

Estimación de la conductividad hidráulica en arenas limpias basada en la distribución de tamaños de poros

Leonardo David Donado Garzón & Julio Esteban Colmenares Montañez

RESUMEN

La conductividad hidráulica es el parámetro hidrogeológico que indica la movilidad del agua subterránea. Es de difícil medición directa tanto en campo como en laboratorio, ya que presenta alto grado de incertidumbre en sus valores reales como en los fundamentos de las teorías aplicadas por los diferentes ensayos. Se plantea como una alternativa de solución a estos inconvenientes un método basado en la fábrica del suelo (Distribución de Tamaños de Poros, PSD), considerada como una propiedad de baja variabilidad. El estudio experimental se basó en materiales granulares con tamaños determinados por la presión aplicada por el porosímetro de mercurio. Se trabajó con tres arenas limpias, con tamaños entre medio y fino. Una arena fina uniforme, AFU, otra arena media uniforme, AMU y una arena con diferentes gradaciones, ADG. La PSD fue medida con intrusión de mercurio, MIP, y ajustada mediante inferencia estadística a distribuciones de probabilidad. Para AFU y AMU (arenas uniformes), el mejor ajuste se logró para una distribución LOG-NORMAL, y para ADG además de la LOG-NORMAL también se ajusta la distribución NORMAL, para un nivel de confianza del 95%. Los modelos asumen que el flujo ocurre en tubos circulares de determinado tamaño, y presentan variaciones estocásticas representadas por la PSD, en función de los principales estadísticos de los tubos donde ocurre el flujo. El modelo de Childs and Collins – George (CCG) y la modificación de Marshall (CCGM) son los que mejor estiman la conductividad hidráulica para las tres arenas, aunque el método de Juang & Holtz (JH) también hace una buena estimación.

Palabras Clave–Conductividad hidráulica, distribución de tamaños de poros, función de densidad de tamaño de poros, inferencia estadística.

I. INTRODUCCIÓN

La conductividad hidráulica es una propiedad muy importante de los medios porosos, que indica la movilidad del agua dentro del suelo y depende del grado de saturación y la naturaleza del mismo. La medición y estimación de la conductividad hidráulica

es tema de constante investigación, dada la gran incertidumbre que arrojan los diferentes métodos de cálculo y medida.

Una alternativa para representar los medios porosos son los modelos teóricos. Estos modelos también llamados abstractos [4], representan el sistema analizado en forma matemática y la operación del sistema se describe por medio de un conjunto de ecuaciones que relacionan las variables de entrada y las de salida. Existen dos tipos de modelos teóricos: los determinísticos y los estocásticos. Entre los primeros se pueden citar el modelo de Kozeny y el modelo Hagen-Poiseuille; pero dado que el medio poroso natural es extremadamente desordenado y resulta muy difícil representarlo con modelos ordenados, consecuentemente se puede recurrir a conceptos probabilísticos que representen la aleatoriedad del suelo. Para alcanzar una descripción muy detallada se introduce alguna caracterización estadística de la matriz, como la distribución de tamaños de partículas o granulometría y la distribución de tamaños de poros [3].

El presente artículo presenta una metodología para la estimación de la conductividad hidráulica de arenas con base en mediciones de su distribución de tamaños de poros [10], [11] ajustada mediante procesos de inferencia estadística [7]. En primera instancia se presenta un breve marco teórico, luego todo el proceso de experimentación, para terminar con la etapa analítica de la estimación de la conductividad hidráulica.

II. MARCO TEÓRICO

Una forma de definir la distribución de tamaños de poros es por la determinación del diámetro del poro, δ , en un punto dentro del espacio de poros de un medio poroso, que se define como el diámetro de la esfera más grande que sea contenida en este punto. Así, asignando un diámetro de poro a cada punto del espacio de poros, una distribución de tamaños de poros puede ser definida por determinación de una fracción, α , del volumen total de vacíos V_v , que tiene un diámetro de poros entre δ y $\delta+d\delta$, [18]. Para esta distribución:

$$\int_0^{\infty} \alpha(\delta) d\delta = 1 \quad (1)$$

Primer autor: ldonadog@unal.edu.co. Magíster en Ingeniería – Recursos Hidráulicos, Universidad Nacional de Colombia. Ahora en la Universidad Politécnica de Cataluña.

Segundo autor: jecolmenaresm@unal.edu.co. Profesor Asociado. Universidad Nacional de Colombia

Proyecto desarrollado dentro del Programa de Formación de Jóvenes Investigadores de COLCIENCIAS, con el apoyo de la DIB-UN, la Facultad de Ingeniería y el Instituto Geográfico Agustín Codazzi, IGAC

Dado que una simple dimensión como la longitud no puede ser empleada para describir el tamaño o la forma geométrica de los poros, algunas veces es conveniente visualizarlos como tubos capilares circulares cortos. Con la presión requerida para forzar un líquido que no moja al sólido (Ej. Mercurio) dentro de los poros puede determinarse el diámetro de los mismos, δ .

Si la presión capilar P_c , requerida para forzar al fluido que no moja los sólidos alrededor del poro es determinada a partir de la siguiente relación:

$$P_c = (\gamma_w - \gamma_{nw}) h \quad (2)$$

Donde γ_w es el peso específico del fluido que moja el esqueleto del medio poroso, γ_{nw} es el peso específico del fluido que no moja y h la carga de presión generada, el diámetro de los poros, δ , puede calcularse mediante la ecuación de Washburn [19]:

$$\delta = \frac{FT \cos \theta}{P_c} \quad (3)$$

Donde T es la tensión superficial del líquido que no moja los granos de suelo, θ es el ángulo de contacto entre el líquido que no moja y las paredes del poro, F es el factor de forma del poro, el cual se define en la Tabla 1. La tensión superficial del mercurio es de 0.48 J/m^2 , a una temperatura de $20 \text{ }^\circ\text{C}$.

Tabla 1 Factor de forma del poro [6]

RELACIÓN H:V	FORMA	FACTOR DE FORMA
1:1	○	4.00
1.5:1	○	3.37
2:1	○	3.08
4:1	○	2.73
8:1	○	2.61
16:1	○	2.56
Paralelo	▭	2.00

Los modelos basados en PSD consideran un suelo homogéneo con poros interconectados aleatoriamente distribuidos, en los que la probabilidad de que los poros con tamaños entre x y $x + dx$ ($x \rightarrow x + dx$) es $f_x(x)dx$, donde $f_x(x)$ es la función de densidad. El término $f_x(x)dx$ representa la relación entre el volumen ocupado por los poros de tamaño entre x y $x+dx$ y el área total de poros.

Si se considera una columna de suelo de espesor Δy y dos secciones transversales con idénticas funciones de densidad de

tamaño de poro, como lo muestra la Fig. 1, la probabilidad de que los poros entre $x_i \rightarrow x_i + dx_i$ en la sección transversal i , estén conectados con los poros de tamaño $x_j \rightarrow x_j + dx_j$ en la sección transversal j es $P_{x_i, x_j}(x_i, x_j)$. Esta función, tiene dos casos extremos: El primero cuando $\Delta y \gg x$, donde la conexión entre los poros de las dos secciones transversales puede asumirse completamente aleatoria, por lo tanto:

$$P_{x_i, x_j}(x_i, x_j) = f_{x_i}(x_i) f_{x_j}(x_j) dx_i dx_j \quad (4)$$

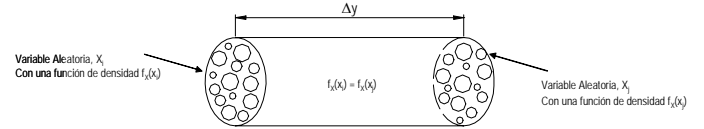


Fig. 1. Representación esquemática de la región de flujo [11]

El segundo, cuando $\Delta y \rightarrow 0$, donde las conexiones entre los poros son completamente correlacionados, por lo que:

$$P_{x_i, x_j}(x_i, x_j) = f_{x_i}(x_i) dx_i = f_{x_j}(x_j) dx_j \quad (5)$$

Para el primer caso, el cual es la suposición básica del modelo de Childs & Collins-George, García-Bengochea [9] propuso el siguiente modelo para el cálculo de la conductividad hidráulica:

$$K = \frac{n^2 \rho g}{32 \mu} \int_0^\infty \int_0^\infty \bar{x}^2 f(x_i) f(x_j) dx_i dx_j \quad (6)$$

El segundo caso, el cual es la clásica expresión del modelo capilar, García-Bengochea [9] derivó la siguiente ecuación para el cálculo de la conductividad hidráulica:

$$K = \frac{n^2 \rho g}{32 \mu} \int_0^\infty x^2 f(x) dx \quad (7)$$

$$\sum_i f(x_i) = n \quad (8)$$

En la cual $f(x_i)$ es la frecuencia volumétrica de ocurrencia del poro x_i , y n es la porosidad. La probabilidad de que el poro x_i de la i -ésima sección transversal, se una con un poro x_j de la otra sección transversal, de acuerdo a la teoría de probabilidades se representa por (9), donde las dos funciones son independientes e idénticamente distribuidas.

$$x_i \rightarrow x_j = f(x_i) f(x_j) \quad (9)$$

La tasa de flujo a través de los capilares conectados x_i y x_j se representa por:

$$q_{x_i \rightarrow x_j} = \frac{\rho g}{8\mu} i \tilde{x}^2 f(x_i) f(x_j) \quad (10)$$

En la cual, i es el gradiente hidráulico y \tilde{x} , representa el poro más pequeño de los dos tamaños de poro, x_i y x_j . La cantidad de flujo a través del volumen unitario de medio poroso es:

$$q = \frac{\rho g}{8\mu} i \sum_i^n \sum_j^n \tilde{x}^2 f(x_i) f(x_j) \quad (11)$$

Al aplicar la Ley de Darcy para tubos capilares, se produce:

$$K = C_s \frac{\rho g}{\mu} \sum_i^n \sum_j^n \tilde{x}^2 f(x_i) f(x_j) \quad (12)$$

En la cual el término \tilde{x}^2 , es el diámetro más pequeño entre las secciones i y j . El factor que multiplica a C_s en (12) se conoce como el parámetro de Marshall.

$$\tilde{x}^2 = \sum_i^n \sum_j^n \tilde{x}^2 f(x_i) f(x_j) \quad (13)$$

Resumiendo, la conductividad hidráulica se calcula como lo muestra la siguiente expresión:

$$K = C_s \frac{\rho g}{\mu} \tilde{x}^2 \quad (14)$$

Este modelo toma en cuenta que los poros de un tamaño determinado en la sección i tienen una alta probabilidad de estar conectados con poros del mismo tamaño en la sección j , pero también están conectados a poros de otros tamaños, por lo que la probabilidad de que los poros de tamaño $x_i \rightarrow x_i + dx_i$ en la sección transversal i este conectada con poros de tamaño $x_j \rightarrow x_j + dx_j$ en la sección transversal j es:

$$P(x_i, x_j) = g(y, x_i, x_j) f(x_i) f(x_j) dx_i dx_j \quad (15)$$

La conectividad entre poros es muy compleja en la naturaleza, y depende de la geometría de los poros y la tortuosidad de los capilares. Esta es de forma gaussiana y se denomina función de gobierno del modelo. La idea se presenta en la Fig. 2. La ecuación (16) indica la forma de calcularla.

$$G(x_j) = \exp\left(-\left(\frac{x_j - x_i}{L}\right)^2\right) \quad (16)$$

Si $L \rightarrow \infty$, $G(x_j) \rightarrow 1$, (16) se reduce a (6). De otro modo, si $L \rightarrow 0$, las conexiones entre poros se interpretan como completamente correlacionadas, el cual es el caso del modelo capilar, por lo tanto $G(x_j)$ llega a ser una función δ de Dirac, con la siguiente definición:

$$G(x_j) = \begin{cases} 1, & x_i = x_j \\ 0, & x_i \neq x_j \end{cases} \quad (17)$$

En (17), existe un término indeterminado L , el cual debe ser establecido. En la referencia [10] se asume una función lineal del tamaño del poro, como la plantea (18).

$$L(x_j) = l \cdot x_j \quad (18)$$

La variable l se determinó experimentalmente en el estudio de Juang & Holtz [10], [11], correlacionando con los tamaños de poro. La ecuación (19) muestra la función de correlación con R^2 de 0.97, para los suelos estudiados por ellos. Los subíndices representan el percentil de la PSD.

$$\log l = -2.7 - 17.4 \left(\frac{D_{40}}{D_{25}}\right) + 51.6 \left(\frac{D_{40}}{D_{10}}\right) + 34.0 \left(\frac{D_{60}}{D_{10}}\right) \quad (19)$$

III. EXPERIMENTACIÓN

A. Selección del material

La estructura de poros de un suelo (tamaños, forma y distribución) es un elemento esencial en el estudio de la fábrica del suelo, pues es relevante para el estudio del comportamiento hidráulico y mecánico [5]. Además, el número, tamaño y continuidad de los poros controlan el almacenamiento y la conductividad del agua en el suelo.

Para la estimación de la distribución de tamaños de poros existen varios métodos a saber: secado de agua, secado con líquidos no polares, secado con nitrógeno, métodos micrométricos como secciones delgadas y microscopía electrónica y el de intrusión en el porosímetro de mercurio.

Este estudio aborda la determinación de los tamaños de poros en suelos por medio de la intrusión de mercurio. Los ensayos se realizaron en el porosímetro del Laboratorio de Suelos del Instituto Geográfico Agustín Codazzi. Se prepararon muestras de arenas medias a finas. El porosímetro de intrusión de mercurio sirve para determinar el volumen de poros y la distribución de

tamaños de poro (PSD, por sus siglas en inglés, Pore Size Distribution).

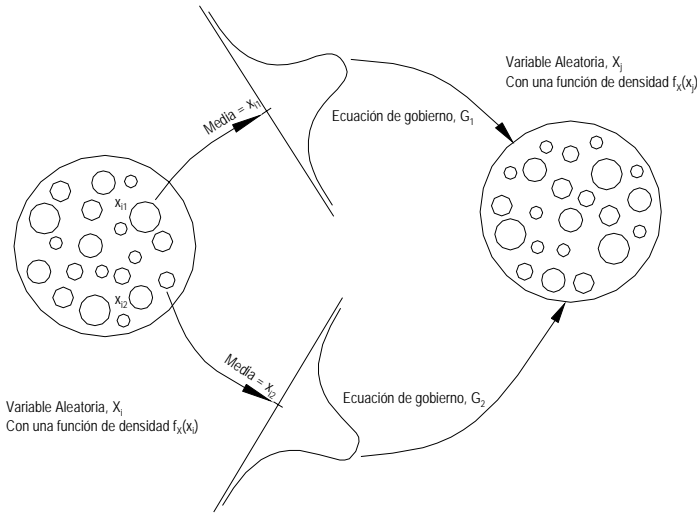


Fig. 2 Funciones que gobiernan el modelo de [11]

Para los ensayos de medición de la distribución de tamaños de poros en el porosímetro de mercurio se seleccionaron inicialmente los suelos. Como se determinó el tamaño de las partículas de los suelos teniendo en cuenta el intervalo de medición del aparato (de 0.0025 μm a 100 μm). Para arreglos de arenas uniformes se seleccionaron arenas medias —retenida en el Tamiz No. 30— (ARENA MEDIA UNIFORME, AMU) y arenas finas —retenida en el Tamiz No. 100— (ARENA FINA UNIFORME, AFU). También se utilizó arena bien gradada entre estos dos tamaños (ARENA CON DIFERENTES GRADACIONES, ADG). La Fig. 3 ilustra las gradaciones de los suelos estudiados.

Esta investigación contempló dos etapas de experimentación. En la primera se definieron las características básicas de los materiales utilizados y se midió la conductividad hidráulica saturada de los tres suelos definidos. En la segunda se estudiaron las distribuciones de tamaños de poros de estos tres tipos de suelos. La primera etapa se llevó a cabo en el laboratorio de mecánica de suelos del IEI y la segunda en el laboratorio de física de suelos del IGAC.

Para la segunda etapa se definió realizar 10 ensayos de porosimetría de mercurio (MIP) para cada una de las tres arenas así: Arena Fina Uniforme (AFU), Arena Media Uniforme (AMU) y Arena de Diferentes Gradaciones (ADG). La Fig. 4 presenta las PSD obtenidas para las tres arenas por medio de MIP en el IGAC, mientras que la Fig. 6, las PSD extrapoladas de las curvas de retención de agua, CRA [1] mostradas en la Fig. 5. Se presume que su diferencia radica en que el agua moja y reacciona con el medio, mientras que el mercurio no.

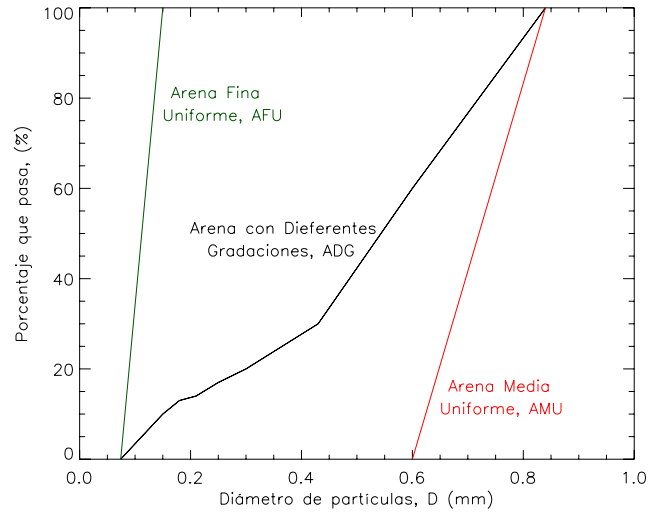


Fig. 3. Distribución de tamaños de partículas de los suelos seleccionados, [7]

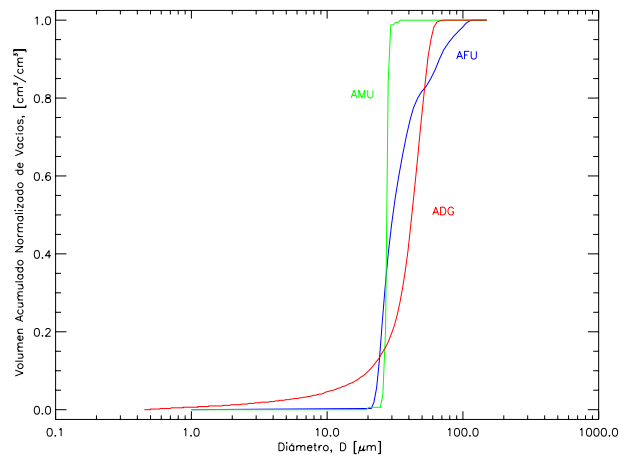


Fig. 4. Distribución de tamaño de poros a partir de MIP, [7]

Tabla 2 Conductividad hidráulica saturada calculada por dos métodos [1], [13]

	AFU	AMU	ADG
Porosidad (%)	46	40	35
Tortuosidad	0.62	0.76	0.54
Radio de poros predominante (μm)	23.74	30.58	30.58
K_s (m/s) (Tubos capilares)	3.0×10^{-4}	4.1×10^{-4}	3.8×10^{-4}
K_s Experimental (m/s)	2.0×10^{-4}	4.4×10^{-3}	2.3×10^{-3}

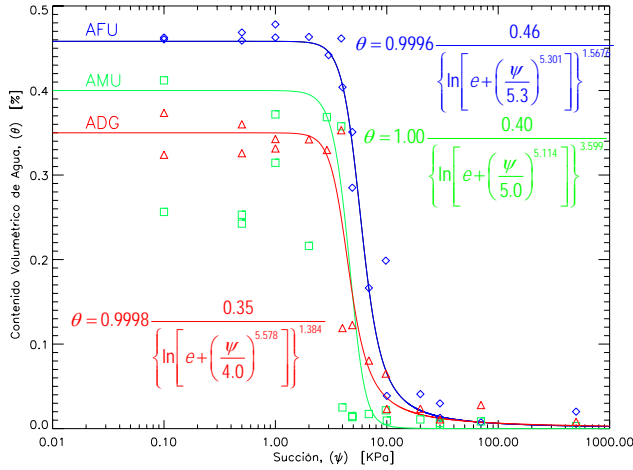


Fig. 5 Curva de Retención de Agua para las arenas estudiadas [2], [7]

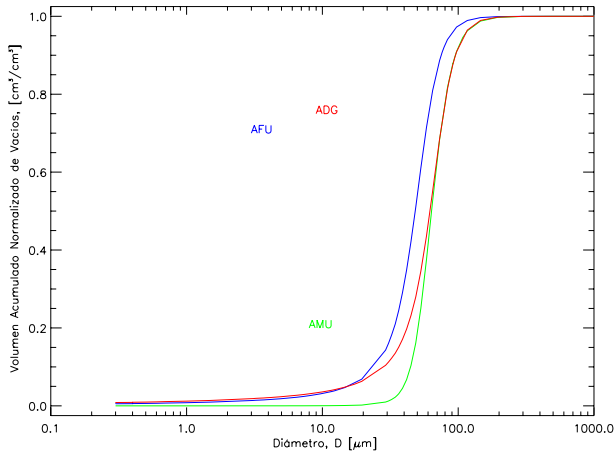


Fig. 6 Distribución de tamaño de poros a partir de CRA [7]

B. Conductividad Hidráulica Saturada

El valor de conductividad hidráulica saturada fue calculado utilizando el modelo de tubos capilares, empleando las curvas de retención obtenidas experimentalmente [1], [2]. En la Tabla 2 se presentan los valores de conductividad saturada, obtenidos por diferentes métodos. El valor de K_s experimental, fue obtenido en el ensayo de permeabilidad en laboratorio.

Los valores calculados por los dos métodos son similares, y en todos los casos se cumple la relación de orden entre los valores, K_s es mayor para la arena de grano medio que para la arena de diferentes tamaños de partícula, y a su vez es mayor que para la arena de grano fino. La diferencia de orden de magnitud entre el valor teórico y el valor experimental, puede deberse a la diferencia en las condiciones del flujo de agua a través de las muestras para los dos métodos. Durante el ensayo de permeabilidad, el flujo de agua posee una gran altura de presión, lo cual indica un valor alto de la velocidad de acuerdo con la ley

de Darcy. El aumento de la velocidad, para este ensayo, en contraste con las condiciones de la velocidad en los laboratorios para la obtención de las curvas de retención de humedad, podría ocasionar el lavado de las partículas más finas durante el ensayo de permeabilidad, lo cual haría aumentar el valor de la conductividad hidráulica saturada. Además, comparando estos valores, con los encontrados para las arenas de la base de datos UNSODA [12], se observa que son de mismo orden de magnitud, en su mayoría [2], [3].

IV. PREDICCIÓN DE LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA

La predicción de la conductividad hidráulica se realizó utilizando las funciones de densidad de probabilidad que mejor se ajustaban a la distribución de cada arena, como se mostró anteriormente. Para tal fin se determinó el Parámetro de Tamaños de Poros (PSP), el cual es común en todos modelos presentados. Como su nombre lo indica es una función en forma integral que relaciona los tamaños de poros, con su densidad de existencia en cada arena.

La Es conveniente recordar que del análisis de inferencia estadística, se concluyó que para ADG se ajustaban mejor las funciones de densidad de probabilidad (pdf) Beta y Gamma, que para AMU ninguna con alta precisión, pero que la Normal y la Log-Normal lograban representar su forma y para AFU, la Gamma y la Log- Normal.

Tabla 3 presenta los PSP que fueron evaluados mediante un software desarrollado en lenguaje Visual FORTRAN. El término PSP es definido en [9].

El cálculo la conductividad hidráulica incluye tres factores. El parámetro de forma C_s , que es adimensional y es equivalente a 1/32 para tubos circulares en una dimensión o 1/96 para tubos circulares con flujo en las tres direcciones principales de flujo. El segundo es la fluidez, que es igual a $\rho g / \mu$, que tiene un valor de $9.81 \times 10^9 \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$, para agua a una temperatura de 25°C. Para fines prácticos este término es equivalente a $1 \times 10^{10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$. El tercer término es el PSP, que en varios modelos es afectado por la porosidad o la tortuosidad y tiene unidades de $[\text{L}^2]$, que en el sistema internacional son m^2 . La ecuación (20) presenta de forma general esta expresión. Las dimensiones de K son $[\text{L}] / [\text{T}]$, y en SI se expresa en m/s.

$$K = C_s \frac{\rho g}{\mu} \text{PSP} \quad (20)$$

Se calculó la conductividad hidráulica para cada una de las posibles funciones de densidad de probabilidad de tamaño de poro y para cada tipo de arena. Para estos cálculos se usaron los parámetros empleados en todo el proyecto de investigación [1], [2], [13], [14].

Es conveniente recordar que del análisis de inferencia estadística, se concluyó que para ADG se ajustaban mejor las funciones de densidad de probabilidad (pdf) Beta y Gamma, que para AMU ninguna con alta precisión, pero que la Normal y la Log-Normal logran representar su forma y para AFU, la Gamma y la Log-Normal.

Tabla 3 Funciones de los Parámetros de Tamaño de Poro, PSP, [7]

MODELO	PSP
Tubos Capilares	$\int_0^{\infty} x^2 f(x) dx$
Tubos capilares tortuosos	$\frac{1}{\left[\int_0^{\infty} x^2 f(x) dx \right]^2 \int_0^{\infty} \frac{f(x)}{x^6} dx}$
Radio Hidráulico	$\frac{1}{\left[\sum_i \frac{f(x_i)}{x_i} \right]^2}$
García – Bengochea	$\int_0^{\infty} x^2 f(x) dx$
Childs and Collins George	$\int_0^{\infty} \int_0^{\infty} \tilde{x}^2 f(x_i) f(x_j) dx_i dx_j$
Childs and Collins George – Marshall	$\sum_i^n \sum_j^n \tilde{x}^2 f(x_i) f(x_j)$
Capilaridad equivalente	$E(x^2) = \mu^2 + \sigma^2$
Juang & Holtz	$\int_0^{\infty} \int_0^{\infty} \tilde{x}^2 G(x_j) f(x_i) f(x_j) dx_i dx_j$

Para AFU, sólo las pdfs Normal y Log-Normal logran calcular un valor de PSP y en consecuencia de K. Comparando los valores K medidos en laboratorio con los obtenidos con estas estimaciones, se concluye que sólo un método, el de Juang & Holtz para una pdf Log-Normal, calcula con el mismo orden de magnitud.

Para AMU, usando una pdf Log-Normal los métodos de Childs and Collins – George, la modificación de Marshall y el método de Capilaridad Equivalente, hacen una estimación correcta del orden de magnitud de la conductividad hidráulica. También es claro que sólo las pdfs Normal y Log-Normal presentan valores estimados de conductividad. Los métodos de Childs and Collins – George y el de Childs and Collins – George – Marshall presentan muy buenas estimaciones de los valores de conductividad hidráulica.

Por último, para ADG, al igual que para AMU, los métodos de Childs and Collins – George (CCG) y la modificación de Marshall (CCGM) y el de Juang and Holtz hacen una predicción de la conductividad hidráulica en el mismo orden de magnitud. El método de capilaridad equivalente, para una pdf Log Normal, también hace una buena predicción. La diferencia con AMU es que presenta un mejor ajuste con mayor tipo de pdfs.

Los métodos de tubos capilares, tubos capilares tortuosos, radio hidráulico y de García-Bengochea no presentan ninguna estimación acertada en el orden de magnitud de las conductividades hidráulicas medidas.

V. DISCUSIÓN

Los valores estimados y los medidos en laboratorio con el ensayo tradicional de carga constante están dentro del intervalo para arenas sueltas y limpias. Estos suelos poseen una conductividad hidráulica entre 10^{-6} y 10^{-2} m/s [8].

La conductividad hidráulica muestra una variabilidad natural errática que difícilmente puede ser representada por funciones determinísticas. A esta variabilidad hay que añadir la variabilidad inducida por los métodos empleados para su determinación [16], por lo que la medición de la conductividad hidráulica mediante el ensayo de carga hidráulica constante, puede estimar incorrectamente el valor real de la conductividad hidráulica, mientras que la interpretación estadística de los parámetros hidrogeológicos, como la conductividad hidráulica, tiene la clara ventaja que permite estudiar su incertidumbre, y por tanto, la de las predicciones obtenidas con base en los mismos.

El modelo de Childs and Collins – George – Marshall es el que mejor se comporta para las tres arenas limpias y sueltas analizadas. La función de densidad de tamaño de poros presenta un mejor ajuste en términos generales a una distribución Log-normal, lo cual corrobora la literatura [10], [11], [16].

Es recomendable hacer un estudio más amplio de la función de interconexión de poros de Juang & Holtz, para tener un mayor fundamento físico de su forma y poder aplicar este método con mayor entereza.

Usualmente el ciclo de intrusión-extrusión permite determinar dos tipos de porosidad: la primera que llena los poros que están interconectados, determinando la distribución de la porosidad total; y la segunda que define la porosidad no restringida, es decir la porosidad interagregados. El porosímetro de mercurio utilizado en el presente proyecto sólo permite el primer ciclo, y por tal motivo solo se utilizaron arenas sueltas, las cuales no poseen porosidad no restringida. Otros ensayos realizados en muestras de mezcla de arena y caolín [7], presentan sólo una idea de la forma de la distribución de tamaños de poros, pero no valoran correctamente la densidad de tamaños, pues no es capaz

de brindar mayor presión para alcanzar tamaños menores de poros.

Inclusive, los resultados entregados por el porosímetro de mercurio del IGAC, no son suficientes para determinar toda la porosidad de las muestras, por lo que es necesario hacer unas correcciones para alcanzar las porosidades establecidas durante el proyecto de investigación. Esta corrección es necesaria para determinar cual de las pruebas realizadas a las diferentes probetas es más cercana a la realidad. La corrección distribuye el error proporcionalmente en toda la distribución.

Observando las tres distribuciones de tamaño de poro definidas para las arenas en estudio se concluye que AMU tiene un tamaño predominante de poros y poca cantidad de poros de tamaños menores o mayores. AFU no tiene tan marcada esta tendencia pero sí presenta una leve intención de comportamiento bimodal, debido muy posiblemente al efecto de los poros de sinter de las probetas de ensayo. ADG presenta una variedad mayor de poros, pero sobretodo menores que el tamaño medio de poros. Estas tendencias dan una idea de que las mejores PSD se han obtenido para ADG, y tal vez esto concuerde con el acierto de mayor tipo de modelos en la estimación de la conductividad hidráulica saturada.

Al comparar las PSD obtenidas por intrusión de mercurio, MIP, con las estimadas de las curvas de retención de agua, CRA, se observa que: AFU presenta un tamaño medio menor que AMU y ADG, y que el tamaño medio de AMU y ADG es muy similar. Igualmente puede comprobarse que AMU presenta una PSD con un valor modal de tamaño de poros que agrupa gran cantidad de los poros presentes en esta arena.

Las PSD de AMU y ADG estimadas a partir de CRA o medidas por MIP, presentan una concordancia muy alta en forma, pero solo ADG en tendencia. La tendencia de AFU, muestra que presenta mayor cantidad de poros pequeños que tal vez no han sido medidos mediante la intrusión de mercurio. Estos errores pueden atribuirse a la calibración de los equipos del IGAC, que se comprueban al realizar mediciones de la porosidad de las muestras en el pentapicnómetro. Los resultados están muy por encima de los valores esperados y de los medidos en el laboratorio de suelos de la Universidad. Estos motivos no son suficientes para desechar el uso de la MIP en Colombia como indicador de la PSD de un suelo, ya que la MIP tiene grandes ventajas. Dentro de éstas se destacan que el mercurio es un fluido que no moja el suelo y por lo tanto no reacciona con el mismo ni produce cambios volumétricos inesperados.

Revisando la influencia de los finos en la PSD de las arenas estudiadas se nota que para ADG que para contenidos alrededor del 30% de caolín, la densidad de tamaños de poros es bimodal. Para AMU, esta tendencia se notó para contenidos superiores al 20% de caolín, mientras que para AMU, esta tendencia no se alcanza a notar con los experimentos realizados.

VI. CONCLUSIONES

La medición tradicional de la conductividad hidráulica mediante el ensayo de carga hidráulica constante presenta inconvenientes que pueden ser causa de una estimación errónea del valor real de la conductividad. Dentro de estos problemas se destacan la presencia de regímenes de flujo turbulentos, que van en contra de los principios y suposiciones básicas de la ley de Darcy, este problema se presenta especialmente en AFU y AMU.

También es de notarse que al contrario de lo que se podría esperar, la conductividad hidráulica medida, es menor para las muestras de mayor tamaño de partícula que para las de menor. Esto contradice lo que usualmente es presentado en la literatura, y posiblemente es explicado por las variaciones del régimen de flujo presentadas durante el ensayo, pero con resultados encontrados puede que estos valores sean válidos.

Con respecto a la porosidad, si se encuentra la relación esperada, la cual indica que la conductividad hidráulica depende directamente de la porosidad. Éste es un muy buen indicador de que una modelación de la conductividad hidráulica basada en la PSD, tendría buenos resultados. Se comprobó que los suelos con partículas más grandes presentan poros más pequeños, y viceversa, por lo que la porosidad de AMU es menor que la de AFU, y por lo tanto la conductividad hidráulica de AMU es menor que la de AFU.

En términos generales se puede concluir que las arenas con una distribución de tamaños uniforme, presenta una PSD uniforme, y una tendencia a tener concentrados la totalidad de sus poros en un único tamaño, donde las medidas de tendencia central (moda, mediana y media) sean casi la misma, y además los diámetros presenten una desviación estándar muy pequeña. Suceso contrario presentan los suelos con PSD más amplia, donde se presentan gran amplitud de tamaños de poros, como es el caso de ADG.

El porosímetro de mercurio del IGAC permite mediciones limitadas del tamaño de poros, y además se encuentra descalibrado. Por tal motivo realizar el ajuste de las PSD medidas distribuyendo el error en las densidades de tamaños de poros encontradas, hace que estas curvas presenten algunas incongruencias con las estimadas a partir de CRA, que si son capaces de presentar una medición de todos los tamaños de poros presentes en las arenas.

Al realizar el estudio de inferencia estadística y la estimación de los parámetros de tamaño de poros, PSP, de cada arena se llegó a la conclusión que la función de probabilidad que mejor ajusta la PSD y la función de densidad de tamaño de poros, pdf, es la de tipo LOG-NORMAL, aunque los valores numéricos de los momentos pueden diferir ampliamente de los de la función de probabilidad por el tipo de muestra utilizada y por no tener en cuenta otros momentos como el tercero y mayores.

El conocimiento determinístico de la hidrogeología de un sitio es un estado que raramente –si se logra– se encuentra. Los modelos tradicionales usan conceptos determinísticos basados en condiciones difíciles de entender, e implican gran cantidad de conjeturas y especulación. El determinismo existe sólo si la incertidumbre y la ambigüedad son inevitables [15] y como no lo son, estas últimas deben ser estudiadas y entendidas de alguna manera.

Existen dos tipos de incertidumbre presentes: la variabilidad intrínseca y la incertidumbre epistémica. La primera es inherente a la naturaleza y a la variabilidad aleatoria de propiedades y de efectos ambientales, la cual no puede ser despreciada. La segunda es debida a la insuficiencia del conocimiento que obliga a simplificar y utilizar modelos con escasez de datos [15], [16].

El uso de los métodos basados en capilaridad equivalente o radio hidráulico equivalente, tiene algunos inconvenientes causados por las suposiciones de los modelos, como la de que el medio es isotrópico, del cual ya se tiene certeza que no lo es, como conclusión del análisis de la tortuosidad en las secciones delgadas longitudinales y transversales de las arenas [12], [13].

Al analizar todas las complicaciones presentes en la medición de los parámetros necesarios para el desarrollo de las estimaciones realizadas, se hace necesario la utilización de modelos estocásticos que valoren la incertidumbre presente, y el uso de estadísticos que representen espacio de poros aleatoriamente distribuido.

Dentro de las muchas incertidumbres asociadas al modelo, se encuentra que la distribución de volúmenes de poros es parametrizada en los radios, medio y efectivo de los poros conectados, los cuales son en teoría, los intruidos, asumiendo además que los poros son circulares, y que estos son muy pequeños para que la interfase líquido–vapor de mercurio tenga presencia.

Todos estos argumentos fortalecen el planteamiento del modelo estocástico para la estimación de la conductividad hidráulica en suelos, ya que se resuelve el problema dentro de un marco probabilístico, para tratar la incertidumbre de una manera racional.

El modelo estocástico es automatizado en un lenguaje de programación bastante versátil y ágil a la hora de realizar cálculos, como lo es el Visual FORTRAN. Este lenguaje se recomienda para ser implementado en futuras modificaciones al modelo planteado.

El modelo que mejor ajusta los valores de conductividad hidráulica es el de Childs and Collins – George (CCG), aunque el modelo de Juang & Holtz (JH) presenta estimaciones cercanas. El modelo JH puede ser mejorado si se realiza un estudio más detallado de la incertidumbre de la función de conectividad. Para

esto es necesario el uso de otras técnicas como la de análisis con microscopio electrónico y verificar la conectividad de poros, para plantear esta función con más fundamento, que simplemente asumirla como una función gaussiana.

VII. AGRADECIMIENTOS

A nuestros pupilos Nidia Barrera, José Muñoz, Carlos Niño y Rubén Tovar por su valiosa colaboración para el desarrollo del proyecto de investigación “Comportamiento Mecánico de Suelos Parcialmente Saturados. Etapa I. Flujo”

VIII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- [1] N. E. Barrera y J. A. Muñoz, “Análisis de la influencia de la distribución de tamaño de partículas en la conductividad hidráulica de arenas limpias”, Trabajo de grado de Ingeniería Civil. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá D.C., Colombia, 2003.
- [2] N. E. Barrera N. E. J. A. Muñoz, J. E. Colmenares y L. D. Donado, “Análisis de la influencia de la distribución de tamaño de partículas en la conductividad hidráulica de arenas limpias”. XI jornadas geotécnicas de la ingeniería en Colombia y V Foro de geotecnia de la Sabana de Bogotá. Bogotá, Octubre, 2003.
- [3] J. Bear, “Dynamics of fluids in porous media”. Dover Publications, Inc. New York, USA, 1972
- [4] V. T. Chow, D. R. Maidment y L. W. Mays, L. W. “Hidrología Aplicada”, McGraw Hill, Santafé de Bogotá, Colombia, 1994.
- [5] J. E. Colmenares, “Suction and volume changes of compacted sand-bentonite mixtures”. PhD Thesis, Imperial College of Science, Technology and Medicine, University of London, London, United Kingdom, 2002.
- [6] R. A. Cook and K. C. Hover, “Mercury porosimetry of cement-based materials and associated correction factors”. *ACI Materials Journal*. 90:2: 152-161, 1993.
- [7] L. D. Donado, “Modelo de conductividad hidráulica en suelos”. Tesis de Maestría en Ingeniería – Recursos Hidráulicos. Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia, 2004.
- [8] R. A. Freeze and J. A. Cherry, “Groundwater”, Prentice Hall, Inc. N.J., USA, p. 29, 1979.
- [9] I. García-Bengochea, C. W. Lovell and A. G. Altschaeffl, “Pore distribution and permeability of silty caliz”, *Journal of the geotechnical engineering division. ASCE*. 105(GT7), 839 – 856, 1979.
- [10] C. H. Juang and R. D. Holtz, “Fabric, pore size distribution, and permeability of sandy soils”. *Journal of the geotechnical engineering division. ASCE*. Vol. 112, No. 9: 855-868, 1986.
- [11] C. H. Juang and R. D. Holtz, “A probabilistic permeability model and the pore size density function”, *International Journal for numerical and analytical methods in geomechanics*. Vol. 10, p. 543-553, 1986.
- [12] A. Nemes, M. G. Schaap and F. J. Leij, “UNSODA”. USDA – ARS. Salinity Laboratory. Riverside, CA, USA, 1999.
- [13] C. J. Niño y R. D. Tovar, “Aplicación de la geometría fractal en el análisis de la conductividad hidráulica de suelos granulares”, Trabajo de grado de Ingeniería Civil. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá D.C., Colombia, 2003.
- [14] C. J. Niño, R. D. Tovar y J. E. Colmenares, “Modelo de tubos capilares modificado en función de la dimensión fractal, para el cálculo de la conductividad hidráulica de arenas limpias”, XI jornadas geotécnicas de la ingeniería en Colombia y V Foro de Geotecnia de la Sabana de Bogotá. Bogotá, Octubre, 2003
- [15] Y. Rubin, “Applied stochastic hydrogeology”, Oxford University Press, New York, USA, 2003.
- [16] F. J. Samper y J. Carrera, “Geoestadística”, Centro Internacional de Métodos Numéricos en Ingeniería, UPC, Barcelona, España, 1990.
- [18] A. E. Scheidegger, “The physics of flow through porous media”. 2nd. Edition, University of Toronto Press, Toronto, Canada, 1960.
- [19] E. W. Washburn. “Note a method of determining the distribution of pore size in porous material”. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 7:115-116, 1921.