

Figura 75: Método de línea recta, ejemplo de evaluación temporal.— Tomado de LAWA (1979).

El gradiente de la línea recta,  $\Delta s / \Delta \lg t$ , es  $= \Delta s$ , si se utiliza una década logarítmica ( $\Delta \lg t = 1$ ), con lo que vale según (28):

$$T = \frac{2.30 Q}{4 \pi \Delta s} = \frac{0.183 Q}{\Delta s} \text{ [m}^2/\text{s]} \quad (31)$$

Después de la evaluación se tiene que checar, si la condición (27) se cumple. Si no, se tiene que checar, desde cual tiempo el pozo de observación cumple esta condición.

Los métodos de evaluación mencionados pueden ser aplicados también en acuíferos libres, si todos los valores  $s$  son corregidos según:

$$s_c = s - \frac{s^2}{2H} \quad (32)$$

(véase figura 73).

Existen dos soluciones más rectilíneas:

Evaluación del desarrollo espacial  $s = f(\lg r)$  y del desarrollo espacial/temporal  $s = f(\lg t/r^2)$ .

Para estas soluciones se necesitan al menos tres pozos de observación.

Evaluación de la recuperación según el método de línea recta

Se dibujan los datos  $s'$  (descenso residual) versus el cociente  $(t+t')/t'$  (véase figura 76) en papel semi-logarítmico y se construye la línea recta representativa. Se

determina el gradiente  $\Delta s'$  en una década logarítmica  $\Delta \lg(t+t')/t' = 1$  y se aplica la fórmula

$$T' = \frac{2.30 Q}{4 \pi \Delta s'} = \frac{0.183 Q}{\Delta s'} \text{ [m}^2/\text{s]} \quad (33)$$

El coeficiente de almacenamiento  $S$  no se puede determinar por la evaluación de recuperación según el método de la línea recta.

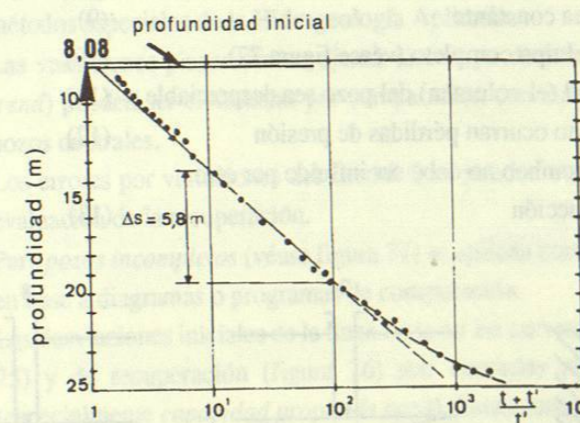


Figura 76: Ejemplo para la evaluación de la recuperación.— Tomado de CASTANY (1982).

En los casos en donde ocurren variaciones del caudal  $Q$ , los valores determinados en la evaluación de la recuperación son más confiables que los de la fase de abatimiento.

En muchos casos el coeficiente de almacenamiento de la fase del descenso  $S$  no es igual al de la recuperación  $S'$ , ya que

- un acuífero confinado no es completamente elástico
- durante la recuperación en acuíferos libres se encierra aire en los poros (especialmente en las cercanías del pozo principal).

Por estos efectos se disminuye  $S'$ , y el valor de la transmisividad  $T'$ , determinado por la recuperación, es demasiado grande.

#### Restricciones y Correcciones

La función de THEIS se basa en los supuestos siguientes:

- Que el acuífero sea:
- confinado (espesor constante) (1)
  - no limitado (2)



- homogéneo (3)
- isótropo (4)
- El nivel de presión sea
  - horizontal (5)
  - constante (6)
- El cambio de almacenamiento del acuífero sea
  - proporcional al cambio de presión y suceda sin retraso (7)
  - El coeficiente de almacenamiento sea constante (8)
  - El caudal Q sea constante (9)
  - El pozo sea del tipo completo (véase figura 77) (10)
  - la capacidad (el volumen) del pozo sea despreciable y (11)
  - en el pozo no ocurran pérdidas de presión (12)
  - El ensayo de bombeo no debe ser influido por otros pozos en producción (13).

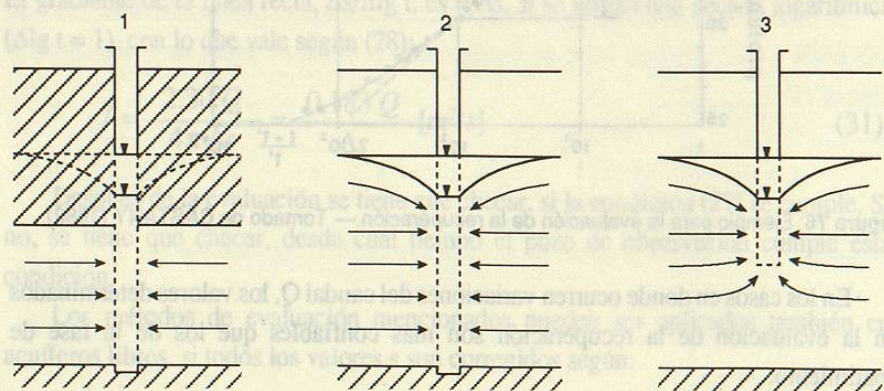


Figura 77: Pozos completos 1: acuífero confinado, 2: acuífero libre e incompleto 3: acuífero libre. Los componentes verticales en el flujo al pozo exigen correcciones según pág. 74, (1), (10).

En los casos (1), (6), (9), (10), (11) y (12), las condiciones no cumplidas exigen las correcciones siguientes:

- (1) En los acuíferos libres se mide un descenso real  $s$  en el pozo que consiste en la suma de descensos parciales (véase figura 78), según:

$$s = s_d + s_i + s_w$$

donde

$s_d$ : pérdida de presión específica del acuífero según  $s = f(r,t)$ .

$s_i = s^2/2H$ : tramo de rezume, resultando de componentes de flujo verticales dentro del cono de abatimiento en acuíferos libres, véanse figuras 73 y 78.

$s_w$ : pérdida de presión de pozo (= total de las resistencias de entrada y de las pérdidas de fricción en el pozo principal, dependientes de la construcción del pozo).

En la evaluación del ensayo de bombeo  $s_i$  se elimina por la corrección (32) pág. 74.  $s_w$  ocurre solamente en el pozo principal. Se puede calcular por métodos especiales de la Hidrogeología Aplicada.

- (6) Las variaciones piezométricas ajenas al ensayo de bombeo (= tendencia, trend) pueden ser eliminadas por comparación con curvas de variación de pozos neutrales.
- (9) Los errores por variaciones del caudal Q se pueden evitar al limitarse a la evaluación de la recuperación.
- (10) Para pozos incompletos (véase figura 77) se aplican correcciones especiales en base a diagramas o programas de computación.
- (11) Las desviaciones iniciales de la línea recta en las curvas de descenso (figura 75) y de recuperación (figura 76) son causadas por efectos de pozo (especialmente capacidad propia de pozo). Estas partes de las curvas no se utilizarán para la evaluación.
- (12) Véase (1) y figura 78.

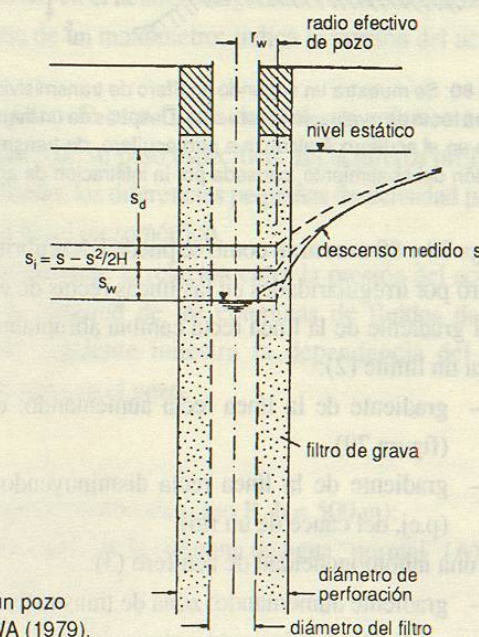
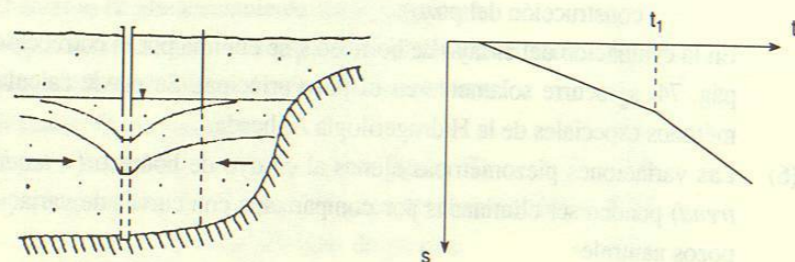


Figura 78: Pérdidas de presión de un pozo en acuífero libre.— Tomado de LAWA (1979).

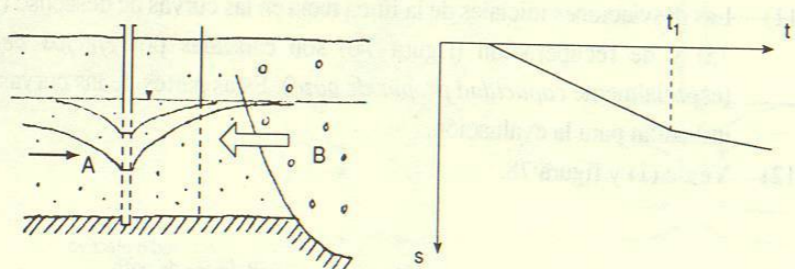


Interpretación de irregularidades en las curvas de evaluación

Las desviaciones en las curvas de evaluación causadas por condiciones del acuífero no cumplidas (2),(3),(4) y (7) pueden ser utilizadas para el descubrimiento de irregularidades en la estructura del acuífero, como fronteras etc. (figs.79 y 80).



**Figura 79:** Se muestran un límite de acuífero en la sección (izquierda) y en la línea recta de evaluación (derecha). Después de un tiempo  $t_1$ , el cono de abatimiento alcanza el límite del acuífero. Se observa un aumento del descenso, disimulando una transmisividad reducida.



**Figura 80:** Se muestra un segundo acuífero de transmisividad elevada en la sección (izquierda) y la línea recta de evaluación (derecha). Después de un tiempo  $t_1$ , el cono de abatimiento del pozo situado en el acuífero A alcanza a otro acuífero, de transmisividad elevada B. Se observa una reducción del abatimiento, causada por la infiltración de agua del acuífero B.

Las figs.79 y 80 muestran como se pueden descubrir límites o inhomogeneidades del acuífero por irregularidades en las líneas rectas de evaluación:

El gradiente de la línea recta cambia abruptamente, donde el cono de descenso alcanza un límite (2):

- gradiente de la línea recta aumentando: delimitación lateral del acuífero (figura 79).
- gradiente de la línea recta disminuyendo: aguas superficiales infiltradas (p.ej. del cauce de un río)

o una inhomogeneidad de acuífero (3):

- gradiente aumentando: zona de transmisividad disminuida.
- gradiente disminuyendo: zona con transmisividad elevada (figura 80).

Para el reconocimiento de anisotropías horizontales y verticales del acuífero (4) existen métodos de evaluación especiales.

Los casos de condiciones no cumplidas (7) y (8) ocurren donde el acuífero consiste parcialmente en una capa semipermeable ("leaky acuífer"), así que una parte del agua extraída se origina de esta capa semipermeable con rezume vertical hacia el cono de descenso. En la Hidrogeología Aplicada se utilizan varios métodos especiales para el cálculo de los parámetros de ambas partes del acuífero.

Valores medios

La evaluación de un ensayo de bombeo con pozos de observación suministra varios valores de T y S. Estos valores pueden ser obtenidos a partir de las evaluaciones del abatimiento y la recuperación de cada pozo, además por las evaluaciones del desarrollo temporal, espacial y espacial/temporal. De los valores individuales  $T_1, \dots, T_n$ ,  $S_1, \dots, S_n$  se calcula la transmisividad media  $\bar{T}$  y el coeficiente de almacenamiento medio  $\bar{S}$ . En el cálculo del promedio los valores individuales más ciertos obtienen un peso mayor que los menos ciertos.

La presión de acuífero y el nivel piezométricoEfectos de la densidad del fluido en el nivel piezométrico

El nivel piezométrico de un acuífero confinado está determinado por la presión de acuífero, de tal manera que el peso de la columna de agua en un pozo está en equilibrio con la presión (el potencial) en el acuífero (figura 81). La columna de agua en un pozo funciona como la aguja de un manómetro: indica la presión del acuífero por la altura de su nivel.

El peso de la columna de agua o de otro fluido depende no solamente de su altura, sino también de su densidad o de su peso específico. En acuíferos profundos con gran altura de la columna de fluido, las diferencias pequeñas de densidad pueden causar diferencias importantes del nivel piezométrico.

La figura 81 ilustra esquemáticamente la relación entre la presión del acuífero (presentada como constante) y la longitud de las columnas de fluidos de peso específico diferente. El ejemplo siguiente muestra la dependencia del nivel piezométrico de la temperatura de agua en el pozo.

Ejemplo (véase figura 81):

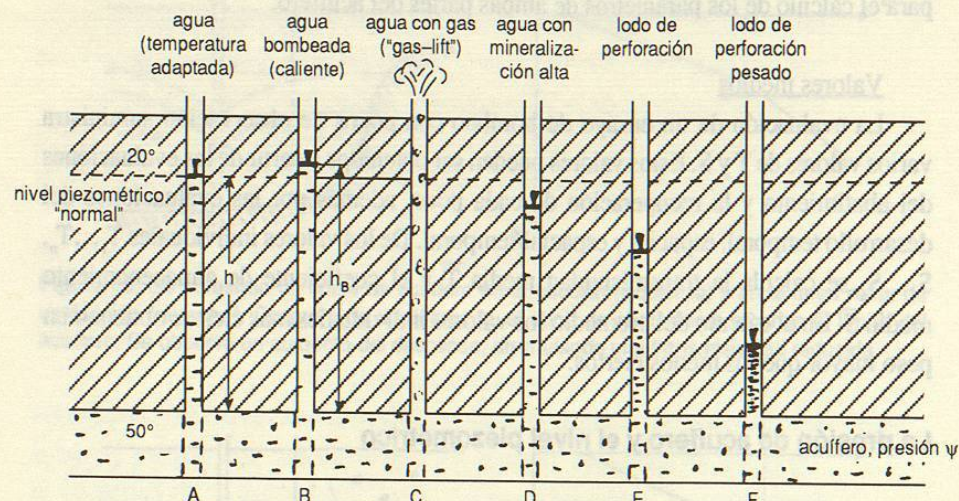
Corrección del nivel  $h_b$  de agua termal bombeada (caso B,  $h = 500$  m):

1. Cálculo de la temperatura media de la columna de agua "normal" (A):

$$T = (50^\circ + 20^\circ)/2 = 35^\circ$$



2. Toma de los pesos específicos de agua de temperatura de 35° y de 50° de una tabla:  $\gamma_{35} = 0.993 \text{ g/cm}^3$ ,  $\gamma_{50} = 0.988 \text{ g/cm}^3$
  3. Calcular  $h_B$  según  $h_B : h = \gamma_{35} : \gamma_{50}$ ,  $h_B = 500 \times 0.993 / 0.988 = 502.5 \text{ m}$
- Resultado:** El nivel piezométrico del agua termal bombeada está  $502.5 - 500 = 2.5 \text{ m}$  arriba del nivel "normal" (A).



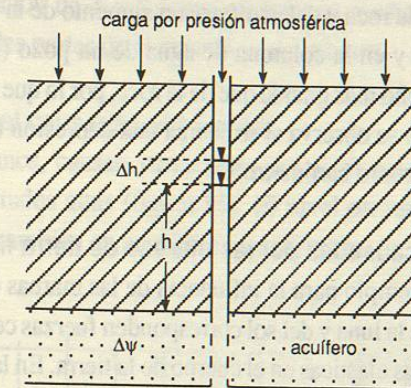
**Figura 81:** Columnas de fluido de peso específico diferente en un mismo acuífero (esquemático, sin escala)

- A: La columna de agua tiene temperaturas adaptadas a la roca (caso normal). Ejemplo: Cerca de la superficie  $T = 20^\circ\text{C}$ , Acuífero  $T = 50^\circ\text{C}$ .
- B: El pozo fue bombeado recientemente; por eso toda la columna consiste de agua caliente con la misma temperatura del acuífero (ejemplo:  $50^\circ\text{C}$ ). El nivel piezométrico sube por el peso específico más ligero del agua caliente (véase ejemplo pag. 79).
- C: El acuífero contiene agua con alta concentración de gas (p.ej.  $\text{CO}_2$ , metano). El bombeo causa una disminución de presión y los gases disueltos se dedisuelven, formando burbujas, por lo que el peso específico de la columna se baja rápidamente y el pozo se vuelve eruptivo (efecto de *gas-lift*).
- D: Agua de alta mineralización tiene un peso específico elevado. Por eso el nivel piezométrico de una columna de agua de alta mineralización es más bajo que el de una columna de agua dulce.
- E: Lodos de perforación se utilizan para el aumento del peso específico del fluido en perforaciones. El nivel piezométrico de lodo es más bajo que el de un pozo con agua.
- F: En casos especiales se utiliza lodo de perforación pesado (harina de barita) para evitar erupciones.

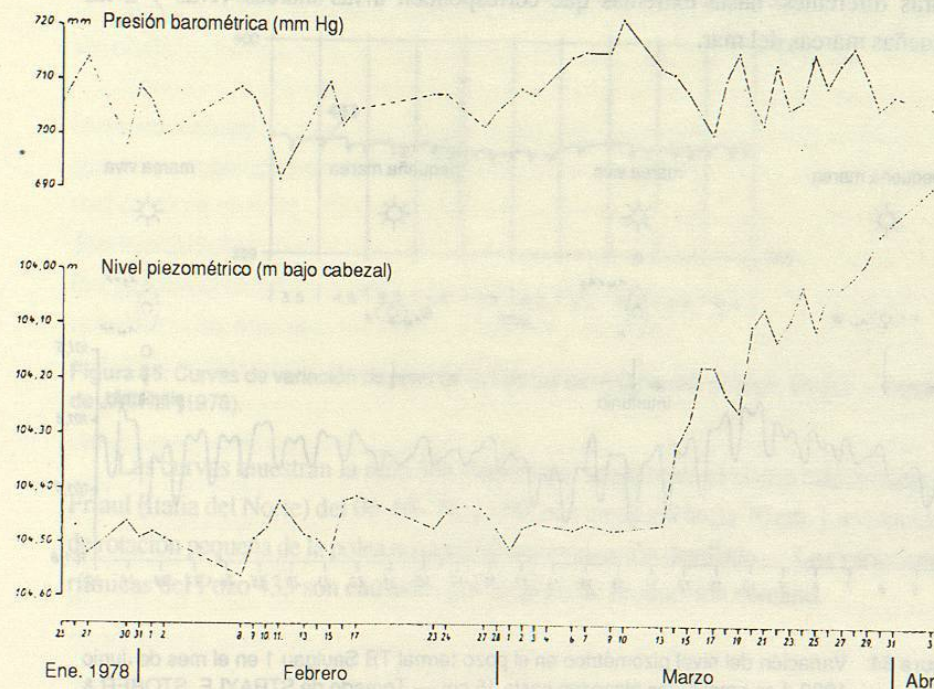
**Variaciones del nivel piezométrico causadas por variaciones de la presión barométrica**

Las variaciones de la presión del aire causan variaciones medibles del nivel piezométrico en pozos confinados y profundos. Estas variaciones, así como las

variaciones causadas por las mareas de tierra firme y por sismos, se miden en pozos de observación con un registro continuo instalado.



**Figura 82:** La variación del nivel  $\Delta h$  corresponde a la variación de presión del acuífero  $\Delta \psi$ , causada por variaciones barométricas, mareas de tierra firme o sismos.



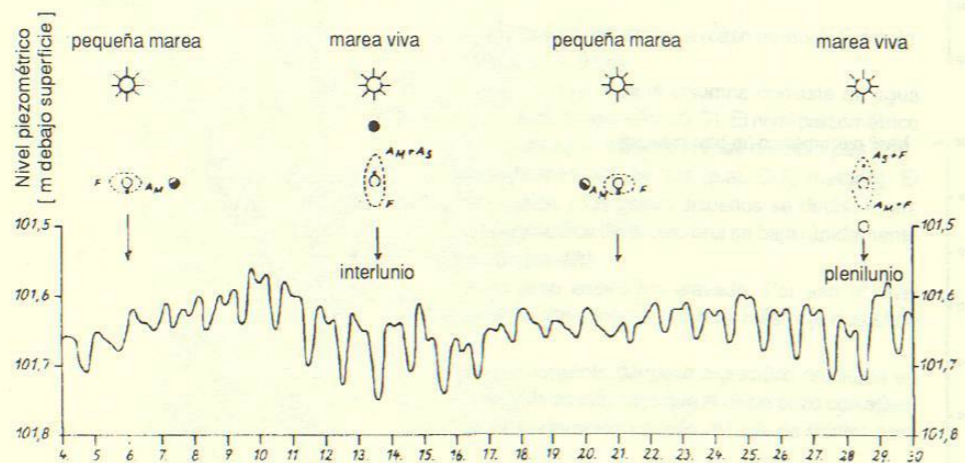
**Figura 83:** Curva de variación de nivel de pozo (abajo) en relación a la curva barométrica (arriba). Se ve la reacción inversa del nivel con amplitudes hasta 15 cm. El ascenso grande desde el 13-03-78 es causado por el ascenso del agua subterránea en la zona de recarga de este sistema profundo, la cual se encuentra en una distancia de aprox. 20 km. Pozo termal Saulgau 1, profundidad 650 m (Alemania del Sur).— Tomado de WERNER (1978).



En el ejemplo presentado en la figura 83 se observa una reacción inversa del nivel piezométrico en las variaciones barométricas. El nivel desciende si la presión del aire asciende, y al contrario, lo que se explique como sigue: Ya que la elasticidad del agua es más grande que la de la roca y del acuífero, un aumento de la carga atmosférica en la superficie de la tierra y en la columna de agua de un pozo (figura 83) causa una compresión del agua mucho más grande que de la roca, por lo que el nivel piezométrico se baja. El caso contrario se observa si se acerca una depresión barométrica. El nivel piezométrico reacciona como barómetro.

Variaciones del nivel causadas por las mareas de tierra firme

Figura 84 muestra un ejemplo para la influencia de las mareas de tierra firme. A las fuerzas de gravitación de la luna y del sol corresponden fuerzas centrífugas terrestres que causan deformaciones elásticas en el cuerpo de la tierra. En las partes descargadas se aumenta el volumen de huecos por lo que el nivel piezométrico desciende. Por la rotación de la tierra, el nivel piezométrico de pozos de observación en acuíferos confinados desciende y asciende de manera medible. Sin embargo por la eclíptica del eje terrestre, estas amplitudes no son iguales: se observan máximos y mínimos de alturas diferentes, hasta extremas que corresponden a las mareas vivas y a las pequeñas mareas del mar.

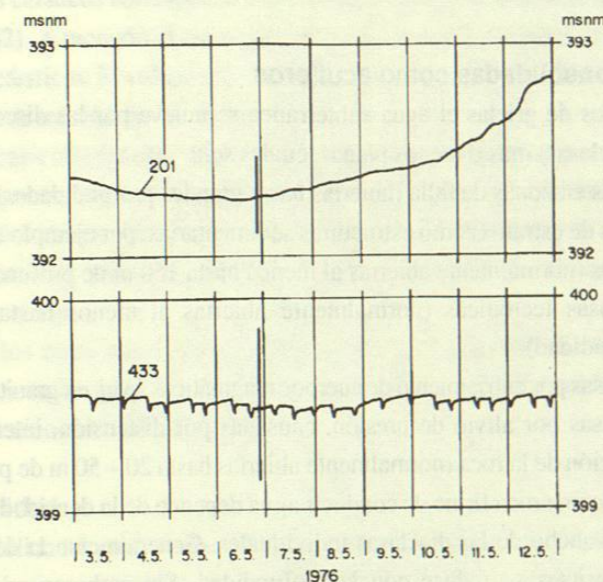


**Figura 84:** Variación del nivel piezométrico en el pozo termal TB Saulgau 1 en el mes de Junio 1980. Las amplitudes alcanzan hasta 15 cm.— Tomado de STRAYLE, STOBBER & SCHLOZ (1994).  
 A: Fuerza de gravitación  
 F: Fuerza centrífuga  
 S: Sol  
 M: Luna

Las amplitudes de las variaciones del nivel de un pozo dependen también de la transmisividad T y del coeficiente de almacenamiento S del acuífero. Esta reacción permite la determinación de T y S como parámetros medios regionales, ya que las mareas afectan grandes partes de la superficie de la tierra.

Variaciones del nivel causadas por sismos

Sismos, también lejanos, causan variaciones del nivel piezométrico de muy corto plazo, pero de amplitudes altas (figura 85). El nivel piezométrico reacciona como sismógrafo, medible también en acuíferos no confinados.



**Figura 85:** Curvas de variación de nivel de dos pozos de observación (Zurich, Suiza).— Tomado de JÄCKLI (1978).

Las curvas muestran la reacción elástica del acuífero en el sismo catastrófico de Friul (Italia del Norte) del 06-05-76, 21:00, con amplitud hasta 70 cm. La velocidad de rotación pequeña de la polea no permitió una evaluación detallada.— Las variaciones rítmicas del Pozo 433 son causadas por un pozo de producción cercano.



## La geohidráulica de los acuíferos de grietas y cársticos

### Las rocas consolidadas como acuíferos

En los acuíferos de grietas el agua subterránea se mueve por las discontinuidades (fracturas, diaclasas) más o menos planas, cuales son:

- grietas en zonas de falla (abiertas hasta grandes profundidades)
- juntas de estratos como estructuras sedimentarias, por ejemplo en areniscas, calizas (normalmente abiertas al menos hasta 150 m de profundidad)
- diaclasas tectónicas (normalmente abiertas al menos hasta 150 m de profundidad)
- diaclasas por enfriamiento de cuerpos magmáticos (p.ej. en granitos, basaltos)
- diaclasas por alivio de presión, causadas por distensión, intemperismo y remoción de la roca (normalmente abiertas hasta 20 – 50 m de profundidad)

La capacidad de una roca firme de conducir agua depende de la densidad de la red de diaclasas y del ancho de las diaclasas individuales. Generalmente la densidad y el ancho de las grietas se reduce con la profundidad. Sin embargo se observaron diaclasas hidráulicamente efectivas a altas profundidades del basamento cristalino (>5km).

El efecto hidráulico de grietas cerradas o rellenadas con precipitaciones como calcita o con sustancias arcillosas o limosas es muy reducido hasta nulo.

En *rocas sedimentarias estratificadas* las juntas forman una red espacial, que consiste en los planos de los estratos más o menos horizontales y un sistema de diaclasas más o menos vertical. Esta orientación espacial puede variar bastante en zonas de alto plegamiento. Se observa una dependencia directa entre el espesor de los estratos y el tamaño de las mallas de la red. En sedimentos de estratos muy gruesos se observan distancias de diaclasas hasta de 20 m.

Las *zonas de fallas tectónicas* pueden ser de alta permeabilidad, sin embargo, en rocas arcillosas, pueden estar selladas (véase figura 29). Las zonas de fallas abiertas pueden conectar hidráulicamente a diferentes pisos de agua subterránea.

En los *acuíferos cársticos* el agua subterránea se mueve por los canales y cavidades irregulares de carst, que se forman por la ampliación de grietas por el proceso de carstificación, véase figura 16, y págs. 158–164. La sección transversal de las cavidades cársticas se puede cambiar dentro de distancias cortas. Existe carstificación con conductos muy marcados individuales y aislados, así como una carstificación relativamente homogénea en aquellas rocas con alta susceptibilidad de ser carstificadas.

### Volumen de cavidad (“porosidad”)

El concepto *volumen de cavidad o de grietas* de los acuíferos de grietas así como de los acuíferos cársticos corresponde a la *porosidad p* de los acuíferos de poros (véase págs. 19 y 62). A menudo el concepto *porosidad* se aplica también en los acuíferos de grietas y cársticos. El volumen de cavidad *p* de las rocas consolidadas generalmente es del orden de tamaño de 1% (0.01).

Hay rocas consolidadas, especialmente areniscas, que además del volumen de grietas tienen una porosidad importante. En estos casos el volumen de grietas se incrementa debido a la adición del volumen de poros al volumen total de cavidades *p*.

En el caso de acuíferos cársticos se utiliza también el concepto *volumen de cavidad cárstica p*.

Todos los otros conceptos de porosidad y de capacidad de almacenamiento, mencionados en las págs. 62–64, como  $p_c$ ,  $\omega$ ,  $S$ ,  $S_y$ , se aplican en los acuíferos de grietas y cársticos en manera análoga.

### Permeabilidad

La permeabilidad *k*, así como la conductividad hidráulica *K* de los acuíferos de grietas y cársticos dependen de la distancia y del ancho de las grietas o de las cavidades cársticas abiertas del acuífero. Generalmente las permeabilidades de los acuíferos fuertemente carstificados sobrepasan las de los acuíferos de poros, mientras que las permeabilidades de los acuíferos de grietas son más pequeñas que las de los acuíferos de poros.

En los acuíferos de grietas hay que diferenciar entre la permeabilidad de la matriz (de los poros) y la permeabilidad de las grietas. Para ellos vale:

$$k_{\text{total de roca}} = k_{\text{matriz}} + k_{\text{grietas}}$$

Esta relación tiene importancia en la *hidrogeología de rocas de baja permeabilidad*. Ya que en estas rocas

$$k_{\text{grietas}} \gg k_{\text{matriz}}$$