

CLASE 2.5.T.

VALORES DE LOS DIFERENTES PARÁMETROS HIDRÁULICOS BÁSICOS Y SU DETERMINACIÓN EN EL LABORATORIO Y SOBRE EL TERRENO

1. **POROSIDAD**
2. **DETERMINACIÓN DE LA POROSIDAD**
3. **PERMEABILIDAD**
4. **DETERMINACIÓN DE LA PERMEABILIDAD**
5. **TRANSMISIVIDAD**
6. **COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO**
7. **DETERMINACIÓN DEL COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO**



VALORES DE LOS DIFERENTES PARÁMETROS HIDRÁULICOS Y SU DETERMINACIÓN EN EL LABORATORIO Y SOBRE EL TERRENO

1. POROSIDAD

Es la relación entre el volumen de huecos o poros, conectados entre sí, y el volumen total de una muestra dada:

$m = \text{Volumen total de poros conectados entre sí} / \text{Volumen total de la muestra}$

Por lo tanto, es un parámetro hidrológico adimensional (es un número: 0,1 ó 10 %)

$$m_t = m_e + m_r$$

La porosidad total, m_t , es la suma de la **porosidad gravífica** (o eficaz o útil) m_e (que se puede drenar fácilmente por gravedad **-para tiempos suficientemente largos-**), y la porosidad de **retención (m_r)**, o **retención específica**, que se puede drenar o secar por centrifugación intensa (poros semicerrados o no conectados entre sí, poros muy pequeños, partículas de agua adheridas a los granos sólidos, etc.).

La porosidad de retención o retención específica es relacionable, más precisamente, con el concepto de **humedad equivalente centrífuga** (peso del agua retenida en una muestra saturada luego de someterla a una aceleración de 1.000 veces la gravedad, durante una hora, respecto al peso de muestra seca).

La porosidad es función:

del empaquetado	cúbico	48 %
(y con el mismo diámetro de grano)	rómbico	40 %
	romboédrico	26 %

del tamaño del grano, y su distribución

de la forma del grano

Pero en la naturaleza, es decir, en la realidad **física o geológica**, los granos o partículas no son esféricos ni homométricos ni homogéneos (ni morfométricamente ni mineralógicamente), los granos pequeños pueden rellenar los espacios dejados por los granos mayores, disminuyendo la porosidad del conjunto, pueden existir granos que, a la vez, sean porosos, etc., etc.

Además, hay otros factores geológicos que también influyen (la compactación, la presencia de arcillas, precipitaciones químicas o bioquímicas, posteriores o sincrónicas con la formación de la roca, etc., etc.).



GRAVAS Y ARENAS ALUVIALES DE UNA RIERA



BORDES DEL MISMO ALUVIAL (IMPERMEABLE ?)



HOMOGENEIDAD E ISOTROPIA DEL MATERIAL DETRÍTICO DE UN ACUIFERO



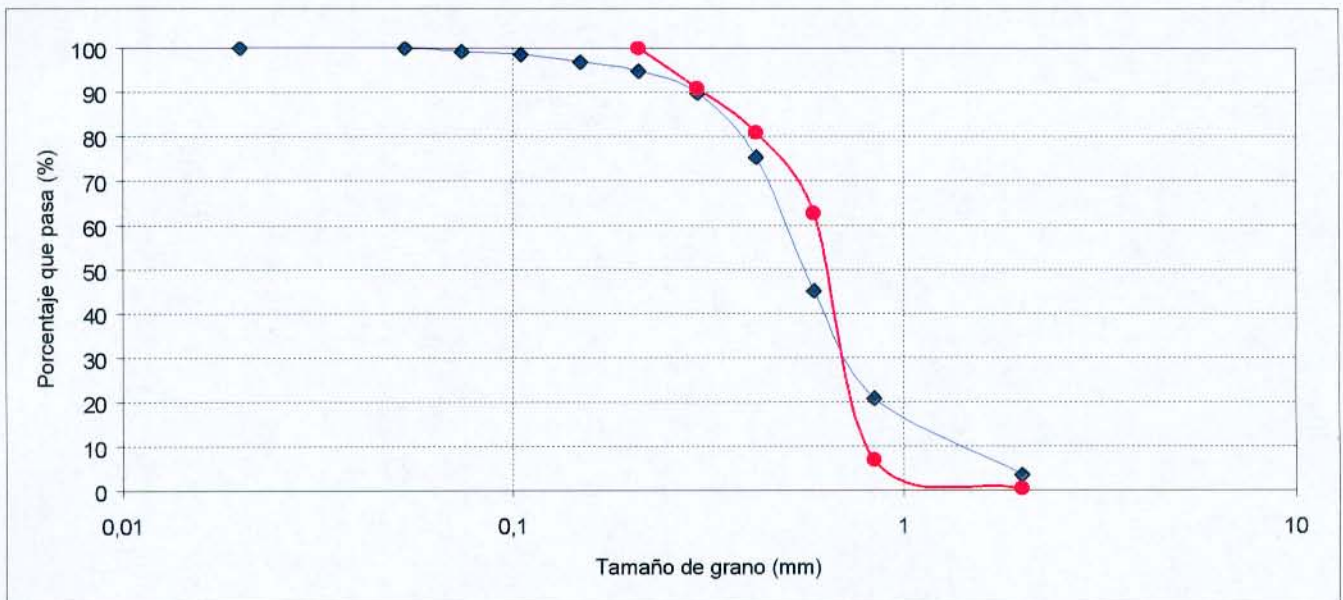
HETEROGENEIDAD Y ANISOTROPIA EN MATERIALES CARBONATADOS

Suelen ser interesantes y útiles las **curvas granulométricas** para conocer la granulometría de los materiales, obtenidas por tamizado de muestras de rocas sueltas y la posterior construcción de curvas acumulativas, en las que se suele distinguir el tamaño d_x , que es el tamaño o diámetro de grano tal que el x por ciento de los granos son de tamaño menor. Representa también el ancho de malla del tamiz que deja pasar el x por ciento de la muestra.

Coefficiente de uniformidad o de distribución $f = d_{60}/d_{10}$

Al tamaño d_{10} se le suele llamar **tamaño eficaz o efectivo**

Estos valores pueden tener interés a la hora de dimensionar los diámetros de los empaques o macizos de grava en los pozos entubados.



Valores correspondientes a la muestra representada por la curva delgada (aproximadamente):

$$d_{60} = 0,6 \text{ mm} \quad d_{10} = 2 \text{ mm}$$

Coefficiente de uniformidad o de distribución $f = d_{60}/d_{10} = 0,3$

Algunos valores de la porosidad eficaz (Custodio y Llamas, 1976, pág. 467 y 468)

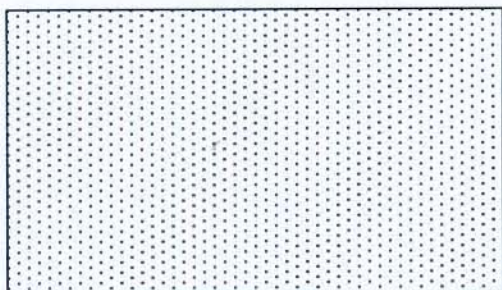
Material	Porosidad eficaz (%)		
	Máxima	Mínima	Media
Arcilla arenosa	18	3	7
Arena fina	28	10	21
Arena media	32	15	26
Arena gruesa	35	20	27
Arena con grava	35	20	25
Gravas finas	35	21	25
Gravas medias	26	13	23
Gravas gruesas	26	12	22

En otro tipo de formaciones geológicas, pueden utilizarse los valores del extenso **cuadro 8.2. (pág.468, op. cit.)**.

Sin embargo, todo los valores citados o reproducidos (en las numerosas tablas similares publicadas) deben usarse siempre como **meramente estimativos, comparativos o cualitativos**, ya que las **condiciones locales** de cada situación, acuífero o emplazamiento hidrogeológico presentan características o aspectos propios y específicos de los mismos (que además, suelen o pueden ser difícilmente conocibles o determinables), que imposibilitan una generalización de estos valores, no ya a nivel mundial, sino ni siquiera a nivel nacional o regional.

En este sentido, es muy importante leer con atención los párrafos **2.5 y 2.6 de la página 467 de Custodio y Llamas** (op. cit.).

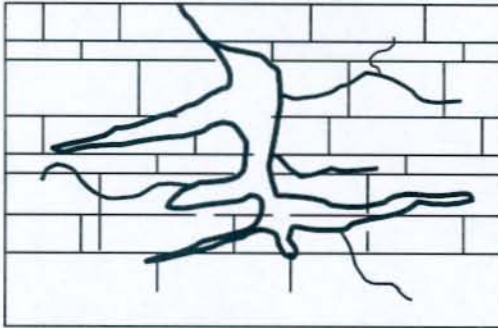
El concepto teórico de porosidad es muy claro en los medios porosos de tipo granular o de materiales sueltos, pero en los medios porosos reales por **fracturación, disolución o una mezcla de ambos procesos**, puede no ser ya tan evidente. A veces, es preciso considerar grandes masas del macizo fracturado para tener valores representativos reales o fiables de la porosidad (el llamado factor de escala):



MEDIO POROSO GRANULAR
HETEROGÉNEO A GRAN ESCALA
HOMOGÉNEO A PEQUEÑA ESCALA



MEDIO FISURADO EN ROCAS DURAS
HETEROGÉNEO A GRAN ESCALA
HETEROGÉNEO A PEQUEÑA ESCALA



MEDIO CÁRSTICO EN ROCAS CARBONATADAS O SOLUBLES

HETEROGÉNEO A GRAN ESCALA

HETEROGÉNEO A PEQUEÑA ESCALA

En la realidad, existen siempre casos complejos de yuxtaposición de estos modelos teóricos (líneas o planos de estratificación, diaclasas, líneas de fracturación, etc.).

2. DETERMINACIÓN DE LA POROSIDAD (Custodio y Llamas, op. cit., pàg. 469 y siguientes)

m_t	Laboratorio	Saturación y drenado de muestras Métodos nucleares Métodos volumétricos
m_e	Laboratorio	Saturación y drenado de muestras Correlaciones granulométricas Drenado por centrifugación Inyección de mercurio

En este caso, pero, deben tenerse muy presentes las siguientes **consideraciones** sobre los resultados obtenidos, al tratarse de ensayos sobre **muestras** tomadas en el campo, ya sea directamente o procedentes de sondeos:

DESVENTAJAS DE LA DETERMINACIÓN DE PARÁMETROS HIDROLÓGICOS EN MUESTRAS:

A FIABILIDAD Pueden existir problemas de **fiabilidad** en los valores facilitados por los respectivos laboratorios, sobretudo en las muestras de terrenos sueltos, en función de los sistemas o métodos de determinación, experiencia del laboratorio, etc. En muestras de terrenos coherentes o consolidados, esta fiabilidad en los resultados obtenidos puede ser mucho mayor.

B REPRESENTATIVIDAD LOCAL Las muestras tomadas, sobretudo las procedentes de materiales o rocas sueltas, pueden no ser **representativas** en absoluto de las condiciones en que se encuentran dentro o en el interior del terreno estudiado, en particular, su textura o estructura, a pesar de haberlas obtenido con sistemas especiales de muestreo (tubos sacatestigos de doble pared, muestras parafinadas, etc.), ya que, en el laboratorio o en el transporte, la estructura original puede destruirse o modificarse.

C REPETITIVIDAD Los ensayos realizados suelen ser **destructivos** y, en consecuencia, no **repetitivos**, salvo casos específicos (sobre todo, en las muestras procedentes de rocas coherentes).

D REPRESENTATIVIDAD ESPACIAL Aún así, y en el mejor de los casos (tanto en la toma de muestras como en su determinación), los resultados obtenidos en cada muestra representan exclusivamente un **valor único y puntual de la porosidad del terreno, a una determinada profundidad** (o localización) en el punto o lugar donde se tomó la muestra (es decir, exclusivamente en unas coordenadas X, Y y Z). Así, para estudiar una gran zona acuífera y/o con gran espesor, pueden precisarse muchos sondeos con muchas muestras, lo cual encarece y ralentiza el problema (o estudio) enormemente.

→ En consecuencia, y en muchos casos, las determinaciones de la porosidad en el laboratorio suelen tener el mismo valor, validez o fiabilidad, como mínimo, que los valores obtenidos por simples **estimaciones** o **comparaciones** de la porosidad, sobretodo si se procura contrastarlos con otros sistemas de determinación.

Dicho en otras palabras, deben tenerse muy presentes, por lo menos, las consideraciones mencionadas al usar los valores de la porosidad procedentes de determinaciones en el laboratorio, y ser **conscientes o muy críticos con el valor intrínseco o real de las cifras facilitadas por los mismos**. En otras palabras, no deben tomarse como inmutables, intangibles o dogmas de fe.

m_e	Campo	Bombes controlados con pozos de observación (para tiempos largos)
		Balance hídrico en períodos cortos
		Ensayos con trazadores

En estos casos, los valores de m_e obtenidos son mucho más fiables que los obtenidos en el laboratorio por los siguientes motivos, contrapuestos a los inconvenientes ya mencionados:

VENTAJAS DE LA DETERMINACIÓN DE PARÁMETROS A TRAVÉS DE ENSAYOS EN EL CAMPO:

- A Al no existir toma de muestras, no existe el problema de su fiabilidad, ni tampoco el de los valores que dan los laboratorios.
- B Los ensayos citados se hacen en **las condiciones y con la estructura normal del terreno**, sin variarla en absoluto.
- C Los ensayos son **repetibles y verificables** más de una vez, al no *destruir* las muestras.
- D Representan los **valores medios** de ese parámetro en grandes áreas (muchos km^2 y con notable espesor vertical o potencia), que es, de hecho, lo que interesa en estos trabajos. Es decir, se incluyen en los mismos todos los efectos positivos o negativos, a la vez y simultáneamente.

3. PERMEABILIDAD

Caudal que pasa o atraviesa una sección vertical unidad del acuífero, bajo un gradiente unidad, a una temperatura dada.

Se suele representar por **K**, y tiene por dimensiones $(L^3/T)/L^2 = L/T$.

A pesar de tener **unidades de una velocidad (L/T)**, **no lo es**, y suele medirse en **metros por día**, para poder así usar así valores de fácil recordatorio (decenas, centenas de m/día), frente a los valores expresados en cm/seg o m/seg (Francia), u otras unidades anglosajonas (galones americanos por día y pie cuadrado), mucho más difíciles de recordar (comas, decimales, exponentes negativos, etc.).

→ Aún así, y en este caso, hablar o citar valores de **K=123,45 m/día** no tiene ningún **sentido hidrológico real** (lo más adecuado sería **120 m/d**, como mucho).

→ Debe pensarse en sentido general, global, naturalista, geológico, medioambiental, etc., y no como físico-matemático (alguien dijo que la hidrología es el arte de razonar bien con criterio y grandes cifras aproximadas).

La influencia de la **temperatura** se debe a la influencia de ésta en la **viscosidad del fluido** que circula por el medio poroso (aire, petróleo, gas, agua fría o caliente, etc.). Aunque puede ser importante considerar este aspecto en determinadas situaciones hidrogeológicas o investigaciones del subsuelo, con cambios en la temperatura del agua subterránea superiores a los ± 5 °C, cosa que no acostumbra a suceder, el factor temperatura no suele tenerse en cuenta (ni tampoco el gradiente unidad), aunque físicamente son necesarios para su definición.

Es más correcto llamarla **conductividad hidráulica**, reservando el concepto de **permeabilidad**, o mejor todavía, **permeabilidad intrínseca, específica o geométrica, K_0** , para la capacidad del terreno para transmitir un fluido, con independencia de la naturaleza de éste.

Así, se tiene **$K = K_0(\gamma/\mu)$** , donde γ es el peso específico del fluido y μ la viscosidad del mismo. Esta K_0 tiene dimensiones de un área (L^2) (cm^2 o m^2), y se expresa en **darcys o en milidarcys** ($1 \text{ darcy} = 0,987 * 10^{-8} \text{ cm}^2 \cong 10^{-8} \text{ cm}^2$).

De todas maneras, en general, suele hablarse de **K** (permeabilidad o coeficiente de permeabilidad) como la **capacidad del acuífero para dejarse atravesar o transmitir un fluido**.

Es obligado tener en cuenta en las determinaciones de la permeabilidad, que las pruebas o ensayos que se realicen pueden estar **afectados por situaciones hidrogeológicas muy diversas, ya sean naturales o antrópicas**, lo cual puede hacer variar o modificar mucho los resultados cuantitativos finales. Una vez más, por lo tanto, se demuestra que no debe perderse de vista que se está midiendo el valor de algún parámetro hidrológico en medios naturales sujetos a condiciones muy específicas y concretas, que, en muchas ocasiones, pueden no conocerse en absoluto.

En este sentido, es importante considerar bien las **condiciones hidráulicas de los pozos en los acuíferos de carácter cárstico, en acuíferos aluviales con pozos mal diseñados o deficientemente construidos, en los acuíferos fisurados o**

fracturados, las pequeñas intercalaciones permeables en grandes masas arcillosas, etc., etc..

En este sentido puede ser aconsejable **limitar o acotar** el valor de la permeabilidad por encima y por debajo (valor máximo y mínimo, por ejemplo).

En condiciones normales o teóricas se entenderá siempre **permeabilidad horizontal** o K_h , en contraposición a la **permeabilidad vertical** K_v , (que, por otro lado, es preciso usarla en casos muy específicos), ya que por lo general se tratará de terrenos estratificados, con acuíferos verdaderos (sin percolación vertical, efectos ducha, drenajes verticales diferidos, problemas especiales en vertederos, medios poco permeables, etc.).

Mientras que la porosidad varía entre el **0 % y el 40 %**, (variabilidad de 0.1 a 40, es decir unas 400 veces), la permeabilidad puede tener valores comprendidos entre **10E-4 o 10E-5**, como valores más pequeños y los **10E4 y 10E5**, como valores más altos, si se expresan en **metros por día**, es decir, una variación de **1 a 10¹⁰** (de uno a diez mil millones), o más.

→ → MUCHA ATENCIÓN A LA GRAN DIFERENCIA ENTRE LOS DOS CAMPOS DE VARIACIÓN O AMPLITUDES (POROSIDAD vs PERMEABILIDAD), Y SU SIGNIFICADO PRÁCTICO EN LA HIDROLOGÍA SUBTERRÁNEA

VALORES DE K (metros/día) (Custodio y Llamas, op. cit.) (escala horizontal aleatoria o no regular)

	10E-7	10E-4	10E-2	10E0	10E2	10E5
Calificación	IMPERMEABLE	POCO PERMEABLE	ALGO PERMEABLE	PERMEABLE	MUY PERMEABLE	
Calificación de la formación	ACUICLUDO	ACUITARDO	ACUÍFERO POBRE	ACUÍFERO REGULAR A BUENO	ACUÍFERO EXCELENTE	
Tipos ejemplos o materiales	Arcilla compacta Pizarra Granito	Limo arenoso Limo Arcilla limosa	Arena fina Arena limosa Caliza fracturada	Arena limpia Grava arena arena Arena fina	Grava y	Grava limpia

4. DETERMINACIÓN DE LA PERMEABILIDAD

Todos estos sistemas adolecen de los defectos mencionados al hablar de la determinación de la porosidad en muestras del terreno, por lo que no se repiten aquí.

En el laboratorio (muestras)

Uso de **permeámetros** sobre muestras (de carga fija, variable o diferencial)

Métodos **intrínsecos** (fórmulas matemáticas, en función de la granulometría, etc.):

Hazen $K_0 = C * (d_{eficaz})^2$ (C variando entre 90 y 120)

Slichter $K_0 = C * (d_{eficaz})^2 * m_t^n$, donde $n = 3,3$

Kozeny, Fair y Hatch

$$K_0 = (C * (V/S)^2) * (m^3/(1-m)^2)$$

siendo S/V la superficie específica de los granos (superficie total de los poros del volumen V)

El valor $C * (V/S)^2$ puede admitirse como 1/200 (Custodio y Llamas, op. cit.).

Uso de los **gráficos de Breddin** superpuestas a las curvas granulométricas de las muestras

En el **campo**
(ensayos reales)

Ensayos de bombeo controlados, con todas sus variantes (caudal fijo, variable, etc.)

Determinación de **caudales específicos (q)** de los pozos (caudal/unidad de descenso hidráulico), que, en realidad, es una medida de la transmisividad, T .

Una buen sistema es la expresión aproximada

$$T(m^2/dia) = (Q (l/seg)/s (m)) * 100$$

Ensayos de descenso o admisión en piezómetros o sondeos, registros geofísicos, ensayos de marcado de la columna de agua, ya sea por tramos verticales o en la totalidad de la columna de agua, etc.

Ensayos con **trazadores naturales o artificiales** (físicos, químicos, colorantes, isotópicos, microbiológicos, hidrológicos, etc.)

(Mucha atención a la dilución, las distancias, la orientación del ensayo con respecto al flujo subterráneo, su destrucción o eliminación, tomas de muestras, límites analíticos de detección del trazador, etc.)

También aquí estos sistemas tienen las mismas ventajas que los mencionados anteriormente en la determinación de la porosidad en el campo, por lo que tampoco se repiten aquí.

5. TRANSMISIVIDAD

Caudal que pasa por una franja vertical del acuífero, que tenga por ancho la unidad y por altura, la altura saturada del acuífero, bajo un gradiente unidad y a una temperatura dada.

Es el **producto de la permeabilidad horizontal K por el espesor saturado b (T = K*b)**

La influencia de la temperatura es la misma que en el caso de la permeabilidad.

Sus unidades son **L²/T (m²/día)**, y es también una medida del caudal específico **q (caudal/unidad de descenso hidráulico)**, L³/T/L (m³/día/metro).

Así, se habla de 500 m²/día, 6500 m²/día, menos de 1 m²/día, etc.

Cuanto **mayor sea T**, mayor será el **caudal explotable del pozo** en cuestión (mayor permeabilidad y/o mayor espesor susceptible de ser rebatido, disminuido o bajado).

Los sistemas de determinación son, obviamente los mismos que los de la permeabilidad, puesto que, en realidad, es este parámetro que suele determinarse y no la permeabilidad, salvo casos específicos.

6. COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO

Volumen de agua que se obtiene de un prisma de acuífero, que tenga por base la unidad de área, por altura, la altura saturada del acuífero, cuando se deprime o rebate el nivel piezométrico una unidad.

Suele representarse por S, y es adimensional (L³/L³), es decir, es un número (por ejemplo, 0,22).

ACUÍFEROS LIBRES

SIMPLE DRENAJE FÍSICO

ACUÍFEROS CAUTIVOS

EFECTOS ELÁSTICOS DEL AGUA Y DEL ACUÍFERO

PROBLEMAS DE SUBSIDENCIA O HUNDIMIENTO DEL TERRENO PROGRESIVOS POR EXPLOTACIÓN EXCESIVA DEL ACUÍFERO CAUTIVO

RELACIÓN CON LOS CAMBIOS DE PRESIÓN ATMOSFÉRICA (EFICIENCIA BAROMÉTRICA) O A LAS MAREAS (EFICIENCIA A LAS MAREAS)

$$S \cong m_e$$

$$S = \gamma \cdot b \cdot (m \cdot \beta + \alpha)$$

γ Peso específico del agua

b Espesor del acuífero

m Porosidad del acuífero

β Coeficiente de compresibilidad del agua

α Coeficiente de compresibilidad del terreno

Valores entre 0 y 0,3-0,4

Valores de 10E-3 a 10E-5

Si $S = 0,4$, se pueden extraer 0,4 m³ metro cúbico y m de descenso

Si $S = 10^{-3}$ o 10^{-4} , se podrán extraer por 0,001 a 0,0001 m³/metro cúbico y metro de descenso

Es decir, 400 litros de agua

Es decir, entre 1 y 0,1 litros de agua

7. DETERMINACIÓN DEL COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO

$S = m_e$ (acuíferos libres) Los mismos que para el resto de ensayos de la porosidad eficaz

S (acuíferos cautivos) Ensayos de bombeo controlados y bien interpretados
Cálculos con α y β
Cálculos con la eficiencia a las mareas o a los cambios de presión atmosférica