

PROPIEDADES FÍSICAS DEL AGUA SUBTERRÁNEA Y ACUIFEROS II

CI51J Hidráulica de Aguas Subterráneas y Su Aprovechamiento

Profesor C. Espinoza

Semestre Otoño 2004

1. FORMACIONES ACUIFERAS

Los sedimentos naturales tienen un rango muy amplio de conductividades hidráulicas. Cerca de la superficie terrestre existen muy pocas, si alguna, formaciones geológicas que sean absolutamente impermeables. Exposición a los elementos climáticos, fracturamiento, así como disolución han afectado, en algún grado, a la mayor parte de las rocas.

En hidrogeología, los medios permeables de mayor relevancia están constituidos por depósitos sedimentarios no consolidados o escasamente consolidados y por rocas usualmente fracturadas. En Chile la hidrogeología se ha practicado casi exclusivamente en rellenos sedimentarios actuales o subactuales y es en general poca la experiencia que se tiene de hidrogeología en roca.

Los materiales que de preferencia son propicios como medios permeables son los depósitos sedimentarios fluviales, aluviales, coluviales, lacustres y lagunares. La permeabilidad de éstos depende básicamente de la cantidad de arcilla que se presenten y secundariamente del grado de compactación y cementación que tengan.

Un **acuífero** (latín aqua = agua y fero = llevar) es una unidad geológica que puede almacenar y transmitir agua a tasas suficientes para satisfacer la extracción desde un pozo de bombeo. La permeabilidad intrínseca de un acuífero es en general igual o superior a 10^{-2} darcy. Arenas y gravas no consolidadas, arenillas, limos y dolomitas, basaltos, así como rocas metamórficas y plutónicas fracturadas son algunos ejemplos de unidades geológicas consideradas acuíferos.

Un **estrato confinante** es una unidad geológica que tiene una muy baja permeabilidad intrínseca - menor a 10^{-2} darcy. Esta es una definición bastante arbitraria y depende de las condiciones locales de flujo. En áreas de arcilla, con permeabilidades del orden de 10^{-4} darcy, un estrato de limo con una permeabilidad de 10^{-2} darcy puede ser considerado un excelente sistema acuífero. De la misma manera, ese estrato de limo puede ser considerado un estrato confinante en la cercanía de un lecho de grava con una permeabilidad del orden de 100 darcys o más. En general el agua subterránea se mueve a través de un estrato confinante pero a una tasa muy reducida.

Los estratos confinantes son subdivididos en acuitardos (tardere = demorar) y acuífugos (fugere = huir). Un **acuitardo** es un estrato de baja permeabilidad que puede almacenar agua y transmitirla lentamente desde un acuífero a otro. Un **acuífugo** es una unidad absolutamente impermeable que no puede almacenar o transmitir agua. Un ejemplo típico de acuitardo es un material arcilloso, el cual tiene una alta porosidad pero muy baja permeabilidad. Por su parte, una roca sana se puede considerar como ejemplo de un acuífugo.

Los acuíferos pueden estar cerca de la superficie terrestre, con estratos continuos formados por materiales de alta permeabilidad intrínseca que se extienden desde la superficie del terreno hasta la base del acuífero. Este tipo de acuífero se conoce como un **acuífero no confinado o libre**. La recarga de este acuífero se produce debido a una infiltración vertical a través de la

zona no saturada como se muestra en la Figura 4.1. La recarga también se puede producir a través de flujo subterráneo lateral o desde estratos inferiores.

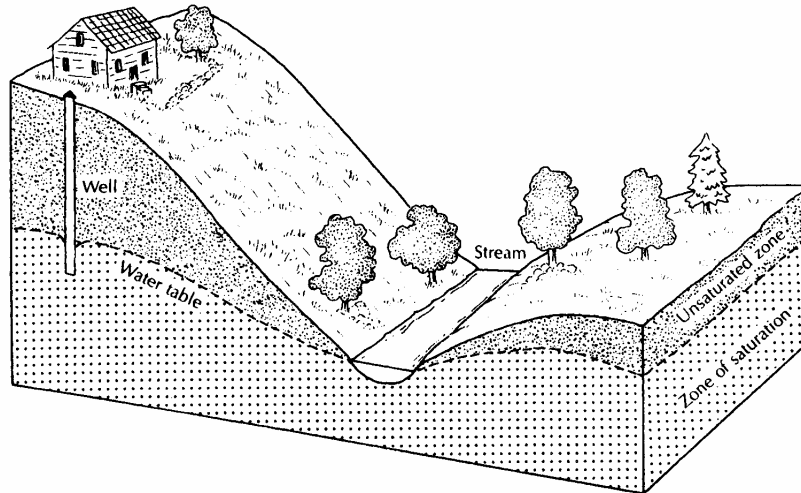
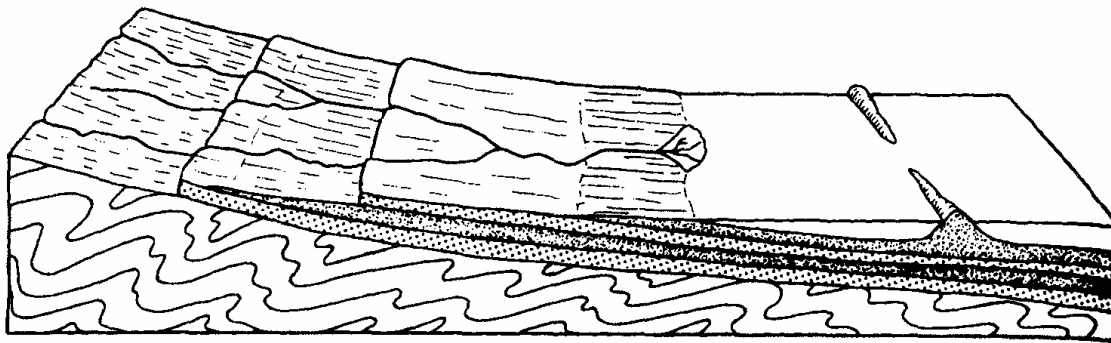


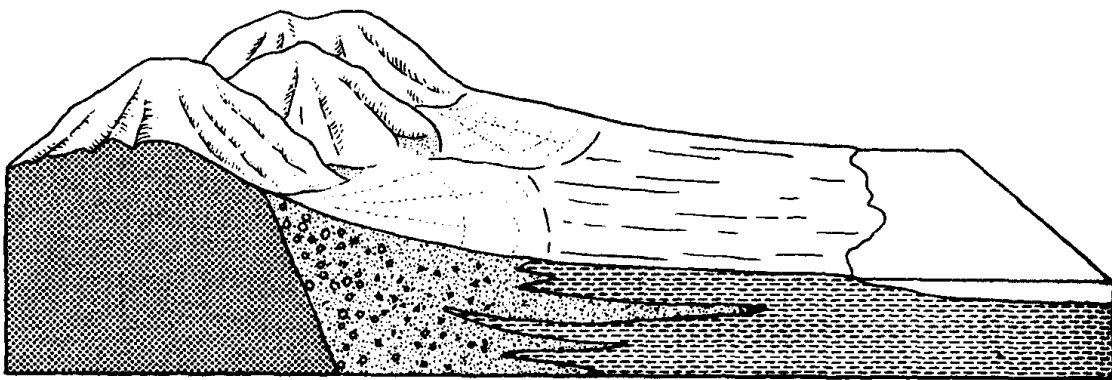
Figura 4.1
Acuífero No Confinado o Libre

Algunos acuíferos, llamados acuíferos confinados o artesianos, están cubiertos por un estrato confinante superior. La recarga de estos acuíferos puede ocurrir a través de una zona de recarga superior en la cual los estratos afloran a la superficie de terreno, o a través de una infiltración vertical muy lenta. Ejemplos de acuíferos confinados se muestran en la Figura 4.2. Si un pozo muy bien sellado se instala a través de un estrato confinante el agua contenida en el acuífero se puede elevar por sobre la superficie del acuífero como se indica en la Figura 4.3. Esta situación indica que el acuífero confinado se encuentra a presión (como una tubería). La superficie piezométrica de un acuífero confinado es la superficie que representa el nivel que alcanzaría el agua si un pozo es construido en dicha posición. Si el nivel piezométrico de un acuífero se encuentra sobre la superficie del terreno, un pozo artésiano puede ocurrir. En este tipo de pozo el agua escurre sin necesidad de instalar una bomba. Si se instala una bomba en dicho pozo, se podría obtener una gran cantidad de agua.

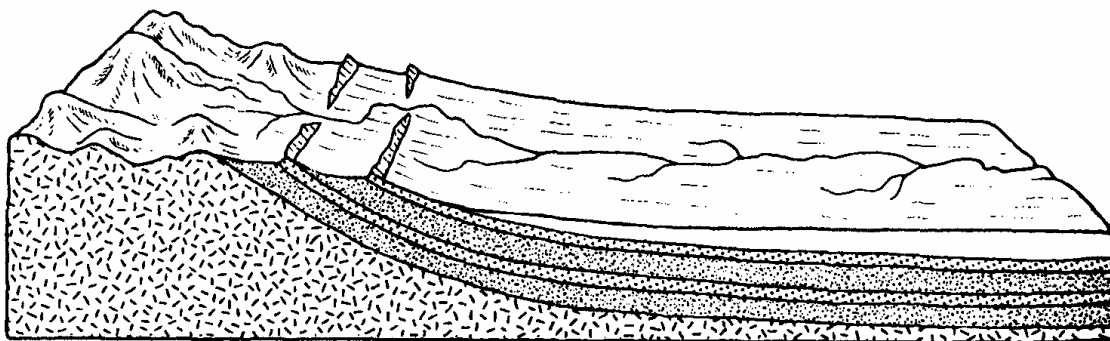
En algunos casos un estrato de material con baja permeabilidad se encuentra como un lente en una zona de mayor permeabilidad. El agua que se mueve en una dirección vertical descendente a través de la zona no saturada puede ser interceptada por este estrato y se producirá la acumulación de agua sobre el lente. La acumulación de agua en ese sector producirá una zona saturada aislada, lo que se denomina comúnmente un acuífero colgado. En muchos casos el escurrimiento en estos acuíferos se produce en forma lateral lo que provoca la ocurrencia de vertientes (ver Figura 4.4).



Confined aquifers created by alternating aquifers and confining units deposited on a regional dip.



Confined aquifers created by deposition of alternating layers of permeable sand and gravel and impermeable silts and clays deposited in intermontane basins.



Confined aquifer created by upwarping of beds by intrusions.

Figura 4.2
Acuíferos Confinados o Artesianos

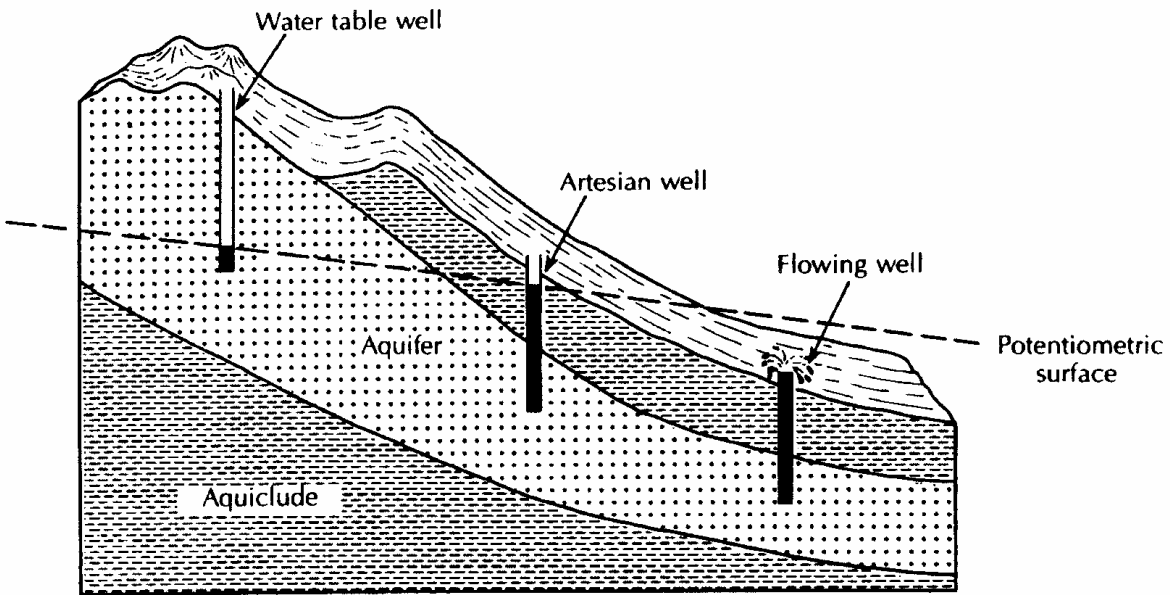


Figura 4.3
Nivel Piezométrico y Tipos de Pozos

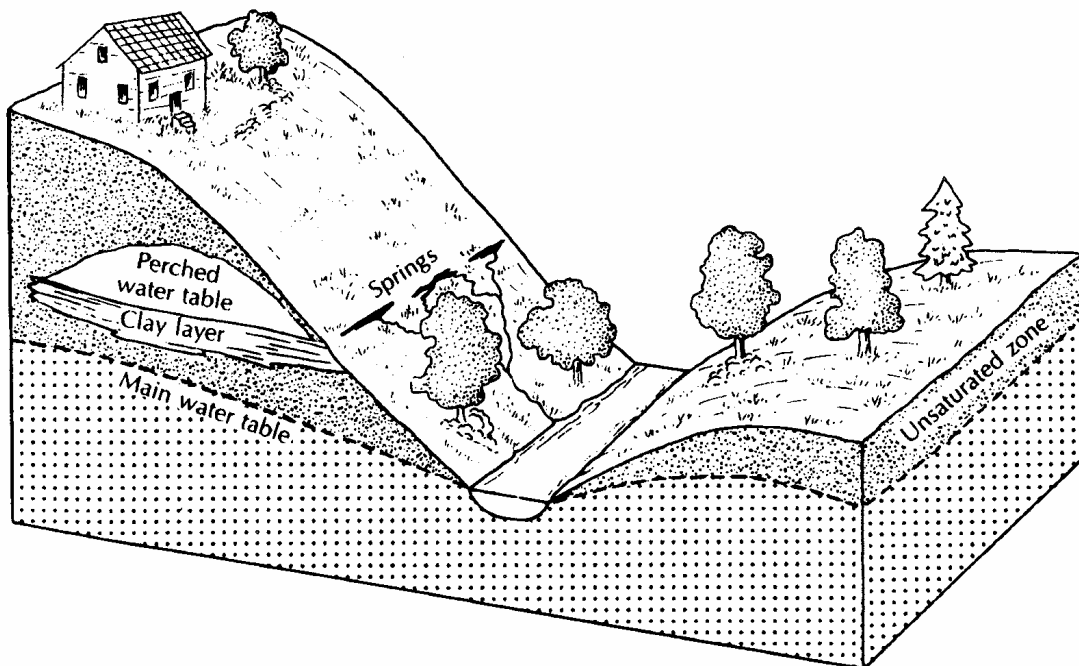


Figura 4.4
Acuífero Colgado

2. HOMOGENEIDAD E ISOTROPÍA

Los hidrogeólogos están interesados en dos propiedades claves de las formaciones acuíferas: conductividad hidráulica y almacenamiento específico o capacidad específica. Una tercera propiedad, el espesor, es también importante, dado que la respuesta hidrogeológica global de un sistema acuífero es una función de los parámetros hidráulicos y del espesor.

Una unidad homogénea es aquella que tiene las mismas propiedades en todas las posiciones. Esto significa que la porosidad, conductividad hidráulica y otros parámetros son similares en cualquier posición dentro de la unidad geológica.

En formaciones heterogéneas las propiedades hidráulicas cambian espacialmente. Ejemplos típicos de formaciones acuíferas se presentan en la Figura 4.5. Uno de estos ejemplos es el cambio en el espesor de la formación acuífera (ejemplo A en Figura 4.5).

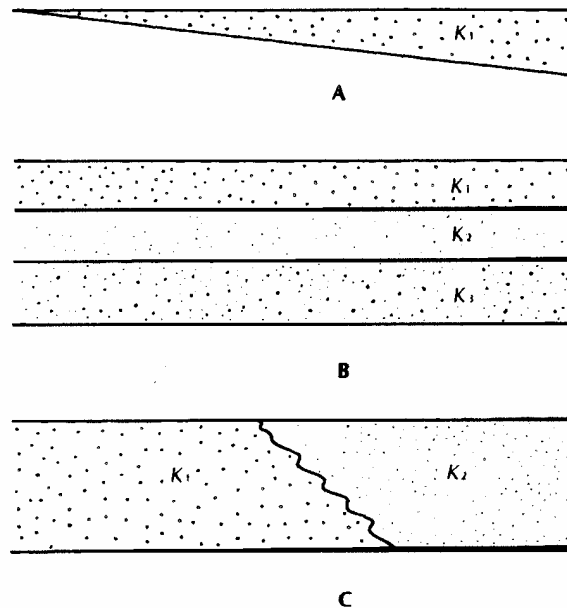


Figura 4.5
Ejemplo de Formaciones Acuíferas Heterogéneas

En un medio poroso compuesto de esferas del mismo diámetro, agrupadas uniformemente, la geometría de los huecos vacíos es la misma en cualquier dirección. De esta manera, la permeabilidad intrínseca de la unidad es la misma en cualquier dirección, y la unidad se denomina isotrópica. Si la geometría de los huecos no es uniforme puede existir una dirección en la cual la permeabilidad intrínseca es mayor. Este medio se denomina anisotrópico. Un ejemplo de estos dos sistemas se muestra en la Figura 4.6.

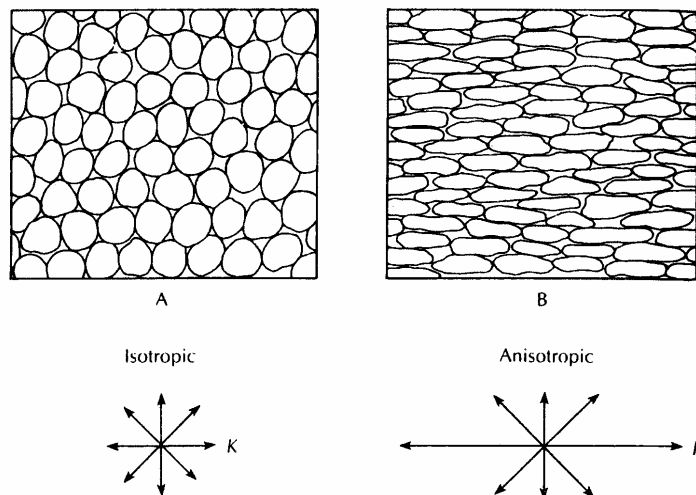


Figura 4.6
Formaciones Acuíferas Isotrópicas y Anisotrópicas

Ejemplos de formaciones acuíferas homogéneas e isotrópicas, homogéneas y anisotrópicas, heterogéneas e isotrópicas, y finalmente, heterogéneas y anisotrópicas se muestran en la Figura 4.7.

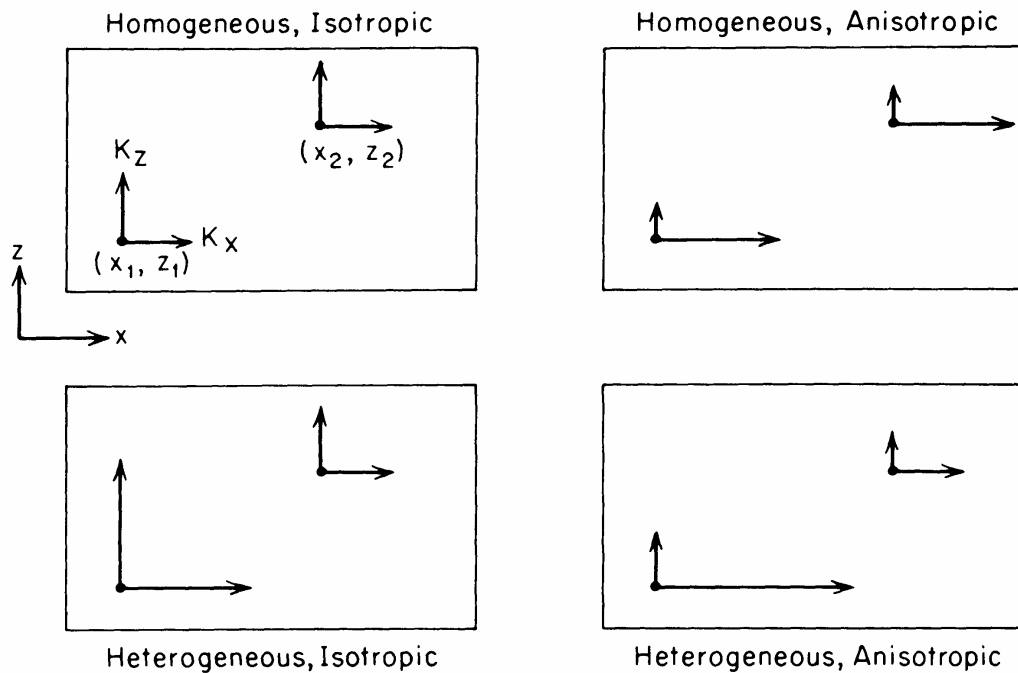


Figura 4.7
Ejemplos de Configuraciones de Sistemas Acuíferos

En unidades sedimentarias existen varios estratos, cada uno de los cuales es homogéneo. La conductividad hidráulica equivalente del sistema acuífero, en las direcciones vertical y

horizontal, puede ser fácilmente calculada a partir de condiciones de continuidad y energía. La Figura 4.8 muestra una unidad compuesta de tres estratos con conductividades hidráulicas conocidas.

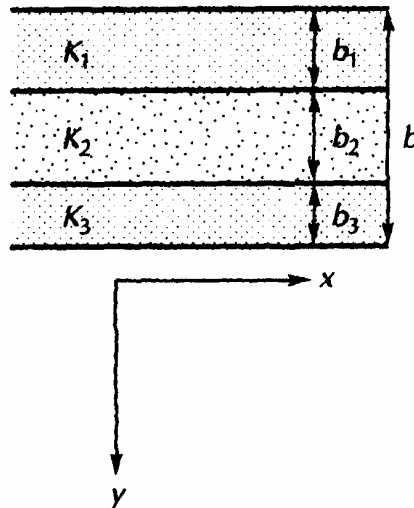


Figura 4.8
Ejemplo de Sistema Estratificado

Al desarrollar un análisis basado en continuidad de caudales y gasto de energía se puede definir un sistema equivalente horizontal. La conductividad hidráulica en la dirección x (horizontal) queda dada por:

$$K_h = \sum_{m=1}^n \frac{K_{hm} \cdot b_m}{b} \quad (4.1)$$

donde K_h es la conductividad equivalente en la dirección horizontal (L/T), K_{hm} es la conductividad hidráulica horizontal en el estrato m , b_m es el espesor del estrato m , y b es el espesor total del acuífero:

$$b = \sum_{m=1}^n b_m \quad (4.2)$$

La conductividad hidráulica en la dirección y (vertical) queda dada por:

$$K_v = \frac{b}{\sum_{m=1}^n \frac{b_m}{K_{vm}}} \quad (4.3)$$

donde K_v es la conductividad equivalente en la dirección vertical (L/T), K_{vm} es la conductividad hidráulica vertical en el estrato m .

3. CARACTERÍSTICAS DE LOS ACUÍFEROS

3.1. Transmisibilidad o Transmisividad

Hasta este momento hemos considerado la permeabilidad intrínseca de algunos materiales así como su conductividad hidráulica para la transmisión de agua. Un concepto muy útil en la práctica habitual es la transmisividad o transmisibilidad de un sistema acuífero, la que mide la cantidad de agua, por unidad de ancho, que puede ser transmitida horizontalmente a través del espesor saturado de un acuífero con un gradiente hidráulico igual a 1 (unitario).

La transmisividad es el producto de la conductividad hidráulica y el espesor saturado del acuífero:

$$T = b \cdot K \quad (4.4)$$

donde T es la transmisividad (L^2/T), b es el espesor saturado del acuífero (L) y K es la conductividad hidráulica (L/T).

Para un acuífero compuesto de muchos estratos la transmisividad total es la suma de las transmisividades de cada estrato:

$$T = \sum_{i=1}^n T_i \quad (4.5)$$

donde n es el número total de estratos y T_i es la transmisividad del estrato i . La transmisividad de un acuífero es un concepto que asume que el flujo a través de él es horizontal. En algunos casos este supuesto es válido, pero en otros no.

3.2. Coeficiente de Almacenamiento

Si se produce un cambio en el nivel de agua en un acuífero saturado, o una unidad confinada, una cantidad de agua puede ser almacenada o liberada. El coeficiente de almacenamiento, S , es el volumen de agua, por unidad de área y cambio en altura de agua, que una unidad permeable absorberá o liberará desde almacenamiento. De acuerdo a esta definición esta cantidad es adimensional.

En la zona saturada la presencia de agua induce una presión interna (usualmente denominada presión de poros) que afecta la distribución de los granos de mineral así como a la densidad del agua en los poros. Si la presión interna aumenta, el esqueleto mineral se expande, mientras que si la presión disminuye el esqueleto se contrae. Este concepto se conoce como *elasticidad*. Asimismo, el agua se contrae debido a un aumento en la presión y se expande frente a una disminución en la presión. Cuando la carga hidráulica del acuífero disminuye, su esqueleto se contrae lo que reduce la porosidad efectiva y se libera agua. En forma adicional, una cantidad de agua es liberada debido a su expansión en los poros debido a la disminución de la presión interna.

El almacenamiento específico (S_s) es la cantidad de agua, por unidad de volumen, que es almacenada o liberada debido a la compresibilidad del esqueleto mineral y del agua en los poros debido a un cambio unitario en el nivel de agua en el acuífero. Este coeficiente se

denomina *coeficiente de almacenamiento elástico*. Este concepto se aplica tanto a acuíferos confinados como no confinados.

El almacenamiento específico está dado por la siguiente expresión:

$$S_s = \rho_w \cdot g \cdot (\alpha + n \cdot \beta) \quad (4.6)$$

donde ρ_w es la densidad del agua (M/L^3), g es la aceleración de gravedad (L/T^2), α es la compresibilidad del esqueleto del acuífero ($1/(M/LT^2)$), n es la porosidad (L^3/L^3), y β es la compresibilidad del agua ($1/(M/LT^2)$). El almacenamiento específico tiene unidades de $1/L$, con valores inferiores a 0.0001 1/m .

En un acuífero confinado la carga hidráulica puede disminuir pero el nivel piezométrico puede permanecer sobre la unidad confinante (Figura 2.24). En este caso una cantidad de agua es liberada desde almacenamiento y el acuífero permanece saturado. El coeficiente de almacenamiento (S) de un acuífero confinado es el producto del almacenamiento específico (S_s) y del espesor del acuífero:

$$S = b \cdot S_s \quad (4.7)$$

Dado que S_s tiene dimensiones $1/L$ y el espesor del acuífero tiene unidades de longitud, L , el coeficiente de almacenamiento es adimensional. Toda el agua liberada desde el acuífero se puede relacionar con la compresibilidad del esqueleto mineral y el agua presente en los poros. El agua proviene de todo el espesor del acuífero. El valor del coeficiente de almacenamiento de un acuífero confinado es inferior a 0.005 .

En el caso de un sistema no confinado o libre el nivel de saturación (nivel freático) aumenta o disminuye debido a cambios en la cantidad de agua almacenada. A medida que el nivel de agua disminuye, parte del agua drena desde los poros del sistema acuífero. Este almacenamiento o liberación de agua se debe a la capacidad específica de la unidad (S_y), así como al almacenamiento específico de ella. Para un acuífero no confinado el coeficiente de almacenamiento, S , se calcula como:

$$S = S_y + h \cdot S_s \quad (4.8)$$

donde h es el espesor de la zona saturada del acuífero.

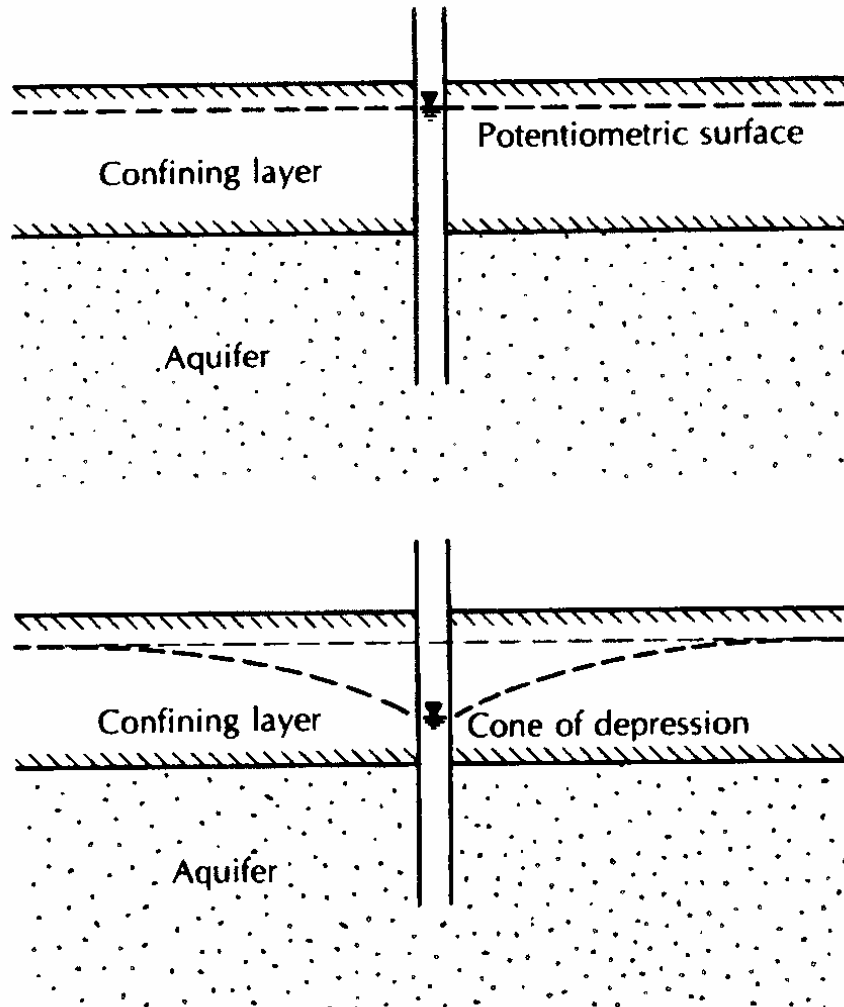


Figura 4.9
Liberación de Agua en un Acuífero Confinado

En el caso de un sistema no confinado el valor de S_Y es algunos órdenes de magnitud mayor que $h \cdot S_S$, por lo que el coeficiente de almacenamiento se supone igual a S_Y . En el caso de una unidad geológica de grano muy fino la capacidad específica puede ser comparable a $h \cdot S_S$. En general el coeficiente de almacenamiento es del orden de 0.02 a 0.30.

El volumen de agua drenado desde un acuífero, debido a una reducción en su carga hidráulica puede ser calculada como:

$$V_w = S \cdot A \cdot \Delta h \quad (4.9)$$

donde V_w es el volumen de agua drenada, A es el área superficial de la zona drenada y Δh es la disminución promedio en la carga hidráulica.

3.3. Compresibilidad y Tensión Efectiva

En un plano horizontal en un acuífero saturado, el peso del agua y del material rocoso del acuífero genera una tensión vertical descendente sobre el esqueleto del acuífero, lo que se denomina *presión total*, σ_T . Al mismo tiempo, la presión del fluido causa una tensión vertical en la dirección opuesta, P . La *presión efectiva*, σ_e , sobre el esqueleto del acuífero queda dada por:

$$\sigma_e = \sigma_T - P \quad (4.10)$$

Si existe un cambio en la presión total, la presión de poros y la presión efectiva también cambiarían:

$$d\sigma_e = d\sigma_T - dP \quad (4.11)$$

En acuíferos confinados, pueden existir cambios significativos en la presión interna con un pequeño cambio en el espesor de la columna saturada. Bajo estas condiciones, la presión total permanece prácticamente constante, por lo que cualquier cambio en la presión de poros se equilibra con un cambio en la presión efectiva:

$$d\sigma_e = -dP \quad (4.12)$$

Si el bombeo reduce la presión interna en un acuífero confinado, la presión efectiva que actúa sobre el esqueleto mineral del acuífero aumenta. El aumento de la presión efectiva ocasiona la consolidación o compactación de los granos de mineral, lo que reduce la porosidad del suelo. La compresibilidad de un acuífero se define como:

$$a = -\frac{db/b}{d\sigma_e} \quad (4.13)$$

donde db es el cambio en el espesor del acuífero y b es el espesor original. Utilizando la ecuación (9) obtenemos finalmente:

$$a = \frac{db/b}{dP} \quad (4.14)$$