

CAPITULO 6

DESTINO Y TRANSPORTE DE CONTAMINANTES EN AGUAS SUBTERRANEAS

6.1 INTRODUCCION

6.1.1 Origen del agua subterránea

Tal como se explicó en el capítulo 2, el agua subterránea forma parte del ciclo hidrológico, consistente en la continua circulación de agua entre la atmósfera, el subsuelo y las corrientes superficiales. Las precipitaciones (lluvia, nieve o hielo) se depositan en la superficie del suelo. Posteriormente, el agua se distribuye por la superficie del terreno en forma de escorrentía o flujo superficial, o bien infiltrándose. En el primer caso, la concentración de agua da lugar a la formación de un flujo canalizado, que se puede acumular en corrientes y ríos, para llegar finalmente al océano. En el último caso, el agua infiltrada percola por gravedad (infiltración) hasta alcanzar un depósito subterráneo, o es devuelta a la atmósfera (evaporación).

Las aguas infiltradas no evaporadas son conducidas hacia el medio subterráneo. Inicialmente atraviesan la zona no saturada, donde los poros (espacios vacíos) existentes entre las partículas del suelo contienen tierra, humedad y aire (3 fases diferentes). El agua puede abandonar esta zona y alcanzar la zona saturada, o bien permanecer en forma de humedad del suelo para luego ser devuelta a la atmósfera por medio de la vegetación, o por acción animal, en un proceso denominado evapotranspiración.

Cuando el agua alcanza la zona saturada, va fluyendo desde áreas de alta carga hidráulica a otras de baja carga. Los estratos o capas del subsuelo que facilitan el movimiento de las aguas se denominan acuíferos. Una vez incorporada al acuífero, se desplaza a través de los poros de los materiales subterráneos y puede reaparecer en superficie en aquellas zonas de niveles inferiores a los de recarga, descargando naturalmente en forma de manantiales o alimentando directamente al cauce, manteniendo el caudal de estiaje de los ríos. De esta forma, las escorrentías superficiales y las descargas subterráneas completan el ciclo hidrológico en los océanos, y posteriormente lo recomienzan en la atmósfera.

El tiempo que necesita una partícula para pasar a través de una o varias fases del ciclo cubre un amplio espectro: desde unas pocas horas a meses o, incluso, siglos.

6.1.2 Distribución de agua en el suelo y subsuelo

A mayor o menor profundidad, todos los materiales de la corteza terrestre son normalmente porosos, y pueden dar lugar a la formación de acuíferos. La calidad del acuífero depende de su capacidad para almacenar y transmitir agua. Uno de excelente calidad es el formado por arena y grava, por ejemplo. Cuando la superficie superior de la zona saturada se mueve libremente sin encontrar impedimentos físicos (por ejemplo estratos de menor permeabilidad) el acuífero se denomina libre o freático, en contraposición a los confinados (figura 6.1.1).

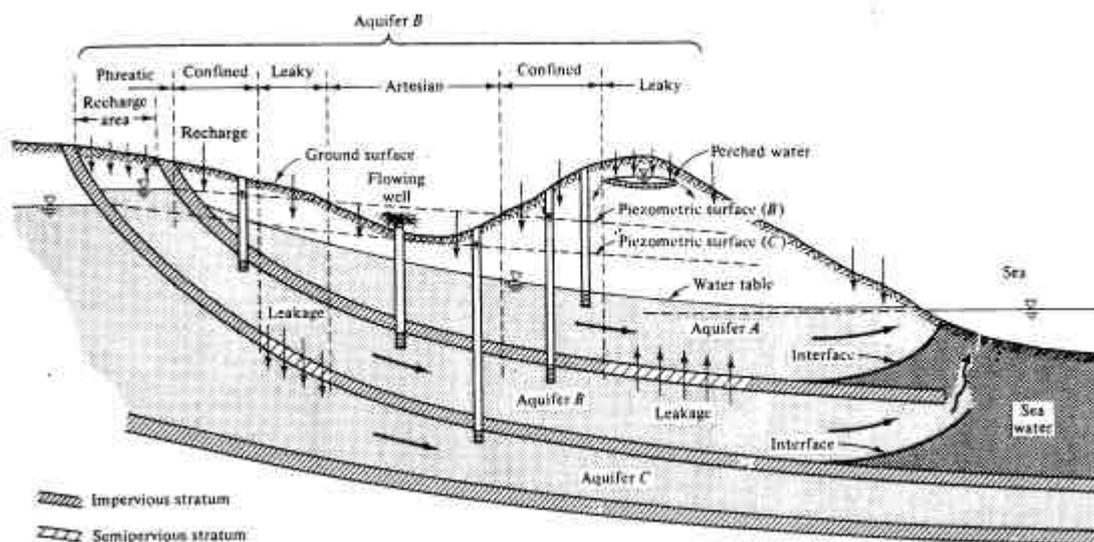


Figura 6.1.1 Distintos tipos de acuíferos

Las aguas subterráneas pueden, eventualmente, desembocar en corrientes superficiales tales como arroyos o lagos, mientras que, durante su traslado subterráneo, pueden tropezar con zonas que impiden su paso, denominados acuitardos o estratos cerrados, como por ejemplo los estratos arcillosos.

Si las propiedades del suelo no varían según su posición en el estrato, el mismo se dice que es homogéneo. Además, si las características del suelo no varían con la orientación, el suelo se dice isotrópico. Considérese un macizo de terreno con características homogéneas (granulometría uniforme) e isotrópicas (permeabilidad uniforme) que tiene como base un substrato horizontal impermeable, al cual se le hace caer agua en forma de gotas distribuidas uniformemente sobre la superficie. Esta se infiltrará por la masa arenosa, alcanzará el fondo impermeable y comenzará a saturar el medio de abajo hacia arriba. Cuando cesa la recarga, quedan definidas dos zonas (figura 6.1.2):

- **Zona saturada:** los poros están saturados de agua, la cual está sometida a una carga hidrostática de presión. Superiormente está limitada por la superficie freática.
- **Zona de aireación o no saturada:** es el estrato superior, con los poros sólo parcialmente ocupados por agua. Esta zona puede dividirse en tres franjas:
 - ◆ *Franja de humedad del suelo:* el techo lo constituye la superficie del suelo. Está sometida a la evapotranspiración. Aunque el espesor lo determinan el clima y la cobertura vegetal, en términos medios rara vez alcanza los 3 metros.
 - ◆ *Franja intermedia o de retención:* el agua en esta zona no presenta ningún vínculo hidráulico con las capas inferiores. Su espesor medio va de los 0,6 a 2 m., pudiendo alcanzar 10 o 20 m, o faltar completamente.
 - ◆ *Franja capilar:* El espesor depende de las características geológicas de los materiales. El agua puede elevarse por encima de la altura piezométrica, manteniéndose en equilibrio en los intersticios de la roca por acción de la tensión superficial.

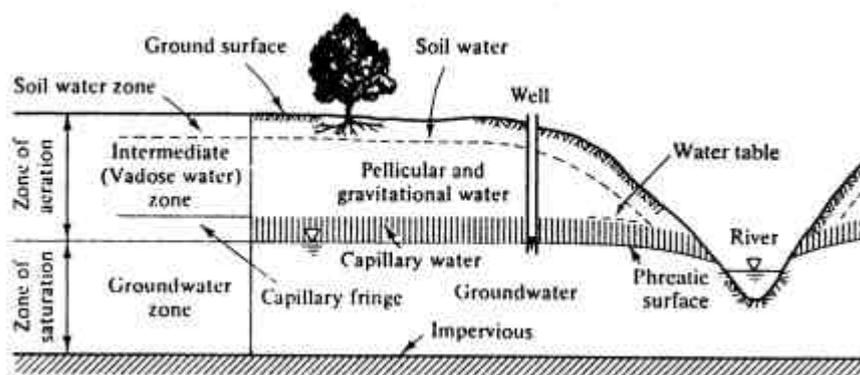


Figura 6.1.2 Zonas de humedad subsuperficial.

La figura 6.1.3 esquematiza la distribución de agua en el suelo y subsuelo. Es importante destacar que, habitualmente, los materiales del suelo son heterogéneos y anisótropos, como se verá más adelante.

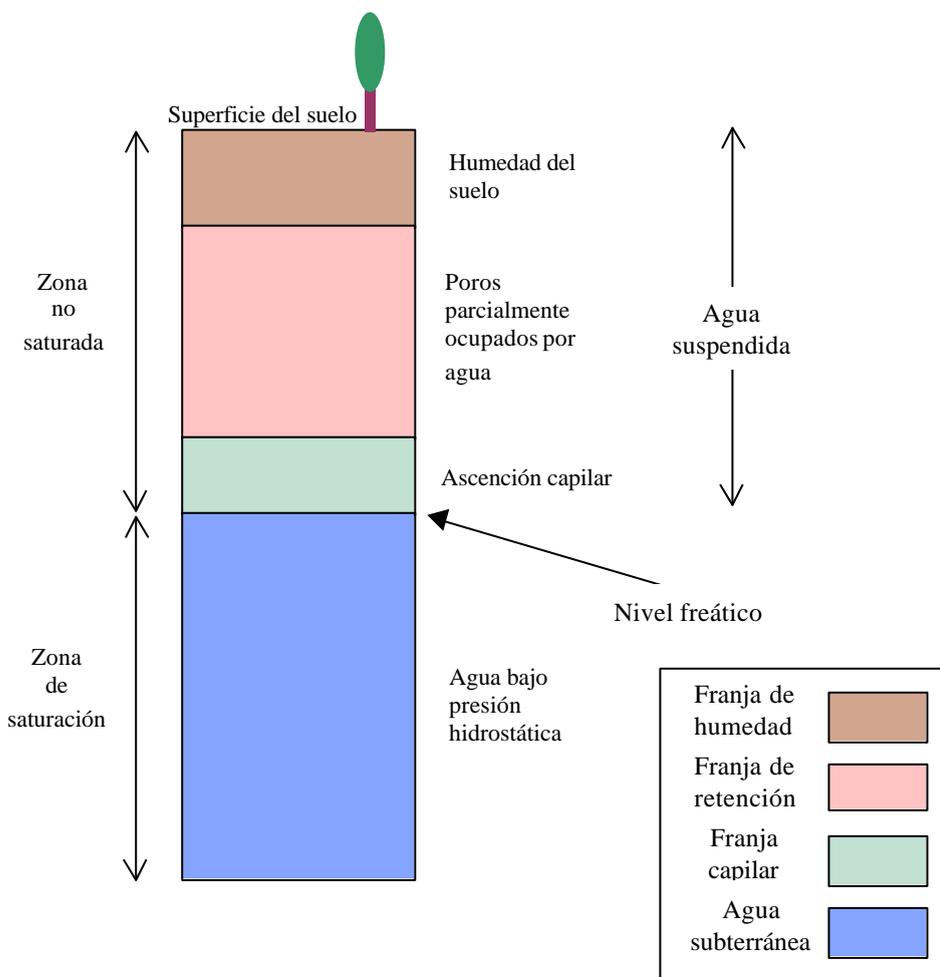


Figura 6.1.3 Esquematización de la distribución de agua en el suelo y subsuelo.

6.2 HIDRODINAMICA DE LA ZONA SATURADA

6.2.1 Ley de Darcy

A mediados del siglo XIX, el francés Darcy realizó una serie de experimentos de filtración de agua en arena pura, que sentaron las bases de la descripción del flujo subterráneo. La figura 6.2.1 muestra el esquema del experimento de Darcy, consistente en un tramo de un medio poroso saturado por donde puede ingresar y egresar agua. De este experimento se concluyó que el flujo de agua a la salida era proporcional a la sección de flujo y al cambio de carga hidráulica entre la entrada y la salida, e inversamente proporcional a la longitud de la columna de arena. Para obtener la relación existente entre estos parámetros debió introducir una constante de proporcionalidad k , resultando entonces:

$$Q = kiA \tag{6.2.1}$$

donde

- Q = caudal [L^3/T]
- k = conductividad hidráulica [L/T]
- i = gradiente hidráulico [L/L] = [-]
- A = área transversal al flujo [L^2]

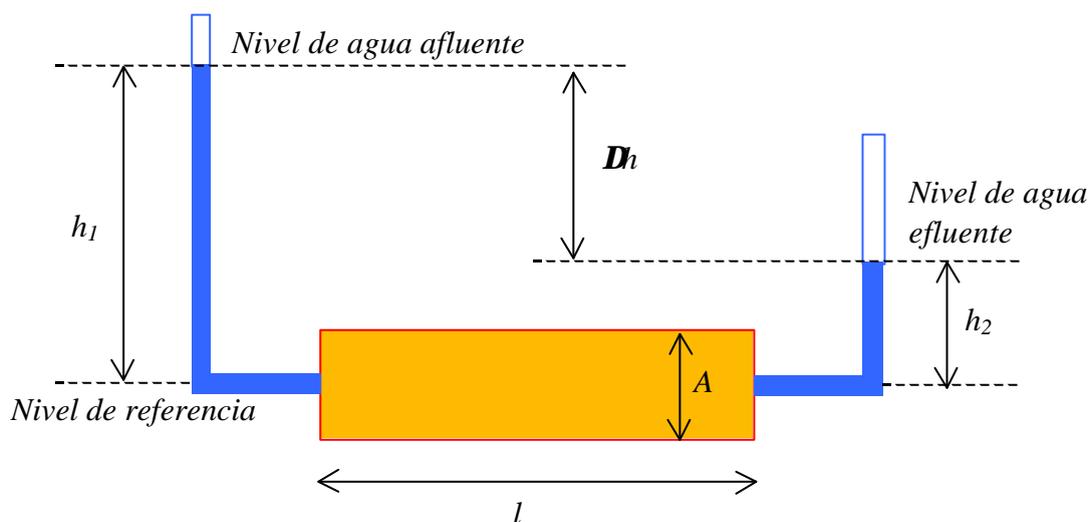


Figura 6.2.1 Esquema del experimento de Darcy.

La conductividad hidráulica o permeabilidad es una propiedad del terreno. De acuerdo a la ecuación (6.2.1) k mide el caudal de agua que pasa por una sección unitaria de acuífero bajo la acción de un gradiente hidráulico unitario (a temperatura constante). La tabla 6.2.1 presenta algunos valores típicos de la conductividad hidráulica.

Tabla 6.2.1 Valores típicos de la conductividad hidráulica

Tipo de suelo	k [cm ² /seg]
Grava limpia	10 ⁵ hasta 1
Arena pura o con mezcla de grava	1 hasta 10 ⁻³
Arena fina y sedimentos	10 ⁻² hasta 10 ⁻⁶
Sedimentos arcillosos y arcilla	10 ⁻⁵ hasta 10 ⁻⁹

El gradiente hidráulico describe las alteraciones que influyen en la pérdida de carga (o energía potencial) a medida que el agua fluye a través del medio poroso. En el caso del experimento de Darcy se define como (ver figura 6.2.1):

$$i = \frac{(h_1 - h_2)}{l} \tag{6.2.2}$$

donde

- h_1 = nivel de agua afluente, respecto de un nivel de referencia [L]
- h_2 = nivel de agua efluente, respecto del mismo nivel de referencia [L]
- l = longitud del medio poroso entre los puntos de medición de h_1 y h_2 [L]

La diferencia de niveles indica el cambio de carga entre los puntos examinados.

Si bien la ley de Darcy ha demostrado su validez en un amplio rango de situaciones, se debe tener en cuenta que representa el flujo macroscópico, por lo cual sus parámetros y variables deben interpretarse como valores medios sobre volúmenes representativos.

A partir de la ecuación (6.2.1) se puede definir la descarga específica o velocidad de Darcy:

$$v = \frac{Q}{A} = ki \tag{6.2.3}$$

Esta velocidad no representa la celeridad media de una partícula de fluido que se desplaza en el medio poroso, ya que el área involucrada en (6.2.3) incluye tanto el área de los sólidos como el área de los vacíos del medio poroso. Para verlo basta utilizar la conservación de la masa de agua, para obtener

$$Q = vA = v_s A_v \tag{6.2.4}$$

ó

$$v_s = v \frac{A}{A_v} \tag{6.2.5}$$

donde

- v_s = velocidad media de filtración lineal [L/T]
- A_v = área transversal efectiva de flujo (área de los espacios vacíos) [L²]

Otra propiedad importante del suelo, que condiciona el flujo de agua en el acuífero, es la porosidad n , definida como

$$n = \frac{V_v}{V_v + V_s} = \frac{V_v}{V_t} \quad (6.2.6)$$

donde

V_s = volumen de materia sólida [L^3]

V_v = volumen de vacíos [L^3]

$V_t = V_v + V_s$ = volumen total [L^3]

Ahora, teniendo en cuenta que $V_t = l A$ y que $V_v = l A_v$, entonces resulta

$$n = \frac{V_v}{V_t} = \frac{A_v}{A} \quad (6.2.7)$$

y, por lo tanto, la ecuación (6.2.5) se transforma en

$$v_s = \frac{v}{n} \quad (6.2.8)$$

Esta última expresión indica que la velocidad media de filtración lineal es mayor a la velocidad de Darcy v , por lo tanto, el tiempo real de traslado de una partícula de fluido a lo largo del medio poroso es menor al establecido utilizando la velocidad de Darcy.

Finalmente, otra cantidad importante en el análisis del flujo en acuíferos es la transmisividad, definida por

$$T = kt \quad (6.2.9)$$

donde

T = transmisividad [L^2/T]

t = espesor del acuífero [L]

6.2.2 Carga hidráulica

En el experimento de Darcy, el flujo estaba provocado por un cambio en la carga hidráulica total h_i . Esta representa un potencial energético que, en los fluidos, produce una tendencia al flujo desde áreas de mayor hacia áreas de menor carga hidráulica. Si se considera el tubo de corriente de la figura 6.2.2, la carga total se expresa como

$$h_{t1} = z_1 + \frac{p_1}{\rho g} + \frac{v_1^2}{2g}; \quad h_{t2} = z_2 + \frac{p_2}{\rho g} + \frac{v_2^2}{2g} \quad (6.2.10)$$

donde

z_1, z_2 = distancia del nivel de referencia hasta los puntos de medición 1 y 2 [L]

v_1, v_2 = velocidad del agua en los puntos 1 y 2 [L/T]
 p_1, p_2 = presión ejercida por la columna de agua en los puntos 1 y 2 [M/L/T²]
 g = aceleración de la gravedad [L/T²]
 r = densidad del agua [M/L³]

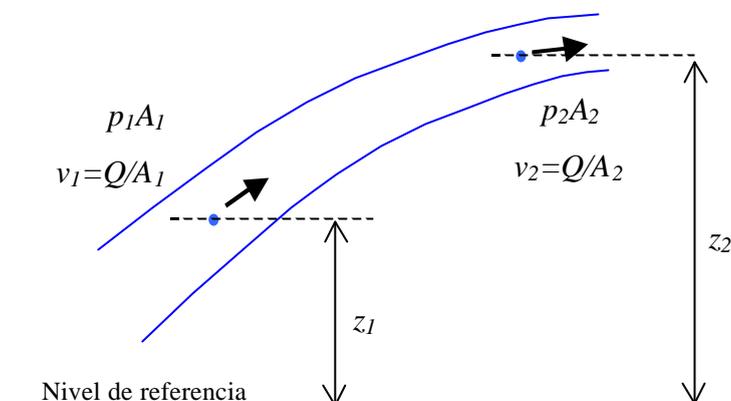


Figura 6.2.2 Carga hidráulica

Los términos de la ecuación (6.2.10) que contribuyen a la energía total están expresados en unidades de energía por unidad de peso del agua, y se denominan términos de carga, a saber

$$h_e = z = \text{carga de altura [m]}$$

$$h_p = \frac{p}{rg} = \text{carga de presión [m]}$$

$$h_v = \frac{v^2}{2g} = \text{carga de velocidad [m]}$$

$$h_t = h_e + h_p + h_v = \text{carga hidráulica total [m]}$$

Para problemas de flujos subterráneos, el aporte del término de velocidad es insignificante, ya que las velocidades involucradas son extremadamente pequeñas. Por lo tanto, la carga hidráulica total se puede determinar a partir de

$$h_t = h_e + h_p \equiv f \tag{6.2.11}$$

donde f constituye la denominada altura piezométrica. De acuerdo a la figura 6.2.2, la carga de altura es la distancia entre el punto de medición y el nivel de referencia (arbitrario), mientras que la carga de presión se calcula en términos de la presión manométrica

$$p = rgh \tag{6.2.12}$$

donde

$$h = \text{altura de la columna de agua en el punto de medición [m]}$$

Una expresión local (y, en consecuencia, más general) del gradiente hidráulico que la ecuación (6.2.2), pero en términos de la altura piezométrica, es la siguiente

$$i = \frac{d\mathbf{f}}{dx} \quad (6.2.13)$$

donde x es el eje coordenado a lo largo de la dirección de flujo. Nótese que, de hecho, \mathbf{f} actúa como un potencial de velocidades.

6.2.3 Ecuación general de movimiento

Si se efectúa el balance de masa de agua en un volumen elemental de medio poroso, generalizando a forma vectorial, con la ayuda de la expresión (6.2.13), la ley de Darcy, ecuación (6.2.1), y considerando que puede haber anisotropía, se obtiene la siguiente expresión relativamente general:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\mathbf{k}_x \frac{\partial \mathbf{f}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\mathbf{k}_y \frac{\partial \mathbf{f}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\mathbf{k}_z \frac{\partial \mathbf{f}}{\partial z} \right) = S_o \frac{\partial \mathbf{f}}{\partial t} \quad (6.2.14)$$

donde

$\mathbf{k}_x, \mathbf{k}_y, \mathbf{k}_z$ = componentes de la permeabilidad en las tres direcciones espaciales¹
 S_o = almacenamiento específico

El almacenamiento específico tiene en cuenta tanto la compresibilidad del suelo como la del fluido.

Las soluciones de la ecuación (6.2.14), junto con las apropiadas condiciones iniciales y de borde, deben ser obtenidas con métodos numéricos.

6.2.4 Modelo bidimensional para acuíferos

Cuando se analiza el flujo en acuíferos sobre escalas espaciales mucho mayores que su espesor, es conveniente efectuar un análisis bidimensional sobre el plano horizontal. Esto significa suponer que las superficies de igual altura piezométrica (equipotenciales) son verticales (hipótesis de Dupuit). Entonces, la ecuación de movimiento (6.2.14) puede ser integrada sobre la coordenada vertical.

En el caso de un acuífero confinado, es decir, que se encuentra comprendido entre un acuitardo superior y uno inferior (figura 6.2.3), se obtiene

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(T \frac{\partial \mathbf{f}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T \frac{\partial \mathbf{f}}{\partial y} \right) + \frac{\mathbf{f}_i - \mathbf{f}}{C_i} - \frac{\mathbf{f} - \mathbf{f}_s}{C_s} + R - P = S \frac{\partial \mathbf{f}}{\partial t} \quad (6.2.15)$$

donde \mathbf{f} representa ahora la altura piezométrica media sobre todo el espesor del acuífero, S es el almacenaje (es decir, el almacenaje integrado sobre todo el espesor vertical del acuífero), T la

¹ En rigor, se trata de un tensor, de modo que está implícita la hipótesis de que los ejes coordenados coinciden con las direcciones principales del tensor.

transmisividad (que se ha supuesto idéntica en ambas direcciones horizontales, lo cual es común),

- f_i, f_s = alturas piezométricas del acuitardo inferior y superior, respectivamente
- C_i, C_s = resistencias del acuitardo inferior y el superior, respectivamente
- $C_k = B_k / k_k$, con $k = i$ ó s
- B_k = espesor del acuitardo
- k_k = permeabilidad del acuitardo
- R = tasa de recarga
- P = tasa de bombeo

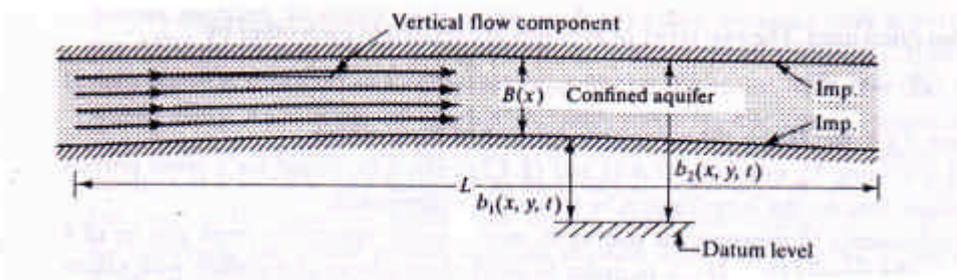


Figura 6.2.3 Análisis bidimensional de acuífero confinado

El equivalente de la ecuación (6.2.15) para el caso de un acuífero freático es (figura 6.2.4)

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\mathbf{k}(h - \mathbf{h}) \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\mathbf{k}(h - \mathbf{h}) \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{f_i - h}{C_i} + R + N - P = S \frac{\partial h}{\partial t} \quad (6.2.16)$$

donde

- \mathbf{h} = elevación del fondo del acuífero
- h = elevación de la superficie libre del acuífero
- N = tasa de precipitación

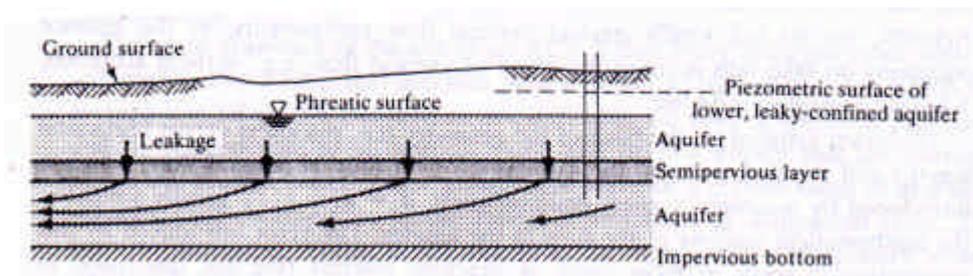


Figura 6.2.4 Análisis bidimensional de acuífero freático

Para el caso particular de un flujo de agua permanente ($\partial/\partial t = 0$) en la dirección x ($\partial/\partial y = 0$) a lo largo de un medio uniforme ($\mathbf{k} = \text{cte.}$), en ausencia de fuentes y sumideros ($R = N = P = 0$), sobre un fondo plano ($\mathbf{h} = 0$) que no conduce ($C_i = 0$), la ecuación (6.2.16) se reduce a

$$\frac{d}{dx} \left(\mathbf{k}h \frac{dh}{dx} \right) = 0 \quad (6.2.17)$$

es decir

$$kh \frac{dh}{dx} \equiv q = cte. \tag{6.2.18}$$

donde q es el caudal por unidad de ancho (en la dirección y). Si se supone que la carga en $x = 0$ está determinada por el nivel h_0 de un reservorio (figura 6.2.5), entonces la integración de la ecuación (6.2.18) conduce a

$$h(x) = \sqrt{h_0^2 - \frac{2q}{k}x} \tag{6.2.19}$$

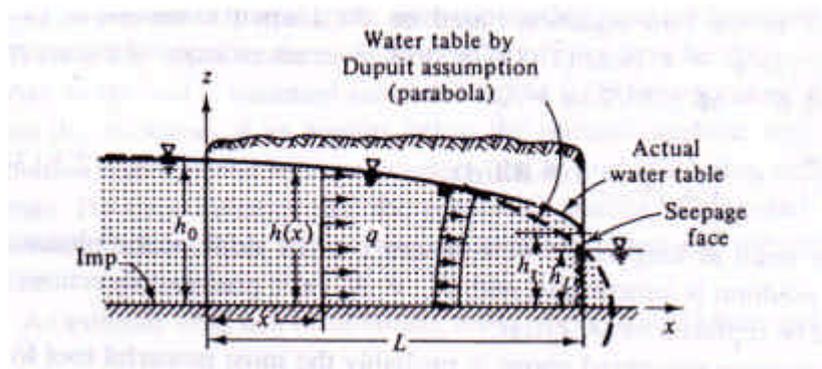


Figura 6.2.5 Solución para filtración a través de presa

La figura 6.2.5 esquematiza la solución (6.2.19). Nótese que, en definitiva, este problema podría tratarse de la infiltración a través de una presa. Si, adicionalmente, se hace la suposición de que el nivel freático aguas abajo coincide con el nivel de agua, es decir

$$h(L) = h_1 \tag{6.2.20}$$

entonces, reemplazando en (6.2.19), es posible determinar el caudal de infiltración (por unidad de ancho):

$$q = k \frac{h_0^2 - h_1^2}{2L} \tag{6.2.21}$$

La ecuación (6.2.21) se denomina “fórmula de Dupuit-Forchheimer”.

La condición (6.2.20) no es estrictamente válida, ya que $h(L)$ resulta siempre algo mayor que h_1 , constituyendo una superficie de filtración, tal como se muestra en la figura 6.2.6. De todos modos, su utilización, junto con la hipótesis de Dupuit, provee resultados razonables, salvo en la inmediata vecindad de ese contorno, tal como se indica en la misma figura 6.2.5.

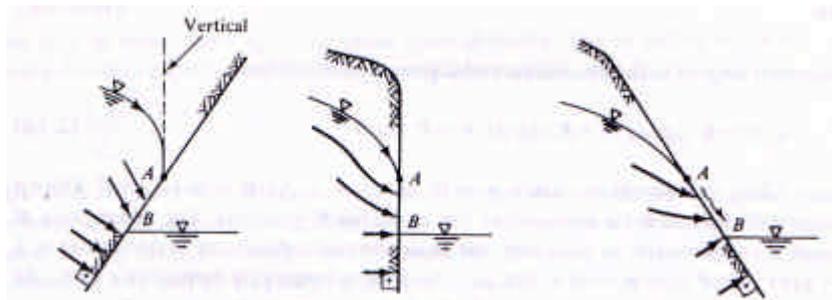


Figura 6.2.6 Superficies de filtración

6.2.5 Modelo cuasi-bidimensional para zona de recarga

En una zona de recarga puede plantearse un modelo bidimensional en el plano vertical para el flujo en el acuífero. La figura 6.2.7 ilustra el caso de flujo lineal, es decir, con superficies equipotenciales planas. Nótese que se representa desde la línea divisoria de aguas. La conservación de la masa significa que el caudal de agua que infiltra por la superficie de longitud $x+x_s$ (y ancho unitario), a una tasa de infiltración N , debe ser igual al caudal que atraviesa la sección de altura D (y ancho unitario), con la velocidad de Darcy media vertical v . Entonces,

$$v = \frac{(x+x_s)N}{D} \tag{6.2.22}$$

Nótese que, como era de esperarse, la velocidad aumenta a medida que crece la distancia desde la divisoria de aguas, debido al continuo aporte de agua.

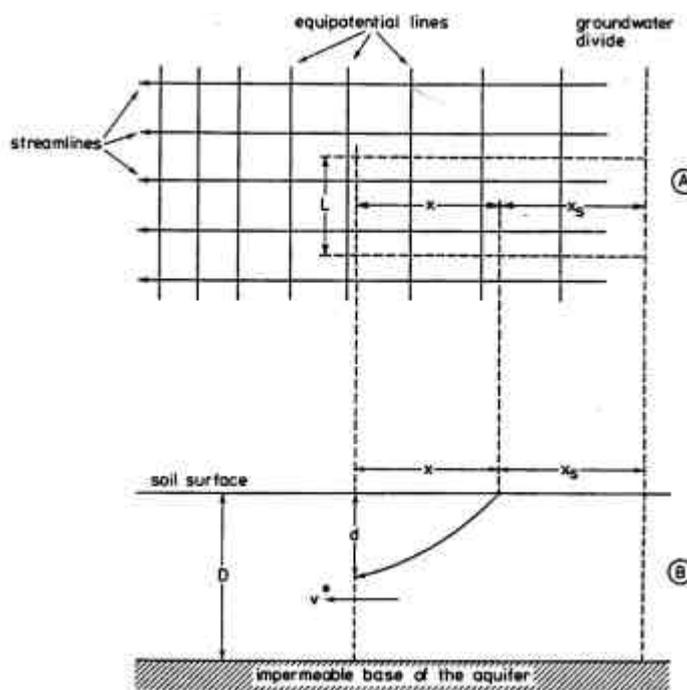


Figura 6.2.7 Flujo lineal en un acuífero con recarga

A pesar de que el balance de masa efectuado es de tipo unidimensional, es posible obtener la ecuación de las líneas de corriente en el plano vertical, una de las cuales se representa cualitativamente en la figura 6.2.7. Para el desplazamiento de una partícula de agua en el sentido longitudinal se tiene que

$$\frac{dx}{dt} = v_s = \frac{v}{n} \quad (6.2.23)$$

Reemplazando la ecuación (6.2.22) en la (6.2.23) se obtiene

$$x = x_s \left[\exp\left(\frac{Nt}{nD}\right) - 1 \right] \quad (6.2.24)$$

La ecuación (6.2.24) da la posición longitudinal de la partícula que se infiltró a una distancia x_s para todo tiempo t desde el instante de infiltración. Para completar la ubicación de la partícula es necesario determinar la profundidad d a la que se encuentra. Para ello basta con volver a aplicar el principio de conservación de la masa a los dos tubos de flujo determinados por la propia línea de corriente. Por ejemplo, para el inferior se tiene que

$$Nx_s = v(D - d) \quad (6.2.25)$$

Reemplazando la ecuación (6.2.22) en la (6.2.25) se obtiene

$$d = \frac{x}{x + x_s} D \quad (6.2.26)$$

Las mismas consideraciones pueden aplicarse a flujos con simetría radial, tanto divergentes como convergentes, tal como se muestra en las figuras 6.2.8 y 6.2.9. En el caso de flujo divergente los resultados son

$$x = x_s \left[\exp\left(\frac{Nt}{2nD}\right) - 1 \right] \quad (6.2.27)$$

$$d = \left[1 - \left(\frac{x}{x + x_s} \right)^2 \right] D \quad (6.2.28)$$

mientras que para el caso convergente se tiene que

$$x = (r - x_s) - \sqrt{\left[(r - x_s)^2 - r^2 \right] \exp\left(\frac{Nt}{nD}\right) + r^2} \quad (6.2.29)$$

$$d = \frac{x \left[2(r - x_s) - x \right]}{(x + x_s) \left[2r - (x + x_s) \right]} D \quad (6.2.30)$$

donde r es el radio de la línea divisoria de aguas.

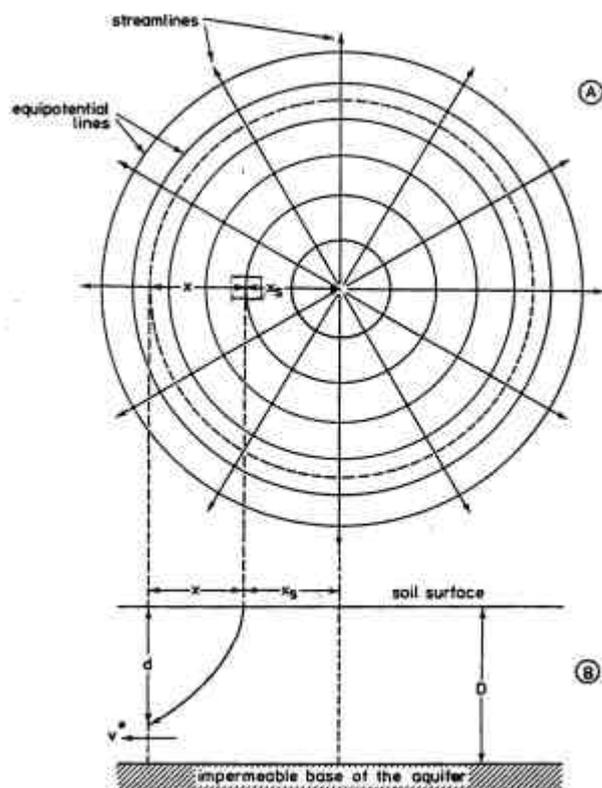


Figura 6.2.8 Flujo divergente en un acuífero con recarga

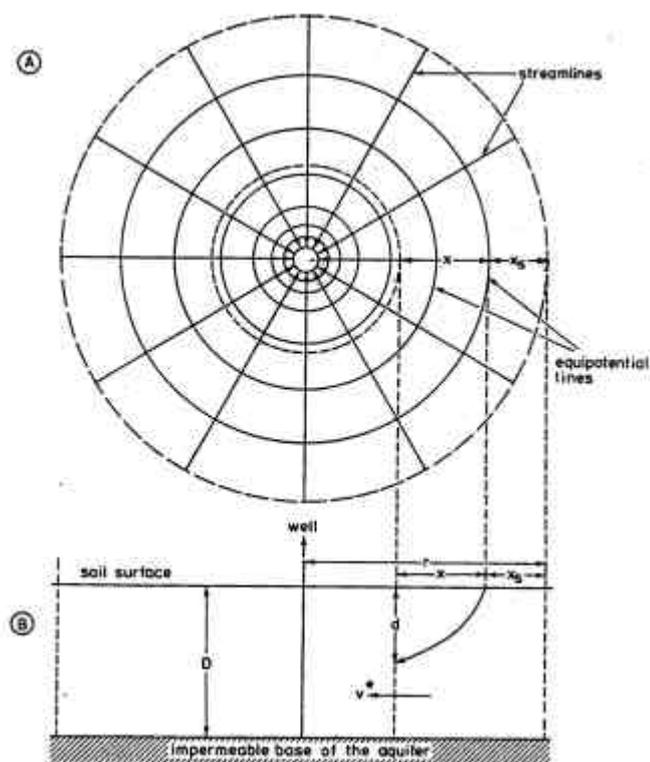


Figura 6.2.9 Flujo convergente en un acuífero con recarga

6.3 HIDRODINAMICA DE LA ZONA NO SATURADA

La hidrodinámica de la zona no saturada se describe de una forma análoga a la de la zona saturada, sólo que el rol de la porosidad n lo juega ahora el contenido de agua o de humedad q , definido como

$$q = \frac{V_a}{V_t} \tag{6.3.1}$$

donde

$$V_a = \text{volumen de agua [L}^3\text{]}$$

Nótese que el contenido de humedad q es siempre menor a la porosidad n , y coincide con ella en condiciones de saturación.

La ley de Darcy, ecuación (6.2.1), se sigue considerando válida en la zona no saturada, sólo que ahora la conductividad hidráulica k depende fuertemente del contenido de humedad, tal como se ilustra en la figura 6.3.1, que presenta curvas para tres tipos de suelos distintos.

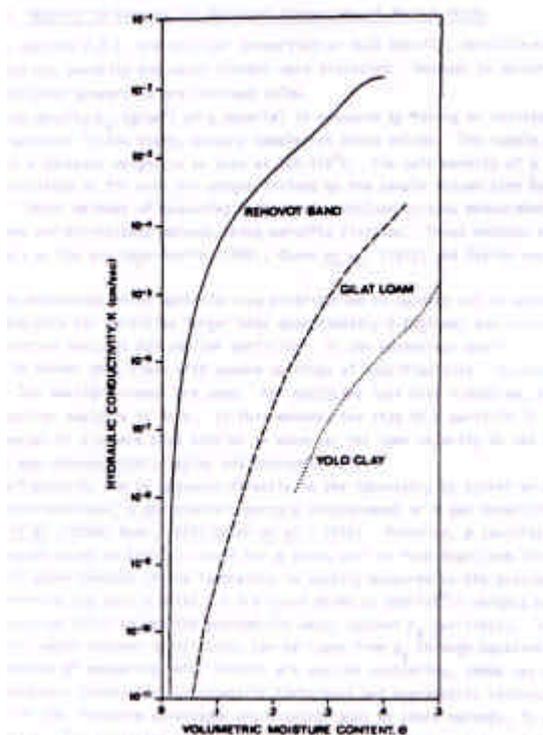


Figura 6.3.1 Dependencia de la conductividad hidráulica con el contenido de humedad para tres tipos diferentes de suelo

Otra diferencia significativa de la zona no saturada respecto de la saturada es que el potencial de presión h_p (ver ecuación (6.2.11)) resulta negativo, lo que significa que existe succión en lugar de presión. Entonces, se define a $y^o - h_p$ como el potencial matricial, potencial capilar o succión matricial.

En general, el flujo en la zona no saturada tiende a ser en la dirección vertical. La ecuación de balance de masa para este caso particular es, entonces,

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\mathbf{k}_z(\mathbf{q}) \frac{\partial \mathbf{f}}{\partial z} \right) = \frac{\partial \mathbf{q}}{\partial t} \quad (6.3.2)$$

Si se supone que el contenido de humedad no varía en el tiempo y que, además, es relativamente uniforme, la ecuación (6.3.2) indica que la velocidad vertical de Darcy, y también la de infiltración, es uniforme.

6.4 TRANSPORTE Y TRANSFORMACIÓN EN LA ZONA SATURADA

6.4.1 Advección, dispersión y difusión

La figura 6.4.1 esquematiza un flujo de agua subterráneo que contiene sustancias contaminantes disueltas (solubles). Se pueden distinguir distintos tipos mecánicos de transporte. En primer lugar, la *advección*, que es el transporte de sustancias contaminantes a través del medio poroso a la velocidad media lineal de filtración.

A escala macroscópica, es el medio poroso el que regula la tasa de flujo y su dirección. Sin embargo, a escala microscópica el medio poroso se encuentra compuesto por partículas sólidas discretas y por espacios vacíos. El agua no fluye a través de los espacios vacíos interconectados, sino a su alrededor. Al toparse con las partículas sólidas, el agua debe alterar su curso, repitiendo este proceso millones de veces. El resultado es una mezcla del flujo conocida como *dispersión mecánica*. Su consecuencia más importante es el reparto de sustancias contaminantes hacia lugares que en su ausencia no ocuparían.

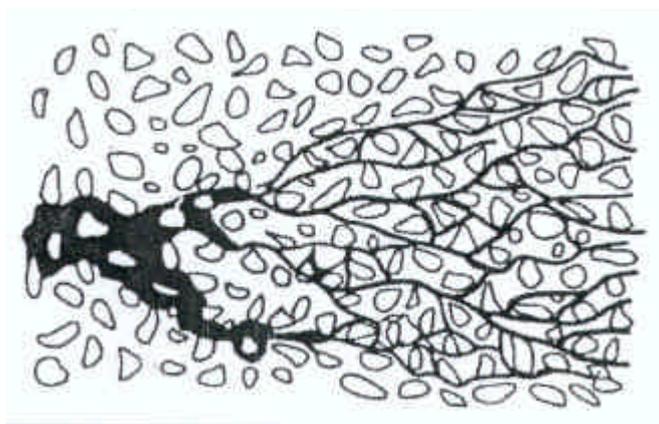


Figura 6.4.1 Esquematización del proceso de dispersión mecánica para el flujo en un medio poroso.

Como resultado de la dispersión mecánica, la masa de sustancia contaminante se expande en un volumen progresivamente mayor, facilitando su mezcla con agua carente de esta sustancia. Esto provoca una disminución de la concentración de contaminante, o *dilución*. De esta forma, el contaminante se traslada fundamentalmente por advección, mientras varía su concentración debido a la dispersión.

La figura 6.4.2 esquematiza un experimento tipo Darcy en el cual se inyecta puntualmente y en forma continua un contaminante en un medio saturado y de concentración inicial nula (no contaminado). Se analiza la concentración a la salida del medio poroso, en función del tiempo. Si no se produjera la dispersión, la concentración sería nula hasta el instante en el cual el frente contaminante alcanzara el punto de medición. El tiempo requerido quedaría definido por la velocidad media de filtración lineal. Como existe dispersión, la llegada (denominada *ruptura*) se produce a más velocidad que la sugerida por la velocidad de filtración. De todos modos, en el momento de la primera detección de sustancia contaminada, su concentración es bastante inferior a la de entrada.

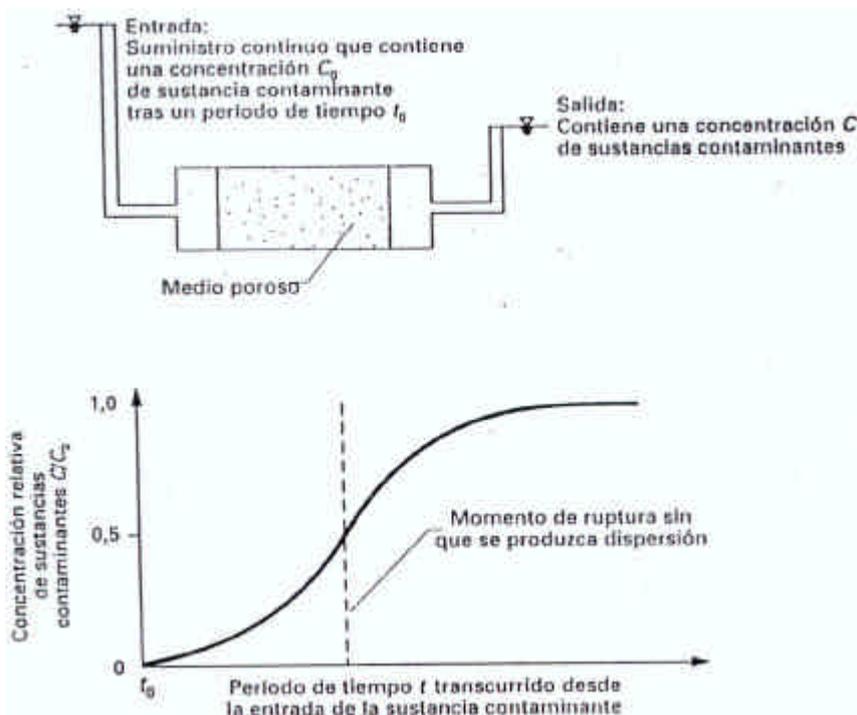


Figura 6.4.2 Experimento tipo Darcy con advección y dispersión.

Por otro lado, como resultado de la actividad cinético-química, las sustancias contaminantes presentan la tendencia a trasladarse desde zonas de mayor a zonas de menor concentración, proceso que se conoce como *difusión*. La figura 6.4.3 muestra una experiencia similar a la anterior, pero sin diferencia de carga hidráulica. Por ello, tanto el gradiente hidráulico como el flujo de Darcy son nulos. Sin embargo, en el punto de medición se registra una concentración creciente de contaminante. El traslado se debe a la aparición de un gradiente químico de concentración, resultando en una concentración relativa final menor a uno. El valor medido para tiempos largos dependerá de la concentración inicial y del volumen de agua y arena (o medio poroso) utilizados. Si se añade contaminante en el extremo izquierdo, de forma de mantener la concentración de entrada en el valor inicial, finalmente se alcanzará esa misma concentración en el extremo derecho.

Por lo general, la advección y la dispersión son los procesos dominantes en la mayoría de los problemas de contaminantes en formaciones con conductividad hidráulica mediana y alta. En formaciones de baja conductividad hidráulica, entre las que se cuentan los revestimientos arcillosos de las instalaciones de gestión de residuos, el transporte por difusión suele ser el mecanismo predominante.

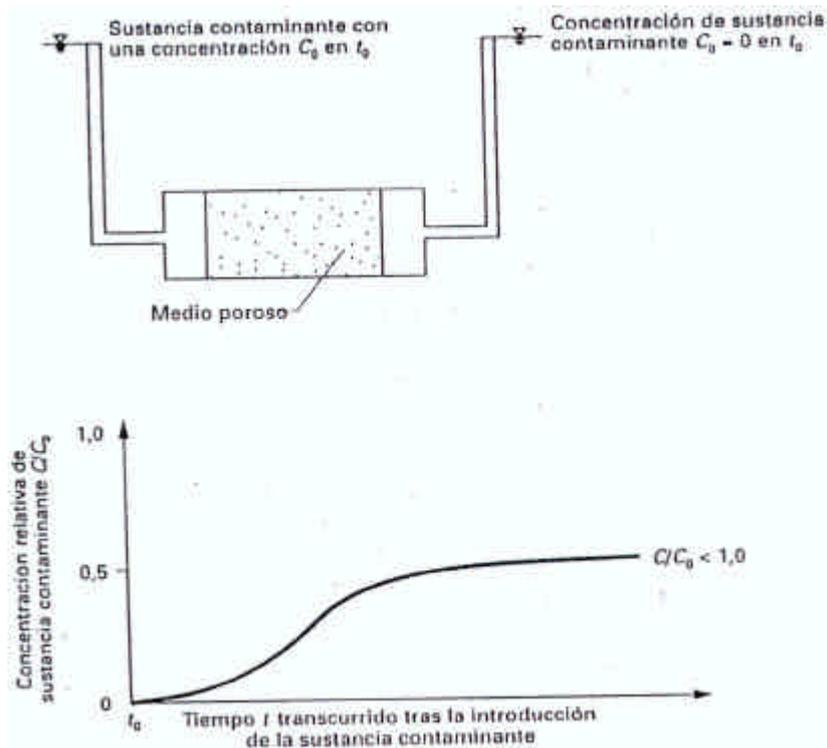


Figura 6.4.3 Experimento tipo Darcy con difusión

6.4.2 Procesos químicos y bioquímicos

Además de los fenómenos físicos mencionados anteriormente, existen procesos de índole química o bioquímica que afectan el destino de los contaminantes transportados en aguas subterráneas.

El *retardo* es consecuencia de los procesos que impiden el traslado de las sustancias contaminantes por inmovilización. Entre los ejemplos de reacciones químicas que lo producen se encuentran la *sorción* y la *precipitación*. Se debe tener en cuenta que las sustancias contaminantes inmovilizadas no son transformadas y que estos procesos son reversibles. Entonces, los contaminantes retardados pueden volver a su estado soluble tras un período de tiempo prolongado, produciendo una larga estela de contaminación.

La *atenuación* incluye dos clases distintas de procesos:

- La eliminación irreversible
- La transformación

La eliminación por medio de procesos de atenuación se diferencia del retardo en que reduce la masa de contaminante. Un ejemplo es el traspaso de sustancias a medios diferentes, como por ejemplo en la volatilización. El proceso de atenuación más conocido es el de la transformación de la estructura molecular de las sustancias, similar al producido en las reacciones de oxidación y reducción.

Algunos procesos contribuyen al *aumento de la movilidad* de las sustancias químicas en el subsuelo, como sucede tras la disolución de sustancias orgánicas y la complejización de iones metálicos, procesos conocidos como fenómenos *activadores de la movilidad*.

La tabla 6.4.1 muestra un esquema de los procesos naturales que influyen en el destino de las sustancias tóxicas en el subsuelo.

Tabla 6.4.1 Esquema de los procesos naturales que influyen en el destino de las sustancias tóxicas en el subsuelo

Proceso	Tipo de sustancia química	Consecuencia
Sorción	Orgánica	Retardo
Precipitación	Inorgánica	Retardo
Intercambio de iones	Inorgánica	Retardo
Filtración	Orgánica/ Inorgánica	Retardo
Oxidación y reducción química	Orgánica/ Inorgánica	Transformación/ Retardo
Absorción biológica	Orgánica/ Inorgánica	Retardo
Biodegradación	Orgánica	Transformación
Hidrólisis	Orgánica	Transformación
Volatilización	Orgánica	Eliminación por traspaso intermedio
Disolución	Orgánica/ Inorgánica	Activación de la movilidad
Cosolvatación	Orgánica	Activación de la movilidad
Ionización	Orgánica	Activación de la movilidad
Complejización	Inorgánica	Activación de la movilidad
Fase inmiscible	Orgánica	Varias divisiones

Para una mejor comprensión del destino de las sustancias contaminantes en el subsuelo se debe caracterizar el medio subterráneo en forma más precisa. Anteriormente se utilizó la porosidad como medida de la facilidad para el transporte macroscópico de agua. Ahora se utilizará una descripción microscópica.

El medio poroso consta de formaciones geológicas que pueden estar en estado consolidado (roca) o no consolidado. El manto superior de material de cobertura, o suelo, se forma con el desgaste de una roca madre o sedimentos no consolidados, seguido por el transporte, depósito y acumulación de materiales. La acción del hielo, los procesos geoquímicos, el movimiento de las aguas y la actividad biológica provocan los cambios ulteriores.

El suelo se compone de materiales orgánicos e inorgánicos. Los últimos consisten fundamentalmente en granos minerales, subdivididos por tamaño según muestra la tabla 6.4.2.

Los elementos más abundantes en los suelos son la silicón, el aluminio y el hierro, con una gran variedad de micro y oligoelementos. Es interesante ver que algunas sustancias tóxicas se encuentran entre alguno de los oligoelementos naturales más comunes de los suelos. Sus concentraciones medias se dan en la tabla 6.4.3.

Tabla 6.4.2 Clasificación de los granos del suelo según su tamaño (d=diámetro)

Clasificación	Descripción	Tamaño
Arcilla	Partículas minerales microscópicas de tipo coloidal y laminadas en varios estratos de placas	$d < 2\mu\text{m}$
Limo (sedimentos)	Finas partículas compuestas por minerales provenientes de una formación original	$2\mu\text{m} < d < 62\mu\text{m}$
Arena	Partículas granuladas compuestas por minerales provenientes de una formación original	$62\mu\text{m} < d < 2\text{mm}$
Grava	Partículas granuladas compuestas por minerales provenientes de una formación original	$2\text{mm} < d < 75\text{mm}$

Tabla 6.4.3 Sustancias tóxicas naturalmente presentes en el suelo.

Elemento	Concentración media en el suelo (mg/kg)
Arsénico	6
Cadmio	10
Níquel	40
Plomo	10
Selenio	0,2

Los suelos contienen cantidades apreciables de materia orgánica, consistente básicamente en vegetales descompuestos o humus. El contenido orgánico varía aproximadamente entre 0,2 y 3%. Esta materia produce efectos estabilizadores, gracias a la aglutinación de las partículas inorgánicas en formas de agregados compuestos por arena, limo, arcilla y materia orgánica.

Entre los agregados ocurren la mayor parte de los procesos microscópicos de retardo y atenuación. Estos procesos dependen del traslado de agua en el interior de los agregados, es decir, a través de los poros existentes en ellos. Dichos poros tienen diámetros efectivos de entre 0,1 y 1 μm , lo cual produce una drástica disminución de la advección y limita el movimiento de las sustancias contaminantes en el interior a la simple difusión molecular.

A mayor profundidad se produce una transición del suelo hacia las formaciones geológicas subyacentes, compuestas tanto por depósitos no consolidados como por roca. El medio poroso comprende el suelo, las formaciones permeables inferiores, y la zona intermedia de transición.

6.4.3 Procesos de retardo

6.4.3.1 Sorción

La *sorción* consiste en la división de la sustancia sorbida en fases. En el caso específico del destino de las sustancias contaminantes tóxicas residuales en el subsuelo, la sorción supone principalmente una acumulación de sustancias químicas orgánicas en las superficies del suelo. Por ejemplo, la adhesión de moléculas orgánicas a la materia húmica natural del suelo.

La división de sustancias disueltas en fases está condicionada por la afinidad relativa de las mismas respecto al *solvente* y al *sorbente*. La afinidad es fundamentalmente un fenómeno molecular y se encuentra en función de una gran variedad de mecanismos químicos (por

ejemplo, fuerzas de enlace de hidrógeno), físicos (por ejemplo, fuerzas de van der Waals) y electrostático (atracción coulombiana).

Es importante destacar que el proceso de sorción es reversible, ocurriendo la *desorción* cuando la concentración de sustancias disueltas disminuye o la cantidad de sustancias químicas sorbidas al sorbente se eleva. La desorción puede producirse en períodos muy prolongados. Este fenómeno limita las tecnologías de bombeo para el tratamiento de cuerpos contaminados, ya que, una vez finalizado, las concentraciones tienden a retornar al estado de equilibrio.

Las características del sorbente son de gran importancia. Entre los factores claves que influyen en el proceso de sorción se pueden incluir los siguientes:

- *El tamaño molecular:* en general, a mayor tamaño de la molécula mayor facilidad para ser adsorbida
- *La hidrofobia:* la adsorción de sustancias químicas orgánicas no iónicas en partículas de suelo esta correlacionada inversamente con el coeficiente de solubilidad en agua
- *La carga molecular:* algunas sustancias orgánicas pueden estar constituidas por una molécula polar descargada bajo un cierto pH, y por un anión cuando el pH es superior
- *La estructura:* un isómero puede ser adsorbido más fácilmente que otro

En condiciones de saturación, la sorción de los componentes orgánicos no polares de la fase acuosa al medio subterráneo puede ser considerada como un proceso de división y equilibrio, de tal forma que es aplicable el *modelo de sorción lineal* o *isoterma lineal*:

$$S = K_d C \quad (6.4.1)$$

donde

S = masa sorbida por unidad de masa del sorbente [M/M] (por ejemplo mg/kg)

K_d = coeficiente de partición, distribución o división

C = concentración en aguas subterráneas en estado de equilibrio [M/L³] (por ej. mg/l)

La expresión (6.4.1) es válida a temperatura constante. El coeficiente de partición representa la proporción existente entre la concentración de masa de una sustancia contaminante sorbida por el suelo y su concentración en las aguas subterráneas circundantes. El mismo varía según la sustancia química y el material del subsuelo. En ciertas ocasiones (particularmente para orgánicos hidrofóbicos) conviene expresarlo como

$$K_d = K_{oc} f_{oc} \quad (6.4.2)$$

donde

K_{oc} = coeficiente de partición de carbono orgánico del componente químico

f_{oc} = fracción de carbono orgánico del medio poroso

Para que la ecuación (6.4.2) sea válida, el contenido orgánico del material subterráneo debe ser como mínimo del 0,1 al 1% y como máximo del orden del 20%.

Existen situaciones en las cuales la sorción no obedece a un proceso de equilibrio lineal, a saber:

- La velocidad de las aguas subterráneas puede ser mayor que la relativamente lenta velocidad de sorción, lo cual invalidaría la presunción de estado de equilibrio

- Las cinéticas del proceso de sorción pueden ser de segundo orden, en particular para concentraciones elevadas de las sustancias disueltas
- Las sustancias químicas orgánicas pueden adsorberse a micropartículas de materia orgánica suspendidas en las aguas subterráneas y ser trasladadas por la corriente, provocando una sorción menor a la prevista
- En aguas subterráneas con múltiples sustancias químicas orgánicas existen pocas áreas de sorción, por lo que se producirá un volumen de sorción aditivo menor que el determinado para una sustancia específica

Entre los *modelos de adsorción no lineal* se pueden citar:

Isoterma no lineal de equilibrio (Freundlich):	$S = K_d C^m$
Isoterma de equilibrio:	$S = k_1 C + k_2$
Isoterma no lineal de equilibrio (Langmuir):	$S = \frac{k_3 C}{1 + k_4 C}$
Isoterma no lineal (Lindstrom & van Genuchten):	$S = k_5 C \exp(-2k_6 S)$
Isoterma de no equilibrio:	$\frac{\partial S}{\partial t} = k_7 C$
Isoterma de no equilibrio (Lapidus & Amundson)	$\frac{\partial S}{\partial t} = k_r (k_8 C + k_9 - S)$
Isoterma de Langmuir de no equilibrio:	$\frac{\partial S}{\partial t} = k_r \left(\frac{k_{10} C}{1 + k_{11} C} - S \right)$
Isoterma de Freundlich de no equilibrio:	$\frac{\partial S}{\partial t} = k_r (k_{12} C^n - S)$

La figura 6.4.4 esquematiza una comparación entre un modelo de adsorción lineal y otro no lineal. Dependiendo del caso particular, el volumen de sorción puede ser bastante rápido en las primeras 48 horas, seguido por una etapa más lenta y próxima a la situación de equilibrio, según se muestra en la figura 6.4.5. Por su parte, la desorción se suele producir en ciclos de histéresis como el esquematizado en la figura 6.4.6, pudiendo durar períodos muy prolongados.

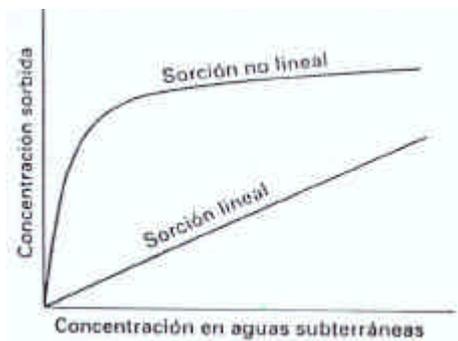


Figura 6.4.4 Modelos de adsorción lineal y no lineal.

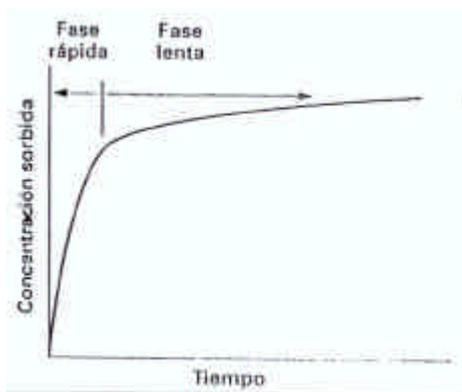


Figura 6.4.5 Modelos de adsorción en 2 etapas.

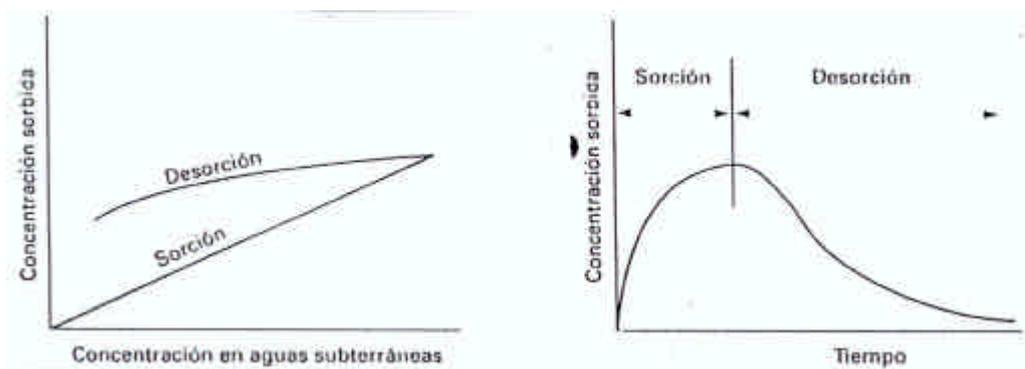


Figura 6.4.6 Esquematización del proceso de desorción.

En el medio poroso subterráneo existen superficies orgánicas y minerales. Gran parte de las sustancias químicas orgánicas de relevancia medioambiental son hidrófobas, siendo en la mayoría de los vertidos de residuos tóxicos especies monopares tales como el tricloroetano, el benceno y los pesticidas de hidrocarburo clorado los responsables de los mayores riesgos para la salud. En el caso de los compuestos orgánicos hidrófobos varios investigadores arribaron a la conclusión de que el mecanismo de sorción predominante es la afinidad de las sustancias disueltas a la materia orgánica natural del acuífero. La figura 6.4.7 muestra un ejemplo de adsorción de lindano en un suelo natural y otro previamente desprovisto de material orgánico.

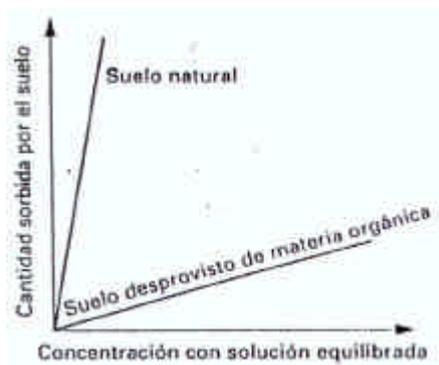


Figura 6.4.7 Adsorción de lindano en un suelo natural y otro previamente desprovisto de material orgánico.

Las sustancias orgánicas hidrófobas pueden ser adsorbidas a superficies minerales, especialmente a partículas del tamaño de la arcilla, que poseen una carga neta negativa.

6.4.3.2 Precipitación

Es el proceso contrario a la *disolución*, y consiste en el hecho de que cualquier sustancia disuelta excedente se transforma en sólida debido a que su concentración sobrepasa a la solubilidad de un componente concreto. La fracción de sustancia que se separa de la solución se denomina *precipitado*. El proceso es reversible, ya que si la concentración de una sustancia disuelta desciende a un nivel inferior al de su solubilidad podría producirse la disolución de las sustancias previamente precipitadas.

Este proceso es aplicable, en particular, a los metales pesados como el níquel, cromo, mercurio y plomo. Depende sobre todo del pH: por ejemplo, la gran mayoría de los metales precipitan como hidróxidos si aumenta el pH.

6.4.3.3 Filtración

La *filtración* es un proceso físico de retardo producido por la obstrucción de los espacios porosos resultante de la acumulación de partículas sólidas, aunque también se puede deber a la precipitación y a la acumulación de materias disueltas.

6.4.3.4 Intercambio de iones

El *intercambio de iones* consta de un proceso en el cual los iones son sorbidos en soluciones que se acumulan sobre las áreas superficiales discretas con carga opuesta de las partículas del suelo. El proceso es estimulado por las fuerzas de atracción que contribuyen a la neutralidad electrostática y a equilibrar la carga eléctrica superficial del suelo con una carga opuesta equivalente de iones libres. De este modo, un ion del suelo de débil afinidad se intercambia con otro de la solución, como en el caso de los iones de calcio en aguas subterráneas, que en la superficie arcillosa pueden sustituir a los iones de sodio.

Este mecanismo es una subcategoría de sorción, pero aplicada a metales en lugar de orgánicos. La mayoría de los metales en soluciones acuosas son cationes cargados y, por ello, adsorben primariamente en respuesta a la atracción electrostática.

A diferencia de la sorción, que se da sobre todo en superficies orgánicas, tanto estas superficies como las inorgánicas adquieren gran relevancia en el proceso de intercambio de iones. La posibilidad de que un determinado tipo de suelo sufra retenciones o intercambio de iones se mide con la capacidad de intercambio de cationes, siendo por ejemplo la del humus respecto de dos minerales arcillosos (vermiculita y montmorillonita) del orden de 200, 150 y 100 meq por cada 100 gramos. La tabla 6.4.4 muestra otros ejemplos.

En general, aunque tanto las partes orgánicas como las inorgánicas son responsables de la capacidad de intercambio de cationes, la parte arcillosa suele ser de mayor importancia (los suelos contienen frecuentemente un mayor contenido arcilloso que orgánico). Esto se debe a que las arcillas poseen un área superficial extremadamente grande, con abundantes sitios de carga negativa. El área superficial expuesta de una unidad de masa de arcilla coloidal es por lo menos 1000 veces superior a la de la arena gruesa.

Tabla 6.4.4 Capacidad de intercambio de cationes de minerales arcillosos

Mineral arcilloso	Capacidad de intercambio de cationes (meq/100g)
Caolinita	3-15
Ilita	10-40
Montmorillonita	80-150
Atapulgita	20-30

El intercambio de iones metálicos supone más un proceso de retardo que de atenuación puesto que puede ser parcialmente reversible, ya que las zonas saturadas de intercambio son capaces de liberar cationes a medida que disminuye la concentración de sustancias contaminantes en las aguas subterráneas.

6.4.4 Procesos de atenuación

6.4.4.1 Reducción y oxidación química

Las reacciones de *oxidación* y *reducción* química (redox) pueden tener lugar tanto con sustancias orgánicas como inorgánicas. Producen generalmente el aumento (oxidación) o pérdida (reducción) de oxígeno (aunque no necesariamente el oxígeno está involucrado en ellas).

Para los químicos orgánicos, la oxidación es una reacción que supone una pérdida de electrones (la sustancia que cede el electrón es la que se *oxida*). La reducción, por el contrario, consiste en la obtención de un electrón.

En el caso de sustancias inorgánicas la oxidación conlleva nuevamente una ganancia o pérdida de electrones, y queda definida como la reacción que aumenta el estado de oxidación de un átomo (la carga positiva del átomo aumenta).

Dependiendo del estado de oxidación, el destino de los contaminantes en el flujo subterráneo puede variar fuertemente, como se ejemplifica en la tabla 6.4.5.

Tabla 6.4.5 Destino según el estado de oxidación

Elemento	Ion	Observaciones
Hierro	Fe ⁺³	Baja solubilidad, adsorción de otros metales por parte del precipitado hidróxido.
	Fe ⁺²	Muy soluble
Cromo	Cr ⁺⁶	Tóxico, relativamente móvil
	Cr ⁺³	Precipitado en forma de sustancia poco soluble, adsorción fuerte a superficies
Selenio	Se ⁺⁶	Mayor movilidad, menor toxicidad
	Se ⁺⁴	Menor movilidad, mayor toxicidad

En el caso de corrientes naturales de agua, los procesos redox de inorgánicos tóxicos pueden producirse en períodos geológicos, siendo a veces insignificantes en menores escalas temporales. Por su parte, los redox de sustancias orgánicas se deben principalmente a la actividad biológica. Sin embargo, algunas de estas reacciones se producen entre sustancias orgánicas y materiales del suelo, cuyo papel en la oxidación de orgánicos es complejo y no del todo entendido.

6.4.4.2 Reducción y oxidación biológica

La mayor parte de las sustancias orgánicas del subsuelo se transforman en moléculas de menor tamaño debido a los mecanismos de oxidación y reducción producidos por la actividad metabólica de los microorganismos naturales, en un proceso denominado *biodegradación*. Debido a la escasa cantidad de oxígeno subsuperficial, la mayoría de las transformaciones ocurren a través de procesos anaeróbicos, por lo que su velocidad es muy lenta.

Cabe mencionar que la degradación anaeróbica no siempre transforma compuestos orgánicos en formas menos tóxicas o menos móviles: los estados reducidos de algunos orgánicos pueden ser más tóxicos que los estados estables oxidados en presencia de oxígeno.

6.4.4.3 Hidrólisis

Las sustancias químicas pueden reaccionar en presencia de agua en un proceso denominado *hidrólisis*, siendo un ejemplo la reacción exotérmica de ciertas clases de residuos reactivos.

Para la mayoría de las sustancias químicas la hidrólisis tiene efectos relativamente insignificantes comparados con otras transformaciones (por ejemplo, la biodegradación). No obstante, para compuestos clorados, que típicamente no se transforman fácilmente por biodegradación, la hidrólisis puede tornarse significativa.

Un modo simplificado (aunque no siempre real) consiste en representar la hidrólisis como una reacción de primer orden:

$$\frac{dC}{dt} = -kC \quad (6.4.3)$$

donde

C = concentración

t = tiempo

k = tasa de reacción de primer orden, a temperatura y pH constantes

La constante de reacción puede ser difícil de medir, ya que otras reacciones la pueden enmascarar.

6.4.4.4 Volatilización

La *volatilización* consiste en la transformación de las sustancias químicas volátiles de las aguas subterráneas en vapor, con su consecuente dispersión final en la atmósfera. Puede tener tres orígenes en el subsuelo:

- A partir de una sustancia libre
- Desde la humedad del suelo (zona vadosa)
- De las aguas subterráneas

Las variables clave en este proceso son la presión de vapor y el área de contacto entre el aire del suelo y los tres factores mencionados. La porosidad de los materiales del subsuelo, menos la humedad (es decir, el volumen de aire en el subsuelo) proporciona un índice razonable del grado de contacto. Como consecuencia, la humedad del suelo y el producto residual final atrapado en la zona no saturada poseen ambos un área de contacto mucho mayor con el aire del suelo que las aguas subterráneas, limitadas al nivel de la capa freática.

Aunque de menor importancia que en el caso recién mencionado, los fluidos inmiscibles de baja densidad que se desplazan a la superficie freática y flotan allí también tienen un área de contacto relativamente grande.

6.4.5 Procesos de incentivación de la movilidad

6.4.5.1 Cosolvatación

La *cosolvatación* es el resultado del ingreso en el subsuelo de cantidades brutas de solventes orgánicos, cuyas propiedades difieren de las del agua, de modo tal que la mezcla de ambas provoca un comportamiento distinto al habitual del agua. La mezcla resultante puede aumentar drásticamente la movilidad de los componentes, en comparación con los casos en que el agua es el único solvente. También podría aumentar la solubilidad de un componente orgánico particular, mientras que la sorción de los componentes subterráneos podría disminuir.

Los solventes orgánicos influyen en la capacidad de sorción de los materiales del subsuelo de diversas maneras:

- Compitiendo por los sitios de sorción
- Removiendo materia orgánica del agregado (zona primaria de sorción)
- Alterando físicamente el suelo (cambiando los patrones de flujo dentro de los agregados, y eventualmente evitando las zonas de sorción)

Además de reducir la sorción, los solventes orgánicos pueden alterar las propiedades del suelo, incrementando la conductividad hidráulica.

El efecto de la cosolvatación sobre la solubilidad puede ser también dramático: la introducción de solventes en el agua en cantidades mayores o iguales al 20% (en volumen) puede producir un incremento de hasta un orden de magnitud en la solubilidad de compuestos hidrófobos.

6.4.5.2 Ionización

Los ácidos orgánicos (por ejemplo, ácidos fenoles y alifáticos) poseen la capacidad de donar protones cuando se encuentran en soluciones acuosas. En el proceso de *ionización* el protón que pierde el ácido provoca su conversión en un anión de mayor solubilidad en agua.

6.4.5.3 Disolución

Es el proceso consistente en la disolución de sustancias químicas como producto libre o de los cuerpos sólidos de residuos tóxicos en sustancias disueltas en aguas subterráneas. Los solutos pueden ser cationes y aniones inorgánicos, orgánicos polares y no polares. Por ejemplo, el proceso de *lixiviación* corresponde al de líquidos que disuelven constituyentes a medida que percola en el terreno (durante el proceso de filtración).

6.4.5.4 Complejización

Es la formación de un enlace coordinado entre un ion de metal y un anión ligante que llega a formar un complejo en el cual los ligantes llegan a rodear al ion. La *complejización* aumenta la movilidad debido a que:

- El metal complejizado es más soluble
- El *complejo* sirve como enlace para lo que de otra forma serían iones metálicos libres, disminuyendo así sus posibilidades de adsorción o precipitación

El ligante puede ser orgánico o inorgánico. Algunos ligantes orgánicos sintéticos pueden provenir de fuentes de residuos. Otros, de carácter natural, son derivados de materiales húmicos, y en acuíferos profundos se encuentran en concentraciones elevadas, dominando la química de los metales. La predicción de resultados es actualmente difícil.

6.4.6 Modelo unidimensional

Se considerará en primer lugar el transporte de un contaminante disuelto no reactivo bajo condiciones de flujo saturado con una dirección definida x , a lo largo de un tramo con condiciones relativamente uniformes. Si C es la concentración media del contaminante sobre la sección transversal del acuífero, la ecuación de transporte es

$$\frac{\partial C}{\partial t} + v_s \frac{\partial C}{\partial x} = D_l \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} \quad (6.4.4)$$

donde

t = coordenada temporal

D_l = coeficiente de dispersión hidrodinámica longitudinal

v_s = velocidad media lineal de aguas subterráneas

El coeficiente de dispersión hidrodinámica longitudinal es el resultado combinado de los procesos de dispersión mecánica y difusión molecular, pudiéndose representar a través de:

$$D_l = \alpha_l v_s + D^* \quad (6.4.5)$$

donde

α_l = dispersividad longitudinal

D^* = coeficiente de difusión molecular

La dispersividad longitudinal puede estimarse por medio de la expresión

$$\mathbf{a}_l = 0,1\bar{x} \quad (6.4.6)$$

donde

\bar{x} = distancia media de viaje

La ecuación (6.4.6) muestra que la dispersividad longitudinal crece indefinidamente con la escala de longitudes.

Por su parte, el coeficiente de difusión molecular se especifica generalmente como

$$D^* = 10^{-6} \text{ cm}^2 / \text{s} \quad (6.4.7)$$

Se describirán ahora algunas generalizaciones de este modelo unidimensional simple. Si el contaminante sufre un proceso de atenuación, representado por medio de una reacción de primer orden (ecuación (6.4.3)), la ecuación (6.4.4) se generaliza a

$$\frac{\partial C}{\partial t} + v_s \frac{\partial C}{\partial x} = D_l \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - \mathbf{k}C \quad (6.4.8)$$

Nótese que todas las soluciones particulares obtenidas en el capítulo 3 para los modelos unidimensionales de aguas superficiales pueden aplicarse directamente a esta situación de transporte en la fase subterránea saturada (haciendo las correspondientes interpretaciones), ya que los modelos matemáticos son idénticos. Esto también es cierto para los modelos bidimensionales.

En el caso en que la sustancia transportada está sujeta a un proceso de retardo y éste puede ser representado por medio de la isoterma lineal dada por la ecuación (6.4.1), se produce una tasa P de pérdida de sustancia por unidad de volumen que vale

$$P = (1-n)\mathbf{r}_s \frac{\partial S}{\partial t} = (1-n)\mathbf{r}_s K_d \frac{\partial C}{\partial t} \quad (6.4.9)$$

donde

\mathbf{r}_s = densidad de masa del medio poroso

n = porosidad

K_d = coeficiente de distribución

Incorporando la pérdida (6.4.9), la ecuación (6.4.4) se generaliza a

$$R \frac{\partial C}{\partial t} + v_s \frac{\partial C}{\partial x} = D_l \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} \quad (6.4.10)$$

donde

$$R = 1 + \frac{(1-n)}{n} r_s K_d \tag{6.4.11}$$

es el factor de retardo. Nótese que la ecuación (6.4.10) puede describirse como

$$\frac{\partial C}{\partial t} + v_s \frac{\partial C}{\partial x} = D_l \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} \tag{6.4.12}$$

donde

$$t = \frac{t}{R} \tag{6.4.13}$$

es una coordenada temporal modificada. Entonces, la solución para el caso de retardo es la misma que para el caso conservativo (o no reactivo), pero los valores de la solución se dan a un tiempo mayor (Rt , con $R > 1$), es decir, con retardo.

En la figura 6.4.8 se puede apreciar una sección de un sistema de aguas subterráneas en situación estable con un flujo continuo de sustancias contaminantes. En a) y b) no existen procesos de retardo, pero éste va incrementándose en b), c) y d), a medida de K_d pasa de 0 a 1 y a 10. Se observa que la sustancia cada vez tarda más en distribuirse.

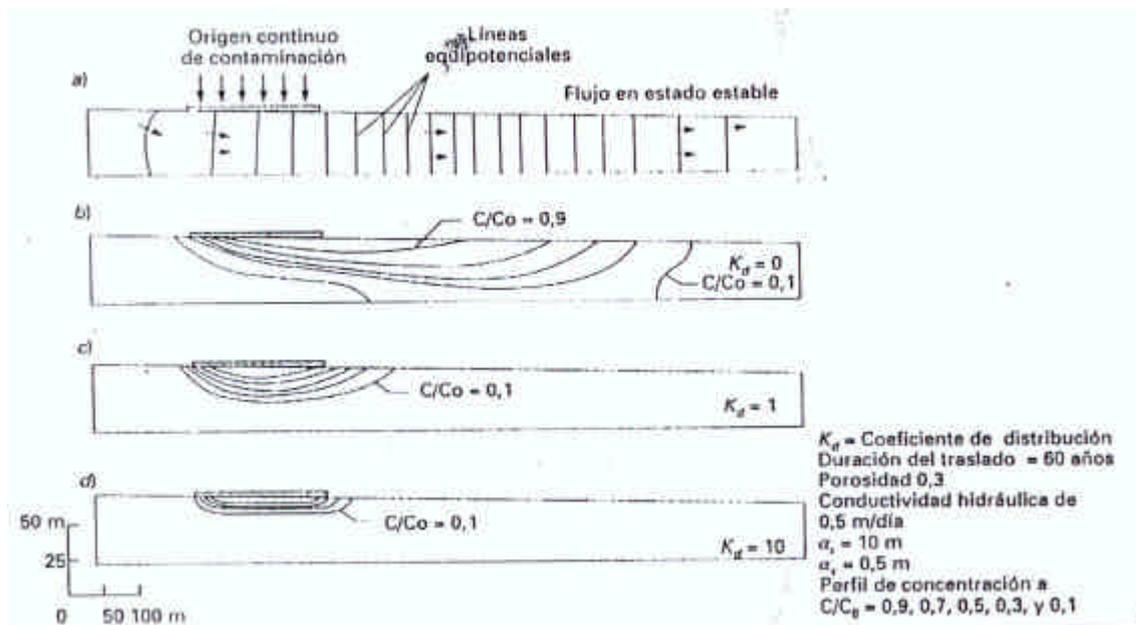


Figura 6.4.8 Efectos del coeficiente de distribución sobre el retraso sufrido por un contaminante en un acuífero profundo.

Si se tienen en cuenta tanto efectos de retardo como de atenuación (y suponiendo que la constante de decaimiento es igual en la fase líquida que en la sólida), la ecuación de transporte del modelo unidimensional es

$$R \frac{\partial C}{\partial t} + v_s \frac{\partial C}{\partial x} = D_l \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - kRC \tag{6.4.14}$$

La versión de este modelo unidimensional para un problema con simetría de revolución es la siguiente

$$R \frac{\partial C}{\partial t} + v_s \frac{\partial C}{\partial r} = D_l \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial C}{\partial r} \right) - kRC \tag{6.4.15}$$

donde r es la coordenada radial.

Existe una solución cerrada para la ecuación (6.4.15) para el problema particular de inyección de solutos desde un pozo, tal como se esquematiza en la figura 6.4.9, bajo las hipótesis de que la descarga es continua, de que el pozo penetra todo el espesor del acuífero, el cual está confinado, de que la concentración del contaminante es uniforme a lo largo del pozo y de que el flujo subterráneo regional es despreciable frente al generado por la inyección. Pero, debido a la dificultad para obtener valores numéricos a partir de esa solución, se ha desarrollado una versión aproximada, en la cual se considera que los efectos de la dispersión y la difusión, a cierta distancia de la fuente, son pequeños en comparación a la dispersión total que ha tenido lugar hasta ese punto, resultando:

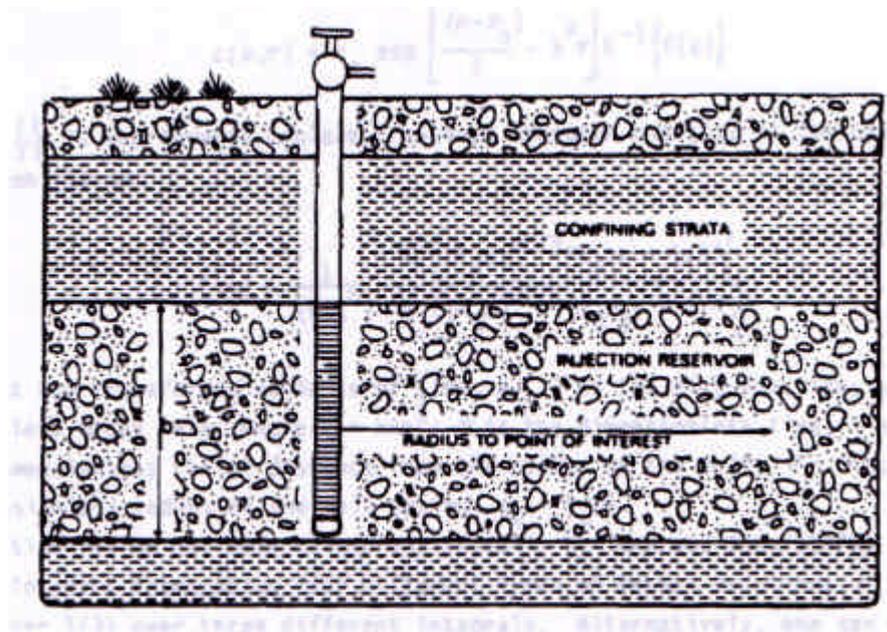


Figura 6.4.9 Pozo de inyección

$$C(r) = C_o \frac{erfc(a)}{erfc(a_o)} \exp \left(- \frac{kR(r^2 - r_o^2)}{2A} \right) \tag{6.4.16}$$

donde

- r_o = radio del pozo
- $A \equiv Q/2 \text{ } pbn$
- Q = caudal de inyección
- b = espesor del acuífero

C_o = concentración del contaminante en el pozo
 $erfc$: función error complementaria
 $a_o \equiv a(r_o)$

y

$$a(r) = \frac{\left(\frac{r^2}{2} - \frac{At}{R}\right)R}{\left(\frac{4}{3}\mathbf{a}_l r^3 + \frac{D^* r^4}{A}\right)^{1/2}} \quad (6.4.17)$$

donde t es el tiempo. Si r_o es muy pequeño, entonces $erfc(a_o) \cong 2$.

6.4.7 Modelo bidimensional para acuíferos

La generalización más directa de la ecuación (6.4.14) al caso bidimensional es la siguiente:

$$R \frac{\partial C}{\partial t} + v_s \frac{\partial C}{\partial x} = D_l \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + D_t \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} - \mathbf{k}RC \quad (6.4.18)$$

donde D_t es la dispersión transversal que, a semejanza de la longitudinal, puede expresarse como

$$D_t = \mathbf{a}_l v_s + D^* \quad (6.4.19)$$

La dispersividad transversal \mathbf{a}_l puede ser estimada a través de su relación con la longitudinal:

$$\frac{\mathbf{a}_l}{\mathbf{a}_l} \approx 3 \quad (6.4.20)$$

Para el problema del vertido instantáneo de un pulso de contaminante de masa M (en el punto $x = y = 0$), transportada por un flujo regional uniforme, la ecuación (6.4.18) provee la solución

$$C(x, y, t) = \frac{M}{4\mathbf{p}bnt\sqrt{D_l D_t}} \exp\left(-\mathbf{k}t - \frac{(Rx - v_s t)^2}{4D_l R t} - \frac{(Ry)^2}{4D_t R t}\right) \quad (6.4.21)$$

que se esquematiza en la figura 6.4.10.

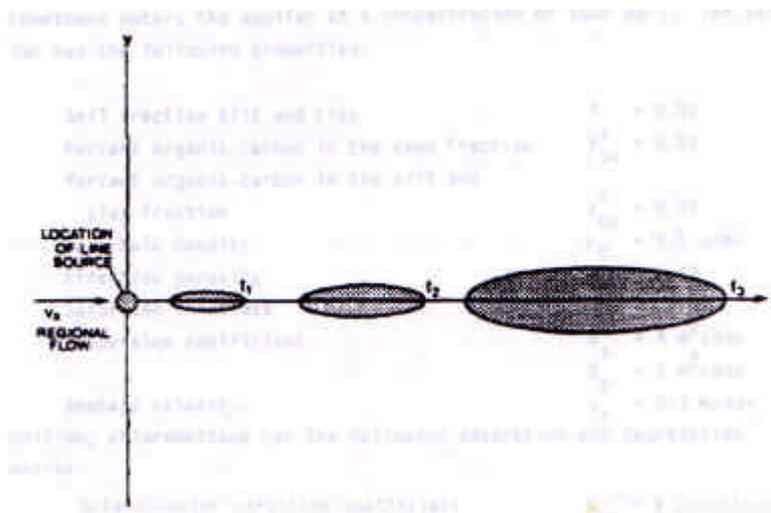


Figura 6.4.10 Vertido de pulso de contaminante

6.4.8 Modelo cuasi-bidimensional para zona de recarga

En la sección 6.2.5 se presentó un modelo que permite el cálculo de las trayectorias de las partículas de agua dentro del acuífero, en una zona de recarga. Ahora se planteará el problema complementario de hacer el seguimiento de la concentración de contaminantes disueltos. Para ello puede suponerse como válida la ecuación (6.4.14) a lo largo de cada trayectoria. Teniendo en cuenta que el flujo dispersivo es usualmente pequeño, esa ecuación puede reescribirse como

$$\frac{dC}{dt} = -kC \text{ sobre } \frac{dx}{dt} = -\frac{v_s}{R} \tag{6.4.22}$$

La integración de (6.4.22), teniendo en cuenta la ecuación (6.2.23), conduce a

$$C = C_o e^{-kRt} \tag{6.4.23}$$

donde C_o es la concentración (inicial) en la superficie. La ecuación (6.4.23) provee la concentración luego de un tiempo t , cuando la posición de la partícula de agua está dada por (6.2.24) y (6.2.26) para el caso lineal, (6.2.27) y (6.2.28) para el caso divergente y (6.2.29) y (6.2.30) para el caso convergente.

6.5 TRANSPORTE Y TRANSFORMACIÓN EN LA ZONA NO SATURADA

Considerando que el movimiento es vertical, una forma relativamente general de la ecuación de transporte para la zona no saturada es la siguiente

$$R \frac{\partial C}{\partial t} + v_s \frac{\partial C}{\partial z} = D_l \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - kRC \tag{6.5.1}$$

donde la coordenada z apunta hacia abajo y ahora el coeficiente de retardo se expresa como

$$R = 1 + \frac{(1-n)}{q} r_s K_d \tag{6.5.2}$$

Si se considera el problema particular del vertido de un contaminante en la superficie del terreno ($z = 0$), cuya concentración decae exponencialmente en el tiempo, es decir

$$C(z = 0, t) = C_o e^{-gt}, \quad g = cte > 0 \tag{6.5.3}$$

la solución de la ecuación (6.4.15) es (ver figura 6.4.11):

$$C(z, t) = \frac{C_o}{2} \exp\left(-\frac{v_s z}{2D_l} - gt\right) \left[e^{-2ab} \operatorname{erfc}\left(-a\sqrt{t} + \frac{b}{\sqrt{t}}\right) + e^{2ab} \operatorname{erfc}\left(a\sqrt{t} + \frac{b}{\sqrt{t}}\right) \right] \tag{6.5.4}$$

donde

$$a = \sqrt{k - g + \frac{v_s^2}{4RD_l}}, \quad b = \frac{z}{2} \sqrt{\frac{R}{D_l}} \tag{6.5.5}$$

La solución (6.4.25) describe la distribución espacio temporal del contaminante hasta su llegada a la tabla de agua.

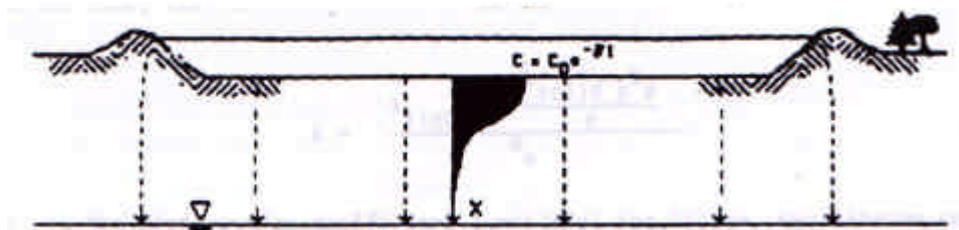


Figura 6.4.11 Transporte de contaminante desde el terreno a la tabla de agua