

Flujo termal regional

Rubén Martínez

Comisión Nacional del Agua

El concepto de flujo regional en sistemas acuíferos elimina las fronteras impermeables y permite conectar hidráulicamente formaciones permeables alejadas entre sí. El agua que procede de estos sistemas tiene diferentes densidades, pero los gradientes hidráulicos son más importantes que los de temperatura y de concentración para los potenciales de velocidad. Bajo los acuíferos fríos pueden existir depósitos de agua caliente, cuyo calor es transmitido por conducción y convección. La segunda forma de transmisión se presenta en celdas de dimensiones regulares. Al disminuir la carga hidráulica en los acuíferos se propician, por la diferencia de densidades, alimentaciones de agua caliente con importantes concentraciones de sales que se filtran a través de fracturas de alta permeabilidad que requieren menor área de flujo, a diferencia de los medios porosos de menor conductividad hidráulica vertical, con áreas de flujo de varios órdenes de magnitud mayores, para los mismos gradientes hidráulicos.

Palabras clave: convección, conducción, calor, acuífero, acuitado, permeabilidad, porosidad, gradiente geotérmico, sobreexplotación.

Introducción

Los acuíferos, en condiciones iniciales sin explotación, tienen un funcionamiento hidráulico en respuesta a los sistemas de recarga-descarga a que están sujetos, y manifiestan un volumen almacenado de agua subterránea directamente a través del nivel libre, para los del tipo libre, e indirectamente del nivel piezométrico, para los confinados o semiconfinados.

La descarga de estos acuíferos es subterránea, al comunicarse con formaciones permeables, o superficial dirigiéndose hacia la atmósfera por evaporación. La respuesta volumétrica, por drenaje, de los cauces de los ríos o de los cuerpos de agua (Martínez, 1992) es aproximadamente constante en el tiempo. La cantidad de agua almacenada en el subsuelo, representada por la carga hidráulica, está en función directa de la densidad de masa del fluido. En condiciones de explotación las manifestaciones superficiales son las que primero desaparecen, dando lugar a un descenso del nivel del agua y por lo tanto del volumen almacenado, con lo que se inician diferentes estados de sobreexplotación, de acuerdo con la diferencia que existe con la recarga.

El concepto de fronteras impermeables en los acuíferos empezó a ponerse en duda en la década de los años sesenta, cuando se presentó la hipótesis de la exis-

tencia de flujo regional en cuencas pequeñas (Tóth, 1963), al diferenciar sistemas locales, intermedios y regionales de flujo de agua subterránea.

Esta propuesta evidenció que el agua del fondo del acuífero también tiene movimiento. Años más tarde Freeze y Witherspoon (1966, 1967 y 1968) presentaron el efecto de la geología en los patrones de flujo, cuando analizaron varios casos con fronteras acuíferas de conductividades hidráulicas diferentes. De los primeros trabajos en México se pueden encontrar los de Ortega (1989) y Herrera, *et al.* (1989), para la cuenca de México, en la modelación de las zonas de recarga, y el acoplamiento matemático del funcionamiento hidráulico regional con el del acuitado superficial, respectivamente, así como también el de Velázquez y Ordaz (1992), al presentar esquemáticamente el concepto de flujo regional en varias provincias hidrogeológicas del país.

De acuerdo con Freeze y Cherry (1979), el régimen termal del planeta involucra el flujo de calor desde las capas más profundas hasta la superficie, cuya evidencia es un gradiente geotérmico, que en promedio incrementa la temperatura 1° C / 35 a 40 m de profundidad. El proceso acoplado que se genera en los acuíferos por las diferentes causas que generan movimiento es del tipo (Freeze y Cherry, 1979, p. 25):

$$V = -L_1 dh/dl - L_2 dT/dl - L_3 dC/dl \quad (1)$$

donde:

V = velocidad de flujo. [L/T]

h = carga hidráulica. [L]

T = temperatura del agua. [$^{\circ}C$]

C = concentración. [M/L^3]

L_1 , L_2 y L_3 = constantes de proporcionalidad relativas a procesos hidráulicos, termales y de concentración, [adimensional], [$L^2/T^{\circ}C$] y [L^5/MT] respectivamente y,

l = longitud de la trayectoria. [L]

En general, $L_1 dh/dl \gg L_2 dT/dl$, para $dC/dl = 0$, por lo que es más importante el flujo debido a gradientes hidráulicos que a gradientes termales.

El movimiento de agua subterránea afecta el gradiente termal en el subsuelo y viceversa, así como la aplicación de una fuerza eléctrica en un medio poroso produce, no sólo el flujo de una carga eléctrica, sino también el flujo de fluido.

La aplicación de una presión hidrostática produce una corriente eléctrica, y un gradiente de temperatura establece un gradiente de potencial eléctrico, como una corriente eléctrica causa un flujo térmico. El efecto *Soret* se refiere a un flujo de masa causado por un gradiente de temperatura, en adición al flujo de masa ocasionado por un gradiente de concentración.

El efecto *Dufour* es el flujo de calor provocado por un gradiente de concentración, en adición al flujo de calor producido por un gradiente de temperatura. Estos procesos acoplados existen en fenómenos donde se aplican las ecuaciones de *Fourier*, *Fick*, *Ohm* y *Newton*, para flujo de calor causado por gradientes de temperatura, de masa por gradientes de concentración, de corriente eléctrica por gradientes de potencial eléctrico, y de fuerzas de corte por gradientes de velocidad, respectivamente. (Bear, 1972).

Walton, W. C. (1991), establece que la distribución termal en los acuíferos está influenciada principalmente por efectos de convección y conducción térmicas. La primera la define como la migración de agua caliente a lo largo y en la dirección del flujo de agua subterránea, y la segunda como el proceso mediante el cual una parte del acuífero es calentado por contacto directo con una fuente de calor, cuyas partes vecinas se van calentando sucesivamente.

El flujo termal asociado con movimiento de agua en medios porosos fue estudiado por Combarnous y Borries (1975), al analizar el fenómeno de convección libre y forzada. Para un elemento de volumen representativo del medio, el balance de energía se representa por:

$$\text{div}(\lambda^* \cdot \text{grad } T) - \text{div}[(\rho c)_l VT] = \partial/\partial t [(\rho c)^* T] \quad (2)$$

donde:

λ^* = conductividad termal efectiva. [cal / LTK]

$(\rho c)_l$ = capacidad calorífica de la fase líquida para presión constante. [cal / L^3K]

$(\rho c)^*$ = capacidad calorífica del medio para presión constante. [cal / L^3K]

T = temperatura. [K]

V = velocidad del fluido. [L / T] (flujo de volumen por unidad de área acuífera)

t = tiempo. [T]

Para un fluido con variación lineal de la densidad causada sólo por cambios de temperatura en un medio homogéneo e isótropo, las ecuaciones adicionales son:

$$\partial \rho / \partial t + \text{div}(\rho V) = 0 \quad (3)$$

$$\rho = \rho_o [1 - \alpha (T - T_o)] \quad (4)$$

donde:

ϕ = porosidad. [adimensional]

ρ_o = densidad de referencia. [M/L^3]

T_o = temperatura de referencia. [K]

α = coeficiente de expansión termal. [$1/K$] (entre 10^{-3} y $10^{-4} \text{ } ^{\circ}C^{-1}$)

Corrientes de convección

En medios porosos saturados con densidad de fluido no uniforme se han observado diferentes tipos de movimientos convectivos, dependiendo de la causa de las diferencias de densidad y de las condiciones de frontera. El movimiento de convección libre o natural se define en un medio cerrado sin intercambio de masa con el exterior, con velocidad media del fluido igual a cero y con un gradiente termal que genera circulación del fluido. La convección mixta o forzada se presenta cuando existe superposición de flujo en la cima, con gradiente termal y movimiento de agua por la flotación de un fluido de diferentes densidades. El primero es característico de cuerpos permeables profundos con agua caliente, aislados de acuíferos fríos superiores, y el segundo de acuíferos con gradientes geotérmicos que reciben recarga desde la superficie.

El concepto de convección termal libre fue estudiado analíticamente y experimentalmente por Combarnous y Borries (1975) bajo condiciones de fronteras hidrodinámicas, con superficies rígidas e impermeables, o sin

este tipo de fronteras, pero con superficie libre; en condiciones de frontera isotérmicas, con temperatura uniforme, y con fronteras aislantes en procesos adiabáticos; y con dimensiones volumétricas del tipo de capas de espesor constante y de amplia extensión lateral.

Como resultado de análisis bidimensionales en perfiles verticales, se identificaron celdas convectivas de altura H (espesor acuífero), ancho L , y largo indefinido, donde los movimientos convectivos son verticales, con circulación encontrada entre celdas vecinas, y con relaciones $H/L = 1$.

En casos tridimensionales las celdas convectivas son hexagonales en planta, también con movimientos convectivos verticales y encontrados, con longitud horizontal de cara del hexágono L' , donde $L'/H = 1.333$, para $Ra^* = 40$. Ra^* es el número Rayleigh de filtración definido como:

$$Ra^* = g \alpha (\rho c), K \Delta T H / \nu \lambda^* \quad (5)$$

donde:

g = aceleración de la gravedad. [L / T^2]

K = conductividad hidráulica. [L / T]

ν = viscosidad cinemática. [L^2 / T]

Para simulaciones de flujo con un gradiente termal constante a partir de condiciones iniciales con velocidad de flujo igual a cero, las líneas de corriente resultantes durante el proceso termal son convectivas, como se describe previamente, y las superficies isotérmicas se presentan con distribución cíclica tipo celular, coincidiendo los máximos y mínimos con las caras entre celdas.

Los gradientes térmicos verticales encontrados fueron mayores en la vecindad de las fronteras superiores e inferiores del acuífero, que en la porción central intermedia entre ambas, por el efecto convectivo. Por lo tanto, la curva de las temperaturas correspondientes a la parte media de las celdas, con respecto a la distancia horizontal, muestra una forma cíclica de acuerdo con la divergencia de la convección (temperatura menor), o convergencia (temperatura mayor) en las caras verticales de las celdas. La particularidad de estas caras laterales es que no existe gradiente térmico horizontal a través de ellas.

De acuerdo con estos resultados puede existir una situación natural en la que el flujo de masa ascendente, debido a un gradiente termal, se equilibra con el flujo descendente de la misma masa debido a una fuerza gravitacional. Como resultado, $V = 0$. Esta condición desaparece cuando los estratos son inclinados, o

cuando las condiciones de frontera modifican la velocidad, por ejemplo, flujo lateral.

Como conclusión de lo anterior, aunque se ha desarrollado mucho trabajo teórico y experimental en este tema, aún existe un campo muy amplio por conocer e investigar, y los resultados alcanzados no son suficientes para explicar las observaciones de campo realizadas durante los monitoreos de la temperatura del agua en los acuíferos.

La solución analítica encontrada y comprobada experimentalmente para medios homogéneos e isotropos coincide con las condiciones de flujo estable de calor y fluido, el cual parte de condiciones iniciales estabilizadas en el tiempo y el espacio. Sin embargo, los acuíferos en explotación se encuentran normalmente en estado transitorio superpuesto, tanto por las condiciones de descenso de niveles durante el estiaje, como por el ascenso de los mismos durante las lluvias, lo que provoca inestabilidades de flujo. En términos generales, existe anisotropía de la conductividad hidráulica con respecto a la profundidad, tanto por la génesis de las formaciones geológicas de la región, como por la compactación de los materiales en el subsuelo y la heterogeneidad del medio se manifiesta por los gradientes termales, sin tomar en cuenta los gravitacionales.

Flujo de agua termal

Bajo la consideración de que exista un acuífero libre o semiconfinado inferiormente, con una formación permeable que le subyace y en la que el agua contenida en ella se encuentre a una temperatura mayor que la del acuífero superior, con una carga hidráulica que propicie un movimiento ascendente, se presentará una alimentación desde la formación inferior hacia la superior. Esta aportación se presentará mientras la conductividad hidráulica de la capa semiconfinante lo permita y exista un gradiente hidráulico vertical en el mismo sentido.

A partir de (2) y considerando que las características termales de las fases líquida y sólida del medio poroso son constantes e independientes de la temperatura, y que el flujo de calor y de fluido es unidimensional en la dirección vertical, para condiciones estables, Bredehoeft y Papadopulos (1965) resolvieron analíticamente la ecuación:

$$\partial^2 T / \partial z^2 - [(\rho c)_l Vz / \lambda^*] \partial T / \partial z = 0 \quad (6)$$

(en la pag. 325 se presentó como ecuación diferencial parcial, aunque $T = f(z)$)

donde:

z = coordenada vertical. [L]

V_z = velocidad vertical uniforme.

$[L/T] (\partial V_z / \partial z) = 0, V_z = cte.$

para calcular el flujo de agua subterránea termal vertical a través de una capa semiconfinante de un acuífero, con medición de la temperatura del agua en una sección vertical de la capa semiconfinante. Las condiciones de frontera establecidas dentro de la capa semiconfinante, como se indica en la ilustración 1 fueron:

$$T_z = T_0, \text{ para } z = 0 \text{ y } T_z = T_l, \text{ para } z = l \quad (7)$$

donde:

T_z = temperatura a cualquier profundidad z .

T_0 = temperatura en el sitio mas alto ($z = 0$).

T_l = temperatura en el sitio mas bajo ($z = l$).

l = distancia vertical entre T_0 y T_l .

En este caso z es positiva hacia abajo con origen en T_0 y por lo tanto, V_z es positiva hacia abajo también.

La solución de (6) bajo las condiciones de (7) es:

$$(T_z - T_0) / (T_l - T_0) = f(\beta, z/l) = [\exp(\beta, z/l) - 1] / [\exp(\beta) - 1] \quad (8)$$

donde:

$$\beta = (\rho c), V_z l / \lambda^* \text{ [adimensional]}$$

$$\text{(positivo o negativo, dependiendo de } V_z) \quad (9)$$

El valor de V_z aparece en β , por lo que es necesario primero resolver la expresión (8) con los valores de temperatura, z y l medidos en campo. Esto se resuelve gráficamente, superponiendo las curvas tipo $f(\beta, z/l)$ vs z/l , con las curvas obtenidas con las lecturas de $(T_z - T_0) / (T_l - T_0)$ vs z/l a la misma escala decimal. La curva que mejor se adapte para cada caso proporcionará el valor de β , de donde se podrá calcular V_z a través de la expresión (9).

En condiciones estables y de isotropía, cuando $V_z = 0$, o bien $\beta = 0: f(\beta, z/l) = 1$, y para $z = 0: f(\beta, z/l) = 0$. Si hay movimiento de agua subterránea la curva tipo característica de $f(\beta, z/l)$ vs z/l es con curvatura hacia arriba (para movimiento ascendente), o hacia abajo (movimiento descendente). La curvatura aumenta con el aumento de V_z .

Para una arcilla saturada el valor típico de $\lambda^* = 2 \times 10^{-3} \text{ cal}/(\text{cm} \cdot \text{s} \cdot ^\circ\text{C})$, y para el agua, $(\rho c)_l = (1 \text{ cal}/(\text{g} \cdot ^\circ\text{C})) \times (1 \text{ g}/\text{cm}^3)$, Bredehoeft y Papadopoulos (1965), por lo que de (9):

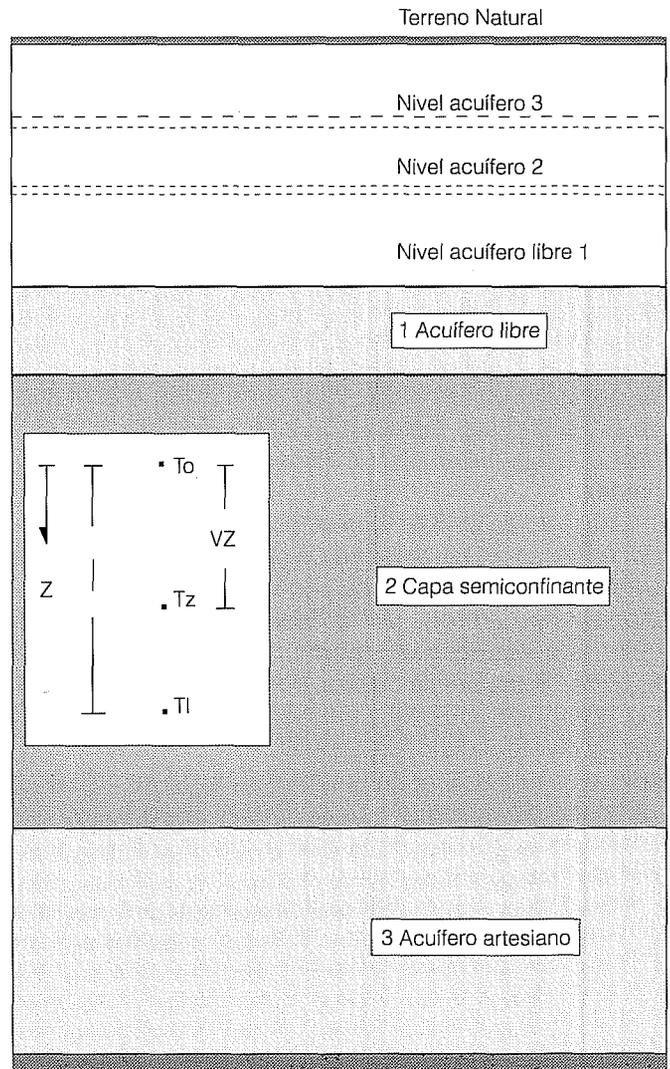
$$|V_z| = |\beta| \lambda^* / (\rho c)_l, l = 2 \times 10^{-3} \beta / l \text{ (cm}^2/\text{s)} \quad (10)$$

El menor valor al que se aprecia una inflexión de la curva tipo es $|\beta| = 0.5$ y la mayor curvatura para $|\beta| = 50$. Por Darcy: $|V_z| = Kz|i|$, donde Kz = conductividad hidráulica vertical e i = gradiente hidráulico vertical. Por lo tanto, de (10):

$$Kz = 2 \times 10^{-3} \beta / l \text{ (cm}^2/\text{s)} \quad (11)$$

De acuerdo con (11), la conductividad hidráulica vertical resultante del estrato semiconfinante depende directamente del valor de β e inversamente de la longitud l entre las profundidades de muestreo y del gradiente hidráulico vertical i .

1. Sistema acuífero termal



Aunque no existe mucha información al respecto, en la referencia Risler y Simmers (1994) se documentan algunos datos de utilidad en diferentes partes de Europa y Asia. En Polonia se ha explorado hasta 2000 m de profundidad, con gradientes geotérmicos del orden de 1.0 a 1.5 °C/50 m; En la República Federal Checa y Eslovaca, los gradientes geotérmicos han alcanzado hasta 1.5 °C/50 m en profundidades del orden de 2500 m; En Hungría, con exploraciones similares, los gradientes han sido del orden de 2.5 °C/50 m; En el territorio europeo de la desaparecida Unión de Repúblicas Socialistas Soviéticas los resultados han sido similares a los de Hungría; En Egipto los gradientes varían de 0.5 a 2.8 °C/50 m en exploraciones del orden de 4000 m de profundidad; En Israel estos gradientes varían de 0.5 a 5.0 °C/50 m en exploraciones hasta de 2000 m. En ninguno de los casos se reportan gradientes hidráulicos verticales, aunque en algunos pozos el agua fluye hasta la superficie ($i = 1$). En Cerro Prieto, México (Elizondo, 1989) el delta del río Colorado tiene temperaturas del orden de 500 °C a profundidades de 3600 m, 6.9 °C/50 m, con sistemas convectivos alimentados por plutones graníticos de 6 a 10 Km de profundidad.

Considerando gradientes hidráulicos verticales de 10^{-3} a 1.0, para espesores de estratos entre 10 y 1000 m, los valores de Kz pueden variar como sigue:

1. Conductividad hidráulica vertical Kz (m/s) para $|\beta| = 0.5$

i l (m)	10^{-3}	10^{-2}	10^{-1}	10^0
10	10^{-5}	10^{-6}	10^{-7}	10^{-8}
100	10^{-6}	10^{-7}	10^{-8}	10^{-9}
1000	10^{-7}	10^{-8}	10^{-9}	10^{-10}

2. Conductividad hidráulica vertical Kz (m/s) para $|\beta| = 50.0$

i l (m)	10^{-3}	10^{-2}	10^{-1}	10^0
10	10^{-3}	10^{-4}	10^{-5}	10^{-6}
100	10^{-4}	10^{-5}	10^{-6}	10^{-7}
1000	10^{-5}	10^{-6}	10^{-7}	10^{-8}

Con los resultados que se muestran en los cuadros 1 y 2 al aumentar la longitud l se obtiene un valor de Kz menor para cada tipo de i , lo que sucede también al aumentar el gradiente i para cada l . El caudal de aportación vertical Q a través de la capa semiconfinante

puede expresarse en función de la velocidad media Vz y el área horizontal A_{xy} utilizando la ley de Darcy como:

$$Q = VzA_{xy} = KziA_{xy} \quad (12)$$

Para un caudal $Q = 1 \text{ m}^3/\text{s}$ se requerirían áreas A_{xy} para los siguientes valores de Kz e i :

3. Áreas transversales A_{xy} (km^2) para $Q = 1 \text{ m}^3/\text{s}$

i Kz (m/s)	10^{-3}	10^{-2}	10^{-1}	10^0
10^{-3}	10^6	10^5	10^4	10^3
10^{-5}	10^8	10^7	10^6	10^5
10^{-10}	10^{13}	10^{12}	10^{11}	10^{10}

De esta forma, para tener una aportación vertical ascendente de $1 \text{ m}^3/\text{s}$, las áreas transversales de flujo deberían ser al menos de 1000 km^2 para un gradiente máximo de 1, con una Kz de 10^{-3} m/s, y máximas de 10^{13} km^2 para un gradiente mínimo de 10^{-3} y una Kz de 10^{-10} metros por segundo.

La conductividad hidráulica depende directamente de la permeabilidad intrínseca k , del peso específico $\lambda = \rho g$, e inversamente de la viscosidad dinámica μ . A su vez, ρ y μ dependen de la temperatura del agua. De acuerdo con Fetter (1988), para valores de la temperatura del agua entre 0 °C y 50 °C, ρ disminuye 1.2% de su valor y para el mismo rango μ disminuye 326.2%. Considerando el rango de temperaturas entre 20 °C y 50 °C, la relación ρ/μ aumenta 81.1%, lo que también aumenta Kz , para $k = \text{cte}$. Esto significa un aumento de caudal de agua caliente, no de masa de agua.

De acuerdo con Custodio y Llamas (1976), por el origen y tipo de materiales acuíferos, los valores de conductividad hidráulica horizontal y vertical, considerando esta última como cincuenta veces más pequeña que la primera, (Hantush, 1964), para diferentes tipos de depósitos no consolidados son:

4. Conductividades hidráulicas en m/s

Tipo de depósito	K_h	K_z
Arcillas	$10^{-8} - 10^{-10}$	$2 \times 10^{-10} - 2 \times 10^{-12}$
Limos	$3 \times 10^{-7} - 3 \times 10^{-10}$	$6 \times 10^{-9} - 6 \times 10^{-12}$
Arenas	$5 \times 10^{-6} - 3 \times 10^{-4}$	$1 \times 10^{-7} - 6 \times 10^{-6}$
Gravas	2×10^{-5}	4×10^{-7}

Algunas conductividades hidráulicas verticales documentadas, (Walton, 1991), reportan valores similares en

m/s: arcillas, $5 \times 10^{-9} - 3 \times 10^{-10}$; limos, $5 \times 10^{-10} - 5 \times 10^{-14}$; arenas, $3 \times 10^{-8} - 5 \times 10^{-9}$; y gravas, $5 \times 10^{-7} - 5 \times 10^{-6}$, lo que permite establecer que valores del orden de 10^{-3} m/s deben corresponder con zonas fracturadas donde el movimiento del agua es suficientemente rápido, por la ausencia de material que retarde el flujo de agua caliente. Este tipo de fracturas requiere de grandes extensiones para acumular una superficie de 1000 Km² para permitir un caudal del orden de 1 m³/s. El valor mínimo de Kz de 10^{-10} m/s puede ser un material arcilloso o limoso, o bien una combinación con arenas y gravas. Este acuitardo requiere una extensión de 10^{13} Km² para el mismo caudal.

Análisis de parámetros

β es un parámetro adimensional definido por Bredehoeft y Papadopulos (1965) que integra propiedades físicas del medio transmisor, donde $(\rho c)_i$ puede tener un rango de variación entre $0.2 \text{ cal/cm}^3 \text{ }^\circ\text{C}$ y $2.6 \text{ cal/cm}^3 \text{ }^\circ\text{C}$ (Carslaw y Jaeger, 1959), y λ^* entre $58 \times 10^{-6} \text{ cal/cm s }^\circ\text{C}$ y $6000 \times 10^{-6} \text{ cal/cm s }^\circ\text{C}$. De (9),

$$\beta = (\rho c)_i Vz / \lambda^*$$

de donde:

$$Vz / \lambda^* = \beta / (\rho c)_i$$

El menor valor de (Vz / λ^*) está gobernado de la siguiente manera:

$$Vz / \lambda^* = 58 \times 10^{-6} \text{ cal/cm s }^\circ\text{C} \times 0.5 / 2.6 \text{ cal/cm}^3 \text{ }^\circ\text{C} = 11.15 \times 10^{-6} \text{ cm}^2/\text{s}$$

y el valor mayor:

$$Vz / \lambda^* = 6000 \times 10^{-6} \text{ cal/cm s }^\circ\text{C} \times 50 / 0.2 \text{ cal/cm}^3 \text{ }^\circ\text{C} = 1.5 \text{ cm}^2/\text{s}$$

Considerando un espesor de 1000 m, la mínima velocidad que puede ser detectada es de 1.1×10^{-14} m/s y la máxima velocidad es de 1.5×10^{-5} m/s, para un espesor de 10 metros.

Conclusiones

Durante los últimos cuarenta años el campo de la hidrología subterránea ha avanzado espectacularmente al aplicarse a sistemas regionales de flujo en acuíferos, cuya conexión lateral e inferior con otros almacenamientos ha sido demostrada química y físicamente a través del tiempo. El movimiento del agua subterránea,

aunque lento por las permeabilidades de las formaciones a través de las que circula, llega a ser importante por las extensiones en que se manifiesta. Este funcionamiento se presenta en forma natural al reducirse las cargas hidráulicas en los acuíferos, propiciando gradientes de masa en respuesta a inestabilidades temporales o permanentes.

Generalmente la alimentación lateral de los acuíferos es menor a la que proviene de la superficie por infiltración, que, además de ser de mejor calidad, renueva el almacenamiento subterráneo. La lateral e inferior, normalmente cargada de sales, tiene menor calidad por su permanencia en el subsuelo y, cuando se asocia a procesos hidrotermales, se recibe con metales pesados en solución. Esta es una parte de la causa por la que los usos normales del agua que procede de sistemas regionales no incluyen el potable.

El funcionamiento natural de los acuíferos toma en cuenta la conexión regional y su respuesta hidráulica incluye la recarga lateral e inferior. Esta recarga aumenta al disminuir por extracción el almacenamiento, lo que propicia cambios en la temperatura y la calidad del agua subterránea. Exploraciones realizadas bajo los acuíferos con fines energéticos confirman lo anterior y comprueban que los sistemas termales profundos están prácticamente aislados de los cuerpos superiores más fríos.

La presencia de agua caliente en la superficie, principalmente la de temperaturas altas, confirma que el movimiento es rápido, a través de fracturas, con poca resistencia y gradientes hidráulicos generados por diferentes densidades. Cuando el movimiento ascendente se lleva a cabo en materiales granulares, la velocidad disminuye y por lo tanto el agua tiene más tiempo para transmitir el calor que almacena. Para que la alimentación del acuífero sea importante se requieren extensiones muy grandes, pues el aumento de la conductividad hidráulica por el aumento de la temperatura no garantiza la importancia del caudal.

Recibido: febrero, 1996

Aprobado: agosto, 1997

Referencias

- Bear, J. 1972. *Dynamics of fluids in porous media*. New York, USA: American Elsevier Pub. Co., Inc.
- Bredehoeft, J. D. e I. S. Papadopulos. 1965. Rates of vertical groundwater movement estimated from the Earth's thermal profile. *Water Resources Research* 1(2):325-328.
- Carslaw, H. S. y J. C. Jaeger. 1959. *Conduction of heat in solids*. 2ª Ed. Inglaterra: Oxford at the Clarendon Press.
- Combarnous, M. A. y S. A. Bories. 1975. *Hydrothermal convection in saturated porous media*. Advances in Hydros-

- science, No. 10; New York, USA: Ven Te Chow. Academic Press.
- Custodio, E. y M. R. Llamas. 1976. *Hidrología subterránea*. Tomo II. Barcelona, España: Ed. Omega, S. A.
- Elizondo, J. R. 1989. *La recarga de acuíferos en campos geotérmicos*. Alternativas Tecnológicas 30, pp. 140-147, México: Academia Mexicana de Ingeniería, CONACYT.
- Fetter, C. W. 1988. *Applied hydrogeology*. 2ª Ed. Ohio, USA: Merrill Publishing Co.
- Freeze, R. A. y J. A. Cherry. 1979. *Groundwater*. New Jersey, USA: Prentice-Hall, Inc.
- Freeze, R. A. y P. A. Witherspoon. 1966. Theoretical analysis of regional groundwater flow 1. Analytical and numerical solutions to the mathematical model. *Water Resources Research* 2:641-656.
- Freeze, R. A. y P. A. Witherspoon. 1967. Theoretical analysis of regional groundwater flow: 2. Effect of water table configuration and subsurface permeability variation. *Water Resources Research* 3:623-634.
- Freeze, R. A. y P. A. Witherspoon. 1968. Theoretical analysis of regional groundwater flow: 3. Quantitative interpretations. *Water Resources Research* 4:581-590.
- Hantush, M. S. *Hydraulics of Wells*. 1964. Advances in Hydroscience, No. 1, New York, USA: Ed. Ven Te Chow, Academic Press.
- Herrera R., I., R. Martínez G. y G. Hernández G. 1989. Contribución para la administración científica del agua subterránea de la cuenca de México. *Geofísica Internacional (México)* Vol. 28-2.
- Martínez G., R. 1992. Una escala de la sobreexplotación acuífera. *Ingeniería Hidráulica en México* VII(1)
- Ortega, A. 1989. Las condiciones de fronteras hidráulicas naturales en la cuenca de México, usando modelado matemático. *Geofísica Internacional (México)* 28-2:
- Risler, J-J. e I. Simmers, (Ed.). 1994. Hydrogeothermics. *International Contributions to Hydrogeology*, Vol. 15. Hannover, Germany: International Association of Hydrogeologists.
- Tóth, J. 1963. A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research* 68:4795-4812.
- Velázquez A., L. y A. Ordaz A. 1992. Provincias hidrogeológicas en México. *Ingeniería Hidráulica en México* VII(1):
- Walton, W. C. *Principles of Groundwater Engineering*. Michigan, USA: Lewis Publishers.

Abstract

Martínez, R. "Regional thermal flow". *Hydraulic Engineering in Mexico (in Spanish)*. Vol XIII. Num. 2, pages. 15-21. May-August, 1998.

The concept of regional flow in an aquifer system eliminates impervious boundaries and allows for the connection of hydraulically permeable formations, physically distanced. The water from these systems has different densities, but the hydraulic gradients are more important than thermal and concentration gradients for the velocity potentials. Hot water storages that may lie under cold water aquifers can transfer heat by conduction and convection: the latter is seen in cells with regular dimensions. By reducing the hydraulic pressure in the aquifer, the flow of hot water may be stimulated as a result in the differences in density and salt concentrations. These differences exert a greater effect in the presence of highly permeable fractures that require a smaller flow area than porous media with a lower vertical hydraulic conductivity and flow areas several orders larger for the same hydraulic gradient.

Key words: Convection, conduction, heat, aquifer, aquitard, permeability, porosity, geothermal gradient, overexploitation.

Dirección institucional de autores:

Rubén Martínez

Consultivo Técnico, CNA
Av. Insurgentes sur 1443 6o. Piso, Col. Insurgentes Mixcoac,
CP. 03920 México, D.F
Teléfono: 2 37 42 00 ext. 2932
Email: carreola@servidor.unam.mx