

CAPITULO 6

CARACTERISTICAS HIDROGEOLOGICAS DE LOS MATERIALES ACUIFEROS

6.1. RELACION SOLIDO - AGUA - AIRE

6.1.1. Grado de saturación

La porosidad determina la capacidad de saturación de una formación.

$$A = V_e \quad (6.1)$$

$$S_a = 100 \frac{V_a}{V_e} \quad (6.2)$$

donde:

A : volumen de agua necesaria para saturar la muestra
 V_e : volumen de espacios intersticiales
 V_a : volumen de agua en muestra no saturada

Toda el agua contenida en los intersticios de un - acuífero no puede ser extraída por gravedad. Una parte que da retenida como agua pelicular debido a la capilaridad intersticial y a una cierta atracción molecular, polaridad o hidrofilia de los granos.

6.1.2. Rendimiento específico

Es la capacidad de escurrimiento libre equivalente a la porosidad eficaz y mide el porcentaje de agua de saturación que puede ser extraída por gravedad.

Se incrementa con el tamaño de los granos

$$P_e = 100 \frac{V_{pe}}{V} \quad (6.3)$$

pe : rendimiento específico
 V_{pe} : volumen de agua drenable por gravedad
 V : volumen total de terreno

6.1.2.1. Rendimiento específico de las rocas.

Depende de la densidad de las fisuras y del grado de sus aberturas. Si bien en las capas de calcáreos masivos las fisuras están a menudo muy distantes unas de otras, ellas es tan por otra parte muy abiertas.

Shoeller (1962) dá el siguiente ejemplo: suponiendo - un espacio de escurrimiento libre de 5 mm de ancho en fisuras alejadas 100 m en las tres dimensiones, se obtiene un rendimiento específico de 0,015% que es despreciable; con alejamiento de 10 m el rendimiento asciende a 0,15% y con fisuras distantes de 1 m tendremos 1,5% de rendimiento específico, que es apreciable. En calcáreos finamente diaclados el rendimiento específico puede aumentar en función de la densidad y el grado de abertura de las fisuras y ello es más notable aún por las frecuentes fracturas voluminosas.

En granitos las finas diaclasas distanciadas disminuyen su rendimiento específico.

Las rocas eruptivas, como basaltos, pueden tener gran rendimiento específico debido a sus numerosas fisuras de retracción.

Las rocas esquistosas, a pesar de sus numerosas fisuras, tienen bajo rendimiento específico.

6.1.3. Retención específica

Mide la capacidad de campo o agua pelicular retenida por el material contra la fuerza de gravedad.

Decrece con el incremento del tamaño de los granos del terreno.

Se expresa como

$$pr = 100 \frac{V_r}{V} \quad (6.4)$$

donde:

pr : retención específica

Vr : volumen de agua retenido contra la gravedad

como

$$V_{pe} + V_r = V_e \quad (6.5.)$$

resulta que

$$p = pe + pr \quad (6.6)$$

Luego, el rendimiento específico es una parte de la porosidad de un acuífero. Sus valores dependen del tamaño de los granos, forma y distribución de los poros o intersticios. Su medición en laboratorio tiene serias limitaciones. En el Capítulo 2 se describen las pruebas de bombeo que dan los mejores resultados.

En la Fig. 6.1. y la Tabla 6.1. se dan los resultados de estudios cuantitativos en dos áreas de California.

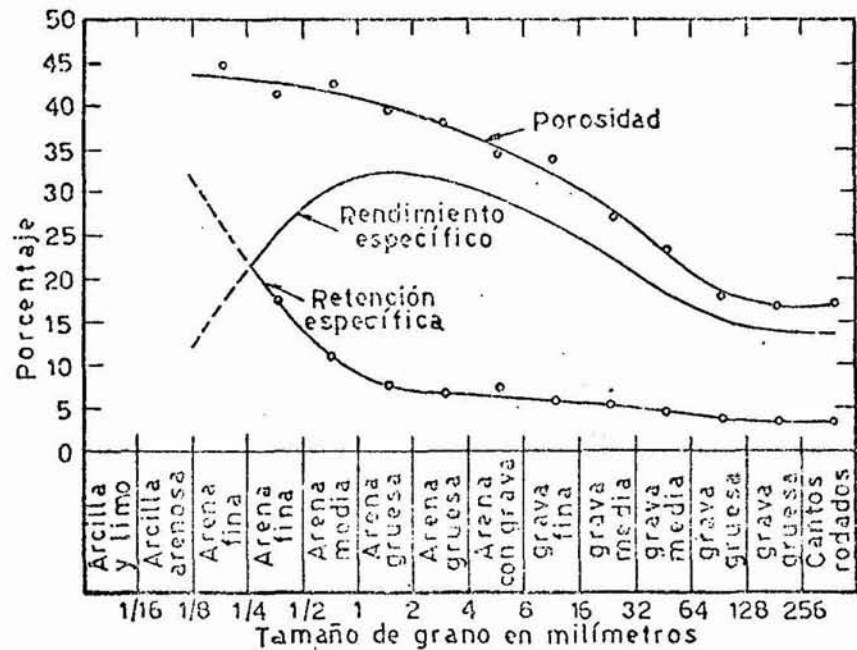


Fig. 6.1. Relación entre porosidad, rendimiento específico y retención específica para distintos tamaños de grano. (Según Eckis, 1934).

TABLA 6.1. Rendimientos específicos de distintos acuíferos (Según Poland, 1949).

Material	Rendimiento específico %
Grava	25
Arena, incluyendo arena con grava y grava con arena	20
Arena fina, arena endurecida, arenisca y yacimientos conexos	10
Arcilla con grava, grava con arcilla, grava cementada y yacimientos conexos	5
Arcilla, limo, arcilla arenosa, rocas eruptivas y yacimientos conexos de grano fino	3

6.1.3.1. Retención específica en las rocas

La retención específica en las rocas es directamente proporcional a la superficie de las fisuras y adquieren significación cuando las fisuras están distantes unas de otras menos de 1 m (Shoeller, 1962). En las rocas esquistosas como gneis, micaesquistos y esquistos no hay mas que microporosidad debido a lo estrecho de sus fisuras.

Las rocas calcáreas bien fisuradas así como basaltos pueden tener una alta retención específica. Por el contrario, las calizas masivas y las rocas cristalinas, tales como granitos, cuando tienen las fisuras muy distantes tienen pequeña retención específica.

6.2. PERMEABILIDAD (P)

El coeficiente de permeabilidad, abreviadamente llamado permeabilidad, se define (Meinzer, 1923) como el caudal de agua que se filtra a través de una sección unitaria de terreno bajo la carga producida por un gradiente hidráulico de 100 por cien, estando el agua a una temperatura de 20°C dada. La temperatura es un factor importante pues ella define la viscosidad del agua en el momento de su medición. Tabla 8.2.

Las dimensiones de la permeabilidad son, conforme a su definición:

$$\text{caudal} \times \text{gradiente} \times \frac{1}{\text{superficie}} = \frac{L^3}{T} \times \frac{L}{L} \times \frac{1}{L^2} = \frac{L}{T}$$

o sea las dimensiones de una velocidad; pero ello no significa la velocidad del agua en los intersticios del terreno, pues el área de la sección de terreno considerada comprende al total de la formación permeable.

La permeabilidad de un material granular varía con el diámetro y granulometría, de las partículas. Una grava bien clasificada tiene una permeabilidad mucho más alta que una arena gruesa bien clasificada. Sin embargo, grava con moderado porcentaje de material granular medio y fino puede considerarse menos permeable que una arena gruesa de granulometría uniforme.

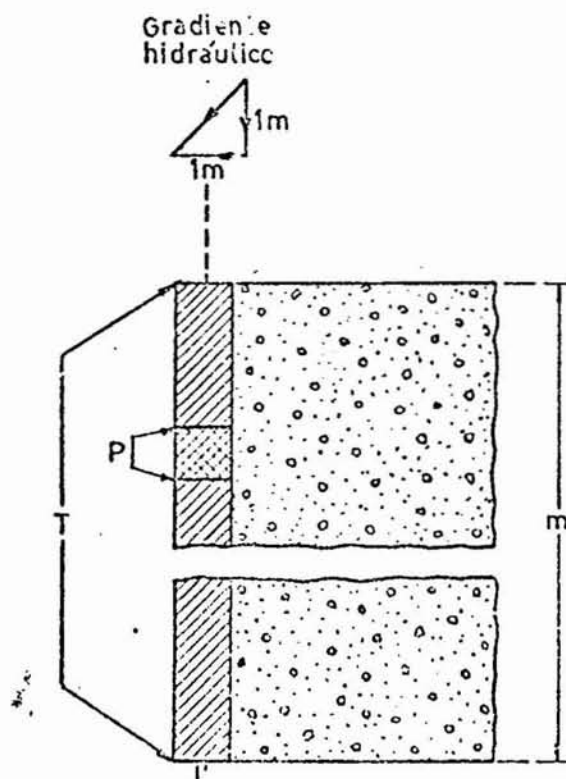
La medición de la permeabilidad de rocas y materiales consolidados puede hacerse por: a) métodos de laboratorio y b) métodos de campo los que se tratan en Capítulos 8 y 11. En el Capítulo 8 se definen las unidades de permeabilidad.

6.3. TRANSMISIBILIDAD (T)

El término coeficiente de transmisibilidad (T) o transmisibilidad introducido por Theis (1935) se define como el caudal que se filtra a través de una faja vertical de acuífero de ancho unidad y altura igual a la formación permeable saturada, bajo un gradiente hidráulico de 100 por ciento a una temperatura de 20°C. Uniformando unidades, si la faja tiene un ancho de 1m el coeficiente de transmisibilidad puede expresarse en metros cúbicos por día por metro (m³/día/m).

La transmisibilidad de un acuífero es igual a la permeabilidad promedio (P) por su espesor.

La Fig. 6.2. muestra la diferencia entre los coeficientes de permeabilidad y de transmisibilidad.



P = coeficiente de permeabilidad en m³/día/m².
 T = coeficiente de transmisibilidad en m³/día/m.
 $T = P \cdot m$

Fig. 6.2. Relación entre permeabilidad y transmisibilidad (según Ferris, 1959).

Según Mogg (1967) los valores de transmisibilidad encontrados en el campo varían entre menos de 12,4 y más de 12.400 ($\text{m}^3/\text{día}/\text{m}$). Las formaciones con transmisibilidades menores que 12,4 $\text{m}^3/\text{día}/\text{m}$ pueden ser improductivos como para satisfacer solo usos domésticos. Para pozos de uso intensivo suelen considerarse de interés transmisibilidades superiores a 124 $\text{m}^3/\text{día}/\text{m}$.

6.4. COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO (S)

En acuíferos no confinados el coeficiente de almacenamiento (S) es igual a la porosidad eficaz o rendimiento específico, es decir al volumen de agua extraíble por bombeo de una unidad de volumen de acuífero saturado o, en sentido contrario, el volumen de agua que puede ser absorbido por ese acuífero.

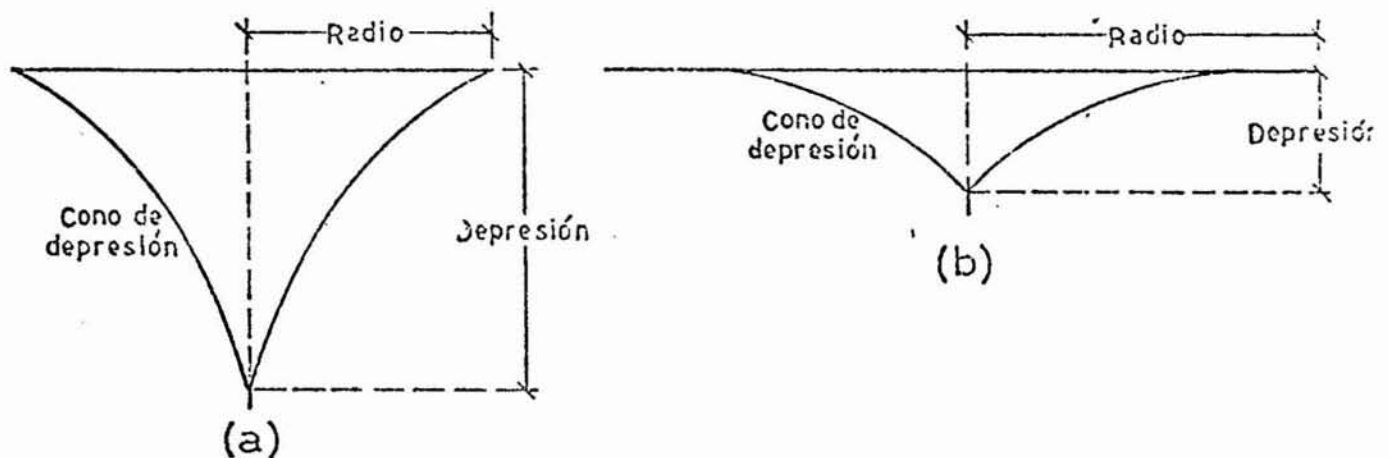


Fig. 6.3. Cono de depresión por bombeo de acuíferos :
a) de transmisibilidad baja y b) transmisibilidad elevada.

En el caso de acuíferos confinados, artesianos, entran en juego los efectos de la compresión de una columna de acuífero o la expansión del agua contenida en él. El coeficiente de almacenamiento (S) se define entonces como el volumen de agua que libera o absorbe un prisma vertical del estrato acuífero de sección igual a la unidad por cambio unitario de carga hidráulica o del nivel piezométrico en la componente normal a esa superficie.

En las Figuras 6.3 (a) y (b) se advierten las diferencias de los radios y profundidad de abatimiento en los conos de depresión de terrenos de pequeña y elevada transmisibilidad.

El coeficiente de almacenamiento es un término adimensional. Según Mogg (1967):

$1 \times 10^{-5} < S < 1 \times 10^{-3}$ en acuíferos artesianos

$1 \times 10^{-2} < S < 35 \times 10^{-2}$ en acuíferos libres

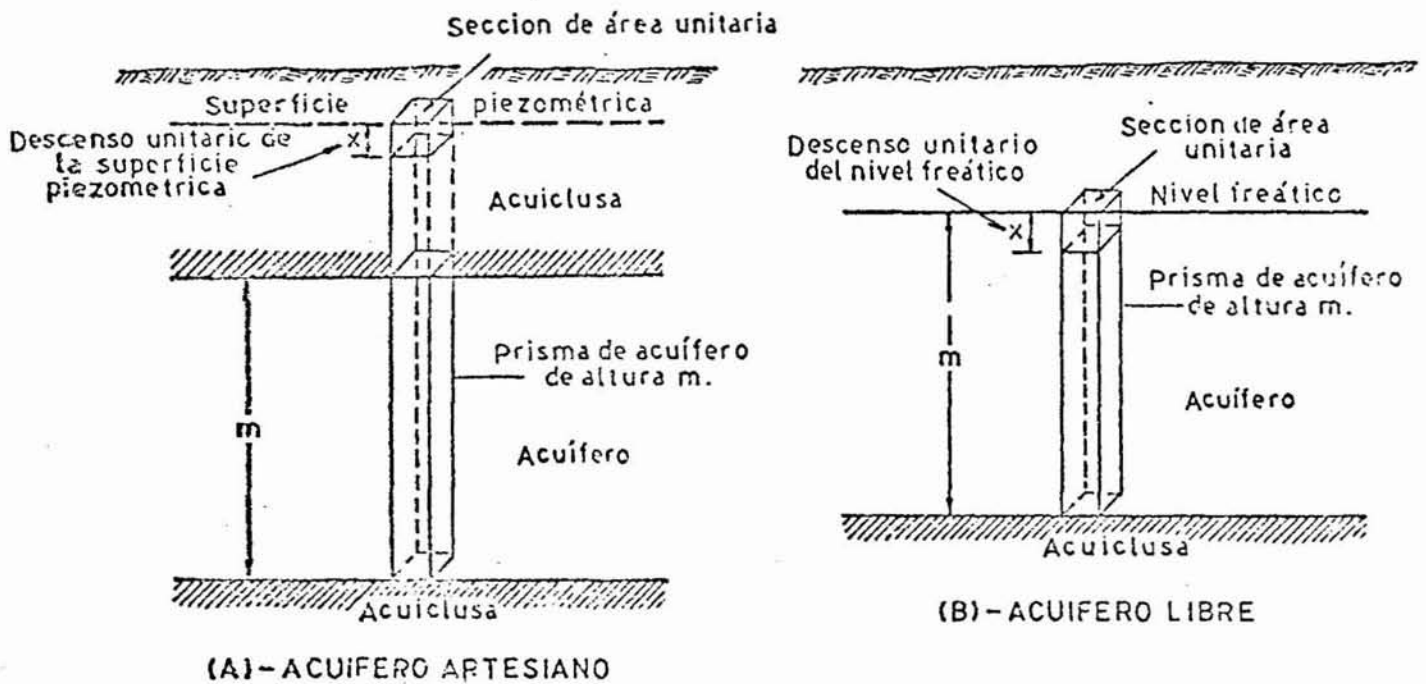


Fig. 6.4 Esquema de la definición de coeficiente de almacenamiento

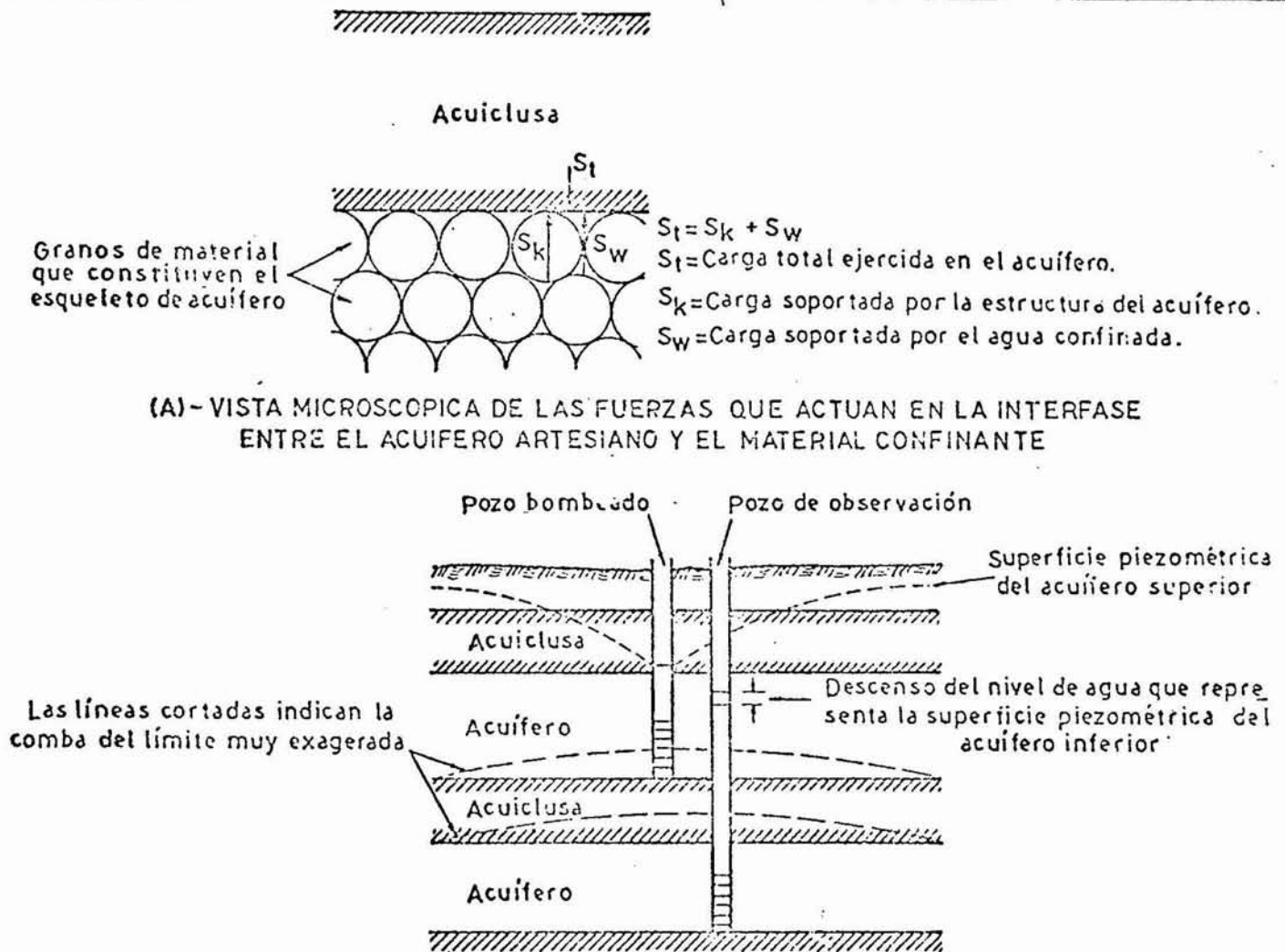
El coeficiente de almacenamiento se determina por ensayos de bombeo como se verá en Capítulo 9 y 11.

6.5. ELASTICIDAD DE LOS ACUIFEROS ARTESIANOS

6.5.1. Fuerzas internas

Los acuíferos artesianos tienen elasticidad volumétrica, como se estudió en el U.S. Geological Survey.

El diagrama de la Fig. 6.5 muestra las fuerzas que actúan en la interfase entre un acuífero artesiano y el material confinante.



(B) - DIAGRAMA DEL EFECTO DEL BOMBEO DE UN ACUIFERO ARTESIANO POCO PROFUNDO EN UN ACUIFERO ARTESIANO PROFUNDO

Fig. 6.5 Fenómenos elásticos en acuíferos artesianos (según Ferris, 1962).

Algebraicamente esas fuerzas se pueden expresar (Ferris, 1962) como:

$$S_t = S_w + S_k \quad (6.7)$$

siendo:

S_t = carga total ejercida en un área unitaria del acuífero

S_w = la parte de la carga total soportada por el agua confinada

S_k = la parte de la carga total soportada por la estructura esquelética del acuífero.

Se supone que la carga total S_t es constante.

Por tanto si durante el bombeo S_w se reduce, aumentará S_k elevando el acuífero, el techo confinante y la superficie piezométrica; cuando cese el bombeo, S_w se incrementará y decrecerá S_k y los granos del material en la estructura esquelética del acuífero retornarán a su posición primitiva.

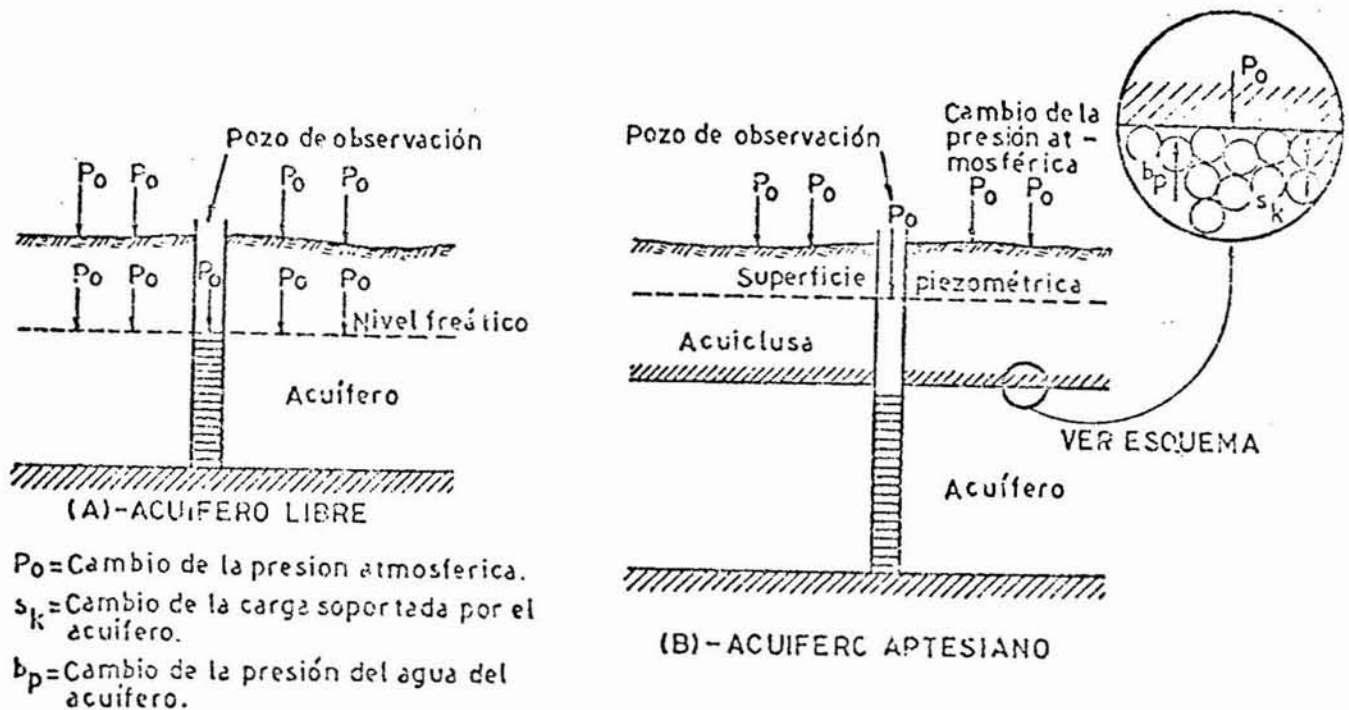


Fig.6.6 Efectos de la presión en los acuíferos (según Ferris, 1962).

6.5.2. Influencia de la presión atmosférica

El nivel piezométrico de los pozos que penetran acuíferos artesianos varía según los cambios de presión atmosférica: un incremento de la presión atmosférica - causa la declinación del nivel piezométrico y una disminución de la presión atmosférica causa la elevación de aquel nivel. Esto se observa en acuíferos libres (Fig. 6.6).

En el acuífero libre (Fig. 6.6A) la fuerza de P_o que representa el cambio de presión atmosférica es ejercida simultáneamente en la superficie del agua y en el nivel freático por la comunicación de la atmósfera - a través del espacio poroso no saturado del suelo, por tanto el sistema de fuerza está balanceado.

En el acuífero confinado (Fig. 6.6 B) actúan - fuerzas contrapuestas P_o , b_p y S_k en la capa límite confinante lo que se traduce en un cambio del nivel piezométrico, el que se pone de manifiesto en todo registro simultáneo de presión atmosférica y nivel del agua. (Fig. 6.7).

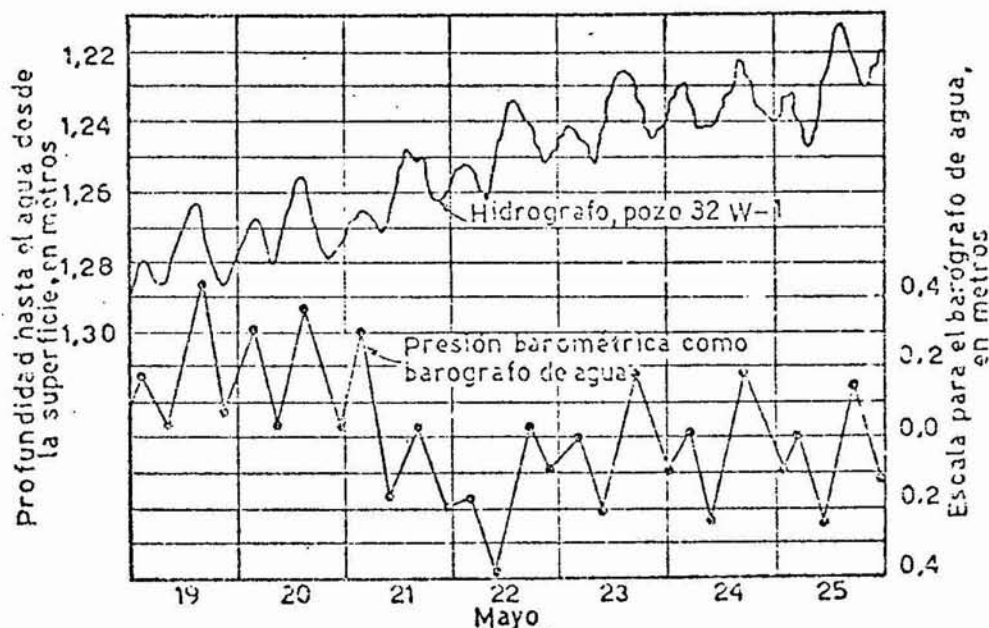


Fig. 6.7 Fluctuaciones del nivel piezométrico causadas por variaciones de la presión barométrica en Lambayeque, Perú, (según Schoff y Sayán, 1966).

La eficiencia barométrica de una acuifero puede expresarse como

$$E B = \frac{S_w}{S_b} \quad (6.8)$$

donde:

S_w = cambio de nivel piezométrico observado en un pozo que atraviesa un acuifero, en metros de agua

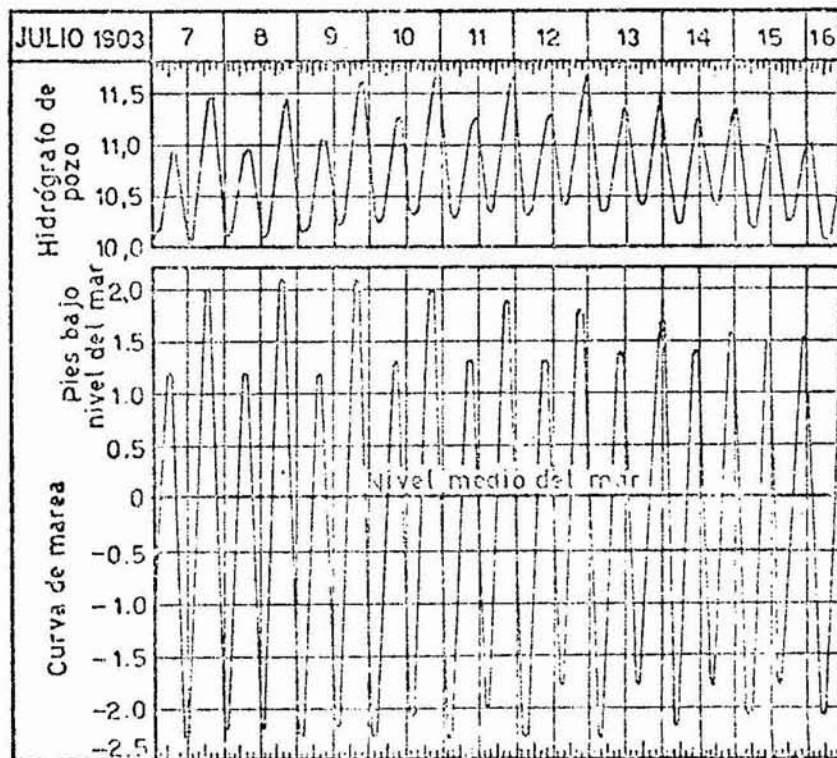
S_b = correspondiente cambio de presión atmosférica, en metros de agua.

La eficiencia barométrica de un acuifero confinado se obtiene graficando en sistema de coordenadas rectangulares, marcando en las ordenadas los cambios de nivel piezométrico y en las abscisas los cambios correspondientes de presión atmosférica. La pendiente de la recta definida por los puntos graficados es la eficiencia barométrica.

6.6.2. Influencia de las mareas

El nivel piezométrico de los pozos vecinos a océanos, lagos o corrientes muestra fluctuaciones semi-diurnas en respuesta a fluctuaciones de marea. Ello se debe al cambio de carga del acuifero, transmitido por el estrato confinante con el cambio de la marea, por un mecanismo inverso al que opera el cambio de presión atmosférica, es decir que un ascenso de la marea se traduce en un ascenso del nivel piezométrico.

Fig.6.8. Hidrograma que muestra las fluctuaciones del nivel piezométrico en un pozo de 128 mts. en Long Beach. N.Y. comparado con la marea del estuario de East Rockaway, N.Y. (U.S. Geological Survey).



La eficiencia de marea (tidal efficiency) de un acuífero puede ser expresado como:

$$E M = \frac{S_w}{S_t} \quad (6.9)$$

donde:

S_w = rango de la fluctuación del nivel piezométrico en metros

S_t = rango de la fluctuación de la marea en metros-
(corregido por densidad)

Jacob (1950) dedujo las siguientes fórmulas que vinculan la eficiencia barométrica y de marea y la elasticidad de un acuífero artesiano.

$$E M = \frac{a/pb}{1 + a/pb} \quad (6.10)$$

$$E B = \frac{1}{1 + a/pb} \quad (6.11)$$

donde:

a = módulo volumétrico de compresión compresibilidad vertical del esqueleto sólido del acuífero confinado

b = módulo volumétrico de compresión del agua. (Inversa del módulo volumétrico de elasticidad).

p = porosidad del acuífero

luego resulta de (6.10) y (6.11) que

$$E M + E B = 1 \quad (6.12)$$

BIBLIOGRAFIA CITADA

Capítulo 6

- Eckis, R.J.F. (1934): South Coastal Basin investigation , geology and ground-water storage capacity of valley - fill; Bull. 45, Calif., Div. Water Resources, Sacramento.
to.
- Ferris, J.G. (1959): Ground water; Cap. 6 in Hydrology, - Wisler, Ch. O and Brater, E.F. John Wiley & Sons, Japan.
- Ferris, J.G., Knowles, D.B., Brown, R.H. and Stallman, R.W. - (1962): Theory of aquifer tests, USGS Water Supply Pa - per 1536 E-Washington.
- Jacob, C.E. (1950): Flow of ground water; Chapter five in Engineering Hydraulics, (Rouse H. edit.) John Wiley & - Sons, N.York.
- Meinzer, O.E. (1923): The occurrence of ground hydrology - with definitions, USGS Water-Supply Paper 494, Washing - ton, D.C.
- Mogg, J.L. (1967): Hidráulica de pozos; traducción de O. - de Sola en Desarrollo de Aguas Subterráneas, Universi - dad Central de Venezuela, Caracas.
- Poland, J.F. et al. (1949): Ground water storage capacity - of the Sacramento Valley, California, Water Resources - of California, Bull. N°1. Sacramento.
- Schoeller, H. (1962): Les Eaux Souterraines; Dunod, Paris.
- Schoff, S.L. y Sayan, M.I.L. (1969): Ground water re - sources of the Lambeyeque Valley, Perú, USGS Water Su - pply Paper 1663-F, Washington, D.C.
- Theis, C.V. (1935): Relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of dis - charge of a well using ground water storage; USGS - Ground Water Note 5, 1952, Washington, D.C.

