

CAPITULO 8

ESTUDIO DE LA PERMEABILIDAD

8.1 GENERALIDADES

8.1.1 Unidades y magnitudes

Por la ecuación de Darcy se ha visto (7.4) que

$$Q = P \cdot x \cdot A \cdot i.$$

de donde el coeficiente de permeabilidad es

$$P = \frac{Q}{x \cdot A \cdot i} \quad (8.1)$$

que tiene la dimensión de una velocidad ya que la ecuación dimensional, por (8.1) es

$$P = \frac{L^3/T}{(L/L) L^2} = L/T$$

Por su comodidad en los trabajos de campo y homogeneidad con los demás parámetros de los acuíferos que se están tratando, en el texto se usará la unidad metros cúbicos por día que pasan por un metro cuadrado de terreno de agua a 20°C con un gradiente de un metro por un metro, lo que es igual a m/día a 20°C.

En Fig. 8.1 se da un resumen de las unidades usadas comúnmente, su orden de magnitud y su significado hidrológico según A. Casagrande.

8.1.2 Efecto de la temperatura

La permeabilidad se corrige por temperatura según la relación.

$$\frac{P_{C^{\circ}}}{P_{10^{\circ}}} = \frac{\gamma_{10}}{\gamma_c}$$

donde γ_c es la viscosidad cinemática a una temperatura C° , cuyos valores se dieron en Tabla (7.1) de viscosidad cinemática del agua en función de su temperatura. También puede usarse la Tabla (8.2) de conversión de permeabilidades según temperaturas.

8.2. DETERMINACION EN LABORATORIO

Las determinaciones de la permeabilidad por estudio de muestras en el laboratorio no dan resultados coincidentes con los ensayos del terreno.

Estos últimos son preferibles porque se adaptan a las condiciones naturales.

Los ensayos de laboratorio tienen errores que se originan en: a) manipulación de las muestras; b) mala recolección de los elementos libres del terreno; c) selección arbitraria del punto de extracción.

Los procedimientos para determinación del coeficiente de permeabilidad en laboratorio son:

- análisis granulométrico, cuyos parámetros permiten el empleo de fórmulas empíricas;

- permeámetros, que utilizan como fluido el agua o el aire.

8.2.1 Fórmulas granulométricas

Existen numerosas fórmulas. Las fórmulas empleadas son mas o menos empíricas, por lo que sus resultados deben aplicarse con gran reserva al cálculo de caudal, pues sólo son indicadores de orden general. Se citarán sólo dos.

FIG. 8.1

COEFICIENTE DE PERMEABILIDAD

(Según Casagrande)

		10 ²	10	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	10 ⁻⁶	10 ⁻⁷	10 ⁻⁸	10 ⁻⁹ cm/seg.	
PROPIEDADES DE DRENAJE		BUEN DRENAJE					DRENAJE POBRE			PRACTICAMENTE IMPERMEABLE			
APLICACION A PRESAS DE TIERRA		SECCIONES PERMEABLES DE LAS PRESAS					SECCIONES IMPERMEABLES DE LAS PRESAS						
TIPOS DE SUELOS		GRAVA LIMPIA Y ARENAS MUY GRUESAS.-		ARENAS LIMPIAS, MEZCLAS DE ARENAS Y GRAVAS LIMPIAS.-			ARENAS MUY FINAS, LIMOS ORGANICOS E INORGANICOS MEZCLAS DE ARENA, LIMO Y ARENA, TIL GLACIAL, DEPOSITOS DE ARCILLAS ESTRATIFICADAS			ARCILLAS HOMOGENEAS POR DEBAJO DE LA ZONA DE METEORIZACION.-			
(L ³ /T)/L ²							"SUELOS IMPERMEABLES" MODIFICADOS POR LOS EFECTOS DE VEGETACION Y METEORIZACION.					L/T	
cm ³ /seg-cm ²		10 ²	10	1	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	10 ⁻⁶	10 ⁻⁷	10 ⁻⁸	cm/seg.
m ³ /seg-m ²		1	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	10 ⁻⁶	10 ⁻⁷	10 ⁻⁸	10 ⁻⁹	10 ⁻¹⁰	m/seg.
m ³ /hr-m ²		10 ³	10 ²	10	1	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	10 ⁻⁶	10 ⁻⁷	m/hr
m ³ /dia-m ²		10 ⁴	10 ³	10 ²	10	1	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	10 ⁻⁶	m/dia
m ³ /año-m ²		10 ⁷	10 ⁶	10 ⁵	10 ⁴	10 ³	10 ²	10	1	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻³	m/año
ft ³ /seg-ft ²		1	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	10 ⁻⁶	10 ⁻⁷	10 ⁻⁸	10 ⁻⁹	10 ⁻¹⁰	ft/seg.
ft ³ /min-ft ²		10 ²	10	1	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	10 ⁻⁶	10 ⁻⁷	10 ⁻⁸	ft/min
ft ³ /hr-ft ²		10 ⁴	10 ³	10 ²	10	1	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	10 ⁻⁶	ft/hora
ft ³ /dia-ft ²		10 ⁵	10 ⁴	10 ³	10 ²	10	1	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	ft/dia
ft ³ /año-ft ²		10 ⁸	10 ⁷	10 ⁶	10 ⁵	10 ⁴	10 ³	10 ²	10	1	10 ⁻¹	10 ⁻²	ft/año
ft ³ /seg-m ²		10 ²	10	1	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	10 ⁻⁶	10 ⁻⁷		
Gal/dia-ft ²		10 ⁶	10 ⁵	10 ⁴	10 ³	10 ²	10	1	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻⁴	
Darcy		10 ⁵	10 ⁴	10 ³	10 ²	10	1	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	
TIPOS DE ACUIFEROS		ACUIFEROS BUENOS					ACUIFEROS POBRES			ACUICLUSAS			

TABLA 8.2

FACTORES DE CONVERSION DE PERMEABILIDADES SEGUN TEMPERATURAS

(de Benítez, 1963)

$t_1 \backslash t_2$	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30	35	40
6	1,00	1,06	1,12	1,18	1,26	1,31	1,39	1,45	1,53	1,59	1,67	1,75	1,84	2,04	2,23
8	0,95	1,00	1,06	1,12	1,19	1,24	1,31	1,37	1,45	1,51	1,58	1,65	1,74	1,93	2,11
10	0,89	0,94	1,00	1,06	1,12	1,17	1,23	1,30	1,36	1,42	1,49	1,56	1,64	1,82	1,98
12	0,84	0,89	0,95	1,00	1,06	1,11	1,17	1,23	1,29	1,35	1,41	1,48	1,55	1,72	1,88
14	0,79	0,84	0,89	0,94	1,00	1,04	1,10	1,16	1,22	1,27	1,33	1,39	1,46	1,62	1,77
16	0,76	0,80	0,85	0,90	0,96	1,00	1,06	1,11	1,17	1,21	1,27	1,33	1,40	1,55	1,70
18	0,72	0,76	0,81	0,84	0,90	0,95	1,00	1,05	1,10	1,15	1,20	1,26	1,32	1,47	1,61
20	0,69	0,73	0,77	0,81	0,86	0,90	0,95	1,00	1,05	1,10	1,15	1,20	1,26	1,40	1,53
22	0,65	0,69	0,73	0,77	0,82	0,86	0,90	0,95	1,00	1,04	1,09	1,14	1,20	1,33	1,45
24	0,62	0,66	0,70	0,74	0,79	0,82	0,86	0,91	0,96	1,00	1,04	1,09	1,15	1,28	1,39
26	0,59	0,63	0,67	0,71	0,75	0,78	0,83	0,87	0,92	0,96	1,00	1,05	1,10	1,22	1,33
28	0,57	0,60	0,64	0,68	0,72	0,75	0,79	0,83	0,87	0,91	0,95	1,00	1,05	1,17	1,27
30	0,54	0,57	0,61	0,64	0,68	0,71	0,75	0,79	0,83	0,87	0,91	0,95	1,00	1,11	1,21
35	0,48	0,51	0,55	0,58	0,61	0,64	0,68	0,71	0,75	0,78	0,82	0,86	0,90	1,00	1,09
40	0,45	0,47	0,50	0,53	0,56	0,59	0,62	0,65	0,69	0,72	0,75	0,78	0,82	0,92	1,00

Para reducir una permeabilidad que ha sido determinada a la temperatura t_1 grados centígrados a una nueva temperatura t_2 grados centígrados, multiplicar por el factor de la tabla en la intersección de los valores de t_1 y t_2 .

8.2.1.1. Ecuación general

Una ecuación generalmente empleada es:

$$P_{cm} = 100 D_{10}^2 \quad (8.2)$$

donde:

D_{10} = diámetro eficaz de los granos en cm.
Castany (1968) cita un ejemplo en Los Vosgos, Francia, donde:

$$D_{10} = 0,015 \text{ cm}; P = 100 (0,015)^2 = 0,02 \text{ cm/s} = 2 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$$

Los ensayos de caudal dieron una permeabilidad de $3 \cdot 10^{-4}$ a $5 \cdot 10^{-4}$ m/s.

8.2.1.2 Fórmula de Hazen

$$V = \frac{k D_{10}^2 h}{1} (0,70 + 0,03 C^\circ) \quad (8.3)$$

donde:

- v = velocidad del agua en m/día en una sección de la misma superficie que la de la arena
- k = coeficiente dependiente del coeficiente de uniformidad (U) de la arena y que decrece cuando éste aumenta
- k = 1.000 para U menor que 5 y D_{10} de 0,10 a 0,30 mm
- k = 1.200 para arena perfectamente uniforme y limpia
- k = 400 para arena de granulometría variable, compactada, y con sales de hierro y aluminio
- D_{10} = diámetro eficaz en milímetros
- U = coeficiente de uniformidad $U = \frac{D_{60}}{D_{10}}$
- h = pérdida de carga
- 1 = espesor de la capa filtrante
- C° = temperatura en grandes centígrados

Hay otras fórmulas desarrolladas según conceptos similares entre las que se citan las de Terzaghi, Slichter, Fair y Hatch, Bakmeteff y Feodoroff, Hulbert y Seben, Rose y Smith.

8.2.2 Permeámetros

Existen fundamentalmente dos tipos de permeámetros:

- permeámetros a nivel constante o a carga constante.
- permeámetros a carga variable.

8.2.2.1 Permeámetro a carga constante

El principio de los permeámetros a carga constante o a nivel constante es de hacer percolar a través de una longitud L de muestra un volumen de agua V durante un tiempo determinado t .

Se aplica directamente la fórmula de Darcy

$$P = \frac{VL}{Ath} \quad (8.4)$$

donde:

P = permeabilidad m^3 /segundo/metro

V = volumen de agua (m^3) que ha pasado en el tiempo t en segundo

L = longitud de muestra atravesada en m.

A = sección transversal de la muestra en m^2 .

h = carga de agua constante en m.

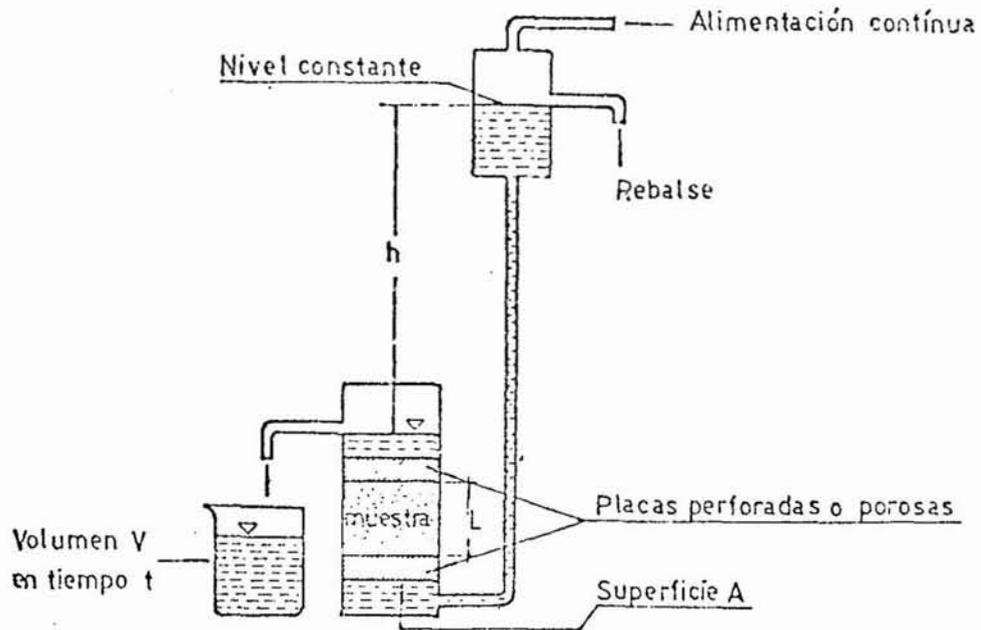


Fig. 8.2 Permeámetro a nivel constante o a carga constante

Este procedimiento es el mas recomendable porque es el que mas se aproxima a las condiciones hidráulicas del terreno.

8.2.2.2 Permeámetro a carga variable

El ensayo se verifica aplicando la fórmula

$$P = \frac{d^2}{D^2} \frac{L}{t} \ln \frac{h_0}{h} \quad (8.5)$$

deducida de la forma diferencial de la fórmula de Darcy, donde

P = permeabilidad

d = diámetro del tubo manométrico

D = diámetro del tubo de la muestra

L = longitud de la muestra

h_0 = lectura original en el tubo

h = lectura en el tubo después del tiempo t

t = tiempo entre dos lecturas, en días

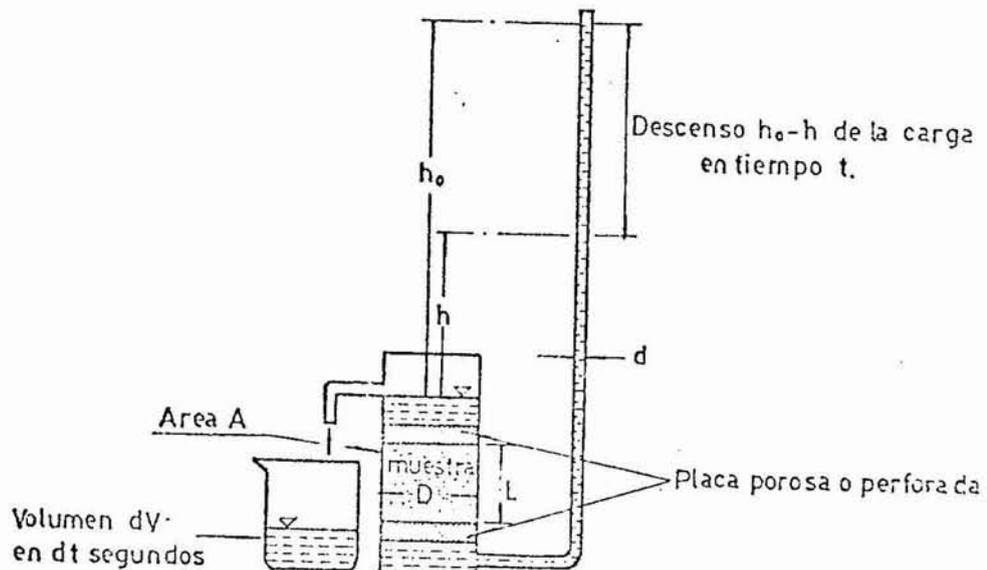


Fig. 8.3 Permeámetro de carga variable

La operación consiste en una vez saturada la muestra, anotar lecturas de alturas de carga h en los tiempos correspondientes t .

Meinzer (1933) ideó un permeámetro de carga variable y a volumen de agua constante, conocido también como permeámetro diferencial. La ejecución de una prueba puede demorar meses. Sirve para ensayos con gradientes muy pequeños, del orden de $1/6.000$.

8.3 DETERMINACIONES EN EL TERRENO

Los métodos hidrogeológicos de determinación de la permeabilidad en el terreno son de cuatro tipos:

- a. ensayos de bombeo
- b. ensayos puntuales
- c. ensayos por pruebas en los pozos
- d. determinaciones de la velocidad real

Los ensayos de bombeo se tratan en los Capítulos 9, 10 y 11.

8.3.1 Ensayos puntuales

Los ensayos puntuales por inyección o por absorción se utilizan preferentemente en terrenos poco acuíferos o no acuíferos donde no pueden aplicarse ensayos de bombeo.

Castany (1968) describe dos métodos:

- método Lefranc para rocas no consolidadas.
- método Lugeon para rocas compactadas.

Ambos métodos consisten en inyectar agua en las formaciones a estudiar y medir el volumen de agua absorbido.

Si el terreno es poco permeable el agua sube a la superficie. La diferencia entre lo inyectado y lo recuperado es el caudal de agua absorbido.

$$\text{(Lefranc)} \quad P = \frac{Q}{C_p} \quad (8.6)$$

$$\text{(Lugeon)} \quad P = \frac{Q}{P} C' \quad (8.7)$$

donde:

- Q = caudal de agua absorbido
- p = carga o presión en m de agua soportado por la formación durante la prueba.
- C = coeficiente de forma de la cavidad cavada frente a la formación probada.
- C' = función que depende del espesor de la formación, radio de acción del pozo (estimado).

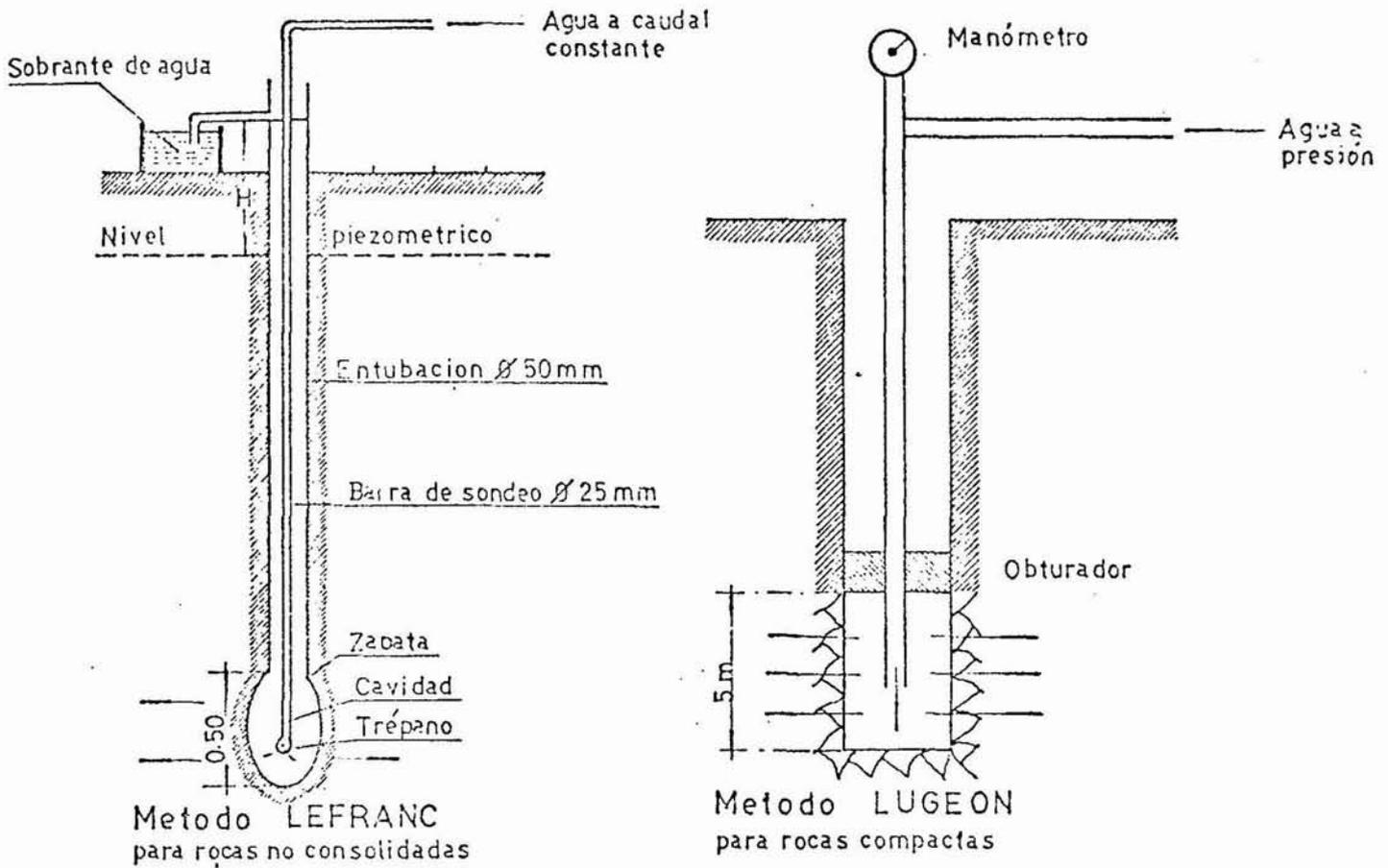


Fig. 8.4 Métodos puntuales de medición de permeabilidad

8.4. DETERMINACION POR LA VELOCIDAD REAL

8.4.1 Relación permeabilidad-velocidad

La cantidad de agua que fluye a través de una sección de terreno de área A es:

$$Q = P_e A v \quad (8.8)$$

y por definición de coeficiente de permeabilidad:

$$Q = P.A.i \quad (8.9)$$

donde:

- P_e = porosidad eficaz
- v = velocidad real
- i = gradiente
- A = sección del acuífero

Igualando (8.) y (8.9)

$$P.A.i. = P_e A v$$

$$P = \frac{P_e v}{i} \quad (8.11)$$

Puesto que i se conoce por mediciones de distancia y d_i diferencia de niveles piezométricos y p_e por mediciones de l_a laboratorio, P se puede determinar midiendo v por medio de trazadores o indicadores introducidos en la corriente de agua subterránea.

8.4.2 Trazadores

Los trazadores son sustancias contenidas o introducidas en las aguas subterráneas, que permiten determinar, además de la velocidad real, la dirección del escurrimiento y el caudal, la alimentación y el balance de agua.

8.4.2.1 Limitaciones

El trazador ideal debiera tener requisitos que se encuentran distribuidos parcialmente en los distintos grupos que se indican en Tabla 8.1.

Su uso requiere técnicas distintas que se dan en la literatura especializada.

Algunas limitaciones están dadas por la contaminación de las aguas, concentraciones máximas admisibles, vida media de los trazadores radiactivos, costo del trazador o de su medición, reacción química con el medio poroso, etc.

TABLA 8.3.

TIPOS DE TRAZADORES

(Castany, 1968)

Tipo de Trazador	Ejemplos	Detección	
Trazadores sólidos (marcadores)	Bolitas de avena, trigo, granos de almidón, levadura de cerveza, bacterias	Optica (microscopio)	
Trazadores químicos solubles	Cloruros (NaCl), bicromato de Na, nitrato de Na	Análisis químico, reacción química o conductividad eléctrica	
Trazadores colorantes	Fluoresceína, rodamina B, cósina, pontacyl, etc.	Optica (a ojo desnudo), fluoroscopios, carbón activado	
Trazadores Isotópicos	Activación	Bromuro activado	Medición de radioactividad, espectrógrafo de masa, irradiación en una pila atómica o después medición de la radioactividad
	Isótopos naturales o estables	Oxígeno 18 Deuterio	
	Radioisótopos naturales	Tritio (Hidrógeno 3) Carbono 14	
	Radioisótopos artificiales	Bromo 82, Iodo 131, Iodo 125, Cobalto 60, Estroncio 90, Cloro 36, Hidrógeno 3	

8.4.2.1.1 Dispositivo de inyección

Los pozos son las vías de inyección y las principales fuentes de detección.

La velocidad máxima según la Ley de Darcy se mide sobre una línea de flujo o de corriente que pase por el pozo, lo que se determina eficientemente con mapa de curvas equipotenciales.

El esquema mas simple es el que se indica en la Fig. 8.5

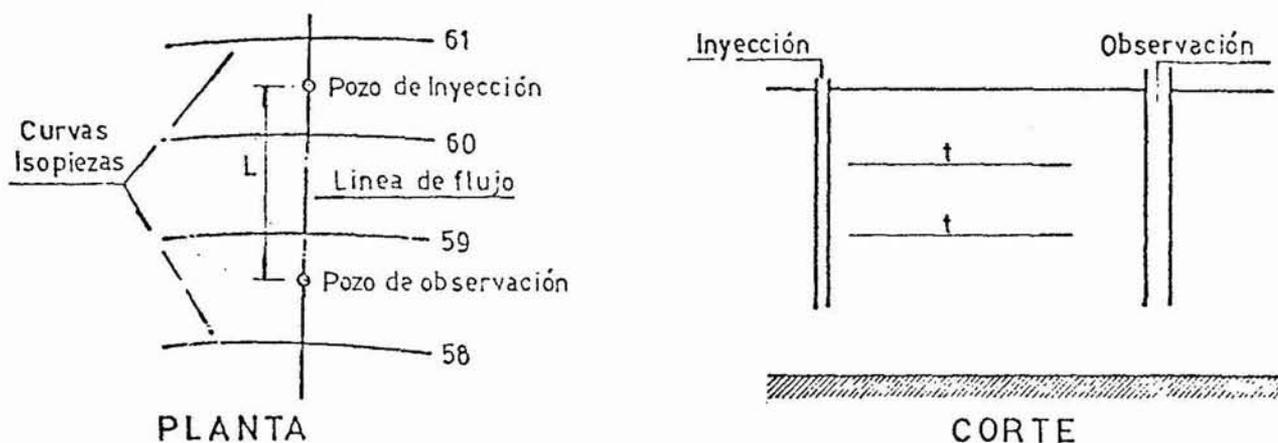


Fig. 8.5. Dispositivo elemental para medición de la velocidad real de escurrimiento con la ayuda de un trazador

El trazador se inyecta en el pozo aguas arriba y se mide el tiempo transcurrido t necesario para su aparición en el pozo aguas abajo, a una distancia medida L . Como los valores de la velocidad real de escurrimiento son pequeños, la distancia entre los pozos puede ser pequeña: 7 a 15 metros en terrenos permeables y hasta 1 metro con poca permeabilidad (Castany, 1968).

La inyección puede ser continua, a caudal constante, o masiva, de corta duración, cuando se trata de determinar solamente la velocidad real.

8.4.2.2 Concentraciones de los trazadores

Las concentraciones a utilizar varían según los autores.

Los trazadores químicos responden a fórmulas que responden a la dilución necesaria en el acuífero.

TABLA 8.4.

CANTIDADES DE TRAZADORES COLORANTES REQUERIDAS POR
POR 10 METROS DE TRAYECTORIA

(Según Siline-Betchourine en Schoeller, 1959)

Colorante	Rocas Arcillosas g	Rocas Arenosas g	Rocas Fisuradas g	Karsts g
Fluoresceína Uranina Eosina	5 - 20	2 - 10	2 - 20	2 - 10
Erytrosina	10 - 40	10 - 30	10 - 40	10 - 40
Rojo Congo Azul de Me tileno	20 - 80	20 - 60	20 - 80	20 - 80
Anilina azul	20 - 80	20 - 70	20 - 80	20 - 80
Rojo Punzó	10 - 40	10 - 30	10 - 40	10 - 40

8.4.2.3 Dispersión

En condiciones normales de circulación del agua subterránea, el movimiento del agua a través de las rocas con porosidad intersticial es un flujo laminar. Sin embargo, como cada poro se conecta directamente con otros seis u ocho poros, se producen divisiones de los filletes, que siguen canales divergentes; al mismo tiempo las distintas ramificaciones se van entrecruzando y conectando (Fig. 8.6 - a y b).

De ese modo las ramificaciones se van ampliando en sentido divergente a partir del origen y se desarrollará un cono de difusión o cono de dispersión (Fig. 8.6 - c).

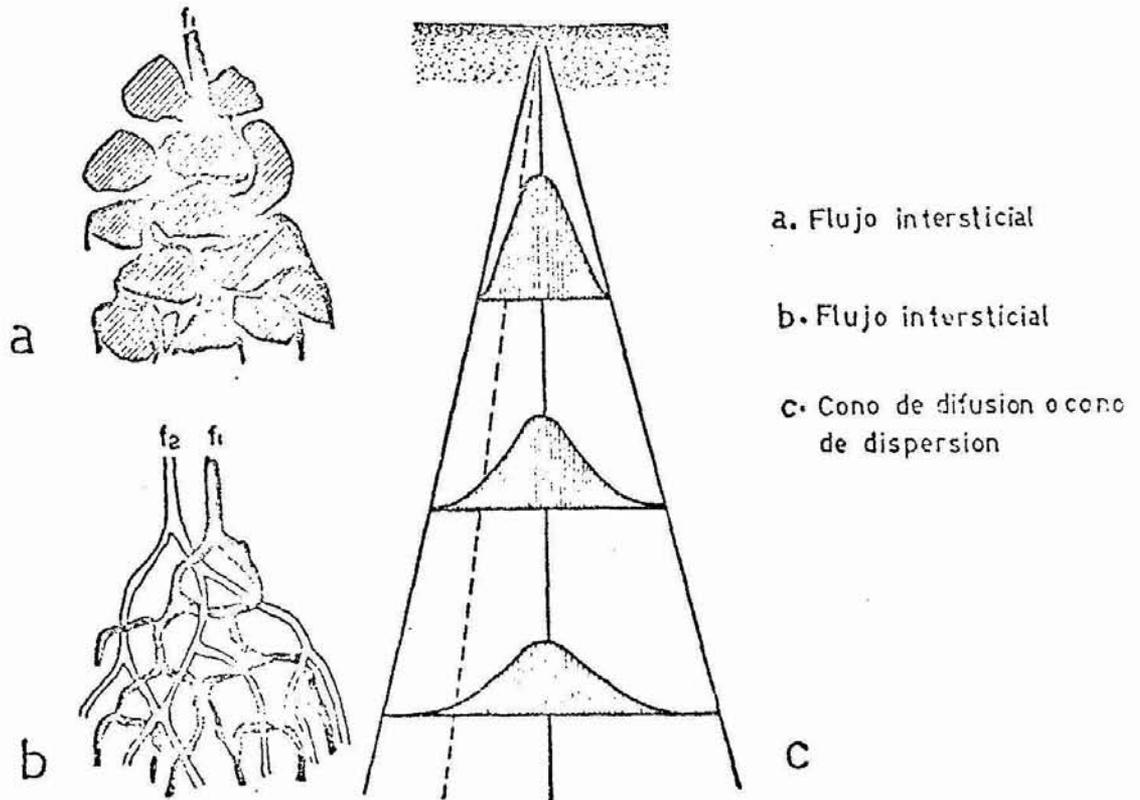


Fig. 8.6. Flujo intersticial y cono de dispersión de un trazador (según Danel, 1953, UNESCO)

Si el goteo original contenía un trazador, ese trazador se encontrará bajo la forma de un cono, con un ángulo en el vértice que varía con el tipo de grano pero que tendrá aproximadamente 6° (Danel, 1953).

En cada sección transversal la curva de concentración se asemeja mucho a una distribución gaussiana (Fig. 8.7 - c).

8.4.2.4 Adsorción

El fenómeno de adsorción de los iones por las rocas arcillosas complican el empleo de trazadores: los cationes de las sustancias inyectadas suelen ser fijadas por las arcillas y materias orgánicas; los aniones son en general ligeramente adsorbidos. Por eso el trazador elegido debe contener preferentemente un anion.

La adsorción es la causa del retardo en la aparición del trazador y aún de su desaparición.

8.4.3 Determinación del tiempo de escurrimiento

Mediante una experiencia sencilla se puede establecer una relación concentración - tiempo (Fig. 8.7).

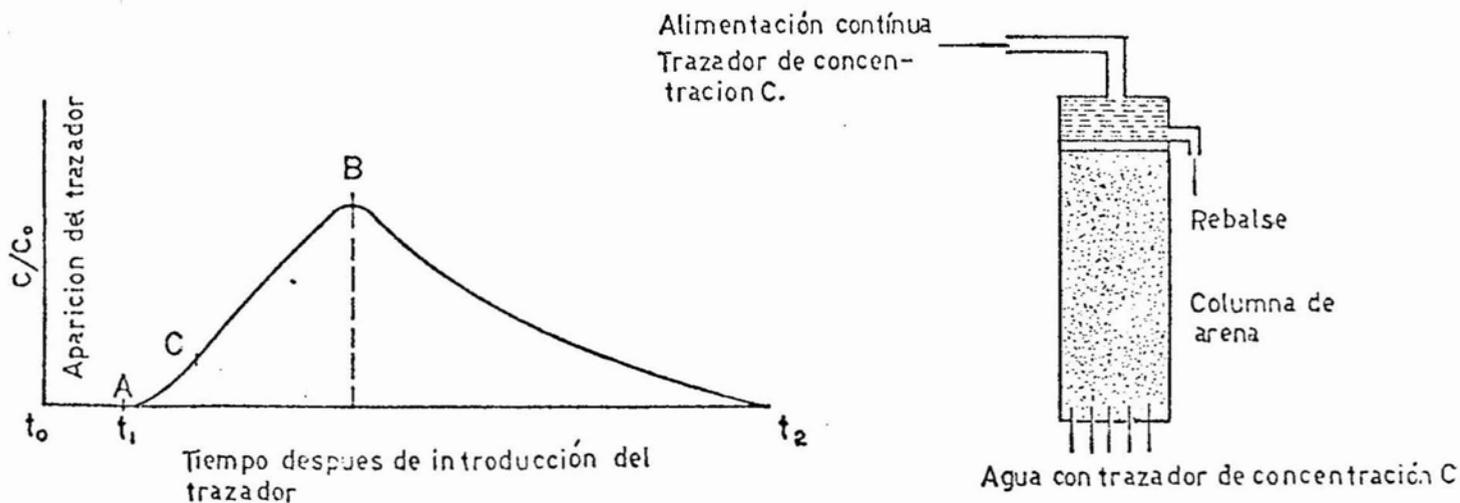


Fig. 8.7 Ensayo de dispersión de trazadores

Una solución del trazador coloreado de concentración " C_0 " percola continuamente a través de una columna vertical de arena. Se mide la concentración " C " a la salida a intervalos de tiempo escalonados, llevando a C/C_0 a las ordenadas y t en segundos a las abscisas se ve que la aparición es progresiva, debido a la dispersión o difusión y a la adsorción.

La curva de variación de concentración-tiempo indica un rápido crecimiento de 0 a un máximo B y un decrecimiento a 0 entre los tiempos t_1 y t_2 .

El tiempo de recorrido tiene las siguientes alternativas (Fig. 8.7):

- a. tiempo mínimo t_1 punto de aparición en A corresponde velocidad real máxima;
- b. tiempo correspondiente a la concentración máxima B;
- c. tiempo máximo de recorrido, punto de inflexión de la curva en C corresponde a velocidad real mínima.

El tiempo medio de recorrido se puede calcular por:

$$t_m = \frac{t_2 - t_1}{2} \quad (8.12)$$

La velocidad real media resulta entonces:

$$m = \frac{L}{t_m} \quad (8.13)$$

donde:

m = velocidad real media en m/seg.

L = distancia entre el punto de inyección y punto de observación, en m.

t_m = tiempo medio de recorrido, según (8.12) en segundos.

Si el tiempo t , corresponde a la velocidad real máxima, entonces puede admitirse (Castany, 1968).

Velocidad real \leq 1/2 velocidad máxima

La velocidad real de escurrimiento de las aguas subterráneas es, en general, relativamente pequeña, desde algunos metros/año en los acuíferos arenosos confinados hasta algunos kilómetros por año en las capas aluviales libres.

De ello resulta un gran retardo entre la alimentación en las zonas de recarga y los puntos de explotación.

BIBLIOGRAFIA CITADA

CAPITULO 8

- BENITEZ, A. (1963): Captación de Aguas Subterráneas; Edit. Dossat, Madrid.
- BOUWER, H. (1969): Infiltration of Water Into Nonuniform Soil. Traducción en Memorandum Técnico No. 286, Secretaría de Recursos Hidráulicos México, D.F., 1970.
- CASTANY, G. (1968): Prospection et Exploitation Des Eaux Souterraines Dunod, Paris.
- DANEL, P. (1963): The Measurement of Ground-Water Flow; Proceedings of Ankara Symposium on Arid Zone Hydrology, UNESCO, Paris.
- MEINZER, O.E. (1942): Hydrology, Mc Graw-Hill Book Co., New York.
- ROSE, H.E. (1945): On the Resistance Coefficient-Reynoldos Number Relationship For Fluid Flow Through a Bed For Granular Material; Proc. Inst. Mech. Engrs., Vol. 153.
- SCHOELLER, H. (1959): Arid Zone Hydrology. Recent Developments; UNESCO, Place de Fontenoy, Paris.

