la conductividad hidráulica y la tensión capilar varían ambas con el contenido de humedad del suelo, tanto el potencial capilar como la ecuación de Darcy, para suelo no saturado quedan denotadas por las ecuaciones (7) y (8), respectivamente.

### ***Potencial hidráulico para suelo no saturado***

$$\varphi = z + \tau_{(\theta)} \quad (7)$$

### ***Ecuación de Darcy para suelo no saturado***

$$q = -K_{(\theta)} * grad. \varphi \quad (8)$$

Para la dirección “z”, en suelo isótropo homogéneo no saturado, teniendo en cuenta las modificaciones de la conductividad hidráulica y del potencial capilar, ya discutidas, la ecuación de Darcy se expresa mediante la relación (9).

$$q = -K_{(\theta)} \frac{\partial}{\partial z} (z + \tau_{(\theta)}) \quad (9)$$

Efectuando la derivada y ejecutando operaciones, se convierte en la expresión (9.a).

$$q = -K_{(\theta)} - K_{(\theta)} \frac{\partial}{\partial z} \tau_{(\theta)} \quad (9.a)$$

Multiplicando y dividiendo el segundo término del segundo miembro de la ecuación (9.a) por el diferencial parcial de la humedad ( $\theta$ ), y haciendo un acomodo de términos, la función queda como el de la ecuación (9.b).

$$q = -K_{(\theta)} - K_{(\theta)} \frac{\partial \tau_{(\theta)}}{\partial \theta} * \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (9.b)$$

La ecuación (9.b), también puede expresarse mediante la relación (10).

$$q = -K_{(\theta)} - D_{(\theta)} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (10)$$



Donde la nueva variable  $D_{(\theta)}$ , se denomina **difusividad** y es también función del contenido de humedad del suelo, tal como puede apreciarse en la ecuación (11). Tanto, la **difusividad**, como la **conductividad hidráulica**, se determinan experimentalmente en el campo; pero también pueden determinarse en laboratorio (valores teóricos con muestras alteradas).

$$D_{(\theta)} = K_{(\theta)} * \frac{\partial \tau_{(\theta)}}{\partial \theta} \quad (11)$$

$q =$  Gasto por unidad de área (gasto específico)  $\left( \frac{Q}{A} = v \right)$

$K_{(\theta)} =$  Conductividad hidráulica en suelo no saturado

$D_{(\theta)} =$  Difusividad del agua en el suelo

$\theta =$  Humedad del suelo.

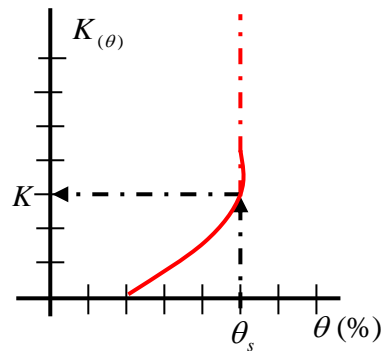


Fig.3. Variación de la conductividad hidráulica con la humedad.

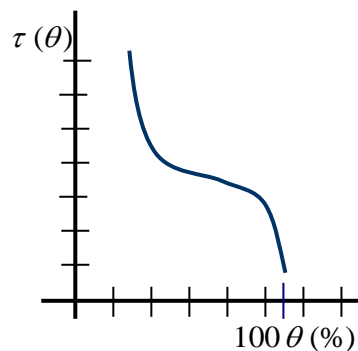


Fig.4. Variación de la tensión capilar con la humedad.

**Ecuación de continuidad del flujo de humedad,** la ecuación de continuidad del flujo de humedad del suelo se expresa mediante la relación (12).

$$\nabla q = -\frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (12)$$

Donde, el primer miembro de la ecuación (12) representa el gradiente de flujo en las direcciones principales del campo tridimensional, y el segundo, la variación de la humedad respecto al tiempo.

Para la dirección  $z$ , por ejemplo, la ecuación (12) se transforma en expresión (13).

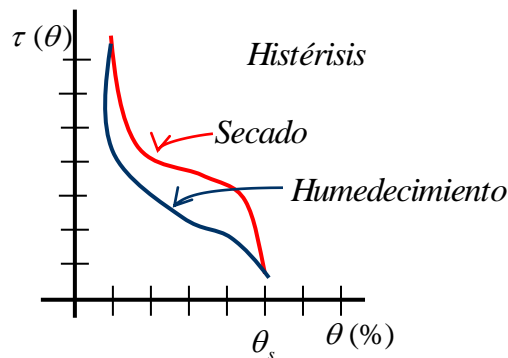
$$\frac{\partial q}{\partial z} = -\frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (13)$$

Derivando, respecto “ $z$ ”, ecuación (9.a) y teniendo en cuenta la ecuación (13):

$$\frac{\partial K_{(\theta)}}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_{(\theta)} \frac{\partial \tau_{(\theta)}}{\partial z} \right) = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (14)$$

La ecuación (14), en función de la difusividad, también toma la forma de la expresión (15).

$$\frac{\partial K_{(\theta)}}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left[ D_{(\theta)} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (15)$$



**Fig. 5. Variación de la tensión capilar con la humedad**

Como puede apreciar en la fig.5, para un mismo suelo, la variación de la tensión capilar en el proceso de humedecimiento no coincide con la variación en el proceso de secado; a cuya diferencia de comportamiento se conoce con el nombre de **histeresis**.

Por similitud, las ecuaciones (14) y (15), teniendo en cuenta las 3 direcciones principales de flujo, se transforman en las ecuaciones (16) y (17), respectivamente.

$$\frac{\partial K_{(\theta)}}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left( K_{(\theta)} \frac{\partial \tau_{(\theta)}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_{(\theta)} \frac{\partial \tau_{(\theta)}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_{(\theta)} \frac{\partial \tau_{(\theta)}}{\partial z} \right) = \frac{\partial \theta}{\partial t} * \frac{\partial \tau_{(\theta)}}{\partial t} \quad (16)$$

$$\frac{\partial K_{(\theta)}}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left( D_{(\theta)} \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( D_{(\theta)} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( D_{(\theta)} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) = \frac{\partial \theta}{\partial t} * \frac{\partial \tau_{(\theta)}}{\partial t} \quad (17)$$

En ambas ecuaciones, el segundo miembro se ha multiplicado por la variación, respecto al tiempo, de la tensión capilar para corregir el *efecto de histéresis*.

La ecuación (16) o la (17) se conoce con el nombre de **ecuación de Richards**, en honor a su descubridor. Cualquiera de estas ecuaciones, se resuelve por **métodos numéricos** de elemento finito o diferencia finita, conociendo las condiciones de frontera para cada problema en particular.

El modelamiento matemático de cuencas en la región no saturada - por encima de la napa freática del acuífero libre - se realiza dividiendo la cuenca en porciones o elementos pequeños, con muchas mediciones de control en los contornos de frontera, y luego aplicando la ecuación (16) ó la (17) a cada elemento. Todo el sistema se resuelve por técnicas de métodos numéricos.

Las técnicas de simulación matemática de cuencas, en la región no saturada, es poco común por la cuantiosa y variada información requerida. Recobra mayor importancia la simulación de acuíferos en el estudio de aguas subterráneas.

### 8.4. MEDICIÓN Y ESTIMACIÓN DE LA INFILTRACIÓN

#### Medición de la infiltración

La infiltración se mide directamente en el campo empleando instrumentos conocidos con el nombre de **infiltrómetros o permeámetros**, constituidos por tubos cortos abiertos en sus 2 extremos. Existen diferentes tipos de infiltrómetros. El más moderno de estos instrumentos es el **permeámetro de Guelph**.

#### Tipos de Infiltrómetros

##### a. Carga de Constante

Los infiltrómetros de carga constante, son tubos simples o concéntricos que se hincan en el terreno para aislar una pequeña sección de suelo de 40 a 50 centímetros de profundidad; aplicándose agua de inundación a través buretes graduados de manera que el tirante hidráulico sea constante. Tomando lecturas,

en diferentes intervalos de tiempo, se construye la gráfica de capacidad de infiltración del suelo y se deducen los parámetros correspondientes.

- ☞ Tubo simple ( $D = 0.20\ m$ ,  $L = 45 - 60\ cm$ )
- ☞ Tubo concéntricos

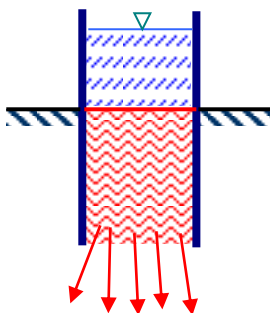


Fig.6.-Esquema de infiltrómetro de carga constante.

### b. Simuladores de Lluvia

Dispositivo que aísla una sección grande de suelo (varias decenas de  $m^2$ ). El agua se aplica mediante aspersion simulando una intensidad de lluvia natural. La infiltración se obtiene indirectamente mediante la ecuación de Balance, para lo cual es necesario medir el agua de riego suministrada y la escorrentía superficial.

*A diferencia de la precipitación y la evaporación, la infiltración es más sensible a la variación espacial, por lo que las mediciones son puntuales o representativas de áreas muy pequeñas.*

Los infiltrómetros de carga constante, además de alterar el suelo mediante el hincado, no toman en cuenta los estratos.

Sea cual fuere el sistema de medida puntual de la infiltración, es sólo eso, medida en un punto. En una cuenca de varios o muchos kilómetros cuadrados con suelos anisótropos heterogéneos, una medida puntual no es nada representativa, requiriéndose infinidad de mediciones con costos muy onerosos. Por ello, es más significativa la obtención de la infiltración en toda un área por métodos indirectos empleando el criterio de **balance hidrológico**.

### Estimación de la infiltración

Cuando no existen datos de infiltración, ésta puede estimarse a partir de cierta información en la cuenca de estudio (cuenca aforada) o mediante ecuaciones empíricas.

### a. Cuenca Aforada

Supone que en la cuenca de estudio se tiene registros de precipitación al detalle (bandas pluviográficas) y registros de escorrentías (bandas limnigráficas), correspondientes a las mismas tormentas.

#### Datos:

- ↗ Hidrogramas de escorrentía respuesta (efecto)
- ↗ Hidrogramas de las tormentas (causa)

En áreas pequeñas, la evaporación se desprecia incluyéndola dentro de la infiltración. En áreas grandes aquella puede también estimarse.

#### Hipótesis:

Capacidad de infiltración constante durante toda la tormenta, a lo cual se conoce como “**índice de infiltración media**”.

#### Procedimiento:

- 1° Separar el flujo base de la escorrentía directa (hidrograma)
- 2° Determinar la lámina efectiva de escorrentía
- 3° Determinar las pérdidas (utilizar el hietograma):

$$\phi^* = P_b - P_e \rightarrow \phi^* = \text{Pérdidas}$$

El primer miembro de la ecuación representa la tasa de pérdidas - incluye evaporación e infiltración - como la diferencia de entre las láminas de precipitación bruta ( $P_b$ ) y la precipitación efectiva de escorrentía directa ( $P_e$ ).

- 4° Dividir las perdidas de cada barra del histograma por el intervalo de tiempo de cada barra para obtener el índice de infiltración media.

$$\phi^* = \frac{\phi}{\Delta t}$$

### b. Cuenca no Aforada

Si no existen datos de causas y efectos en la cuenca de estudio, como es el caso común, se recurre a fórmulas empíricas., entre las cuales mencionaremos a las más usadas.

## Criterio de Horton (1921)

La ecuación que plantea Horton, para la estimación de la capacidad de infiltración del suelo, se basa en el empleo de constantes empíricas que caracterizan a cada tipo de suelo y del tiempo que el suelo está sometido a la lluvia natural o artificial.

$$f_p = f_c + (f_o + f_c)e^{-kt} \quad (18)$$

$f_p$  = Capacidad de infiltración, mm/h.

$t$  = Tiempo transcurrido desde el inicio de la lluvia, en horas.

$f_c, f_o, k$  = Constantes empíricas.

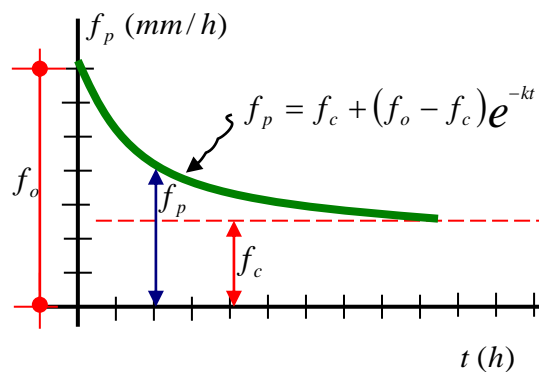


Fig.7.- Variación de la infiltración con el tiempo.

Cuadro.1.-Valores de las constantes empíricas para algunos tipos de suelo

TIPO DE SUELO		$f_o$ (mm/h)	$f_c$ (mm/h)	$k$ (min <sup>-1</sup> )
Agrícola	- Desnudo	280	6 - 220	1.6
	- Cubierta de vegetación	900	20 - 290	0.8
Turba		325	2 - 20	1.8
Areno arcillosos	- Desnudo	210	2 - 25	2.0
	- Cubierta de vegetación	670	10-30	1.4

## 8.5. HIDRÁULICA DEL SUELO SATURADO

El agua subterránea constituye la única fuente de abastecimiento en zonas áridas - costa peruana - y también la única fuente de alimentación de flujo sostenido a los cursos naturales y manantiales. Gracias al reservorio acuífero, se tiene la presencia de todas las fuentes agua superficial.

La explotación irracional de los acuíferos costeros, limítrofes con el mar, origina el fenómeno de la intrusión marina; cuyo riego con aguas de mala calidad provoca la salinización de suelos. Millones de hectáreas de tierras fértiles, en los valles costeros, se han perdido totalmente por salinización.

El incremento de las necesidades de agua, cada vez más intensas, ha hecho posible el surgimiento y desarrollo muy rápido de toda una disciplina, respecto a la calidad, cantidad y características hidrodinámicas de las aguas subterráneas, conocida con el nombre de **Hidrogeología**. La explotación de las aguas subterráneas, mediante pozos de bombeo (manantiales artificiales), se ha extendido pronto por todo el mundo, habiéndose desarrollado mucha tecnología al respecto, no sólo para la extracción del agua desde los acuíferos, sino también para la aplicación en sistemas de riego presurizado.

El comportamiento hidrodinámico del acuífero depende de la estructura geológica que lo conforma. Está caracterizado por los parámetros hidrodinámicos, determinados experimentalmente, como son: *coeficiente de almacenamiento (S)*, *conductividad hidráulica (K)*, *transmisividad (T)*, los que describirán más adelante.

El flujo de aguas subterráneas (salidas), depende de las características de los parámetros hidrodinámicos del acuífero y de la recarga (entradas).

Las ecuaciones generales de flujo en el acuífero, se pueden deducir a partir del planteamiento de los principios de movimiento (2ª ley de Newton) y de continuidad (ley de conservación de la masa) en un volumen de control, tal como el que se muestra en la fig.8.

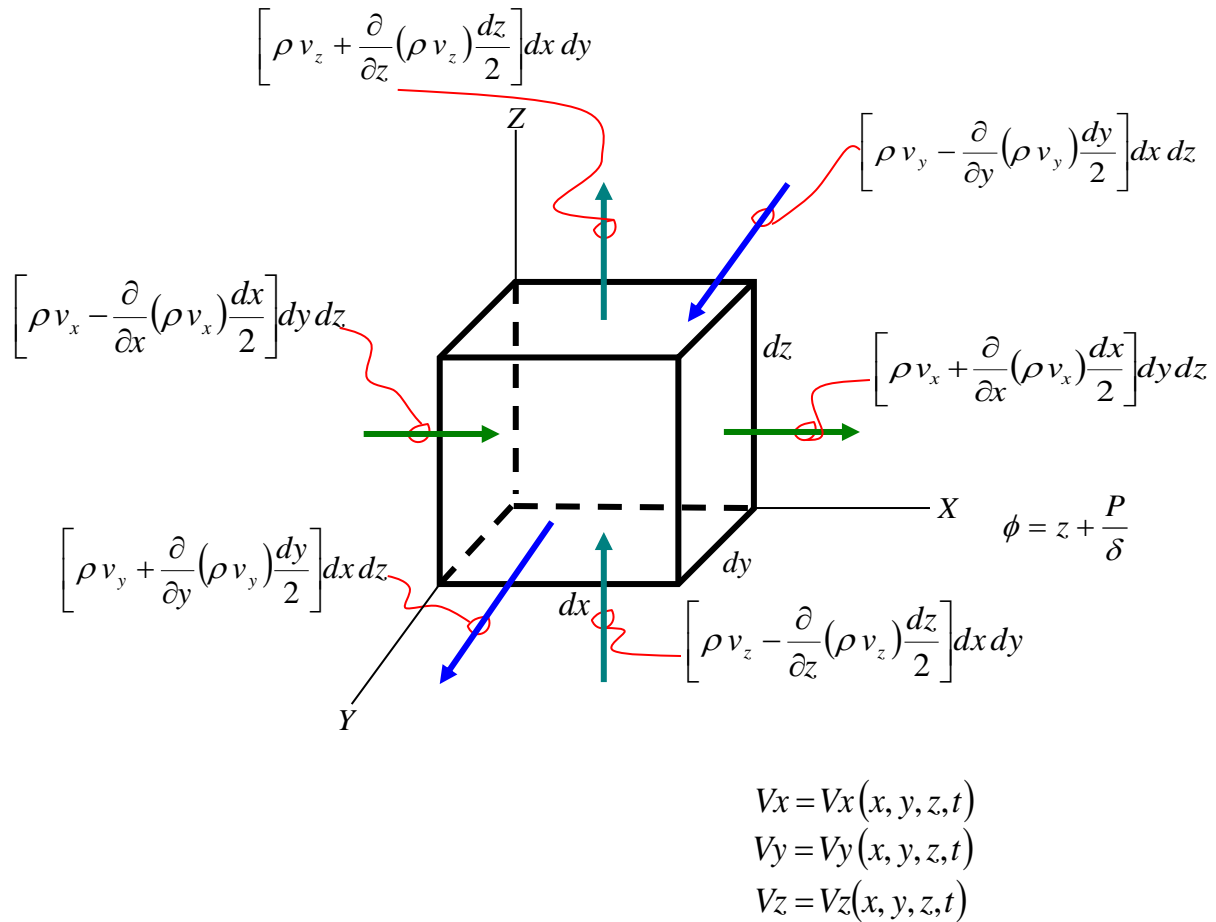


Fig.8.- Volumen de control infinitesimal de acuífero (suelo saturado).

Aplicando el principio de conservación de la masa al volumen de control infinitesimal de la Fig.8, en las 3 direcciones, y dividiendo ambos miembros de la ecuación por el volumen de control (constante), se llega a la ecuación (19). Téngase en cuenta que el volumen de control infinitesimal ( $dx dy dz$ ) es constante.

$$\frac{\partial}{\partial x} \rho v_x + \frac{\partial}{\partial y} \rho v_y + \frac{\partial}{\partial z} \rho v_z = -\frac{\partial}{\partial t} (\rho n) \quad (19)$$

La ecuación (19), expresada en su forma vectorial (primer miembro) y efectuando la derivada del segundo miembro, se transforma en la ecuación (20).

$$-div \bar{\rho v} = \rho \frac{\partial n}{\partial t} + n \frac{\partial \rho}{\partial t} \quad (20)$$

El primer miembro de la ecuación (20) es el vector divergencia conformado por el producto de la densidad (escalar) y el vector velocidad de la partícula que ocuparía momentáneamente el centroide del volumen



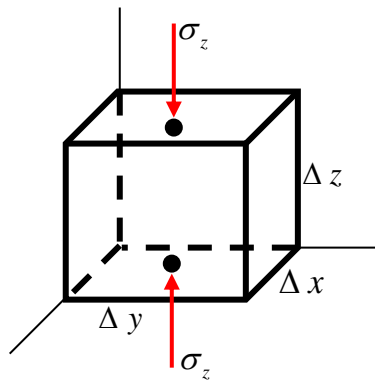
de control infinitesimal de la Fig.8. El segundo miembro, en cambio, contiene 2 términos: el primero que representa las propiedades elásticas del esqueleto granular o matriz sólida; y el segundo, las propiedades elásticas del agua que ocupa los vacíos del esqueleto granular.

$\rho \frac{\partial n}{\partial t}$  : *Término relacionado con la elasticidad de la matriz sólida.*

$n \frac{\partial \rho}{\partial t}$  : *Término relacionado con la elasticidad del agua.*

$\rho =$  Densidad del agua  
 $n =$  Porcentaje de vacíos

### Matriz sólida o esqueleto granular comprimido



**Fig.9.- Elemento finito de acuífero en compresión.**

### Discusión del término relacionado con la elasticidad de la matriz sólida

Aplicando el criterio de elasticidad al elemento finito de la Fig.9, en la dirección vertical, teniendo en cuenta los esfuerzos del diagrama de cuerpo libre en compresión vertical. Por definición de módulo de elasticidad volumétrico, se puede escribir, para la matriz sólida, la expresión de la ecuación (21).

El volumen total de la porción finita del acuífero de la Fig.9, es:

$$\Delta V = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta z \quad (i)$$

El volumen de vacíos de la misma porción finita, estará dada por:

$$\Delta V_v = n \cdot \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta z \quad (ii)$$

El volumen de sólidos, en consecuencia estará dado por la diferencia entre el volumen total y el volumen de vacíos, o sea:

$$\Delta V_s = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta z \cdot n \cdot \Delta x \Delta y \Delta z \quad (\text{iii})$$

Lo que, luego de agrupar términos, resulta:

$$\Delta V_s = (1 - n) \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta z = \text{Constante} \quad (\text{iv})$$

Diferenciando la ecuación anterior, manteniendo las variables en el plano x,y constantes. Despejando y expresando en derivadas parciales, respecto al tiempo, ambos miembros, se tiene el resultado que expresa la ecuación (21).

$$\frac{\partial n}{\partial t} = \left( \frac{1 - n}{\Delta z} \right) \frac{\partial \Delta z}{\partial t} \quad (21)$$

El módulo de elasticidad volumétrico del esqueleto granular de la porción finita de acuífero de la Fig.9, se expresa de la forma que indica la ecuación (22).

$$E_{vs} = - \frac{d\sigma_z}{d\Delta z} = \frac{1}{\alpha \Delta z} \quad (22)$$

$E$  = Módulo de elasticidad de la matriz sólida

$\Delta z$  = Deformación vertical

$\sigma$  = Esfuerzo vertical

$\alpha$  = Compresibilidad de la matriz sólida

Despejando el diferencial de la presión ínter granular y expresando en derivadas parciales - respecto al tiempo - ambos miembros de la ecuación, se llega a la ecuación (23).

$$\frac{\partial \Delta z}{\partial t} = -\alpha \Delta z \frac{\partial \sigma_z}{\partial t} \quad (23)$$

Reemplazando la ecuación (23) en la ecuación (21), el resultado es el de la ecuación (24).

$$\frac{\partial n}{\partial t} = (n - 1) \alpha \frac{\partial \sigma_z}{\partial t} \quad (24)$$

Además, en un mismo punto, se puede afirmar que la suma de las presiones intersticial e intergranular es una constante, según la ecuación (25).

$$P + \sigma_z = Cte. \quad (25)$$

Diferenciando la ecuación (25) y expresando en derivadas parciales, respecto al tiempo, ambos miembros, resulta la ecuación (26).

$$\frac{\partial \sigma_z}{\partial t} = -\frac{\partial P}{\partial t} \quad (26)$$

Reemplazando la ecuación (26) en la ecuación (24), se obtiene en consecuencia la expresión (27).

$$\frac{\partial n}{\partial t} = \alpha (1-n) \frac{\partial P}{\partial t} \quad (27)$$

$\sigma_z$  = Presión ínter granular

$P$  = Presión intersticial

$E_{vs}$  = Módulo de elasticidad de la matriz sólida

$\alpha$  = Compresibilidad de la matriz sólida.

### Discusión del término relacionado con la elasticidad del agua

En cuanto a la propiedad de elasticidad del agua, está representada por su **módulo de elasticidad volumétrico**, dado por la ecuación (28).

$$E_v = \frac{dP}{\frac{d\rho}{\rho}} = \frac{1}{\beta} \quad (28)$$

$E_v$  = Módulo de elasticidad volumétrico

$dP$  = Incremento infinitesimal de la presión (diferencial)

$d\rho$  = Incremento infinitesimal de la densidad (diferencial)

$\beta$  = Compresibilidad del agua

$\rho$  = Densidad del agua.

Transponiendo términos en la ecuación (28) y convirtiendo los diferenciales totales en derivadas parciales, respecto al tiempo, se obtiene la ecuación (29).

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = \rho \beta \frac{\partial P}{\partial t} \quad (29)$$

El potencial hidráulico, para densidad y presión variables, en cualquier punto del campo de flujo, se puede expresar mediante la ecuación (30).

$$\phi = z + \frac{1}{g} \int \frac{dp}{\rho} \quad (30)$$

Derivando parcialmente - respecto al tiempo - ambos miembros de la ecuación (30), para un mismo punto, y despejando la rapidez de cambio de la presión, se llega a la ecuación (31).

$$\frac{\partial P}{\partial t} = \rho g \frac{\partial \phi}{\partial t} \quad (31)$$

$E_v$  = Módulo de elasticidad del agua

$\rho$  = Densidad del agua

$\beta$  = Compresibilidad del agua

$P$  = Presión intersticial

$\phi$  = Potencial hidráulico.

Reemplazando la ecuación (31) en las ecuaciones (27) y (29), se obtienen las ecuaciones (32) y (33), respectivamente.

$$\frac{\partial n}{\partial t} = \alpha \rho g (1-n) \frac{\partial \phi}{\partial t} \quad (32)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = \rho^2 \beta g \frac{\partial \phi}{\partial t} \quad (33)$$

Reemplazando las ecuaciones (32) y (33) en la ecuación (20), se obtiene como resultado la ecuación (34).

$$-div \rho \bar{v} = \rho^2 g [\alpha(1-n) + \beta n] \frac{\partial \phi}{\partial t} \quad (34)$$

El primer miembro de la ecuación (34) es la divergencia del producto de la densidad y el vector velocidad, esto es la ecuación (35).

$$-div \rho \bar{v} = -\left( \frac{\partial}{\partial x} \rho v_x + \frac{\partial}{\partial y} \rho v_y + \frac{\partial}{\partial z} \rho v_z \right) \quad (35)$$

Efectuando las derivadas del segundo miembro de la ecuación (35) y agrupando términos, se tiene como resultado la ecuación (36):

$$-div \rho \bar{v} = -\rho \left( \frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} + \frac{\partial v_z}{\partial z} \right) - \left( v_x \frac{\partial \rho}{\partial x} + v_y \frac{\partial \rho}{\partial y} + v_z \frac{\partial \rho}{\partial z} \right) \quad (36)$$

De otro lado, la ecuación de Darcy, para flujo tridimensional a través de medios porosos saturados (acuíferos), viene dada por la ecuación (37).

$$v_x = -K_x \frac{\partial \phi}{\partial x} \quad (37.a)$$

$$v_y = -K_y \frac{\partial \phi}{\partial y} \quad (37.b)$$

$$v_z = -K_z \frac{\partial \phi}{\partial z} \quad (37.c)$$

Asimismo, de la definición matemática del módulo de elasticidad volumétrico del agua, se desprende la ecuación diferencial de la expresión (38).

$$d\rho = \rho\beta dP \quad (38)$$

Expresando la ecuación (38) en derivadas parciales, respecto a las 3 direcciones principales, se llega a las ecuaciones (39).

$$\frac{\partial \rho}{\partial x} = \rho\beta \frac{\partial P}{\partial x} \quad (39.a)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial y} = \rho\beta \frac{\partial P}{\partial y} \quad (39.b)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial z} = \rho\beta \frac{\partial P}{\partial z} \quad (39.c)$$

Igualmente, derivando parcialmente el potencial hidráulico dado por la ecuación (30), respecto a las 3 direcciones principales, y despejando la variación de la presión en las direcciones principales, se obtienen las expresiones (40).

$$\frac{\partial P}{\partial x} = \rho g \frac{\partial \phi}{\partial x} \quad (40.a)$$

$$\frac{\partial P}{\partial y} = \rho g \frac{\partial \phi}{\partial y} \quad (40.b)$$

$$\frac{\partial P}{\partial z} = \rho g \left( \frac{\partial \phi}{\partial z} - 1 \right) \quad (40.c)$$

Reemplazando las ecuaciones (40) en las ecuaciones (39), finalmente se llega a las ecuaciones (41).

$$\frac{\partial \rho}{\partial x} = \rho^2 g \beta \frac{\partial \phi}{\partial x} \quad (41.a)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial y} = \rho^2 g \beta \frac{\partial \phi}{\partial y} \quad (41.b)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial z} = \rho^2 g \beta \left( \frac{\partial \phi}{\partial z} - 1 \right) \quad (41.c)$$

### Ecuación del movimiento de las aguas subterráneas

Reemplazando las ecuaciones (41) y (37) en la ecuación (36), despreciando los términos de segundo orden (elevados al cuadrado), teniendo en cuenta la ecuación (34), se concluye en la ecuación (42).

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K_x \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y \frac{\partial \phi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial \phi}{\partial z} \right) = \rho g [\alpha(1-n) + \beta n] \frac{\partial \phi}{\partial t} \quad (42)$$

- $K$  = Conductividad hidráulica  
 $\phi$  = Potencial hidráulico  
 $\rho$  = Densidad del agua  
 $g$  = Gravedad terrestre  
 $\alpha$  = Compresibilidad de la matriz sólida  
 $\beta$  = Compresibilidad del agua  
 $n$  = Porcentaje de vacíos  
 $t$  = Tiempo  
 $x, y, z$  = Direcciones principales del movimiento.

El coeficiente que afecta la rapidez de cambio del potencial hidráulico del segundo miembro de la ecuación (42), se conoce como **almacenamiento específico**  $S_s$ , o sea:

$$S_s = \rho g [\alpha(1-n) + \beta n] \quad (43)$$

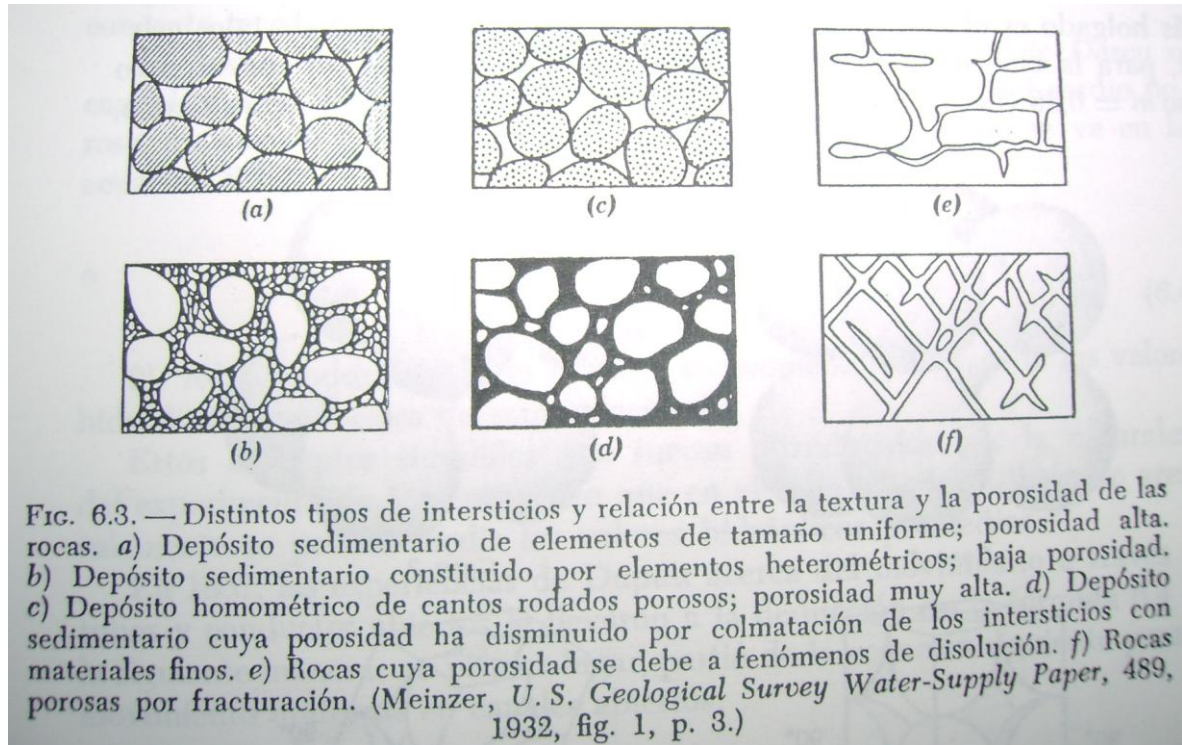
El primer miembro de esta ecuación expresa la cantidad de agua almacenada o liberada, por unidad de volumen de acuífero, cuando el nivel piezométrico cambia en una unidad (gradiente hidráulico 100 %).

- **Propiedades y parámetros hidrodinámicos de los acuíferos**

Se denomina **acuífero** a una formación geológica saturada, con capacidad de almacenamiento y conducción de aguas subterráneas. Los acuíferos conformados por materiales aluviales no consolidados, tales como gravas y arenas, poseen excelentes características hidrodinámicas.

La capacidad de almacenamiento y de conducción de los acuíferos lo constituye la **porosidad**, que son los espacios dejados por el esqueleto granular y se expresa como un porcentaje entre la relación de vacíos y el

volumen total. La porosidad varía con el grado de compactación del material, forma, acomodamiento y gradación de partículas. Los poros pueden ser **capilares**, los que retienen agua que no fluye por gravedad; y **gravitacionales**, los que dejan fluir el agua por gravedad.



Las masas de agua subterránea almacenadas en los acuíferos suelen moverse muy despacio en régimen laminar, necesitando incluso miles de años desde el momento que se infiltran, hasta que nuevamente vuelvan a aflorar a la superficie del suelo. Sin embargo, ello depende del tamaño y de las características físicas del material granular del acuífero. Significa entonces que hay depósitos subterráneos que han tomado centenares de siglos para formarse y, por tanto, no pueden agotarse en corto tiempo sin fuertes razones que las justifiquen.

Contrariamente a lo indicado, existen acuíferos pequeños cercanos a la superficie terrestre cuyas recargas anuales hacen oscilar entre un mínimo y un máximo el nivel piezométrico (acuíferos confinados) o freático (acuíferos libres) durante el ciclo hidrológico. Esto se reconoce porque el caudal de los manantiales de los grandes acuíferos es constante y casi independiente del régimen anual de lluvias; en cambio el caudal de los manantiales provenientes de acuíferos superficiales pequeños se ven sensiblemente afectados por el régimen anual de precipitaciones pluviales, aumentando en periodo de lluvias y disminuyendo en periodo de estiaje.

En todos los casos, resulta pertinente un cuidado especial de esos depósitos subterráneos para no deteriorar la calidad de las aguas que

contienen, contaminándolos en forma irreversible, sobre todo en los grandes acuíferos.

Los parámetros hidrodinámicos que definen las propiedades hidrogeológicas de los acuíferos son:

➔ **Porosidad (n)**

Es la propiedad de la roca para almacenar agua dentro del conjunto de vacíos o espacios intersticiales existentes en los sólidos discontinuos.

➔ **Conductividad hidráulica (K)**

Para constituir un verdadero acuífero la roca, además de almacenar agua, debe tener capacidad para dejarla fluir en presencia de un gradiente hidráulico, a cuya propiedad se denomina conductividad hidráulica en vez de permeabilidad, que puede confundirse con la permeabilidad intrínseca, la que incluye además la porosidad capilar. Por ejemplo, las arcillas pueden almacenar notables cantidades de agua, pero no permiten que el agua fluya en condiciones naturales, sino que la retienen fuertemente en su masa, entonces esas rocas no son acuíferos.

➔ **Transmisividad (T)**

Es el producto de la conductividad hidráulica por el espesor saturado del acuífero. Físicamente, es el caudal de agua que proporciona una sección de ancho unidad de frente acuífero sometido a un gradiente hidráulico del 100 %. En el campo, la transmisividad se determina con mayor facilidad que la conductividad hidráulica, y por ello se usa con mayor frecuencia en los estudios hidrogeológicos de acuíferos e ingeniería de pozos.

➔ **Coefficiente de almacenamiento (S)**

Es la cantidad de agua almacenada o liberada en una columna vertical de acuífero, que tiene como base la unidad de área y por altura el espesor medio del acuífero, cuando el nivel piezométrico cambia en una unidad (gradiente hidráulico 100 %).

➔ **Coefficiente de almacenamiento específico (S<sub>s</sub>)**

Cantidad de agua almacenada o liberada, por unidad de volumen, de acuífero, cuando el nivel piezométrico cambia en una unidad (gradiente hidráulico 100 %).

Los **parámetros hidrodinámicos** antes descritos se determinan en el campo, mediante pruebas de bombeo (varios días de duración), en pozos perforados y estratégicamente ubicados en el acuífero a



investigar. Los costos de perforación son muy altos - aproximadamente 300 Dólares USA por metro lineal - pero no existe otra forma de igual o mayor aproximación. Hay otros métodos indirectos de prospección hidrogeológica, para investigación de aguas subterráneas: método sísmico, método de resistividad eléctrica, método de resonancia magnética nuclear; todos ellos de menor precisión que el método de perforaciones con equipo mecánico.

- **Anisotropía e Isotropía de los Acuíferos**

Un **acuífero anisótropo** se caracteriza porque, en cualquier punto, la conductividad hidráulica es diferente en todas las direcciones, es el caso real de acuíferos. Sin embargo, se aceptan modelos conceptuales en los que se supone ciertas características de conductividad hidráulica que se mencionan enseguida. Un acuífero tiene **anisotropía homogénea**, cuando en cualquier punto, la conductividad hidráulica tiene el mismo valor en una misma dirección. **Acuífero isótropo**, cuando en un mismo punto, la conductividad hidráulica tiene el mismo valor en todas las direcciones, variando de un punto a otro. **Acuífero isótropo homogéneo** cuando, en cualquier punto, la conductividad hidráulica tiene el mismo valor en todas las direcciones.

La ecuación (42) es la expresión para el caso más general de **acuífero heterogéneo anisótropo**, en régimen de **flujo no permanente**. Esta ecuación, en función del almacenamiento específico se convierte en la expresión (44).

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K_x \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y \frac{\partial \phi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial \phi}{\partial z} \right) = S_s \frac{\partial \phi}{\partial t} \quad (44)$$

$$S_s = \rho g [\alpha(1-n) + \beta n]$$

Para otros casos particulares de acuíferos, la ecuación (44) se transforma en expresiones más simples, como los que se detallan a continuación.

a) **Caso de acuífero anisótropo homogéneo en régimen no permanente:**

$$(K_x = Cte, K_y = Cte, K_z = Cte)$$

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial}{\partial x} \left( K_x \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y \frac{\partial \phi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial \phi}{\partial z} \right) &= S_s \frac{\partial \phi}{\partial t} \\ K_x \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + K_y \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} + K_z \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} &= S_s \frac{\partial^2 \phi}{\partial t} \end{aligned} \right\} \quad (45)$$

b) **Caso de acuífero isótropo heterogéneo en régimen no permanente:**

$$(K_x = K_y = K_z = K)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K \frac{\partial \phi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial \phi}{\partial z} \right) = S_s \frac{\partial \phi}{\partial t} \quad (46)$$

- c) **Caso de acuífero isótropo homogéneo en régimen no permanente:**  
 $(K_x = K_y = K_z = K = Cte)$ :

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = \frac{S_s}{K} \frac{\partial \phi}{\partial t} \quad (47)$$

Si al numerador y denominador del segundo miembro de la ecuación (47) se multiplica por el espesor medio “**m**” del acuífero, resultan los parámetros hidrodinámicos conocidos como **coeficiente de almacenamiento (S)** y **transmisividad (T)**, respectivamente, dadas por las ecuaciones (48) y (49).

$$S_s * m = S \quad (48)$$

$$K * m = T \quad (49)$$

Reemplazando las ecuaciones (47) y (48) en la ecuación (47), el resultado es la ecuación (50).

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = \frac{S}{T} \frac{\partial \phi}{\partial t} \quad (50)$$

La ecuación (50), expresada en notación vectorial, se transforma en la ecuación (50.a).

$$\nabla^2 \phi = \frac{S}{T} \frac{\partial \phi}{\partial t} \quad (50.a)$$

- d) **Caso de acuífero isótropo homogéneo en régimen permanente:**

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = 0 \quad \text{ó} \quad \nabla^2 \phi = 0 \quad (51)$$

Expresión conocida como **ecuación de Laplace**.

Tanto la general ecuación (42), como cualquier otra forma particular, se resuelven por métodos numéricos de diferencia finita o elemento finito.

El modelamiento matemático de acuíferos de cuencas, se realiza dividiendo el acuífero en muchas porciones o elementos y, luego aplicando la ecuación a cada una de las partes interactuantes. Todo el complicado sistema se resuelve por técnicas iterativas de los métodos numéricos.

### 8.6. NIVELES PIEZOMÉTRICOS Y MAPA DE HIDROISOHIPSAS

Para que el agua se mueva en el acuífero es necesario que, de un punto a otro, exista un gradiente hidráulico. En el campo, esta diferencia de energías queda establecida por la diferencia de alturas de agua en dos piezómetros nivelados topográficamente. Un piezómetro no es más que un pozo o sondeo abierto en su parte superior a la atmósfera y, en su parte inferior al acuífero a medir.

Controlando los niveles de agua en los piezómetros - para el caso de acuíferos confinados - o los niveles freáticos, para el caso de acuíferos libres; con los datos obtenidos se elaboran los mapas piezométricos, isopotenciales o hidroisohipsas, que indican la zona de acuífero con mayor o menor altura de energía (nivel referido a la cota absoluta). Basándose en los mapas de hidroisohipsas pueden determinarse la dirección y sentido del movimiento del agua en el acuífero y por ende su gradiente hidráulico. El agua siempre se mueve en el sentido del gradiente, desde las zonas con mayor energía piezométrica a las de menor energía.

Conociendo la energía piezométrica en varios puntos del acuífero, los mapas piezométricos se elaboran de manera similar como se procede para elaborar un mapa topográfico, en este caso con curvas de isopiezometría.

#### 8.6.1. Profundidades Freáticas y Mapas de Isoprofundidades

Partiendo del mapa piezométrico, restando de las respectivas cotas topográficas, se obtienen las profundidades piezométricas o freáticas, según el caso de acuífero confinado o libre, respectivamente; con los cuales se elaboran los mapas de profundidades y las curvas de isoprofundidades.

#### 8.6.2. Líneas de Corriente y Equipotenciales

Partiendo de los mapas piezométricos, con curvas hidroisohipsas, se traza otra familia de curvas mutuamente perpendiculares entre sí, de tal modo de formar una malla curvilínea. La familia de líneas que cumple tal condición, siguiendo el gradiente hidráulico, viene hacer el conjunto de líneas de corriente o de flujo. Las dos

familias de líneas de corriente y equipotenciales conforman la **red de flujo**; que es la solución particular de la ecuación de Laplace, mediante fundamentación matemática de Cauchy-Riemann, para un modelo conceptual simple de acuífero isotrópico homogéneo en régimen de flujo permanente.

### **8.6.3. Red de Flujo**

Las familias de curvas hidroisohipsas y líneas de corriente, perpendiculares entre sí, formando una malla curvilínea, constituye la red de flujo del acuífero. Las líneas de corriente se originan en las zonas de recarga y van hacia la zona de descarga. La red de flujo, no es más que una solución particular de la ecuación de Laplace-para un modelo teórico de acuífero homogéneo isotrópico en régimen de flujo permanente, según criterios de Cauchy-Riemann.

### **8.6.4. Recarga y Descarga de Aguas Subterráneas**

#### **▪ Recarga de agua subterránea**

Los acuíferos se recargan o llenan de agua en forma natural, desde luego donde no existe recarga artificial, por infiltración y percolación de la lluvia que cae sobre la cuenca de colección, también desde los ríos o lagos que los atraviesan, o del excedente de agua de riego de los cultivos asentados sobre ellos (excedente respecto al agua consumida por el propio cultivo y por la evaporación desde el suelo húmedo). Este volumen de recarga es variable a lo largo del tiempo, mayor en unas épocas (periodo de precipitaciones) y menor o nulo en otras (periodo de estiaje) y, para valorarlo se toma un periodo de tiempo más o menos largo que normalmente es un año.

El proceso de recarga de acuíferos, por el agua de infiltración y percolación, ha tenido lugar a lo largo de tiempos geológicos, de modo que hoy, si no fuese la acción del hombre, todos los acuíferos se encontrarían al máximo de su capacidad, y en condiciones naturales, se establece una especie de equilibrio entre el agua que entra y el agua que sale o se descarga desde el acuífero. Los lugares de descarga, como ya se dijo, son los manantiales, sistema hidrográfico y el mar; así como también los pozos desde donde sale el agua subterránea en forma natural o artificial.

En general, la recarga de acuíferos proviene del agua infiltrada y percolada en la misma cuenca, y en muy raras ocasiones puede proceder de otros acuíferos de cuencas vecinas, debido a fallas geológicas o a fenómenos geodinámicos. Pues, la divisoria de aguas superficiales, coincide aproximadamente con la divisoria de aguas subterráneas. Artificialmente, la

recarga puede proceder también desde los reservorios o embalses en las cuencas reguladas o de transvases de otras cuencas.

### ▪ Descarga del agua subterránea

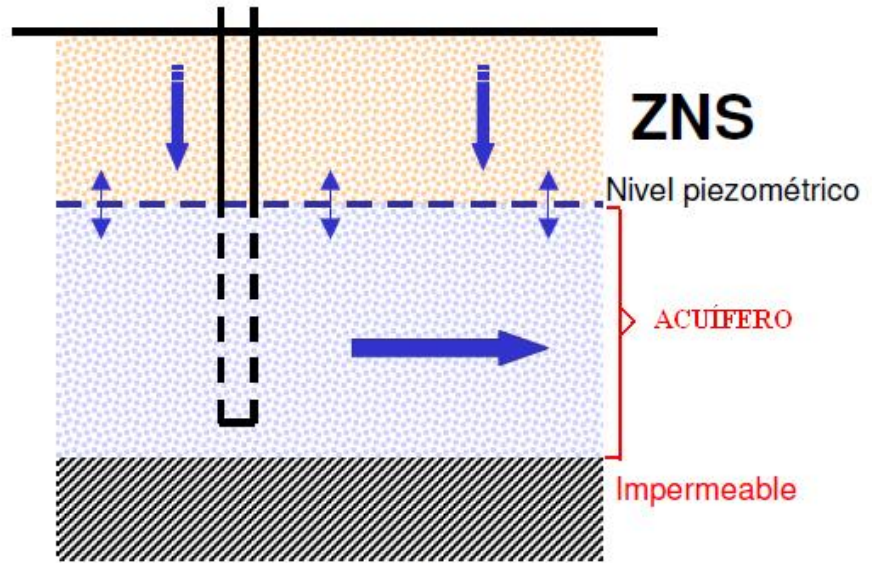
La etapa más larga del ciclo hidrológico finaliza en el momento en que el agua subterránea emerge nuevamente a la superficie del suelo formando cuerpos de agua superficiales, descargando en puntos definidos bajo el nombre de manantiales o en forma difusa en áreas interceptadas por lechos de quebradas y ríos, cuyos caudales son mantenidos por las aguas subterráneas en ausencia de lluvias durante el estiaje. También constituye descarga desde el acuífero las extracciones desde los pozos de bombeo los que se constituyen en manantiales artificiales.

### 8.6.5. Tipos de Acuífero

Atendiendo a la conformación geológica y al movimiento vertical del agua, los acuíferos pueden ser: libres, semilibres, confinados y semiconfinados.

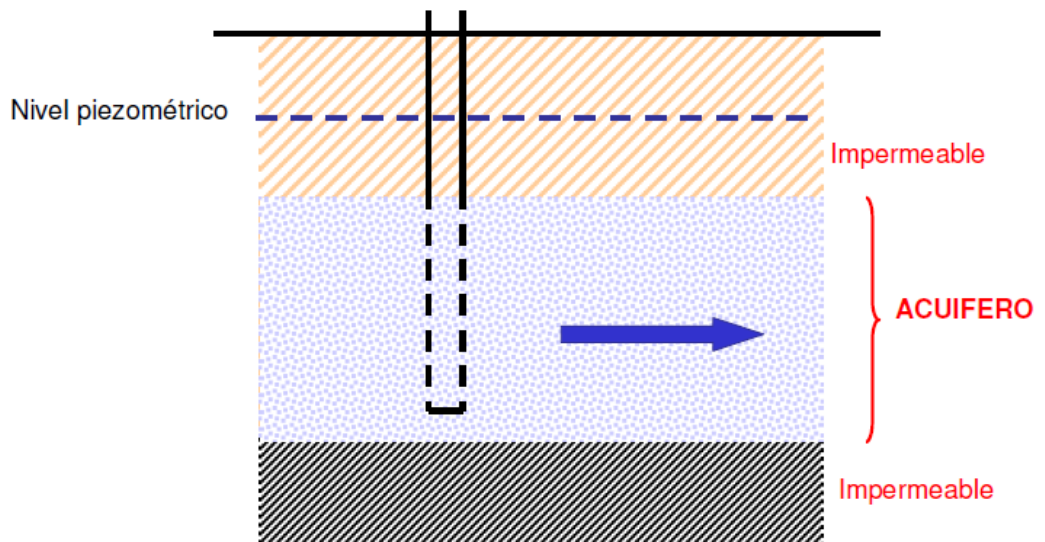
- **Acuífero libre**, adopta una superficie de aguas en contacto con la atmósfera, a través de los poros gravitacionales, denominada nivel freático o tabla de agua. El flujo en este tipo de acuíferos es por gravedad y la región por encima del nivel freático es una zona vadosa (mezcla de humedad, aire, vapor de agua y otros gases) o no saturada. La recarga es directa.
- **Acuífero semilibre**, es el acuífero libre donde la zona, por encima del nivel freático, es muy pobre en porcentaje de vacíos gravitacionales (predominio de vacíos capilares).
- **Acuífero confinado**, es el acuífero comprendido entre dos estratos impermeables, de tal manera que no existe paso del agua verticalmente a través de dichos estratos confinantes.
- **Acuífero semiconfinado**, es el acuífero confinado en el que una o ambas capas o estratos confinantes es semipermeable, permitiendo algún flujo de agua verticalmente, a través de dicho(s) estrato(s).

## ACUIFERO LIBRE



Existencia de zona no saturada  
Nivel piezométrico real  
Superficie libre de agua a presión atmosférica  
Recarga directa

## ACUIFERO CONFINADO



Ausencia de zona no saturada  
Nivel piezométrico virtual

### 8.6.6. Ingeniería de Pozos

Comprende las perforaciones realizadas en los acuíferos con fines de extracción de aguas subterráneas. Los pozos son manantiales artificiales o fuentes artificiales de agua subterránea. En

consecuencia, la ingeniería de pozos comprende, las perforaciones, el equipamiento - entubado e instalación de equipos de bombeo - y la hidráulica a través de tales fuentes artificiales.

En este apartado, sólo nos limitaremos a hacer una breve introducción acerca de la hidráulica de pozos, más no lo concerniente a perforaciones y equipamiento, por constituir la ingeniería de pozos toda una materia.

### Introducción a la hidráulica de pozos

Las características de flujo de las aguas subterráneas hacia los pozos define la tasa de extracción de agua desde cada acuífero en particular.

El régimen de flujo de agua hacia los pozos puede ser de carácter **estacionario** o **permanente** y **no permanente**. El primero, cuando el nivel freático o superficie piezométrica permanece constante durante las extracciones, lo cual sólo puede darse aproximadamente en periodos muy cortos de tiempos de bombeo. Y el segundo, cuando el nivel freático o superficie piezométrica varía con el tiempo, que es el real comportamiento de flujo a agua hacia los pozos durante el bombeo.

### Flujo permanente hacia pozos perforados en acuífero libre

Ocurre cuando el caudal de bombeo es constante y menor o igual que el caudal que realmente es capaz de aportar el acuífero.

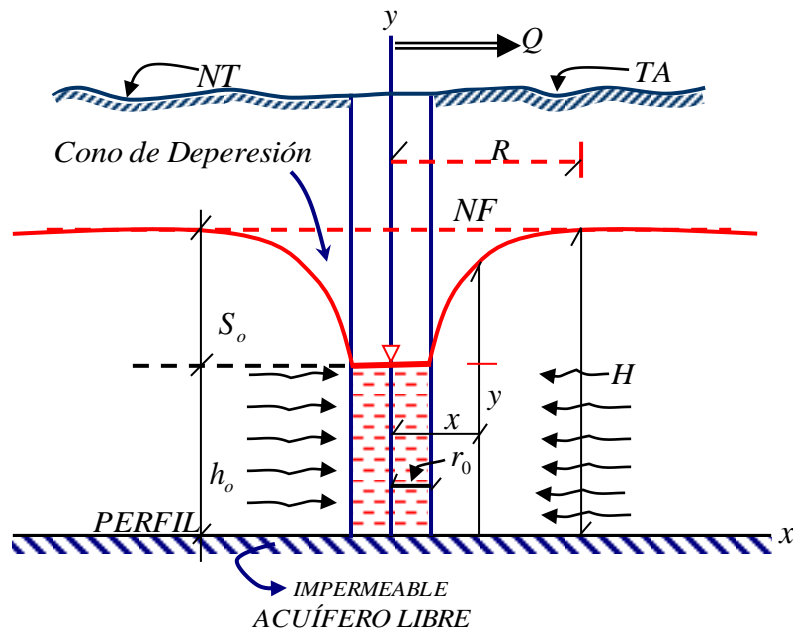


Fig.10.- Pozo de bombeo desde un acuífero libre.

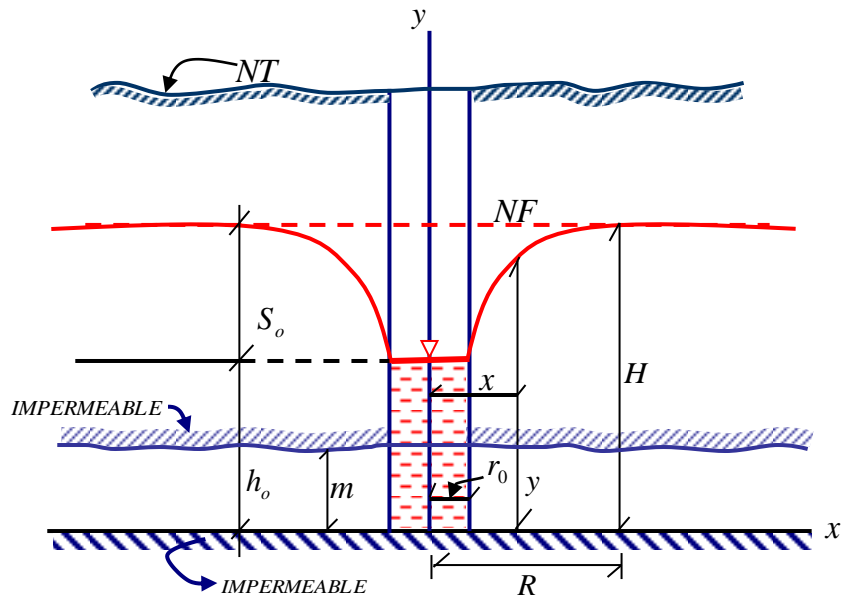


Fig.11. - Pozo de bombeo desde un acuífero confinado.

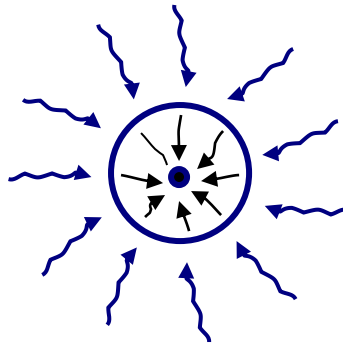


Fig.11.- Flujo radial hacia el pozo

Flujo de aguas subterráneas hacia pozos perforados en acuíferos libres

Particularizando la ecuación (46) para el caso de **acuífero isótropo homogéneo** en **régimen permanente**, en la dirección radial “x”, se tiene la ecuación (46.a). Se supone que se está extrayendo agua del pozo, mediante bombeo, a caudal constante.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) = 0 \quad (46.a)$$

Integrando una vez la ecuación (45.a), se llega a la ecuación (45.b):



$$K \frac{d\phi}{dx} = C = Cte \quad (46.b)$$

Como se aprecia en esta ecuación, se trata de la velocidad radial del flujo hacia el pozo; si multiplicamos ambos miembros de dicha ecuación, por el área hidráulica transversal de paso, se obtiene el caudal dado por la expresión (45.c).

$$AK \frac{d\phi}{dx} = Cte = Q \quad (46.c)$$

Donde el área hidráulica y el potencial hidráulico están dados por las relaciones siguientes:

$$A = 2\pi x$$

$$\phi = h = z + \frac{P}{\rho g}$$

Remplazando en la ecuación (46.c), separando variables e integrando:

$$2\pi \int_{h_0}^H h dh = Q \int_{r_0}^R dx/x$$

$$Q = \frac{\pi K (H^2 - h_0^2)}{\ln\left(\frac{R}{r_0}\right)} \quad (52)$$

$Q$  = Caudal de bombeo o de extracción

$H$  = Espesor del acuífero libre o altura de la napa freática

$h_0$  = Altura dinámica en el pozo de bombeo

$r_0$  = Radio del pozo de bombeo

$R$  = Alcance de la depresión de la napa freática

$K$  = Conductividad hidráulica

$\ln$  = Logaritmo neperiano

**La expresión (52) es la ecuación de Dupuit para las condiciones hipotéticas de flujo permanente hacia pozos perforados en acuífero libre, isotrópico homogéneo.**

De la fig.11, se aprecia que el descenso máximo en el cono de depresión, puede calcularse, despejando la relación (d) de la ecuación (51), obteniéndose la expresión (53).

$$S_0 = H - h_0 \quad (d)$$

$$S_0 = \frac{Q \operatorname{Ln}\left(\frac{R}{r_0}\right)}{\pi K(H + h_0)} \quad (53)$$

**Flujo de aguas subterráneas hacia pozos perforados en acuíferos confinados**

La fig.11, ilustra el esquema de extracciones de agua desde un acuífero confinado, a caudal constante.

En este caso, el área hidráulica viene dada por la relación:

$$A = 2\pi m$$

Función que reemplazada en la ecuación (46.c), para acuífero confinado, bajo las mismas características hidrodinámicas (isotropía homogénea), se tiene:

$$2 \pi x K \frac{\partial \phi}{\partial x} = Q = Cte.$$

Diferenciando el potencial hidráulico, reemplazando, separando variables e integrando:

$$2\pi K \int_{h_0}^H dh = Q \int_{r_0}^R dx/x$$

$$Q = 2 \pi m K \frac{(H - h_0)}{\operatorname{Ln} R/r_0} \quad (54)$$

Pero observando el esquema de la Fig.11, el máximo descenso en el cono de depresión de la superficie piezométrica, en el pozo, está dado por:

$$S_0 = H - h_0$$

Por lo tanto, la ecuación (54) se transforma en la expresión (55).

$$Q = \frac{2 \pi m K S_0}{\operatorname{Ln}\left(\frac{R}{r_0}\right)} = \frac{2 \pi T S_0}{\operatorname{Ln}\left(\frac{R}{r_0}\right)} \quad (55)$$

- $Q$  = Caudal de extracción o de bombeo
- $K$  = Conductividad hidráulica
- $m$  = Espesor medio del acuífero confinado

## ***HIDROLOGÍA DE SUPERFICIE***

---

- $S_0$  = Descenso máximo en el cono de depresión de la superficie piezométrica  
 $r_0$  = Radio del pozo  
 $R$  = Radio de alcance del cono de depresión  
 $T$  = Transmisividad  
 $Ln$  = Logaritmo Neperiano

***Es la ecuación de Dupuit para condiciones hipotéticas de flujo permanente hacia pozos perforados en acuíferos confinados, isótropos homogéneos.***

### **Conclusiones importantes**

Como se puede apreciar en ambas expresiones de Dupuit aparece el logaritmo neperiano de la relación entre el alcance del cono de depresión y el radio del pozo. Lo cual, por ser el primero (radio de influencia del cono) muy grande respecto al segundo (radio del pozo), el logaritmo no tiene un cambio importante aún cuando el radio del pozo tenga una variación considerable. Lo que demuestra que el radio del pozo no tiene influencia importante en el caudal de extracción; lo cual sería falso suponer que a mayor radio del pozo vamos a tener un mayor caudal o rendimiento.

El caudal de extracción o de bombeo no debe exceder del máximo que puede aportar el acuífero, de lo contrario el nivel dinámico se deprime y el agua en el pozo se agota.

En un bombeo racional, el nivel dinámico permanece constante, sólo y sólo si el nivel estático permanece constante.

La magnitud del cono de depresión, depende las características hidrodinámicas del acuífero, y debe determinarse a fin de evitar la interferencia entre pozos ubicados en un mismo acuífero.

### **Tipos de pozos**

- Pozos ordinarios o excavados a tajo abierto (excavados a mano)
- Pozos tubulares o perforados con equipos de perforación

<b>Características</b>	<b>Pozos Tubulares</b>	<b>Excavados</b>
-Profundidad de explotación (m)	30-300	5- 30
- Diámetro	2'' - 12''	0.53.0m
- Rendimiento (l/s)	15-100	1-15 (bajo)
- Estructura de paredes	Sin revestimiento	Con revestimiento
- Características de Bombas	Eje vertical	Centrifuga.

### Información básica para el diseño de pozos

- a) Estudio Hidrológico:- Parámetros Hidrodinámicos.
- b) Estudio de demandas
- c) Mercado (Filtros, bombas, motores, etc.).

#### - Diseño hidráulico

Consiste en la determinación del abatimiento y del tipo de pozo.

#### - Diseño físico

- Determinar el diámetro y profundidad de la perforación
- Determinar el diámetro, longitud y material del entubado.
- Determinar diámetro, longitud, ubicación, tamaño y abertura de filtros.
- Determinar si debe usarse o no de prefiltros. De usarse, determinar la granulometría.