

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE QUERÉTARO

FACULTAD DE INGENIERÍA

MAESTRÍA EN CIENCIAS
(MECÁNICA DE SUELOS)

SUCCIÓN Y CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA DE
SUELOS NO SATURADOS

TESIS

Que como parte de los requisitos para obtener el grado de:
MAESTRO EN CIENCIAS

Presenta

Dario Hurtado Maldonado

Dirigido por:

Dr. Alfredo Pérez García.

DEPFI, UAQ.

CENTRO UNIVERSITARIO
SANTIAGO DE QUERÉTARO, QRO., 12 DE ENERO DE 2001.
MÉXICO

BIBLIOTECA CENTRAL UAQ
"ROBERTO RUIZ OBREGON"

No. Reg. 64300

Clas. 624.15136

H967s



Universidad Autónoma de Querétaro
Facultad de Ingeniería
Maestría en Ciencias
(Mecánica de Suelos)

SUCCIÓN Y CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA DE SUELOS NO SATURADOS
TESIS

Que como parte de los requisitos para obtener el grado de
Maestro en Ciencias

Presenta:

Dario Hurtado Maldonado

Dirigido Por:

Dr. Alfredo Pérez García

SINODALES

Dr. Alfredo Pérez García
Presidente.

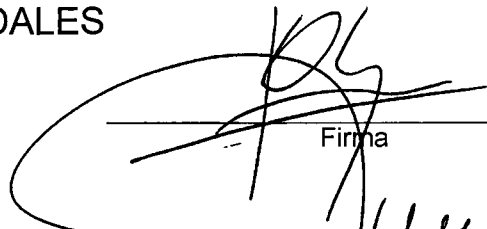
M en I. J. Jesús Hernández Espino
Secretario

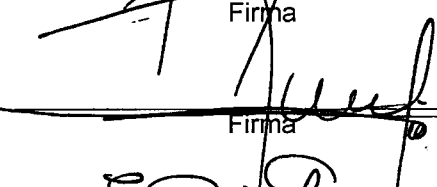
Dr. Eduardo Rojas González
Vocal


Dr. Paul Garnica Anguas
Suplente

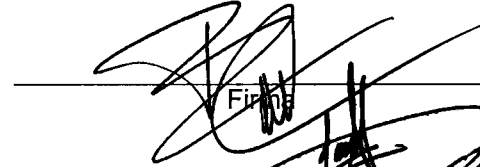
Dr. Saul Castillo Aguilar.
Suplente


Ing. Jorge Martínez Carrillo
Director de la Facultad de Ingeniería


Firma


Firma


Firma


Firma


Firma

Dr. Sergio Quesada Aldana
Director de investigación y posgrado

Centro Universitario
Santiago de Querétaro, Qro.
12 de enero de 2001
México



A MI FAMILIA.

Hace un tiempo conocí un pequeño, hasta cierto punto afortunado y digo afortunado porque siempre tenía alguien a su lado, alguien que lo corrigiera, que lo guiara o simplemente que le diera una palmada en la espalda en situaciones difíciles, siempre tuvo el impulso de alguien, a veces el simple ejemplo era suficiente para poder continuar y no darse por vencido; en otras ocasiones se tenía que buscar la ayuda de alguien más, fuese un amigo o un desconocido, pero fuese cual fuese la situación ese pequeño muchacho siempre tenía a alguien apoyándolo. ¡En verdad que era afortunado!

Aun escucho el eco de esas personas que "llenas de cultura" nos hacían parecer que nosotros no teníamos ninguna; cuan equivocados estaban, todo se deduce en una simple frase: "primero alimentación, después educación, luego vestido y al último diversión"; frases que como esta: "Levántate por el pan" retumban ahora en mis oídos y me hacen ver lo que soy y cuan orgulloso estoy de serlo. Ese muchacho aunque inseguro y poco participativo, siempre fascinado por aquellas pláticas en la mesa, charlas y charlas que parecían nunca acabar, charlas que motivaban a seguir por el camino; ¡siempre sacaba muy buen provecho de aquellas! Pero, nada es eterno y algunas cosas cambian, ese muchacho dejó de serlo; para ser ahora un hombre, aunque ese hombre sigue siendo inseguro; la familia parece aumentar con nuevos miembros, ¡sí, algunas cosas han cambiado! Pero hay otras que nunca cambian, la mesa ahora es diferente, pero las charlas siguen siendo tan interesantes como ayer.

Más que recordar nombres, recuerdo ahora aquellos pequeños instantes, de amigos, de enemigos que forman ahora parte de mi mismo, si alguno de ellos desapareciera, no estaríamos hablando de aquel pequeño, de aquel muchacho y mucho menos de este hombre.

A MIS MAESTROS.

No podría decir con precisión, que me llevo a estudiar mecánica de suelos; no se si fueron aquellos comentarios de los suelos "explosivos" que con ahínco nuestro profesor compartía con nosotros para que tomáramos conciencia de la importancia de la mecánica de suelos, o de aquella clase filosófica que para muchos de nosotros que la cursábamos no comprendíamos porqué una materia de aplicaciones era tan teórica; sin embargo, hoy es una de la materias que más recuerdo por lo profundo de sus conceptos.

Poco a poco fui penetrando en este campo y en cada semestre tras semestre conocí maestros que con gusto y placer me impartieron sus cátedras, Cátedras que con su enfoque personal les daba un sabor diferente y especial.

A todos ellos les dedico este trabajo, fruto de su esfuerzo y su dedicación para conmigo. En especial al M en I. J. Jesús Hernández Espino, por su insistencia y motivación para que estudiase la maestría de Mecánica de Suelos.

A MIS AMIGOS

"¡No tengas miedo, no tengas terror...!"... "Sabes que artista, mejor nos Regresamos..."... "No te preocupes, tú empieza y verás que sí terminas..."... " Qué paso jefe de jefes". "Daris..."... "Si quiero limones, voy al mercado iy compro limones!..."... "Estas loco no le hagas caso, ese es un maniático...".

No pensé cual difícil me sería mostrar mi agradecimiento a mis amigos, solo viene a mi mente algunas de las remembranzas de tantos y tantos amigos que me han motivado e impulsado hacer cosas distintas: Como jugar basket ball, el explorar las bellezas naturales de nuestra región e inclusive subir a lo mas alto de la peña de Bernal. A todos ellos igracias!

Un especial agradecimiento para un gran amigo cuyo apodo no tiene que ver con su nombre, pero quien me ha apoyado incondicionalmente ... Gracias Tony. Y para quien con cariño y amor me impulso en este último año a terminar este documento... ¡Gracias! CAMRA.

AGRADECIMIENTOS:

Al Dr. Alfredo Pérez García por su apoyo, paciencia y dirección de este tema de tesis.

A Gisela Morales Ibarria por su colaboración en la búsqueda del uso adecuado del Psicrómetro de Termopar y por su correcciones.

A Saúl Castillo Aguilar por recomendaciones para mejorar la presentación del documento.

Al Dr. Enrique González Sosa por sus comentarios expuestos de manera desinteresada a cerca del tema.

Para todos aquellos de alguna manera colaboraron en la realización de este trabajo: Javier Gómez, Basilio, Sergio, Marcos Hernández.

Un especial agradecimiento al Dr. Eduardo Rojas González por su valiosa participación en la elaboración del capítulo 6 respecto al modelado de los resultados y por todas sus atenciones prestadas para el desarrollo de esta tesis.

A todas aquellas instituciones de educación publica a quienes debo mi formación como profesionista, en especial a mi alma mater: la Universidad Autónoma de Querétaro.



RESUMEN

La conductividad hidráulica de un suelo es un parámetro indispensable para comprender y dar solución a problemas relacionados con el flujo de agua en suelos no saturados. Estos problemas son: los relacionados con suelos potencialmente expansivos o con proyectos de geotécnia ambiental y en otros proyectos de protección de recursos hídricos. En este trabajo se describe un aparato capaz de medir la conductividad hidráulica (en función de la succión) de suelos no saturados en laboratorio. Para desarrollar este trabajo se hizo una revisión exhaustiva del uso y calibración del psicrómetro de termopar, herramienta fundamental para medir succión. El aparato esta basado en el principio de flujo no establecido y el método del perfil instantáneo propuesto por Hamilton et al., pero con modificaciones que nos permiten hacer mediciones directas de contenido volumétrico de agua y de succión; para lograr estas mediciones, el suelo se compacta dentro de anillos de manera independiente, y posteriormente todos los anillos se ensamblan en conjunto hasta formar una columna de diez anillos o menos. Cada anillo consta de un psicrómetro para medir la succión del suelo. El flujo de agua es por humedecimiento y se aplica en uno de los extremos bajo una carga hidráulica constante durante todo el ensaye. En diferentes tiempos se toman mediciones de succión y peso. Con el incremento del peso de agua, se estima la velocidad del flujo en cada punto y de aquí el valor de la conductividad hidráulica usando la expresión de Darcy- Buckingham. Se muestran los resultados que se han obtenido sobre suelo limo inorgánico de alta compresibilidad MH. Los valores de conductividad obtenidos por el aparato están de acuerdo a los valores obtenidos por otros investigadores. Por último, se muestra la aplicación del modelo de Juárez Badillo a los resultados de conductividad hidráulica y la curva característica del suelo estudiado en esta investigación.

(Palabras clave: Suelo no saturado, conductividad hidráulica, succión, flujo no establecido)

SUMMARY

The hydraulic conductivity of a soil is an indispensable parameter to understand and give solution to problems related to the water flow in unsaturated soils. These problems are: These related to potentially expansive soils or to projects of environmental geotechnique and in other projects of protection of water resources. In this work a capable apparatus for measuring hydraulic conductivity (in function of the suction) of unsaturated soils in laboratory is described. To develop this work an exhaustive review of the use and calibration of the psychrometer, fundamental tool to measure suction, was made. The apparatus is based on the unsteady flow principle and the method of the instant profile proposed by Hamilton et al, but with modifications that permit us to make direct content water measurements and suction. To obtain these measurements, soil is compacted within rings independent way, and thereafter all the rings are assembled until forming a column of ten rings or less. Each ring consists of a psychrometer to measure the soil suction. The water flow is done by humidifying and is applied in one of the extremes under a constant hydraulic load during the test. In different time are taken suction and weight measurements. With the increase of the weight of water the speed of the flow on each point is estimated and from this the value of the hydraulic conductivity using the expression of Darcy-Buckingham. From this point the results that have been obtained on mood inorganic soil of high plasticity (MH) are shown. The conductivity values obtained by the appliance are in agreement with the values obtained by other researchers. Finally, the application of the Juárez-Badillo models to the results of hydraulic conductivity and to the characteristic curve of the soil studied in this investigation is shown.

(Key words: Unsaturated soils, hydraulic conductivity, soil suction, unsteady flow)

CONTENIDO

Pag.

ÍNDICE.	i
INTRODUCCIÓN.	vi
SIMBOLOGÍA.	x
Capítulo 1. FLUJO DE AGUA EN LOS SUELOS.	1
1.1. Introducción.	1
1.2. Potencial total del agua del suelo.	1
1.2.1. Componentes del potencial total del agua del suelo.	2
1.3. Primeras expresiones de flujo de agua en los suelos	5
1.3.1. Flujo en un tubo capilar, ley de Poiseuille.	5
1.3.2. Ley de Darcy.	6
1.4. Flujo de agua en suelos parcialmente saturados.	8
1.4.1. Ley de flujo Darcy – Buckingham para suelos no saturados.	9
1.4.2. Ecuación de Richards para flujo no establecido.	10
Capítulo 2. COEFICIENTE DE PERMEABILIDAD Y CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA.	13
2.1. Introducción.	13
2.2. Conductividad hidráulica no saturada k_{vs} .	14
2.3. Métodos indirectos para determinar la conductividad hidráulica en suelos parcialmente saturados.	14
2.3.1. Curva característica del suelo.	15
2.3.2. Modelo del tubo capilar aplicado a la conductividad hidráulica no saturada.	17
2.3.3. Predicción de la conductividad hidráulica a partir de la	21

	expresión de Kunze et. al. (1968).	
2.3.4.	Ejemplo de aplicación y comparación de los modelos predictivos.	24
2.4.	Métodos directos para medir la conductividad hidráulica de suelos no saturados.	30
2.4.1.	Métodos de laboratorio.	32
2.4.2.	Aparato de Klute para medir la conductividad hidráulica.	32
2.4.3.	Método del perfil instantáneo.	37
2.4.4.	Método del perfil instantáneo propuesto por Hamilton et. al. (1981).	37
Capítulo 3. PSICRÓMETRO DE TERMOPAR PARA MEDIR SUCCIÓN EN SUELOS NO SATURADOS.		43
3.1.	Introducción.	43
3.2.	Succión.	43
3.3.	Principio del psicrómetro de termopar.	44
3.4.	Funcionamiento del psicrómetro de termopar.	46
3.5.	Interpretación de resultados y calibración de los psicrómetros.	48
Capítulo 4. MEDICIÓN EXPERIMENTAL DE LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA EN SUELOS NO SATURADOS.		51
4.1.	Introducción.	51
4.2.	Principios básicos del aparato.	52
4.3.	Permeámetro modificado.	53
4.4.	Sistema de control de suministro de agua.	54
4.4.1.	Dispositivo de Mariotte.	55
4.4.2.	Dispositivo de regulación del gasto de entrada.	56
4.5.	Selección del suelo a ensayar.	58
4.6.	Elaboración de las probetas remoldeadas.	59

4.7. Medición del potencial mátrico o succión.	60
4.8. Medición del contenido volumétrico de agua.	60
4.9. Procedimiento de ensaye con el permeámetro propuesto.	61
4.10. Cálculos.	62
4.10.1. Cálculo de la velocidad en un intervalo de tiempo Δt .	63
4.10.2. Cálculo del gradiente hidráulico.	65
Capítulo 5. RESULTADOS.	67
5.1. Introducción.	67
5.2. Calibración de los psicrómetro.	67
5.3. Propiedades índice de los suelos utilizados en los ensaye.	69
5.4. Ensaye I y II.	69
5.4.1. Perfiles de contenido volumétrico de agua, θ_v .	70
5.4.2. Perfiles de succión.	72
5.4.3. Conductividad hidráulica, k_w .	73
5.5. Ensayes III, IV y V.	75
5.5.1. Perfiles de contenido volumétrico de agua, θ_v .	75
5.5.2. Perfiles de succión.	77
5.5.3. Conductividad hidráulica, k_w .	80
5.5.4. Determinación de la conductividad hidráulica usando métodos predictivos.	82
5.6. Relación del contenido volumétrico de agua y conductividad hidráulica.	84
5.7. Repetibilidad de los ensayes.	86
5.8. Determinación de la conductividad hidráulica sin desmontaje de anillos.	87
5.8.1. Perfiles de succión.	88
5.8.2. Perfiles de contenido volumétrico de agua, θ_v .	89
5.8.3. Conductividad hidráulica, k_w .	91

Capítulo 6. MODELACIÓN DE LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA NO SATURADA	94
CON LA ECUACIÓN DEL PRINCIPIO DE PROPORCIONALIDAD NATURAL DE JUAREZ BADILLO.	
6.1. Introducción.	94
6.2. Deducción de la ecuación para la conductividad hidráulica.	94
6.3. Calibración del modelo.	96
6.4. Aplicación del modelo a los resultados experimentales obtenidos en esta investigación para el cálculo de la conductividad hidráulica.	97
6.5. Aplicación del modelo de Juárez Badillo a la curva característica.	100
6.6. Aplicación del modelo a la curva característica experimental obtenida en esta investigación.	103
6.7. Conjunción del modelo de JB obtenido para la curva característica y el modelo de Childs Collis-George (1950) para la predicción de la conductividad hidráulica no saturada.	105
6.7.1. Consideraciones en la aplicación del modelo de JB en conjunción con el modelo de Childs et. al., para la predicción de la conductividad hidráulica.	107
6.7.2. Aplicación del modelo de JB y Childs et. al., a los resultados experimentales.	108
6.8. Verificación de los modelos de Juárez Badillo aplicados a otros resultados.	111
6.8.1. Datos modelados.	111
6.8.2. Modelado de la curva característica.	112
6.8.3. Modelado de los resultados de la conductividad hidráulica.	113
6.8.4. Predicción de la conductividad hidráulica usando el modelo de Juárez Badillo aplicado a la curva característica y el modelo de Childs Collis-George (1950).	113
Capítulo 7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.	115

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.	118
Anexo I. FUNCIONAMIENTO DEL PSICROMETRO.	120
I.1. Modos de uso del psicrómetro.	120
I.2. Procedimientos de medición con el método de punto de rocío.	122
I.3. Procedimiento automatizado para medir succión utilizando el CR7.	124
I.3.1. Procedimiento de operación del CR7.	127
I.4. Calibración de los psicrómetros.	131
I.4.1. Limpieza de los psicrómetros.	132
I.4.2. Limpieza del dispositivo de calibración.	132
I.4.3. Dispositivo de calibración.	132
I.4.4. Soluciones de calibración.	134
I.4.5. Calibración.	134

INTRODUCCIÓN

La importancia de conocer los fenómenos de flujo de agua en la zona de suelo no saturado, para proyectos de tipo geotécnico y de protección del medio ambiente, ha generado la necesidad de conocer la conductividad hidráulica del suelo en laboratorio y tratar de estimarla in situ. Este parámetro toma cada vez mayor importancia para la comprensión y la solución de los fenómenos como los que ocurren en: a) suelos expansivos, b) en la problemática de la protección ambiental mediante suelos arcillosos compactados en rellenos sanitarios y c) en lagunas de depósito de líquidos contaminantes.

Es necesario que los ingenieros involucrados tengan herramientas experimentales para describir el comportamiento de esos suelos. Actualmente se tienen varios procedimientos para conocer el flujo del agua en suelos no saturados, sin embargo es necesario profundizar más en este sentido.

- **Descripción del problema**

Para conocer el flujo de agua en un suelo parcialmente saturado es indispensable determinar la conductividad hidráulica del suelo.

Se han desarrollado modelos para inferir este parámetro a partir del uso de la curva característica y de los poros medios del suelo.

Con la finalidad de determinar la conductividad hidráulica, medido de manera directa sobre el suelo en estudio; el presente trabajo describe un aparato capaz de medir la conductividad hidráulica, en función de la succión, de suelos parcialmente saturados.

- **Justificación del problema**

Actualmente, se han desarrollado modelos predictivos para inferir la conductividad hidráulica de los suelos parcialmente saturados y no se tiene ensayos aceptados por todo el mundo para determinar de manera directa la conductividad hidráulica, en suelos cuya complejidad es aceptada por el hecho de tener en su estructura las tres fases: sólida, líquida y gaseosa. Es necesario tener un dispositivo que nos permita determinar de manera directa en laboratorio este parámetro.

- **Objetivos del trabajo**

El objetivo principal de este trabajo es la descripción de un equipo experimental de laboratorio que mida la conductividad hidráulica, así como mostrar las curvas de conductividad hidráulica obtenidas de un suelo parcialmente saturado en estudio. El método empleado corresponde al del perfil instantáneo para flujo no establecido.

- **Hipótesis del trabajo**

1. Es válida la ley de Darcy – Buckingham.
2. El potencial total del agua del suelo es la suma de su componente de posición y el potencial mátrico del suelo.

- **Antecedentes**

El flujo de agua en suelos saturados ha sido ampliamente explicado mediante el uso de ecuaciones, que describen el flujo de agua a través de los poros medios del suelo (Henry Darcy, 1856). Existen varios métodos y procedimientos de

prueba que mediante el empleo de la ley de Darcy se puede llegar a determinar la conductividad hidráulica de un suelo saturado.

En el caso de suelos parcialmente saturados los resultados no han sido tan alentadores. Edgar Buckingham, en 1907, propuso una modificación de la ley de Darcy para describir el flujo en este tipo de suelos; a partir de entonces se han implementado algunos métodos para determinar la conductividad hidráulica.

En los años 50's, Richards propuso un método para determinar este parámetro conocido como el método del perfil instantáneo. Hamilton retornó la idea y propuso un aparato similar en 1981. El mismo Richards indicó que el método puede ser útil para ensayos in situ. Klute, en 1972, consideró que es el mejor método para ensayos de campo.

Alimi – Ichola I., y Bentoumi O. (1995) condujeron varios ensayos de infiltración sobre suelos no saturados colocados en un permeámetro especial que usa el método del perfil instantáneo. El aparato proporcionó resultados colocado tanto en posición horizontal como vertical. Estos ensayos se usaron para comparar la conductividad hidráulica y la difusividad del agua en suelo parcialmente saturado con datos obtenidos de manera teórica. Se hicieron ensayos de infiltración en una columna de 225 mm de altura, formada por anillos de suelo; se midió la succión a diferentes alturas de la columna, en los anillos del suelo, así como la humedad para formar perfiles de succión y de humedad vs. profundidad.

Juca J., y Fridman S. (1996) opinaron que se tienen a la fecha bastantes datos de mediciones hechas sobre las propiedades de flujo de suelos parcialmente saturados, donde mencionan ventajas, desventajas y costos. Los métodos analizados incluyen métodos de laboratorio y de campo. Consideran que el método del perfil instantáneo se recomienda para suelos de grano fino y donde se tienen que medir altos valores de succión. Estos investigadores llegaron a la conclusión de que

es necesario continuar con el desarrollo de métodos de medición de la conductividad donde el estado de esfuerzos pueda ser controlado durante el ensaye.

SIMBOLOGÍA

k_w	Conductividad Hidráulica.
k_s	Conductividad hidráulica saturada.
k_{sc}	Conductividad hidráulica saturada calculada.
θ_w	Contenido volumétrico de agua.
θ_s	Contenido volumétrico de agua saturado.
θ_r	Contenido volumétrico de agua residual.
θ_a	Contenido volumétrico de aire residual.
ψ_T	Potencial total del agua del suelo.
ψ_z	Potencial gravitacional.
ψ_s	Potencial osmótico.
ψ_m	Potencial mátrico.
h_T	Carga del potencial total del agua del suelo.
h_z	Carga de posición.
h_m	Carga de potencial mátrico.
h_s	Carga de potencial osmótico.
$(u_a - u_w)$	Succión mátrica.
u_a	Presión de poro del aire.
u_w	Presión de poro del agua.
v_w	Velocidad de flujo de agua.
V_w	Volumen de agua.
i_w	Gradiente hidráulico.
σ	Coefficiente de tensión superficial del agua.
g	Aceleración gravitacional.
Q	Gasto.
μ	Viscosidad absoluta del agua.
τ	Factor de irregularidad.
t	Tiempo.

<i>SUCS</i>	Sistema unificado de clasificación de suelos.
<i>CH</i>	Arcilla inorgánica de alta compresibilidad.
<i>SM</i>	Arena con finos no plásticos.
<i>MH</i>	Limo inorgánico de alta compresibilidad.
S_s	Peso específico relativo de sólidos.
γ_d	Peso específico seco.
G_w	Grado de saturación.
μv	Microvolts.
ρ	Parámetro de proporcionalidad del modelo de Juárez Badillo aplicado a la conductividad hidráulica.
λ	Parámetro de proporcionalidad del modelo de Juárez Badillo aplicado a la curva característica.
s	Succión del suelo.
s^*	Succión característica.
\ln	Logaritmo base e.
T	Temperatura.
∞	Infinito.
<i>SPS</i>	Suelos parcialmente saturados.

1. FLUJO DE AGUA EN LOS SUELOS

1.1. Introducción.

El suelo en su conjunto está compuesto por sólidos minerales y por vacíos o poros que pueden alojar agua y/o aire. Cuando el agua llena completamente estos poros se dice que el suelo es saturado y cuando los poros tienen agua y aire se dice que es un suelo parcialmente saturado. El agua fluye de regiones de mayor potencial total a regiones de menor potencial total y la velocidad depende la resistencia hidráulica del medio.

Ampliamente se ha explicado el flujo de agua en suelos saturados a través de la ley de Darcy (1856), a diferencia del flujo de agua en suelos parcialmente saturados donde todavía se sigue investigando y se ha tratado de aplicar la ley de Darcy (Buckingham, 1907; Richards, 1931; Childs and Collis - George, 1950).

1.2. Potencial total del agua del suelo.

El flujo de agua en los suelos se produce a partir de la diferencia que hay en el potencial total del agua del suelo entre dos puntos. El potencial total del agua en el suelo a una temperatura, es el trabajo necesario (por cantidad unitaria de agua pura) que debe ser realizado por medio de la aplicación de fuerzas externas para transformar reversiblemente una cantidad infinitesimal de agua de un estado energético a otro. (Bolt, 1976).

La ventaja principal del concepto de potencial total del agua es que presenta una medida unificada por la cual es posible evaluar el estado del agua dentro del suelo en cualquier momento y cualquier lugar. Hay varios sistemas de unidades que describen el potencial total del agua en el suelo y sus componentes, dependiendo si la cantidad de agua pura a la que se hace mención en la definición anterior; está

expresada como masa, volumen o peso. La tabla 1.1. resume estos sistemas y sus unidades.

Unidad	Símbolo	Nombre	Dimensiones	Unidades CGS	Unidades SI
1.- Energía/masa ^a	μ_T	Potencial Químico	L^2/T^2	erg/g	J/kg
2.- Energía/Volumen	ψ_T	Potencial total del agua del suelo	M/LT^2	erg/cm ²	N/m ²
3.- Energía/peso	h_T	Carga de potencial del agua del suelo	L	cm	m

Tabla 1.1. Sistema de unidades del potencial total del agua del suelo
 Fuente: Adaptado por Sposito
^a O Energía/mol.

1.2.1. Componentes del potencial total del agua del suelo.

El agua del suelo está sujeta a cierto número de campos de fuerza que provocan diferencia respecto al agua pura y libre. Estos campos de fuerza resultan de la atracción que ejerce la matriz sólida sobre el agua, así como de la presencia de sales y la acción externa de presión de gas y de la gravedad. De acuerdo con esto, el potencial total del agua del suelo puede expresarse como la suma de la contribución separada de esos varios factores y además de las condiciones del suelo. Tabla 1.2.

Aplicación	Componentes
1.- Suelos no saturados expansivos	$\psi_T = \psi_Z + \psi_S + \psi_{TP}$
	$\psi_T = \psi_Z + \psi_S + \psi_a + \psi_m$
	$\psi_T = \psi_Z + \psi_S + \psi_a + \psi_b + \psi_w$
2.- Suelos no saturados rígidos	$\psi_T = \psi_Z + \psi_S + \psi_{TP}$
	$\psi_T = \psi_Z + \psi_S + \psi_a + \psi_m$
3.- Suelos saturados expansivos	$\psi_T = \psi_Z + \psi_S + \psi_{TP}$
	$\psi_T = \psi_Z + \psi_S + \psi_p + \psi_b$
4.- Suelos saturados rígidos	$\psi_T = \psi_Z + \psi_S + \psi_{TP}$
	$\psi_T = \psi_Z + \psi_S + \psi_p$

Tabla 1.2. Componentes del potencial total del agua del suelo para varias aplicaciones o condiciones.

Potencial gravitacional ψ_z (h_z en unidades de carga).

El potencial gravitacional ψ_z es la energía por unidad de volumen de agua requerido para mover una cantidad infinitesimal de agua pura, desde un nivel de referencia Z_0 hasta la elevación del agua en el suelo Z_{suelo} , tiene un valor de:

$$\psi_z = \rho_w g (Z_{suelo} - Z_0). \quad (1.1.)$$

Donde $Z_{suelo} - Z_0$ no es mas que la distancia vertical medida a partir de nivel de referencia y el punto de interés dentro del suelo.

Potencial osmótico ψ_s (h_s en unidades de carga).

El potencial osmótico ψ_s es el cambio de energía por unidad de volumen de agua cuando solutos de idéntica composición a los del suelo son agregados al agua pura y libre. Para tener una mayor comprensión de este potencial analicemos lo siguiente. Si se usa una membrana permeable al agua (pero impermeable a los solutos) para separar el agua pura del agua con solutos, el agua fluirá hacia el agua con solutos; la energía que produce este movimiento es el potencial osmótico.

El potencial osmótico puede medirse si se determina la concentración de solutos y usando la siguiente expresión (Slatyer, 1967):

$$\pi = C_s R T \quad (1.2.)$$

Donde:

π = Potencial osmótico.

R = Constante universal de los gases (8.32×10^{-7} erg/mol deg).

T = Temperatura en grados Kelvin.

C_s = Concentración de moles por cm^2 .

Existen algunas otras técnicas que pueden utilizarse para medir el potencial osmótico como puede ser el papel filtro (Gardner), o por el método por diálisis de equilibrio o depresión de la presión de vapor (Rawlins y Cambell, 1986).

Potencial de presión de aire, ψ_a (h_a en unidades de carga).

El potencial de presión de aire se define como el cambio en la energía potencial por unidad de volumen de agua cuando la presión del aire del suelo es cambiada desde una presión P_0 en el estado de referencia a una presión P_{suelo} del suelo, este potencial de presión de aire puede medirse con barómetros.

Potencial de presión hidrostática, ψ_p (h_p en unidades de carga).

El potencial de presión hidrostática se define como la presión de agua hidrostática que actúa sobre un punto en el suelo (saturado), no es mas que la distancia entre el punto de análisis del suelo Z_{suelo} y el nivel de aguas freáticas (interfase suelo saturado – suelo parcialmente saturado).

Potencial mátrico, ψ_m (h_m en unidades de carga).

El potencial mátrico es la energía por unidad de volumen de agua requerido para transferir una cantidad infinitesimal de agua desde un recipiente con agua del suelo hasta el punto de interés en el suelo bajo una presión de referencia. Este potencial depende de la matriz sólida de suelo, de tamaño de poros entre otras características del suelo. En el caso de suelos saturados por capilaridad el potencial mátrico es la presión capilar desarrollada. Cuando la fase del agua no es continua (SPS) no puede evaluarse directamente de acuerdo a su definición pero puede ser inferido utilizando las lecturas de aparatos como tensiómetros, psicrómetros, papel filtro etc.

Potencial de presión de sobrecarga de agua, ψ_b (h_b en unidades de carga).

El potencial de sobrecarga se define como el cambio en la energía por unidad de volumen del agua del suelo cuando una presión envolvente P_e es cambiada desde cero a P_e . Aparatos como piezómetros son utilizados para medir este potencial.

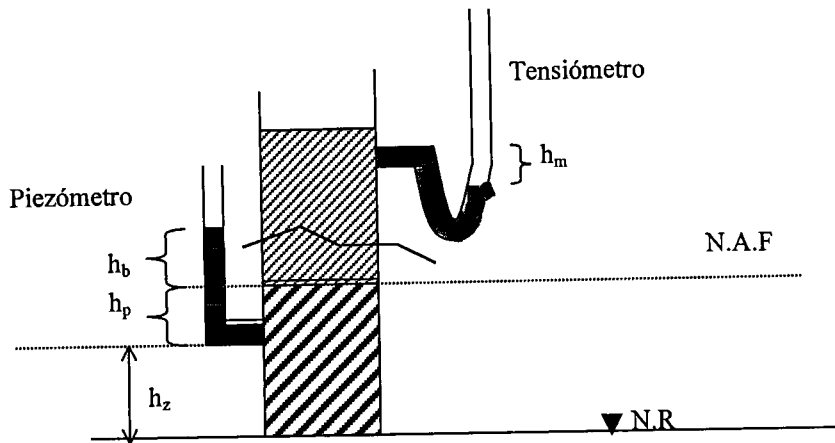


Figura 1.1. Ilustración de los diferentes potenciales de agua actuantes en los suelos.

1.3. Primeras expresiones de flujo de agua en los suelos.

1.3.1. Flujo en un tubo capilar, ley de Poiseuille.

Los primeros avances referente a flujo de agua en suelos tienen sus bases en los estudios de flujo de agua en un tubo capilar realizados por Poiseuille.

Utilizando la ley de viscosidad de Newton, las condiciones de no deslizamiento de la dinámica de fluidos $V(R)=0$ (Bird et. al. 1960) e integrando para toda el área del tubo capilar, Poiseuille encontró que el volumen de agua que fluye por unidad de tiempo Q , a través de un tubo capilar es:

$$Q = \frac{\pi R^4 \Delta P}{8L\mu} \quad (1.3.)$$

Donde:

R = Radio del tubo capilar.

ΔP = Diferencia de presiones en los extremos del tubo.

L = Longitud del tubo capilar.

μ = Viscosidad absoluta del agua.

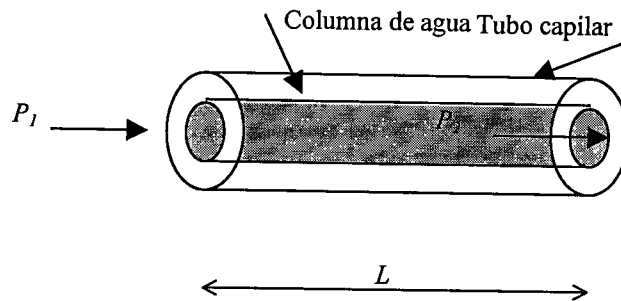


Figura 1.2. Modelo del tubo capilar de Poiseuille.

El suelo contiene una gran distribución de tamaños de poros y su geometría exacta es desconocida por lo que difícilmente se puede aplicar la ley de Poiseuille para conocer el flujo. Sin embargo este se puede conocer a través de ecuaciones de flujo que describan el flujo a nivel macroscópico a través de los poros medios. La primera persona en usar este método fue Henry Darcy (1856).

1.3.2. Ley de Darcy.

Darcy condujo varios experimentos en los cuales midió el volumen de agua que filtraba por unidad de tiempo a través de columnas de suelo de longitud L y área A . Después de varios experimentos el encontró una relación entre las variables:

$$Q = -k_s A \frac{\Delta P}{L} \quad (1.4.)$$

k_s = Es la conductividad hidráulica saturada.

ΔP = Es la diferencia del potencial total del agua del suelo entre dos puntos.

Esta ley considera que el suelo es rígido, saturado y el agua no contiene sales; bajo estas restricciones, el potencial total del agua del suelo consiste de la suma de la presión hidrostática y el potencial gravitacional. Cuando se usa unidades de carga, esta combinación es llamada carga hidráulica (h_T),

$$h_T = h_p + h_z \text{ (unidades de carga)} \quad (1.5.)$$

Usando este término y reestructurando la ley de Darcy en velocidades resulta:

$$v_w = -k_s \frac{\Delta P}{L} \quad (1.6.)$$

Donde:

v_w = Velocidad de flujo de agua.

$\Delta P/L$ = Gradiente de carga hidráulica.

La figura 1.3 ejemplifica claramente las componentes de la carga hidráulica total en un punto de la masa de suelo.

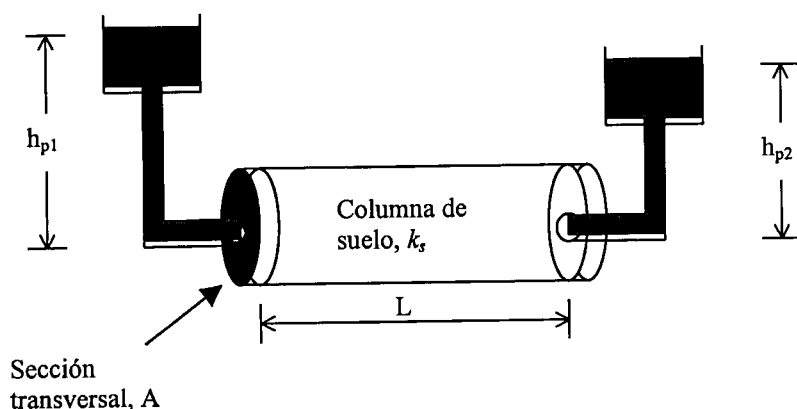


Figura 1.3. Dispositivo que ilustra los experimentos de la ley de Darcy.

El coeficiente de proporcionalidad entre la velocidad de flujo de agua y el gradiente de carga hidráulica, ha sido llamado conductividad hidráulica saturada " k_s ";

y ha sido considerado relativamente constante para un suelo saturado. El signo negativo en la ecuación indica que el agua fluye en la dirección del decrecimiento de la carga hidráulica.

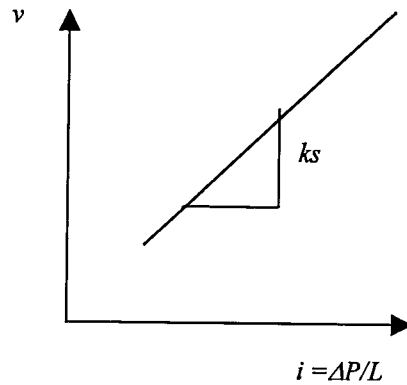


Figura 1.4. Conductividad hidráulica "ks".

1.4. Flujo de agua en suelos parcialmente saturados.

Cuando un suelo es parcialmente saturado, la fase de aire está presente y los canales de flujo son drásticamente modificados respecto a los saturados. En un suelo parcialmente saturado la fase líquida está rodeada por la superficie sólida de las partículas minerales y por las interfases agua-aire. Con base en lo anterior podemos distinguir los siguientes estados (Fredlund 1993):

- 1er estado: El aire puede encontrarse ocluído dentro de la fase líquida, lo cual sucede cuando se tiene grados de saturación relativamente altos.
- 2do estado: El aire o el agua se encuentran en forma continua a través de los poros del suelo; presentándose en grados de saturación bajos y altos respectivamente.
- 3er estado: Difusión del aire a través del agua.

1.4.1. Ley de flujo Darcy – Buckingham para suelos no saturados.

En 1907, Edgar Buckingham propuso una modificación de la ley de Darcy para describir el flujo a través de suelos no saturados. Esta modificación descansa básicamente en las siguientes dos hipótesis:

1. La fuerza motora para que el agua fluya en un suelo saturado, rígido e isotérmico sin solutos ni presión de aire, es igual a la suma del potencial mátrico y el potencial gravimétrico.
2. La conductividad hidráulica en un suelo no saturado es función del contenido de agua o del potencial mátrico.

En unidades de carga la ley de flujo de Buckingham – Darcy se expresa como sigue:

$$v_w = -k_w \frac{\partial h_T}{\partial z} \quad (1.7.)$$

Donde:

v_w = Velocidad del agua

k_w = Conductividad hidráulica no saturada

$\frac{\partial h_T}{\partial z}$ = Gradiente hidráulico

La forma de la expresión es la misma que para suelos saturados, pero con ciertas diferencias en los términos usados. Primero la conductividad hidráulica k_w deja de tener un valor constante (k_s) y es función de la carga hidráulica actuante. Segundo el gradiente hidráulico actuante es función de la distancia z como del tiempo t .

Si bien es cierto, la expresión de Darcy – Buckingham es aplicable a suelos no saturados tiene varias restricciones para su aplicación. Una de ellas es que la ecuación diferencial esta escrita a través de un estrato infinitesimal donde h_T es constante al igual que k_w , por lo que no puede aplicarse a un espesor finito de suelo al menos que el contenido de agua y el potencial mátrico del estrato sea uniforme; es decir que el flujo sea permanente o establecido.

El flujo establecido o permanente difícilmente ocurre en la naturaleza y puede presentarse bajo condiciones controladas por el ser humano.

1.4.2. Ecuación de Richards para flujo no establecido.

En general, el flujo de agua en suelos no saturados ocurre por humedecimiento o secado, donde el potencial mátrico y contenido volumétrico de agua varía en el tiempo y en el espacio. El flujo que ocurre de la forma anterior es llamado flujo no establecido y su descripción matemática es más compleja que para flujo permanente.

La descripción de este tipo de flujo nace a partir de la ecuación general conservación de masa o de la ecuación de continuidad; es decir se hace un balance del agua que entra y el del agua que sale en pequeño período de tiempo arbitrario Δt entre t y Δt . Bajo este intervalo de tiempo, la ecuación de conservación puede expresarse de la siguiente forma:

Vol. de agua que entra durante un Δt = Vol. de salida durante un Δt +

Vol. almacenado durante un Δt +

Vol. extraído por plantas durante un Δt

BIBLIOTECA CENTRAL UAQ
 "ROBERTO RUIZ OBREGON"

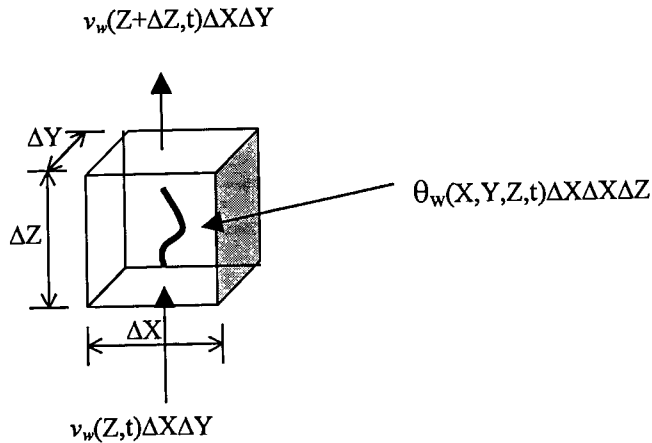


Figura 4.2 Flujo no establecido a través de un volumen de suelo.

Considerando el flujo en la dirección indicada y despreciando el volumen de agua extraído por las plantas se tiene:

$$\frac{\partial v_w}{\partial z} + \frac{d\theta}{dt} = 0 \quad (1.8.)$$

Esta expresión se conoce ecuación de continuidad o ecuación de conservación del agua dentro del suelo.

Combinando la ecuación de continuidad y la de Darcy-Buckingham y asumiendo que el flujo es vertical se tiene:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right] \quad (1.9.)$$

La solución a la ecuación anterior resulta muy compleja ya que se tienen dos términos desconocidos θ y h . Esta dificultad ha sido resuelta usando la curva característica del suelo eliminando alguna de las dos variables.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_w(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (1.10.)$$

$$C_w(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right] \quad (1.11.)$$

Las expresiones anteriores son la ecuación de Richards en función del contenido volumétrico de agua y en función del potencial mátrico respectivamente. D_w es la difusión capilar y C_w es la capacidad capilar y se determinan de la siguiente forma:

$$C_w(h) = \frac{d\theta}{dh} \quad (1.12.)$$

$$D_w(\theta) = K(\theta) \frac{dh}{d\theta} = \frac{K(\theta)}{C_w(h)} \quad (1.13.)$$

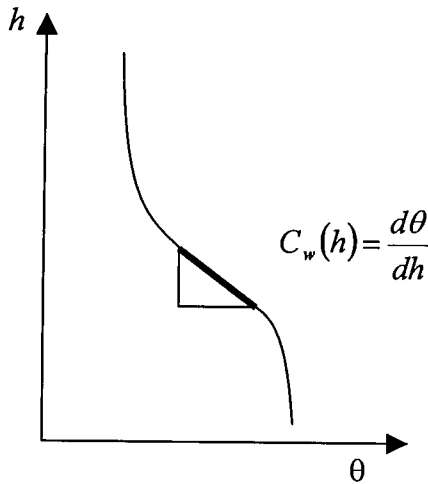


Figura 4.2 Definición de la capacidad capilar del suelo.

2. COEFICIENTE DE PERMEABILIDAD Y CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA

2.1. Introducción.

Del capítulo anterior se puede distinguir que las cargas hidráulicas que actúan en un suelo saturado son diferentes a las que actúan en un suelo parcialmente saturado. En el primero existe flujo de agua en respuesta a gradientes positivos de presión, pero en el segundo caso, responde a potenciales mátricos que son menores a las presiones atmosféricas.

Cuando un suelo está saturado todos sus poros están llenos de agua y el coeficiente de permeabilidad es máximo. Actualmente a este parámetro del suelo en condiciones saturadas se le ha dado el nombre de conductividad hidráulica saturada (k_s) y no es más que el coeficiente de permeabilidad; término con que todos los ingenieros estamos familiarizados. La conductividad hidráulica saturada k_s , tiene un valor constante para los suelos rígidos con una configuración geométrica dada.

En el caso de los suelos parcialmente saturados los poros del suelo se componen de aire y agua, reduciendo drásticamente el área de flujo y aumentando la longitud de su trayectoria de recorrido, por esta razón la conductividad hidráulica disminuye respecto a los suelos saturados y además deja de ser un valor constante, ya que dependerá del grado de saturación y del potencial mátrico que se logra desarrollar en los poros del suelo, en un momento dado.

La determinación de la conductividad hidráulica saturada ha sido ampliamente resuelta a través de procedimientos, teorías y aparatos. Sin embargo, los procedimientos y métodos para determinar la conductividad hidráulica de suelos no saturados no ha sido ampliamente resuelta debido a los escasos avances

técnicos actuales, lo cual se ha tratado de solventar a través de métodos predictivos, en los cuales muchos de ellos usan la curva característica del suelo.

2.2. Conductividad hidráulica no saturada, k_p .

Como se ha mencionado hasta ahora, la conductividad hidráulica no saturada no tiene un valor constante ni tampoco es una función lineal del contenido volumétrico de agua o del potencial mátrico.

La figura 2.1. Muestra las curvas típicas de conductividad hidráulica para un suelo grueso (arena) y un suelo fino (arcilla). En saturación la arena tiene mayor conductividad hidráulica que la arcilla, porque contiene espacios de poros mucho mayores. Conforme el grado de saturación disminuye o aumenta el potencial mátrico se produce un dramático decrecimiento en su valor. Eventualmente las curvas pueden cruzarse y la arena puede presentar un valor menor que la arcilla para el mismo potencial mátrico, esto debido a que un suelo fino retiene considerablemente mayor cantidad de agua que el que pudiera retener un suelo grueso.

2.3. Métodos indirectos para determinar la conductividad hidráulica en suelos parcialmente saturados.

Debido a los grandes tiempos de pruebas requeridos para la determinación de los diferentes parámetros que alimentan los modelos constitutivos para suelos parcialmente saturados, en los últimos años se han desarrollado una infinidad de métodos que buscan simplificar su determinación.

Actualmente existen varios métodos indirectos para determinar la conductividad hidráulica no saturada, muchos de ellos se basan en la curva característica del suelo o comúnmente conocida como curva de retención en física de suelos (Millington y Quirk 1961; Mualem 1976).

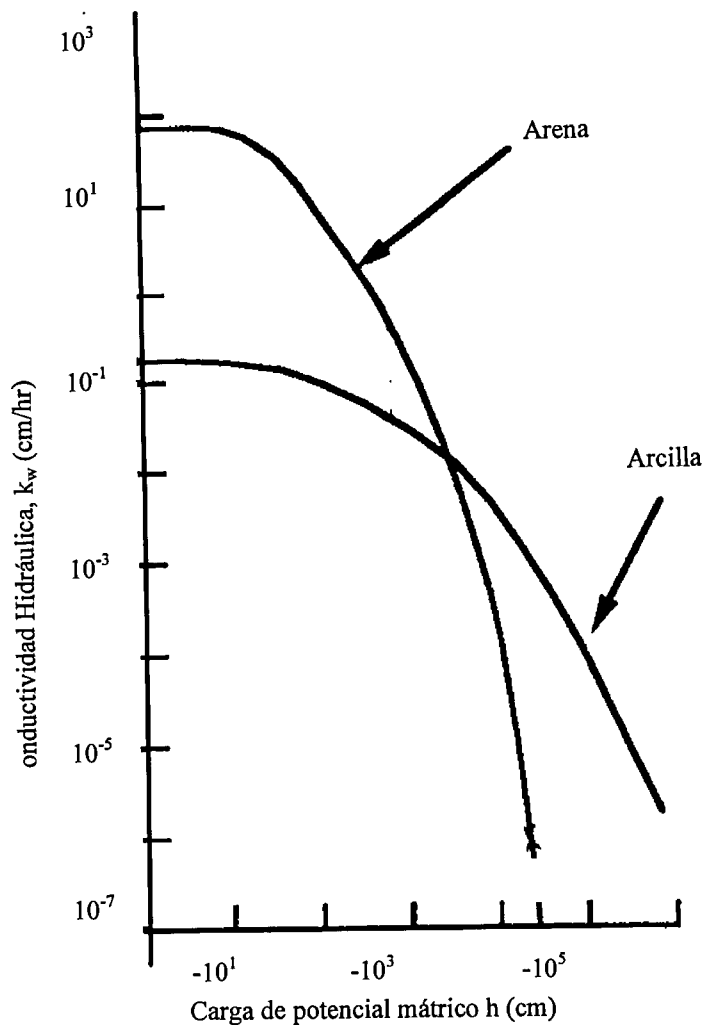


Figura 2.1. Curvas típicas de conductividad hidráulica en arenas y arcillas (A. Jury y R. Gardner).

2.3.1. Curva característica del suelo.

El agua presente dentro de los poros del suelo está íntimamente relacionada con el potencial mátrico del suelo. A mayor contenido de agua el suelo experimenta una disminución en su potencial mátrico.

La relación expresada en forma de curva, entre el contenido volumétrico de agua y la succión se conoce como curva característica. La curva característica puede

obtenerse en laboratorio usando aparatos como el extractor de membrana de presión.

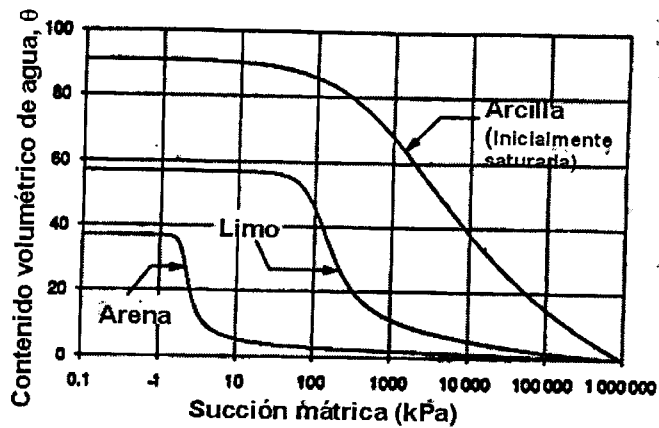


Figura 2.2. Curvas Características para una arena, un limo y una arcilla (Fredlund y Xing 1994).

De la curva característica se define los siguientes parámetros: contenido volumétrico de agua saturado, θ_s , contenido volumétrico de agua residual, θ_r , valor de entrada de aire, ψ_b , y contenido residual de aire, θ_a .

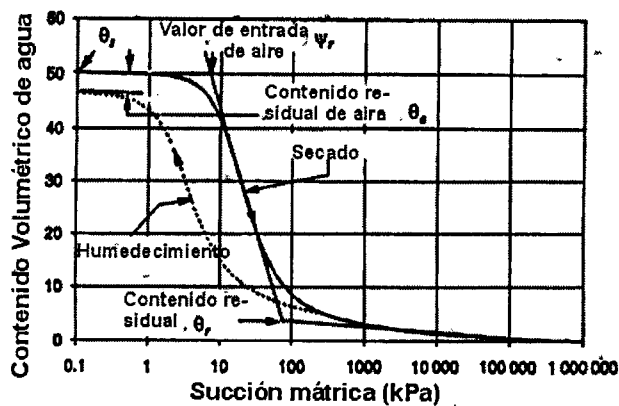


Figura 2.3. Terminología que define la curva característica (Fredlund y Xing 1994).

Histeresis en la curva característica.

En la figura 2.3 se observa el fenómeno de histeresis en la curva característica; es decir, el suelo presenta dos diferentes potenciales de agua (succión) para un mismo contenido volumétrico de agua o viceversa dependiendo de si el camino que se ha seguido para su elaboración, es de humedecimiento o secado.

Cuando el suelo sufre un humedecimiento el agua avanza en los poros del suelo con un radio de curvatura R_1 mayor al radio de curvatura R_2 que se produce en un proceso de secado donde el agua retrocede. Lo anterior genera que para un mismo contenido de agua se tengan dos diferentes potenciales mátricos de agua.

Si el potencial mátrico del agua del suelo es:

$$\psi_m = (Ua - Uw) = 2\sigma/Rs$$

Y sí:

$$R_1 > R_2$$

Entonces:

$$\psi_{m1} < \psi_{m2}$$

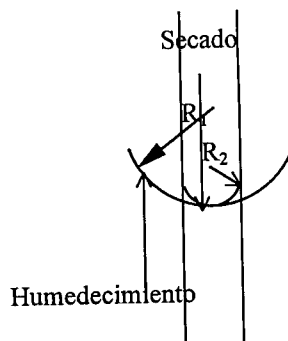


Figura 2.4 Proceso de secado y humedecimiento

De tal manera que para un mismo contenido volumétrico de agua la succión mátrica será menor en una curva obtenida por humedecimiento que el obtenido por secado.

2.3.2. Modelo del tubo capilar aplicado a la conductividad hidráulica no saturada.

La conductividad hidráulica no saturada puede predecirse a través del modelo del atado de tubos Capilares desarrollado por Childs y Collis-George (1950) y mejorado por Marshall (1958), Millington y Quirk (1959).

El modelo se desarrolla utilizando un conjunto de tubos capilares de diferentes tamaños los cuales son relacionados con la curva característica del suelo. El número y tamaño de los tubos capilares son seleccionados de tal manera que el agua retenida en ellos sea igual a la del suelo, consecuentemente la curva característica del suelo y del conjunto de tubos capilares debe ser igual.

Partiendo del principio anterior la curva característica se divide en intervalos iguales de contenido de agua $\Delta\theta$. El potencial mátrico asociado con cada decremento en θ es determinado por la relación $h(\theta)$. Así $h_1=h(\theta_s-\Delta\theta)$, $h_2=h(\theta_s-2\Delta\theta)$, etc. Todos los tubos de $r>R_J$ dados por la ecuación de capilaridad

$$R_J = -\frac{2\sigma}{\rho_w g h_J} \quad (2.1.)$$

se asume que drenan cuando $h=h_J$. Es decir, cuando el contenido volumétrico de agua cambia de θ_s a $\theta_s-\Delta\theta$, todos los tubos de radio $R_1=2\sigma/\rho_w g h_1$ en el modelo de tubos capilares drenan.

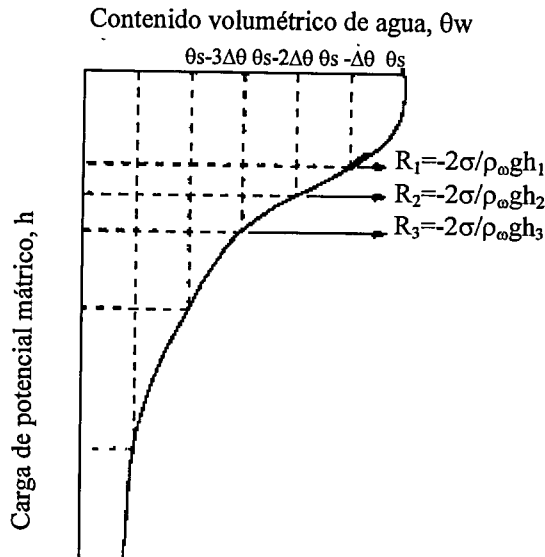


Figura 2.5. Distribución de tamaños capilares.

Donde:

σ = La coeficiente de tensión superficial del agua.

ρ_w = Densidad del agua

g = Aceleración gravitacional.

El cambio de volumen de agua por unidad de volumen de suelo cuando estos tubos capilares drenan es:

$$\Delta\theta = n_j \pi R_J^2 \quad (2.2.)$$

Donde:

$\Delta\theta$ = Tamaño del intervalo del contenido volumétrico del agua

n_j = Es el número de tubos por unidad de área de radio R_J .

De esta manera el numero de tubos capilares de radio R_J por unidad de área en cada intervalo es.

$$n_j = \frac{\Delta\theta}{\pi R_J^2} \quad (2.3.)$$

Donde al igual que en los párrafos anteriores R_J esta relacionado con el suelo usando

$$h_j = h(\theta_s - J\Delta\theta)$$

El gasto que fluye por un tubo capilar según se desprende del capitulo anterior (Ley de Poiseuille) es igual:

$$Q = \frac{\pi R^4 \Delta P}{8L\mu} \quad (2.4.)$$

Reordenando los términos en función de un tubo capilar simple se tiene:

$$Q_J = \frac{\pi R_J^4 \rho_w g}{8\mu} \frac{\Delta H}{L_c} \quad (2.5.)$$

Donde.

Q_J = Es el volumen de agua por unidad de tiempo para un tamaño de tubo capilar J .

R_J = Radio del tubo capilar.

μ = Viscosidad absoluta del agua.

ΔH = Diferencia de carga hidráulica aplicada al tubo capilar.

L_c = Longitud del tubo capilar.

De acuerdo al modelo de atado de tubos capilares el gasto total que pasa por la columna de tubos capilares es igual a la suma de cada uno de los gastos que circula por cada tubo capilar.

$$Q_T = \sum_{J=1}^M N_J Q_J = \frac{\pi \rho_w g}{8\mu} \frac{\Delta H}{L_c} \sum_{J=1}^M R_J^4 N_J \quad (2.6.)$$

Donde N_J representa el número de tubos capilares de radio R_J en la columna de tubos, y M es el número de los diferentes tamaños de tubos. La velocidad del flujo de agua a través de la columna de tubos capilares esta dado por:

$$v_w = \frac{Q_T}{A} = \frac{\pi \rho_w g}{8\mu} \frac{\Delta H}{L_c} \sum_{J=1}^M n_J R_J^4 \quad (2.7.)$$

Donde $n_J = N_J/A$ es el número de tubos por unidad de área de radio R_J .

Sustituyendo 2.1. y 2.3. en 2.7. tenemos:

$$v_w = - \left[\frac{\sigma^2 \Delta \theta}{2\mu \rho_w g} \frac{L}{L_c} \sum_{J=1}^M \frac{1}{h_J^2} \right] \frac{\Delta H}{\Delta Z} \quad (2.8.)$$

Donde además se consideró $\Delta Z = \theta - L$.

Si se relaciona la ecuación 2.8. con la ley de Darcy y además se asocia los factores que se encuentran dentro de los corchetes antes del gradiente hidráulico $\Delta H/\Delta Z$ se tiene que la conductividad hidráulica saturada es como sigue:

$$k_s = \frac{\tau \sigma^2 \Delta \theta}{2\mu \rho_w g} \sum_{J=1}^M \frac{1}{h_J^2} \quad (2.9.)$$

Donde τ es llamado factor de irregularidad y es la relación entre la longitud de la columna de tubos capilares y la longitud de recorrido del agua:

$$\tau = \frac{L}{Lc} \quad (2.10.)$$

Cuando el suelo drena se supone que los tubos capilares que se encuentra en ese decremento $\Delta\theta$ no contribuyen al flujo, por lo que se tiene:

$$k(\theta_s - i\Delta\theta) = \frac{\tau\sigma^2\Delta\theta}{2\mu\rho_w g} \sum_{j=i+1}^M \frac{1}{h_j^2} \quad (2.11.)$$

La ecuación 2.11. permite predecir la conductividad hidráulica de suelo parcialmente saturado sin embargo deberá evaluarse el factor de irregularidad τ . Este parámetro puede evaluarse si se mide la conductividad hidráulica saturada (k_s) y calculando la conductividad hidráulica saturada usando la ecuación 2.11. (k_{sc}):

$$\tau = \frac{k_s}{k_{sc}} \quad (2.12.)$$

Una selección adecuada de τ da valores razonablemente con los resultados obtenidos en laboratorio de mediciones directas (Green y Corey, 1971; Jackson, 1972).

2.3.3. Predicción de la conductividad hidráulica a partir de la expresión de Kunze et. al. (1968).

Basado en los estudios realizados por Childs y Collis-George et al., Kunze et. al. desarrolló una expresión muy similar a la 2.11. La expresión es ligeramente modificada utilizando el potencial mátrico en unidades de presión y no unidades de carga, además la forma de función de la conductividad hidráulica esta dada por los términos dentro de la sumatoria. Al igual que en la expresión 2.11. es necesario

determinar el factor de irregularidad τ (k_s/k_{sc}) con la finalidad de dar mayor precisión a los resultados.

$$k_w(\theta_w)_i = \frac{k_s}{k_{sc}} \frac{\sigma^2 \rho_w g}{2\mu} \frac{\theta_s^p}{N^2} \sum_{j=i}^m \left\{ (2j+1-2i)(U_a - U_w)_{j+1}^{-2} \right\} \quad (2.13.)$$

$$i = 1, 2, \dots, m$$

Donde:

$k_w(\theta_w)_i$ = Conductividad hidráulica calculada para un contenido volumétrico de agua específico $(\theta_w)_i$ correspondiente al intervalo i -ésimo., (m/s).

i = Número de intervalo que crece con el decremento de contenido volumétrico de agua.

j = Contador de i hasta m .

k_s = Conductividad hidráulica saturada medida en laboratorio (m/s).

k_{sc} = Conductividad hidráulica saturada calculada para $i=1$ (m/s).

σ = Coeficiente de tensión superficial (kN/m).

ρ_w = Densidad del agua (kg/m^3).

g = Aceleración gravitacional (m/s^2).

μ = Viscosidad absoluta del agua ($\text{N}\cdot\text{s}/\text{m}^2$).

θ_s = Contenido volumétrico de agua saturada (i.e. $G_w = 100\%$) (Green and Corey, 1971a).

P = Constante estimada para la interacción de poros de varios tamaños puede asumirse igual a 2 (Green and Corey, 1971a).

m = Número total de intervalos entre el contenido volumétrico de agua saturado, θ_s , y la humedad volumétrica más baja, θ_L , en la curva característica del suelo.

N = Número total de intervalos calculados entre el contenido volumétrico de agua saturado, θ_s , y el cero (i.e. $\theta_w = 0$).

$(U_a - U_w)_j$ = Succión mátrica correspondiente al punto medio de el j th intervalo (kPa).

El procedimiento para el cálculo se realiza dividiendo la curva característica del suelo en m intervalos iguales a lo largo del eje del contenido volumétrico de agua, como se muestra en la figura 2.6.

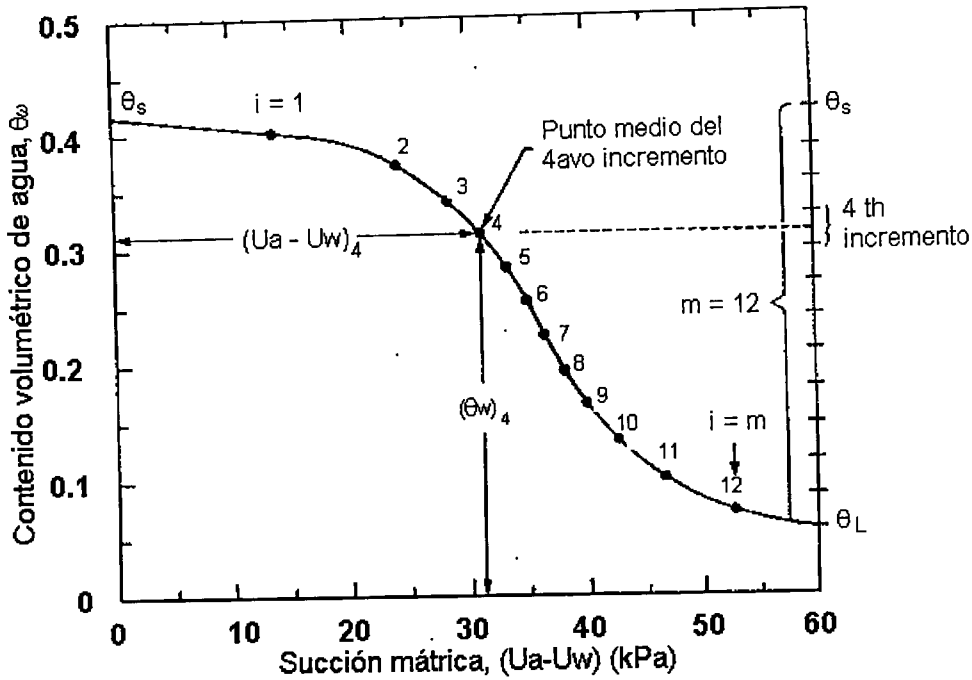


Figura 2.6. Predicción de la conductividad hidráulica a partir de la expresión de Kunze et. al.

La succión mátrica correspondiente al punto medio de cada intervalo es usado para el cálculo de $k_w(\theta_w)$. Los parámetros $(\sigma^2 \rho_w g / 2 \mu) (\theta_s^2 / N^2)$ puede englobarse dentro A_d llamado parámetro de ajuste (Fredlund, 1993). Introduciendo éste parámetro la expresión 2.13. resulta:

$$k_w(\theta_w)_i = \frac{k_s}{k_{sc}} A_d \sum_{j=i}^m \left\{ (2j+1-2i)(U_a - U_w)_{j+1}^{-2} \right\} \quad (2.14.)$$

$$i = 1, 2, \dots, m$$

2.3.4. Ejemplo de aplicación y comparación de los modelos predictivos.

Para fines de aplicación y de comparación, a continuación se muestra la predicción de la conductividad hidráulica no saturada aplicada a la curva característica mostrada en el libro de Soil Mechanics For Unsaturated Soil de Fredlund y Rahardjo quienes a su vez aprovechan los resultados de laboratorio de González y Adams (1980).

$(u_a - u_w)$ (kPa)	θ_w	$(u_a - u_w)$ (kPa)	θ_w	$(u_a - u_w)$ (kPa)	θ_w	$(u_a - u_w)$ (kPa)	θ_w
0.00	0.3880	16.40	0.3165	21.42	0.2450	25.83	0.1735
8.38	0.3809	17.00	0.3094	21.80	0.2379	26.40	0.1664
10.10	0.3737	17.43	0.3022	22.22	0.2307	27.10	0.1592
11.18	0.3666	18.01	0.2951	22.62	0.2236	27.79	0.1521
12.22	0.3594	18.49	0.2879	23.10	0.2164	28.61	0.1449
12.98	0.3523	19.07	0.2808	23.52	0.2093	29.68	0.1378
13.83	0.3451	19.58	0.2736	23.90	0.2021	31.02	0.1306
14.50	0.3380	20.00	0.2665	24.34	0.1950	32.78	0.1235
15.21	0.3308	20.50	0.2593	24.59	0.1878	34.80	0.1163
15.80	0.3237	20.90	0.2522	25.30	0.1807	37.78	0.1092
						40.00	0.1020

Tabla 2.1. Datos inferidos de la curva característica mostrada en la figura 6.19 del libro Soil Mechanics For Unsaturated Soils (Fredlund y Rahardjo, 1993).

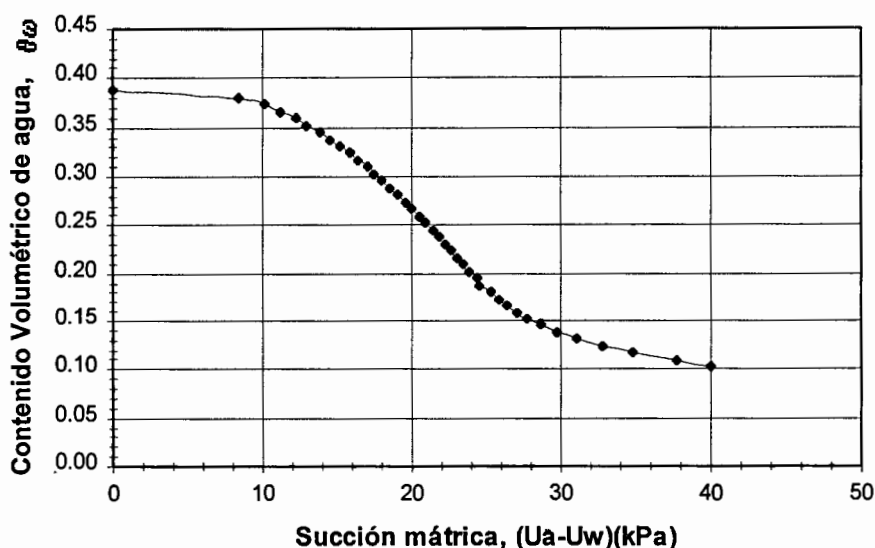


Figura 2.7. Curva Característica del suelo (Fredlund y Rahardjo, 1993).

Predicción de la conductividad hidráulica usando la expresión de Childs y Collis-George (1950).

Los resultados de la predicción de la conductividad hidráulica para curva característica mostrada en la figura 2.7. utilizando la expresión de Childs y Collis-George et. al., (ecuación 2.11.) se muestran en la tabla 2.2., además al lado derecho se observa los parámetros utilizados en el cálculo.

$$k(\theta_s - i\Delta\theta) = \frac{\tau\sigma^2\Delta\theta}{2\mu\rho_w g} \sum_{j=i+1}^M \frac{1}{h_j^2} \quad (2.11.)$$

Donde:

τ = Factor de irregularidad obtenido a partir de la relación de la conductividad hidráulica calculada con la relación 2.11. y la medición directa en laboratorio:

$$\tau = \frac{k_s}{k_{sc}} \quad (2.12.)$$

σ = Coeficiente de tensión superficial del agua, 0.072 N/m².

$\Delta\theta$ = Tamaño del intervalo del contenido volumétrico del agua.

μ = Viscosidad absoluta del agua, 1X10⁻³ N s/m².

$\rho_w g$ = Peso específico del agua, 9810 N/m³.

h_j = Carga de potencial mátrico, m. Es igual:

$$h_j = (u_a - u_w) / \rho_w g.$$

M = Numero de intervalos.

$i = 0,1,2,3,4... =$ contador.

θ_s = Contenido de volumétrico de agua saturado.

k_s = Conductividad hidráulica saturada medida en laboratorio.

k_{sc} = Conductividad hidráulica saturada calculada con la relación 2.11. para $i=0$.

Es de notar que cuando se realiza el cálculo para $i = 0$ la carga de potencial mátrico corresponde a $h_{J=1}$ y a su vez el cálculo corresponde a la conductividad hidráulica saturada (k_{sc}).

J Contador	i Contador	$\theta\omega$	$(u_a - u_w)$ (kPa)	h_J (m)	$\sum_{J=i+1}^M \frac{1}{h_J^2}$	k_w (m/s)
	0	0.3880	0.00	0.0000	11.8045	5.83E-08
1	1	0.3809	8.38	0.8542	10.6142	5.24E-08
2	2	0.3737	10.10	1.0296	9.4907	4.69E-08
3	3	0.3666	11.18	1.1397	8.7207	4.31E-08
4	4	0.3594	12.22	1.2457	8.0763	3.99E-08
5	5	0.3523	12.98	1.3231	7.5051	3.71E-08
6	6	0.3451	13.83	1.4098	7.0019	3.46E-08
7	7	0.3380	14.50	1.4781	6.5442	3.23E-08
8	8	0.3308	15.21	1.5505	6.1282	3.03E-08
9	9	0.3237	15.80	1.6106	5.7427	2.84E-08
10	10	0.3165	16.40	1.6718	5.3849	2.66E-08
11	11	0.3094	17.00	1.7329	5.0519	2.50E-08
12	12	0.3022	17.43	1.7768	4.7351	2.34E-08
13	13	0.2951	18.01	1.8359	4.4384	2.19E-08
14	14	0.2879	18.49	1.8848	4.1569	2.05E-08
15	15	0.2808	19.07	1.9439	3.8923	1.92E-08
16	16	0.2736	19.58	1.9959	3.6413	1.80E-08
17	17	0.2665	20.00	2.0387	3.4007	1.68E-08
18	18	0.2593	20.50	2.0897	3.1717	1.57E-08
19	19	0.2522	20.90	2.1305	2.9514	1.46E-08
20	20	0.2450	21.42	2.1835	2.7416	1.35E-08
21	21	0.2379	21.80	2.2222	2.5391	1.25E-08
22	22	0.2307	22.22	2.2650	2.3442	1.16E-08
23	23	0.2236	22.62	2.3058	2.1561	1.06E-08
24	24	0.2164	23.10	2.3547	1.9758	9.76E-09
25	25	0.2093	23.52	2.3976	1.8018	8.90E-09
26	26	0.2021	23.90	2.4363	1.6333	8.07E-09
27	27	0.1950	24.34	2.4811	1.4709	7.26E-09
28	28	0.1878	24.59	2.5066	1.3117	6.48E-09
29	29	0.1807	25.30	2.5790	1.1614	5.74E-09
30	30	0.1735	25.83	2.6330	1.0172	5.02E-09
31	31	0.1664	26.40	2.6911	0.8791	4.34E-09
32	32	0.1592	27.10	2.7625	0.7480	3.69E-09
33	33	0.1521	27.79	2.8328	0.6234	3.08E-09
34	34	0.1449	28.61	2.9164	0.5059	2.50E-09
35	35	0.1378	29.68	3.0255	0.3966	1.96E-09
36	36	0.1306	31.02	3.1621	0.2966	1.46E-09
37	37	0.1235	32.78	3.3415	0.2070	1.02E-09
38	38	0.1163	34.80	3.5474	0.1276	6.30E-10
39	39	0.1092	37.78	3.8512	0.0601	2.97E-10
40	40	0.1020	40.00	4.0775		

DATOS
 $\sigma = 0.072$ N/m
 $\Delta\theta = 0.00715$
 $\mu = 1.00E-03$ Ns/m²
 $\rho_{\omega g} = 9810$ N/m³
 $k_s = 5.83E-08$ m/s
 $\frac{\sigma^2 \Delta\theta}{2\mu\rho_{\omega g}} = 1.89E-06$ m³/s
 $k_{sc} = 2.23E-05$ m/s
 $\tau = 2.61E-03$

Tabla 2.2. Cálculo de la conductividad hidráulica usando la expresión de Childs y Collis-George et. al.

Prédicción de la conductividad hidráulica usando la expresión de Kunze et. al. (1968).

Según el modelo desarrollado por Kunze et. al. La conductividad hidráulica es.

$$k_w(\theta_w)_i = \frac{k_s}{k_{sc}} A_d \sum_{j=i}^m \left\{ (2j+1-2i)(Ua-Uw)_{j+1}^{-2} \right\} \quad (2.14.)$$

$$i=1,2,\dots,m$$

Donde:

$k_w(\theta_w)_i$ = Conductividad hidráulica calculada para un contenido volumétrico de agua específico $(\theta_w)_i$ correspondiente al intervalo i -ésimo., (m/s).

i = Número de intervalo que crece con el decremento de contenido volumétrico de agua.

j = Contador de i hasta m .

k_s = Conductividad hidráulica medida en laboratorio (m/s).

k_{sc} = Conductividad hidráulica saturada calculada para $i=1$ (m/s).

m = Número total de intervalos entre el contenido volumétrico de agua saturado, θ_s , y la humedad volumétrica más baja, θ_L , en la curva característica del suelo.

$(ua-uw)_j$ = Succión mátrica correspondiente al punto medio de el j th intervalo (kPa).

A_d = Factor de ajuste que engloba los parámetros $(\sigma^2 \rho_w g / 2 \mu) (\theta_s^2 / N^2)$ de la expresión original del Kunze et. al.

El valor de A_d no interfiere en el resultado final de cada una de las conductividades hidráulicas, la explicación a esto, es que A_d se encuentra dentro del calculo de k_{sc} que posteriormente divide el cálculo de cada una de las conductividades hidráulicas. Se sugiere tomar A_d como unitario por simplicidad de los cálculos (Fredlund et. al.)

Los resultados del cálculo de la conductividad hidráulica se muestra en la tabla 2.3. Especial cuidado hay que tener en los contadores j y i , por ejemplo, para $i=1$ se tiene $j=2$ y calculo corresponde a la conductividad hidráulica saturada k_s .

<i>i</i> Contador	$(u_a - u_w)$ (kPa)	$\sum_{j=i}^m \frac{2j+1-2i}{(Ua-Uw)_{j+1}^2}$	k_s/k_{sc}	$k_w(\theta_w)$ m/s
1	0	2.8678	2.033E-08	5.830E-08
2	8.38	2.6380	2.033E-08	5.363E-08
3	10.1	2.4322	2.033E-08	4.944E-08
4	11.18	2.2442	2.033E-08	4.562E-08
5	12.22	2.0709	2.033E-08	4.210E-08
6	12.98	1.9102	2.033E-08	3.883E-08
7	13.83	1.7607	2.033E-08	3.579E-08
8	14.5	1.6212	2.033E-08	3.296E-08
9	15.21	1.4908	2.033E-08	3.031E-08
10	15.8	1.3687	2.033E-08	2.782E-08
11	16.4	1.2543	2.033E-08	2.550E-08
12	17	1.1471	2.033E-08	2.332E-08
13	17.43	1.0467	2.033E-08	2.128E-08
14	18.01	0.9526	2.033E-08	1.937E-08
15	18.49	0.8645	2.033E-08	1.758E-08
16	19.07	0.7821	2.033E-08	1.590E-08
17	19.58	0.7051	2.033E-08	1.433E-08
18	20	0.6332	2.033E-08	1.287E-08
19	20.5	0.5661	2.033E-08	1.151E-08
20	20.9	0.5038	2.033E-08	1.024E-08
21	21.42	0.4459	2.033E-08	9.064E-09
22	21.8	0.3922	2.033E-08	7.974E-09
23	22.22	0.3427	2.033E-08	6.968E-09
24	22.62	0.2972	2.033E-08	6.042E-09
25	23.1	0.2555	2.033E-08	5.195E-09
26	23.52	0.2175	2.033E-08	4.422E-09
27	23.9	0.1831	2.033E-08	3.722E-09
28	24.34	0.1521	2.033E-08	3.092E-09
29	24.59	0.1244	2.033E-08	2.529E-09
30	25.3	0.1000	2.033E-08	2.032E-09
31	25.83	0.0786	2.033E-08	1.598E-09
32	26.4	0.0601	2.033E-08	1.222E-09
33	27.1	0.0445	2.033E-08	9.042E-10
34	27.79	0.0315	2.033E-08	6.399E-10
35	28.61	0.0210	2.033E-08	4.267E-10
36	29.68	0.0129	2.033E-08	2.615E-10
37	31.02	0.0069	2.033E-08	1.405E-10
38	32.78	0.0029	2.033E-08	5.952E-11
39	34.8	0.0007	2.033E-08	1.424E-11

$k_s = 5.83E-08$ m/s
González y Adams (1980)

Tabla 2.3. Resultados de la predicción de la conductividad hidráulica utilizando la expresión de Kunze et. al.

Comparación de resultados.

Comparando los resultados de las dos expresiones utilizadas en los cálculos anteriores se ve claramente en el gráfico siguiente que la expresión de Kunze et. al., es la que mejor se ajusta a los resultados reales; aunque la expresión de Childs y Collis-George et. al., no deja de ser una muy buena aproximación.

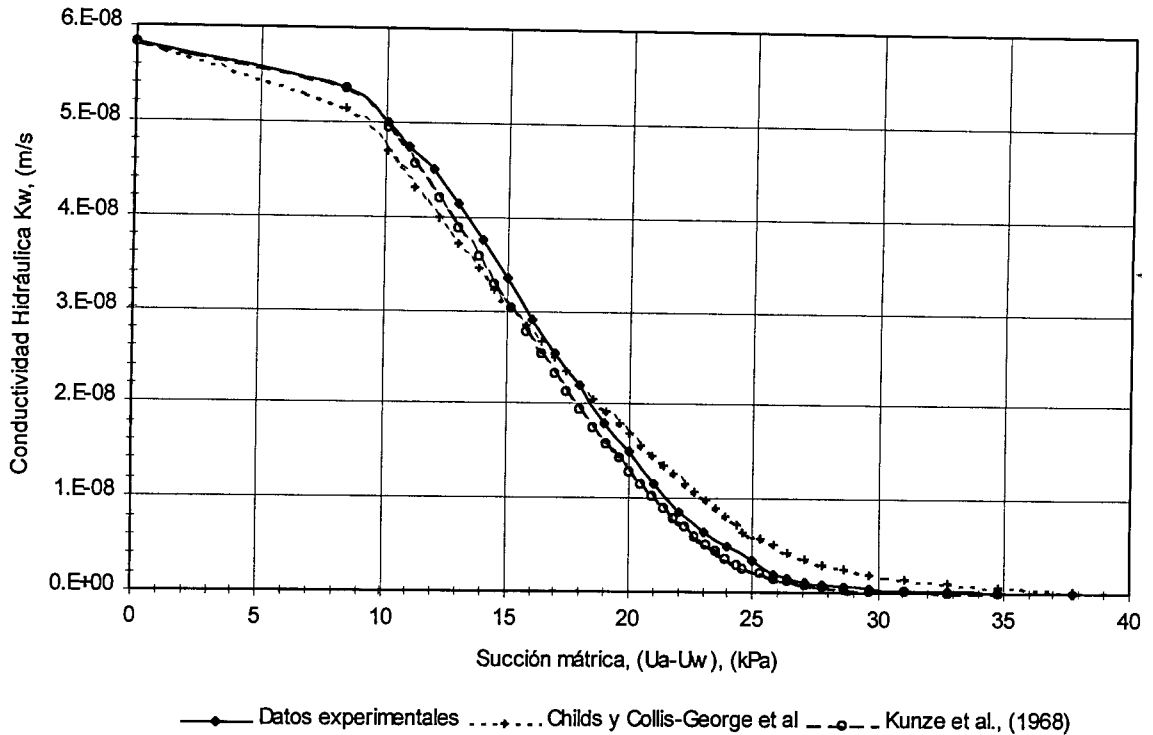


Figura 2.8. Predicción de la conductividad hidráulica.

2.4. Métodos directos para medir la conductividad hidráulica de suelos no saturados.

Los métodos y procedimientos para determinar la conductividad hidráulica están basados en la ley de Darcy- Buckingham (1907), es decir procuran mantener invariable el contenido volumétrico de agua y sujetan a flujo el suelo bajo una carga hidráulica constante (flujo establecido o permanente). Lo anterior se verifica cuando

la velocidad de entrada de flujo es igual a la velocidad de salida de flujo o sea el flujo es independiente del tiempo.

En el caso de flujo transitorio o no establecido, como se vio en el capítulo anterior, la descripción matemática del flujo es más compleja debido a que las cargas hidráulicas actuantes y la velocidad de flujo de agua varían con el tiempo; en otras palabras la cantidad de flujo es dependiente del tiempo. Sin embargo algunos autores han solventado esta situación haciendo mediciones simultáneas de los perfiles de potencial mátrico y los perfiles de contenido volumétrico de agua (Rose et al 1962) y aplican la ley de Darcy – Buckingham considerando constante la velocidad de flujo en dos tiempos subsecuentes y consideran al promedio de los gradientes hidráulicos que actúan en esos tiempos.

Ley de Darcy - Buckingham para flujo permanente.

$$v_w = -k_w \frac{\partial h_T}{\partial z} \quad (1.7.)$$

Donde:

v_w = Velocidad del agua

k_w = Conductividad hidráulica no saturada

$\frac{\partial h_T}{\partial z}$ = Gradiente hidráulico

La velocidad del flujo de agua puede determinarse si se mide el volumen de agua que desaloja la columna de suelo o si se mide los cambios volumétricos de agua en diferentes puntos.

En laboratorio pueden desarrollarse los dos tipos de flujo, sin embargo, en campo difícilmente se puede lograr el flujo establecido.

2.4.1. Métodos de laboratorio.

Los aparatos utilizados en este tipo de pruebas son llamados permeámetros y la prueba es conocida como prueba de permeabilidad. De acuerdo a como se determina el potencial mátrico actuante en la muestra y la variación del contenido volumétrico de agua se tiene las siguientes dos categorías (Klute 1972):

- 1) Método directo: La distribución del potencial mátrico a lo largo de la muestra se obtiene a través de mediciones hechas por aparatos como tensiómetros, psicrómetros, etc. y la velocidad del flujo de agua se obtiene a partir de la distribución del contenido volumétrico de agua medido de manera directa con mediciones de atenuación de rayos gamma (Gardner, 1986), atenuación de neutrones (Gardner, 1986; Gardner and Kirkham, 1952) o de manera indirecta usando reflectómetros (Dalton y Van Genuchten, 1986; Topp et. al., 1980). El potencial gravitacional es obtenido directamente de la diferencia de elevaciones.
- 2) Método indirecto: Haciendo uso de la curva característica y conociendo el potencial mátrico se infiere el contenido volumétrico de agua actuante en el suelo o viceversa.

2.4.2. Aparato de Klute para medir la conductividad hidráulica.

Este es un aparato de flujo establecido (figura 2.9.). Un espécimen cilíndrico de suelo es colocado dentro de dos piedras porosas de alto valor de entrada de aire (P_1 y P_2). Dos tensiómetros T_1 y T_2 son instalados a lo largo del espécimen para medir la presión de poro de agua. Un suministro de aire mantiene una presión de poro de aire constante, la cual se mide usando el manómetro M . Se suministra agua proveyendo una carga hidráulica constante, h_{w1} , por medio de la probeta de Mariotte. El flujo de agua de salida se mantiene bajo una carga hidráulica constante, h_{w2} .

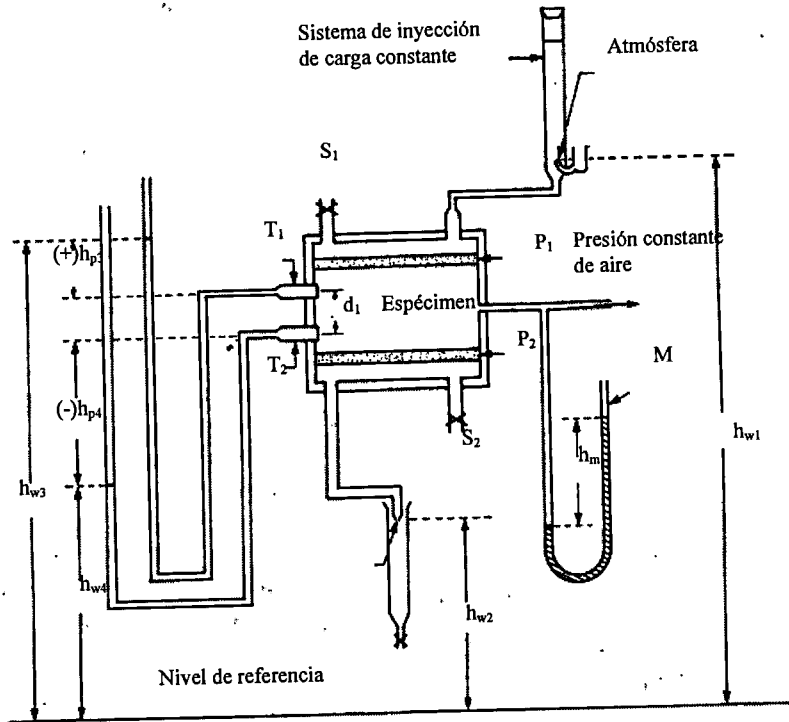


Figura 2.9. Aparato para medir el coeficiente de permeabilidad usado el método de flujo establecido. (de Klute, 1965a).

La prueba comienza cerca de la saturación y se procede con el secado. La succión mátrica ($u_a - u_w$) se obtiene controlando la presión de aire h_m y la presión de agua es medida mediante los tensiómetros montados a lo largo del espécimen. El aparato utiliza el principio de traslación de ejes para mantener una succión constante.

Las lecturas de los tensiómetros en la figura 2.9., indican cargas de presión de $(+) h_{p3}$ y $(-) h_{p4}$ de los tensiómetros T_1 y T_2 respectivamente.

Se tiene un flujo establecido cuando la velocidad de flujo de entrada y salida son iguales, y además de que las lecturas de los tensiómetros son constantes.

El volumen de agua, Q , que fluye a través del área de la sección, A , en un período de tiempo, t , es medido y usado para calcular la velocidad de flujo.

x

Conociendo la distancia de separación de los tensiómetros, dt , es posible calcular el gradiente de carga hidráulica.

Cálculos.

La conductividad hidráulica resulta como sigue :

$$k_w = \left(\frac{Q}{At} \right) \left(\frac{dt}{h_{w3} - h_{w4}} \right) \quad (2.15.)$$

Para el cálculo de la succión de cada punto primeramente deberá calcularse la presión de poro de aire y de agua como sigue:

$$u_a = \rho_m g h_m \quad (2.16.)$$

ρ_m = densidad del fluido del manómetro.

g = Aceleración gravitacional.

h_m = Altura del fluido dentro del manómetro.

El gradiente de carga hidráulica causado por la presión de poro de agua, se calcula como el promedio de las lecturas de los tensiómetros T_1 y T_2 .

$$(u_w)_{prom} = \left(\frac{h_{p3} + h_{p4}}{2} \right) \rho_w g \quad (2.17.)$$

Donde :

ρ_w = Densidad del agua.

(u_w) = Promedio de la presión de poro de agua.

Así la succión correspondiente a la conductividad hidráulica es:

$$(u_a - u_w)_{prom} = \rho_w g h_w - \left(\frac{h_{p3} + h_{p4}}{2} \right) \rho_m g \quad (2.18.)$$

Una vez obtenida la conductividad hidráulica " k_w ", correspondiente a la succión en particular o contenido de agua, la prueba es repetida para valores más altos de succión. Hay que tener especial cuidado en los rangos de medición, por ejemplo los tensiómetros miden únicamente hasta 90 kPa.

El contenido volumétrico de agua se mide por medio de pruebas destructivas o no destructivas, en la primera de ellas el espécimen de suelo es desmontado para pesarlo y secarlo al horno por lo que existe la necesidad de elaborar especímenes idénticos para poder realizar las mediciones de la conductividad hidráulica para los valores mayores de succión.

En el caso de pruebas no destructivas el espécimen de suelo es pesado al final de cada succión y la muestra se mete al horno al final de la prueba. Puede usarse además la curva característica del suelo para inferir el valor del contenido volumétrico de agua.

Presentación de resultados.

Una forma típica de presentar los resultados es mediante una gráfica succión mátrica ($u_a - u_w$) (kPa) versus conductividad hidráulica k_w (cm/día) como se observa en la figura 2.10.

Otro aparato utilizado por Klute se muestra en la figura 2.11. (Klute, 1965). Un espécimen cilíndrico de suelo es colocado dentro de dos piedras porosas de alto valor de entrada de aire y a su vez se coloca dentro de una cámara de presión. El espécimen de suelo es sujeto a una presión de aire isotrópica controlada, u_a . La presión de poro de agua, u_w , es medida utilizando tensiómetros que se colocan a lo

largo del espécimen. Un gradiente de carga hidráulica constante es aplicado a través del espécimen. Los cálculos se realizan de manera muy similar al procedimiento primeramente descrito.

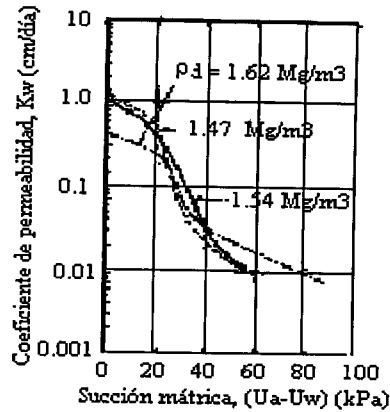


Figura 2.10. Conductividad hidráulica obtenida por Ingersoll, 1981 usando el método de flujo establecido.

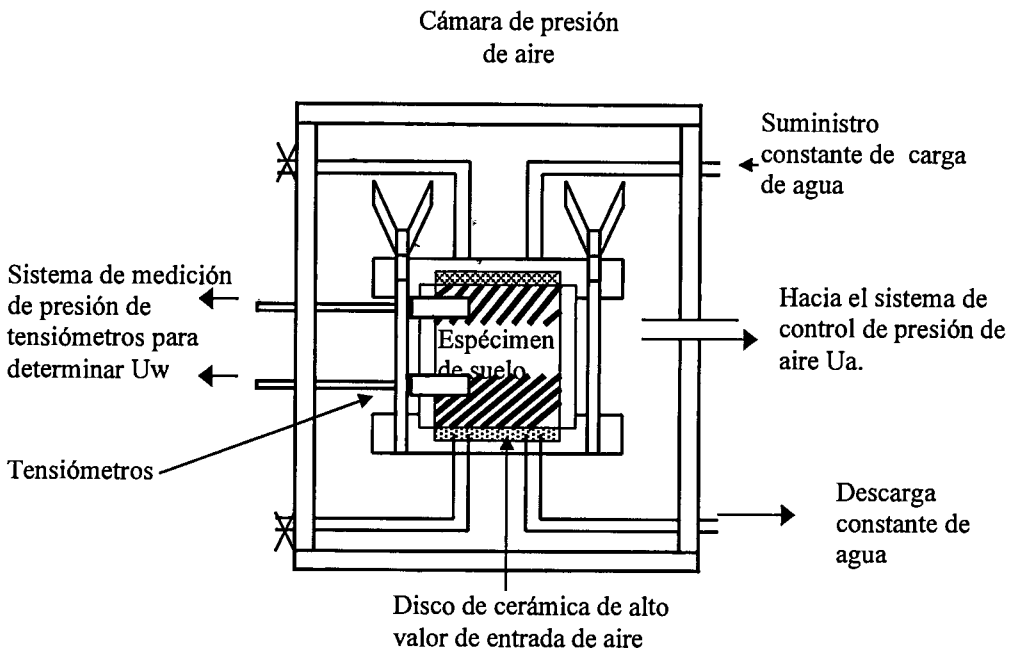


Figura 2.11. Otro aparato para la medición de la conductividad hidráulica de flujo establecido (de Klute, 1965a).

2.4.3. Método del perfil instantáneo.

Este método es de flujo no establecido en el cual se usa un espécimen cilíndrico de suelo sujeto a un flujo continuo de agua en uno de los extremos del espécimen. Existen algunas variaciones en el método dependiendo si el flujo es por humedecimiento o secado, los cuales indudablemente proporcionan valores diferentes en la conductividad hidráulica.

Las mediciones de la carga hidráulica actuante y el contenido volumétrico de agua puede medirse por alguno de los métodos descritos anteriormente, directos o indirectos, (Klute, 1972).

2.4.4. Método del perfil instantáneo propuesto por Hamilton et. al. (1981).

La figura 2.12. muestra el aparato y procedimiento para el método del perfil instantáneo propuesto por Hamilton et. al. para la determinación de la conductividad hidráulica.

El flujo de agua es controlado en uno de los extremos del espécimen de suelo, mientras en el otro extremo es ventilado a la atmósfera.

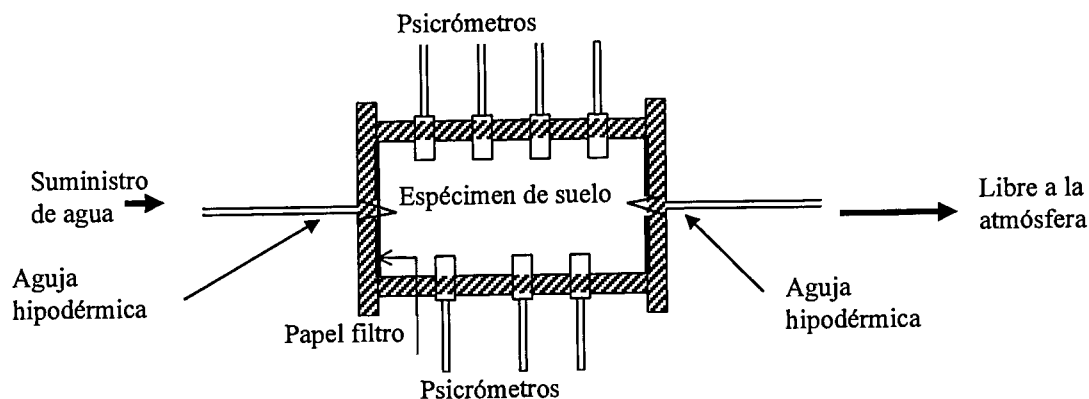


Figura 2.12. Aparato para la medición de la conductividad hidráulica usado en el método del perfil instantáneo (de Hamilton et. al. 1981).

La prueba puede hacerse sobre un espécimen de suelo compactado o inalterado, el cual se coloca dentro de un permeámetro cilíndrico (figura 2.12.). Ambos extremos del permeámetro son cubiertos por placas selladas con O - Ring. El agua es suministrada en la placa extrema izquierda usando una aguja hipodérmica y es distribuida al suelo por medio de varias hojas de papel filtro. El aire del espécimen es expulsado a la atmósfera usando una aguja hipodérmica en la placa extrema derecha.

Varios puertos de entrada a lo largo de la pared del permeámetro son provistos para la colocación de tensiómetros o psicrómetros. Los tensiómetros son usados para succiones menores a 90 kPa. Los psicrómetros de termopar pueden ser usados para medir succiones desde 100 kPa hasta 8000 kPa. El aparato completo deberá ser colocado en una cámara de temperatura controlada con una humedad relativa alta.

La prueba comienza con un espécimen no saturado y se procede hacia la condición saturada. La succión inicial es primero medida bajo condiciones de equilibrio. Después la condición de equilibrio es alterada por una lenta inyección de agua. La velocidad de entrada del agua deberá ser seleccionada, tal que la presión de poro siempre sea negativa. Velocidad de flujo en el rango de 0.2 - 5 cm³/día son comúnmente satisfactorias (Daniels, 1983). La succión es medida en varios intervalos de tiempo (ejemplo cada 24 hrs.)

La prueba termina cuando la presión de poro en la entrada del permeámetro se vuelve positiva. Para completar la prueba, el espécimen de suelo es dividido en varias secciones y es medido el contenido volumétrico de agua.

El contenido volumétrico de agua final, a lo largo del espécimen, se grafica contra la succión correspondiente para producir la curva característica suelo - agua.

Puede usarse la curva característica obtenida mediante otro procedimiento siempre que corresponda al suelo y las condiciones en que se da el flujo. No será válido usar curvas características obtenidas por secado cuando la prueba del perfil instantáneo se realice por humedecimiento, esto debido al fenómeno de histéresis que presenta la curva característica.

Cálculos.

Se elabora los perfiles de carga hidráulica y contenido volumétrico de agua para varios tiempos como se ilustra en la figura 2.13. (a) y (b) respectivamente. El potencial mátrico obtenido por tensiómetros o psicrómetros, se divide entre el peso específico del agua ($\rho_w g$) para obtener la carga de presión. El gradiente de carga hidráulica en un punto para un tiempo en específico es igual a la pendiente de los perfiles de carga hidráulica.

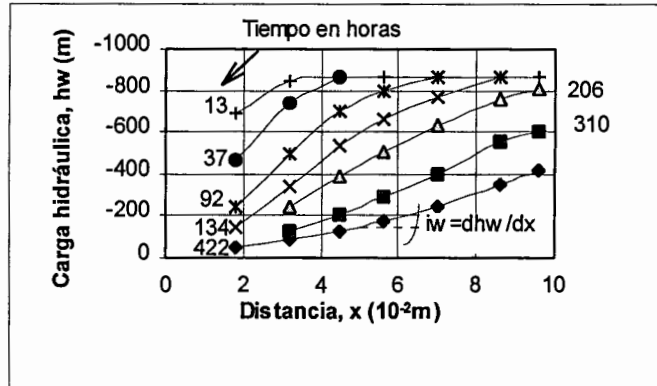
$$i_w = \frac{dh_w}{dx} \quad (2.19.)$$

Donde :

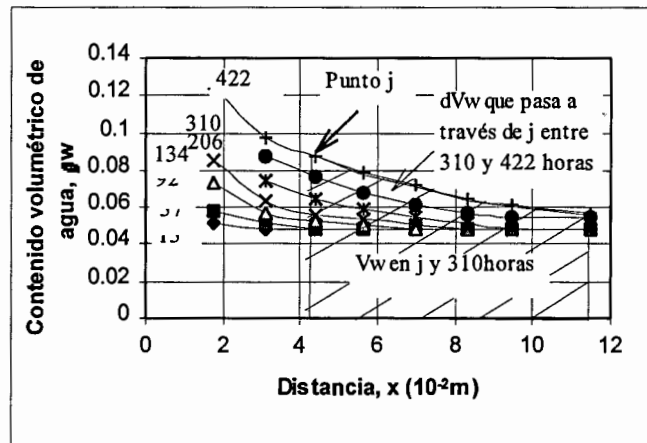
i_w = Gradiente de carga hidráulica en un punto para un tiempo específico.

dh_w/dx = Pendiente del perfil de gradiente de carga hidráulica en el punto bajo consideración.

El perfil del contenido volumétrico de agua es inferido a partir de la curva característica del suelo y las mediciones de succión realizadas en cada punto analizado.



a) Perfil de carga hidráulica



b) Perfil de contenido volumétrico de agua

Figura 2.13. Perfil de carga hidráulica y contenido de agua durante una prueba de flujo no establecido (a) Perfil de carga hidráulica : (b) Perfil de contenido volumétrico de agua (de Hamilton et al., 1981).

La velocidad de flujo, v_w , en un punto es igual a el volumen de agua que fluye a través del área de la sección transversal del espécimen, A , durante un intervalo de tiempo dt .

Así, el volumen total de agua que pasa a través de un punto del espécimen de suelo durante un período de tiempo es igual a el cambio de volumen de agua que ocurre entre el punto considerado y el extremo derecho del espécimen durante un período de tiempo específico.

El volumen total de agua presente entre el punto j y el extremo derecho del espécimen (ejemplo punto m). en un tiempo específico es obtenido por la integración del perfil del contenido volumétrico de agua sobre un intervalo de tiempo especificado.

$$V_w = \int_j^m \theta_w(x) A dx \quad (2.20.)$$

Donde :

- V_w = Volumen total de agua en el suelo entre el punto j y el extremo derecho del espécimen designado como el punto m .
- $\theta_w(x)$ = Perfil del contenido volumétrico de agua como una función de la distancia, x , para un tiempo especificado.
- A = Área de la sección transversal del espécimen.

La diferencia en volumen de agua, dV_w , calculado entre dos tiempos consecutivos (ejemplo en un intervalo dt) es la cantidad de agua que fluye del punto j durante el intervalo bajo consideración (figura 2.13. (b)). La velocidad de flujo en el punto se calcula como:

$$v_w = \frac{dV_w}{A dt} \quad (2.21.)$$

La velocidad de flujo corresponde al promedio de los gradientes de carga hidráulica para dos tiempos consecutivos. Así la conductividad hidráulica k_w , se calcula de la manera siguiente :

$$k_w = \frac{v_w}{i_{prom}}$$

v_w = Velocidad de flujo.

i_{prom} = Promedio del gradiente de carga hidráulica.

La conductividad hidráulica debe calcularse para los diferentes tiempos y puntos del espécimen.

3. PSICRÓMETRO DE TERMOPAR PARA MEDIR SUCCIÓN EN SUELOS NO SATURADOS

3.1 Introducción.

La succión del suelo es un parámetro fundamental para la comprensión de los fenómenos que ocurren en el suelo durante el comportamiento de una obra ingenieril a lo largo de su vida útil. Es un valor fundamental para el cálculo de la conductividad hidráulica de los suelos no saturados, también es utilizado para explicar el comportamiento de los suelos expansivos, que pueden tener grandes variaciones de volumen al existir cambios de humedad y de succión. Los suelos compactados, los suelos colapsables y algunos suelos residuales, también son suelos no saturados por tener las tres fases en su estructura.

En este capítulo se describe el principio del funcionamiento del psicrómetro para la medición de la succión de suelos. Además para mayor detalle, en el anexo I se describen los pasos a seguir para realizar de manera confiable la medición de la succión.

3.2. Succión.

El potencial del agua del suelo medido con el psicrómetro es la suma de las componentes del potencial osmótico y potencial mátrico. Este potencial del agua es comúnmente conocido como succión y al potencial osmótico y mátrico como succión osmótica (ψ_s) y succión mátrica (ψ_m) respectivamente.

Asumiendo que la presión del aire es la atmosférica el potencial del agua del suelo es igual al potencial total del agua del suelo.

Es importante recordar que la succión (potencial del agua del suelo) puede ser definida como la medida de la energía libre del agua en un sistema, comparado con la energía libre del agua pura a la misma temperatura y presión. La succión es expresada en términos de energía por unidad de masa (Joules kg^{-1}) o presión (pascales) y es negativa si la energía libre es menor que la del agua pura a la misma temperatura y presión. La succión es un término aceptado para cuantificar el estado del agua en términos de energía libre. El agua se moverá de regiones de succión algebraicamente más alto a regiones de succión algebraicamente más bajo.

3.3. Principio del psicrómetro de termopar.

El psicrómetro mide la humedad relativa (RH) del vapor del agua del suelo, a partir del cual el potencial del agua de la fase gaseosa puede ser calculada usando (Edlefsen y Anderson, 1943):

$$RH = \frac{P_v}{P_v^*} = \exp\left(\frac{M_w \psi_w}{\rho_w RT}\right) \quad (3.1)$$

Donde P_v es la presión de vapor, P_v^* es la presión de vapor saturada, y M_w es el peso molecular del agua. En equilibrio, la presión del vapor del agua es igual al potencial del agua de la fase líquida.

El psicrómetro de termopar (Spanner, 1951) es el aparato de medición más ampliamente usado. El equipo funciona básicamente bajo dos principios fundamentales: el efecto Seebeck y el efecto Peltier. El Efecto Seebeck se origina cuando se forma un termopar mediante dos alambres soldados en una unión y siendo de dos metales diferentes (+ y -), ver figura 3.1.

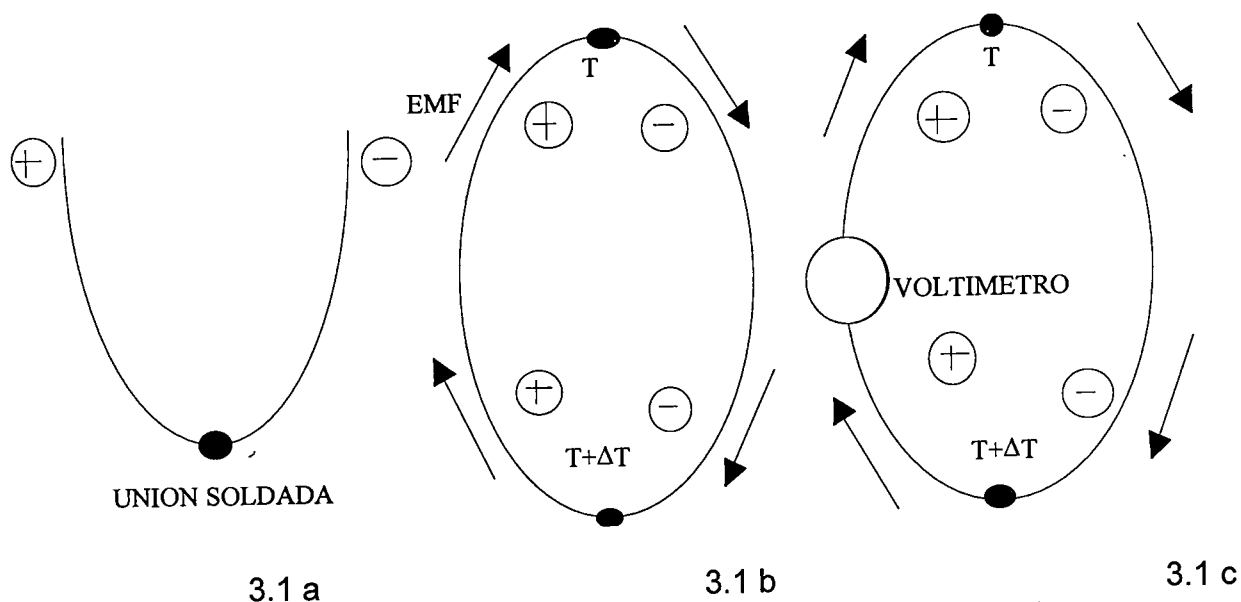


Figura 3.1. Esquema representativo de la unión soldada del psicrómetro de termopar.

Si se unen ambos extremos de los alambres para formar un circuito cerrado con dos uniones soldadas, una corriente eléctrica fluirá a través de los alambres; Si las uniones están a diferentes temperaturas, T y $T + \Delta T$, esto debido a que la densidad de electrones libres de los dos metales es diferente. Por lo tanto, existirá una unión fría (a $T^{\circ}\text{C}$) y una unión caliente (a $T + \Delta T^{\circ}\text{C}$), ver figura 3.1b.

La fuerza electromotriz (EMF)¹ que produce esta corriente se conoce como EMF de Seebeck, descubierta por él en 1821. El Efecto Seebeck permite el uso del termopar para medir temperatura. La unión de referencia se mantiene a una temperatura constante, mientras que la otra, la del sensor, se usa para medir la temperatura desconocida del sistema.

Colocando un voltímetro en el circuito cerrado, es posible medir el voltaje entre las dos uniones (figura 3.1c). Teóricamente, si los dos alambres se encuentran a la misma temperatura, no habrá ninguna EMF produciendo corriente.

¹:EMF es la fuerza que causa el flujo de corriente

El efecto Peltier se produce también en un circuito cerrado donde en la unión fría se libera calor al ambiente y en la unión caliente se absorbe calor, también del ambiente. La cantidad de calor intercambiado es función de la cantidad de electricidad que pasa a través de las uniones. Peltier (en 1834) observó que cuando una corriente pasa a través de una unión en una dirección, el calor se absorbe; pero si se invierte la dirección a la corriente, el calor es liberado.

Para que el psicrómetro funcione bajo el efecto Peltier se agrega una pequeña fuente de poder al circuito con el fin de que la unión soldada del sensor se enfríe lo suficiente para estar abajo de la temperatura ambiente.

Si el psicrómetro se encuentra dentro de un ambiente húmedo, y si el sensor se enfría por abajo de la temperatura de rocío o de condensación del agua, al dejar de pasar la corriente, existirá una tendencia del vapor de agua condensado a evaporarse nuevamente. La evaporación provocará una disminución de la temperatura del sensor y es función de la tasa de evaporación (la cual a su vez es función de la presión de vapor). Por medio del Efecto Seebeck se mide la reducción de temperatura y de aquí se deduce la humedad relativa de la atmósfera (modificada por el suelo húmedo).

3.4. Funcionamiento del psicrómetro de termopar.

Actualmente los psicrómetros se construyen con alambres de cromel² y de constantan³ protegidos del exterior por una pequeña malla de acero inoxidable o una copa cerámica que permita entrar el vapor del agua.

²: Aleación cromo - níquel.

³: Aleación cobre - níquel.

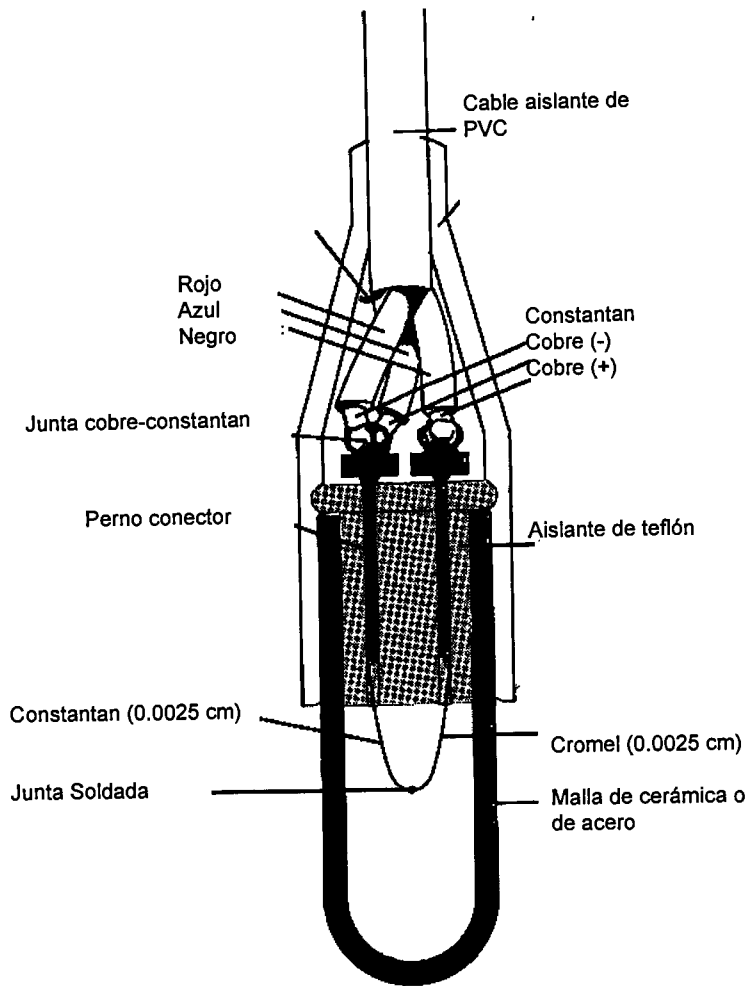


Figura 3.2. Psicrómetro de termopar.

Es indispensable contar, además de los psicrómetros, con unidades de medición como pueden ser la unidad HR-33T o el CR7, entre otros. El primero de ellos opera de manera manual y únicamente registra una lectura a la vez. El segundo opera de manera semiautomática y almacena los datos en una unidad denominada Dataloger la cual es conectada a una computadora para el procesamiento de los datos, la ventaja de éste aparato es que puede operar de manera simultánea hasta 14 psicrómetros.

En general, el funcionamiento del psicrómetro de termopar es de la siguiente manera: Por medio de la inducción de un pequeño voltaje, la temperatura del termopar se reduce hasta el punto de rocío usando el efecto Peltier de tal manera que el agua es condensada en la unión. El enfriamiento se detiene y la temperatura de la unión es medida con un microvoltímetro mientras la unión sufre la evaporación. La temperatura de la unión depende de la velocidad de evaporación, la cual a su vez depende de la humedad relativa del ambiente.

El máximo grado de enfriamiento que puede alcanzar un psicrómetro es de 0.6°C abajo de la temperatura ambiente. Esto limita la lectura de la succión máxima del psicrómetro a 8 MPa (4.9 pF)⁴.

3.5. Interpretación de resultados y calibración de los psicrómetros.

Las lecturas registradas por los psicrómetros son microvolts generados por la diferencia de temperaturas de la unión de referencia y la unión de medición. Estos microvolts, como ya se mencionó, están relacionados con la velocidad de evaporación de agua en la unión y ésta a su vez con la succión del suelo. De manera sencilla podemos decir que la succión es directamente proporcional a las lecturas en microvolts registradas en los psicrómetro.

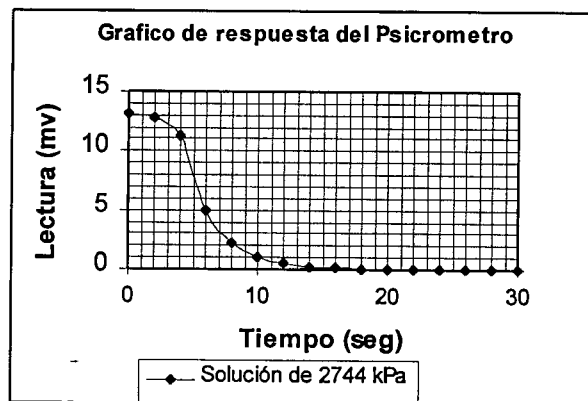


Figura 3.3. Respuesta del psicrómetro usando el modo psicrométrico.

⁴ 1 MPa = 10 kg/cm² = { log₁₀ (1 Mpa x 10000) } pF = 4 pF

Para convertir las lecturas en valores de succión será necesario realizar un gráfico que relacione las lecturas --en microvolts-- registradas para diferentes valores de succión, a este gráfico se le conoce como curva de calibración del psicrómetro. La relación entre la succión y los microvolts tiene un comportamiento linealmente para el rango de medición de los psicrómetros, por lo que la pendiente de la línea recta (envolvente de los puntos de calibración) puede usarse para saber la respuesta de los psicrometros en microvolts por bar u otras unidades de presión.

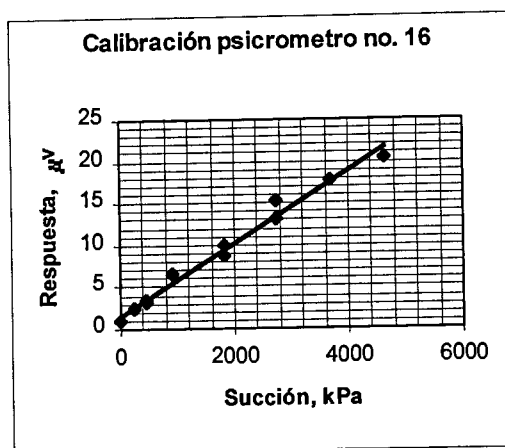


Figura 3.4. Curva de calibración utilizando soluciones de NaCl de diferentes concentraciones de succión conocida.

La calibración se lleva a cabo con soluciones de valores de succión conocida (succión osmótica) en dispositivos herméticos donde el psicrómetro puede lograr el equilibrio con la atmósfera que lo rodea. Es común utilizar soluciones de cloruro de sodio (NaCl) a diferentes concentraciones, a mayor concentración mayor succión. Es importante cuidar los gradientes de temperatura durante la calibración ya que estos influyen directamente sobre la respuesta del psicrómetro.

La respuesta de los psicrómetros dependiendo el modo de medición es de 0.47 microvolts/bar en el modo psicrométrico y 0.75 microvolts/bar en el modo de punto de rocío.

Algunas compañías fabricantes de psicrómetros (ejemplo Wescor) proveen una curva que de ninguna manera es la curva de calibración del psicrómetro, simplemente es la respuesta del psicrómetro a una solución de cloruro de sodio. La finalidad de esta curva es revisar el funcionamiento después de su fabricación. De manera muy tosca y conociendo que tipo de solución se probó, la succión y la respuesta del psicrómetro, se puede encontrar una constante que relacione la respuesta del psicrómetro con la succión. Siempre es recomendable realizar la curva de calibración por lo menos para 3 ó 4 puntos.

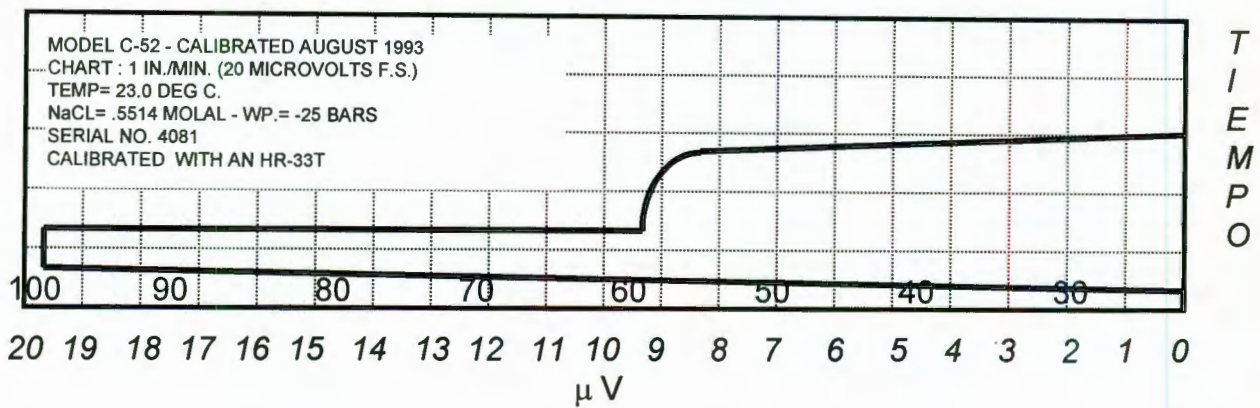


Figura 3.5. Curva de respuesta del psicrómetro que provee el fabricante.

Las soluciones utilizadas para la calibración de los psicrómetros pueden adquirirse en las mismas compañías que distribuyen los psicrómetros u otras empresas. Normalmente estas soluciones, que ya están preparadas, tienen en su etiqueta la succión osmótica de la solución. De manera muy sencilla se pueden preparar estas soluciones en el laboratorio y relacionar su concentración con la succión mediante tablas (Lang, 1967).

En el Anexo I se describen, con mayor detalle, los modos de usar el psicrómetro, el procedimiento de medición, las correcciones por temperatura, la preparación de soluciones y el procedimiento de calibración de los psicrómetros.

4. MEDICIÓN EXPERIMENTAL DE LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA EN SUELOS NO SATURADOS

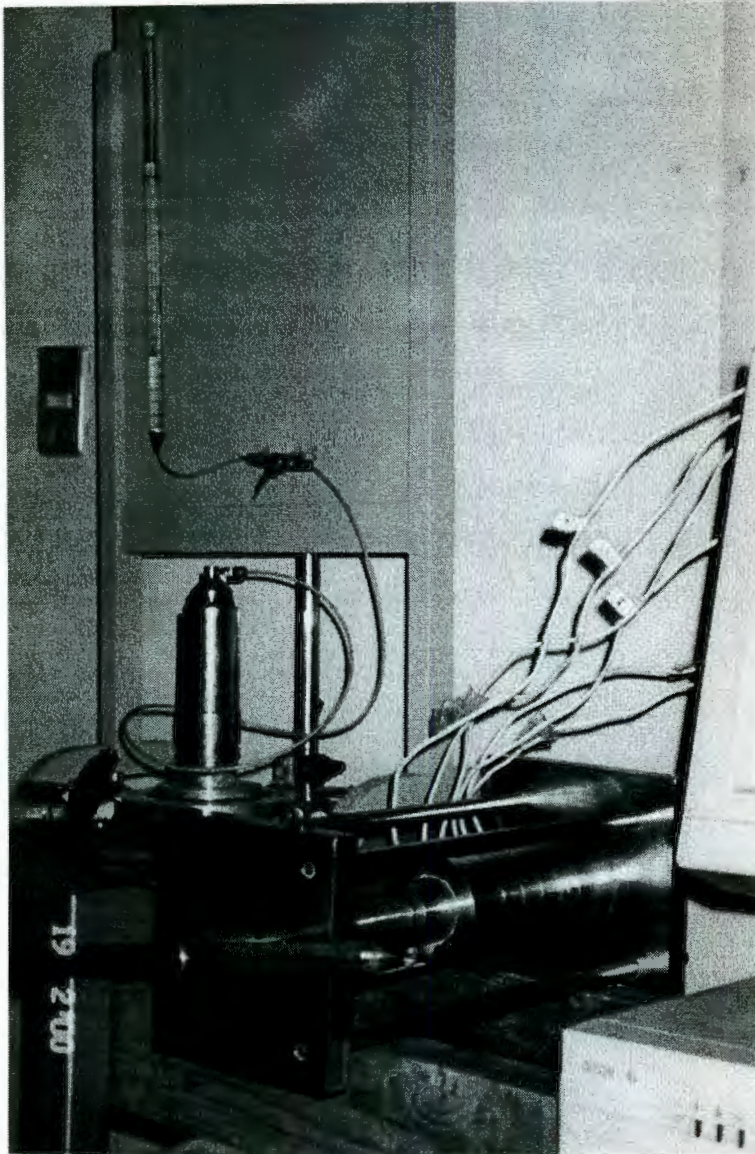


Figura 4.1 Permeámetro modificado.

4.1. Introducción.

Para medir la conductividad hidráulica se tuvo que construir un permeámetro basado en el principio de flujo no establecido y el método del perfil instantáneo (Hamilton et al 1981) pero con modificaciones que nos permiten hacer mediciones directas del contenido volumétrico de agua y medición del potencial mátrico, a

diferencia del propuesto por Hamilton quien mide los valores de succión (potencial mátrico) e infiere los contenidos volumétricos de agua usando la curva característica del suelo.

4.2. Principios básicos del aparato.

El flujo se induce por medio de la inyección de un pequeño gasto en uno de los extremos del permeámetro y el otro, está ventilado a la atmósfera (proceso de humedecimiento)

Parte del volumen de entrada de agua inyectado se queda en el suelo y otra parte sale, por lo que el contenido volumétrico de agua y la succión de la muestra están función del tiempo y de la distancia (flujo no establecido).

Al igual que Hamilton (1981) se utiliza la ley de Darcy- Buckingham (expresión 1.7) para determinar la conductividad hidráulica k_w a partir del promedio de los gradientes hidráulicos obtenidos de dos tiempos subsecuentes y la velocidad de flujo se considera constante en ese lapso de tiempo.

$$v_w = -k_w \frac{\partial h_T}{\partial z} \quad (1.7.)$$

Donde:

v_w = Velocidad del agua.

k_w = Conductividad hidráulica no saturada.

$\frac{\partial h_T}{\partial z} = i$ = Gradiente hidráulico.

Haciendo las anteriores simplificaciones tenemos:

$$k_w = \frac{v_w}{i_{prom}} \quad (4.1.)$$

Donde:

v_w = Velocidad del agua en dt

i_{prom} = Es igual al promedio de los gradientes hidráulicos evaluados en dos tiempos consecutivos t y $t+dt$.

El gradiente hidráulico evaluado en un instante t es igual a la pendiente del perfil de potencial mátrico.

4.3. Permeámetro modificado.

En la figura 4.2 se muestran los elementos básicos que componen el permeámetro propuesto en este trabajo para la medición de la conductividad hidráulica en suelos parcialmente saturados. Consta de diez anillos de 5 cm de diámetro interior y 2 cm de espesor, cada uno de ellos tiene una perforación de 1 cm de diámetro para alojar el psicrómetro. Los anillos son sellados con O-Rings.

El suelo se coloca dentro de cada anillo de manera independiente y posteriormente todos los anillos se ensamblan en conjunto hasta formar la columna de diez anillos o menos, dependiendo del tipo de suelo a ensayar. Se recomienda disminuir el número de anillos cuando el suelo es muy plástico.

El conjunto de anillos se coloca dentro de un marco, que en su base cuenta con una piedra porosa por donde se suministra el agua y en su parte superior cuenta con un cabezal con una piedra porosa ventilada a la atmósfera. Para garantizar el sello entre anillos el marco cuenta con un tornillo que permite prensar y sellar todo en su conjunto.

El agua es suministrada en uno de sus extremos bajo una carga hidráulica constante durante toda la prueba; para asegurar esto se utilizó un dispositivo construido con el principio de Mariotte y un dispositivo de regulación de gasto.

El aparato en su conjunto se mantuvo dentro de una cámara de temperatura constante a 20 °C. Variaciones importantes en la temperatura, además de afectar al flujo, afecta en las mediciones de la succión.

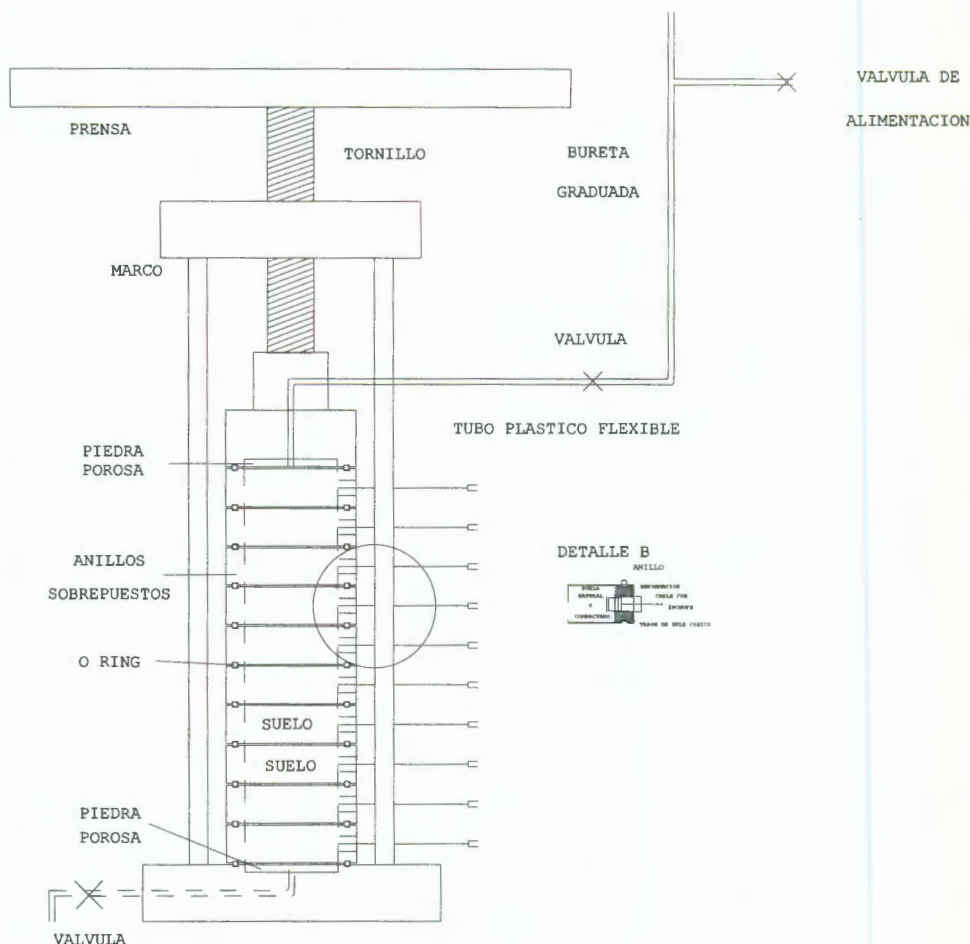


Figura 4.2 Ensamble de los anillos.

4.4. Sistema de control de suministro de agua.

El gasto de entrada de agua hacia el permeámetro debe ser de tal magnitud que permita registrar perfectamente los perfiles de succión y humedad contra distancia (figura 4.3). Gastos del orden de 0.2 a 5 cm³/día son recomendables (Daniel, 1983).

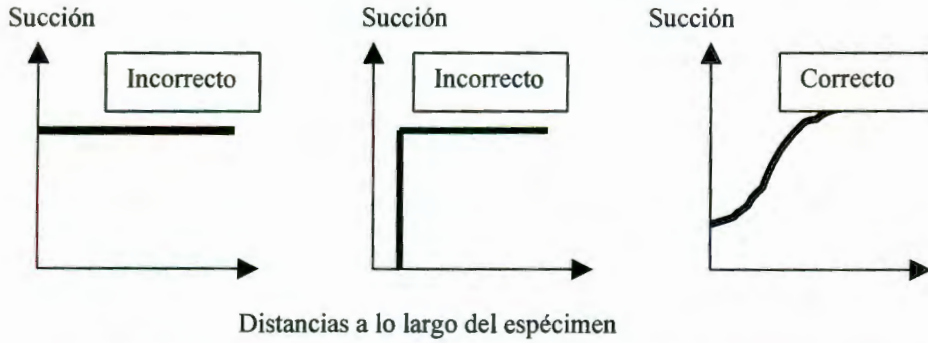


Figura 4.3 Perfiles de succión asociados con diferentes gastos de entrada (Daniel, 1983).

De manera comercial difícilmente se puede encontrar un sistema que permita regular el gasto requerido, por lo que hubo necesidad de elaborar un sistema de control de suministro de agua que se compone básicamente de el dispositivo de Mariotte y un dispositivo de regulación descritos a continuación.

4.4.1. Dispositivo de Mariotte.

Usando el principio de Mariotte se construyó un dispositivo que nos permite mantener la carga hidráulica constante que actúa sobre el flujo de entrada. La figura 4.4 muestra los elementos básicos de este dispositivo. Consta de una bureta graduada de 25 ml en 1/10 ml., en su interior existe un tubo conectado a la atmósfera. La bureta es llenada al máximo y el agua descende conforme fluye hacia el dispositivo de regulación del gasto. El tubo interior garantiza que la carga hidráulica actuante sea constante.

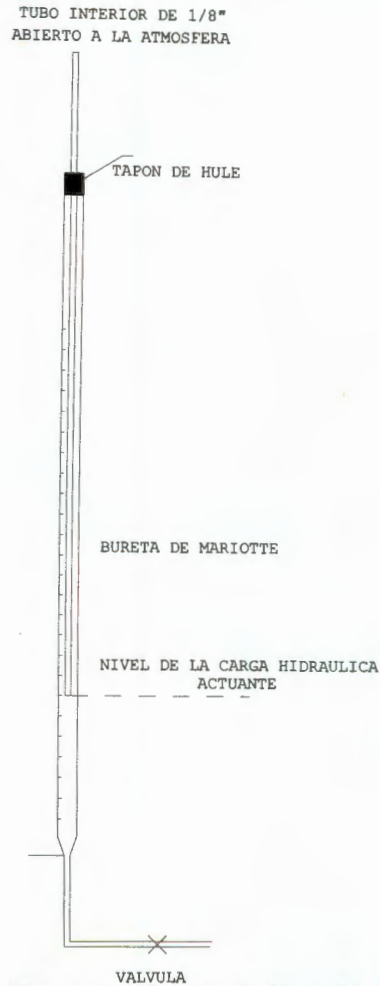


Figura 4.4. Bureta de Mariotte.

4.4.2. Dispositivo de regulación del gasto de entrada.

En el dispositivo se emplean los principios de flujo de agua en suelos saturados. Donde el gasto que fluye a través de un suelo es función del gradiente hidráulico y de la permeabilidad del mismo. Para estar dentro del rango de los gastos propuestos, se compactó el suelo estáticamente para darle una conductividad hidráulica baja. Controlando la carga hidráulica se pudo regular con mayor precisión (figura 4.5).

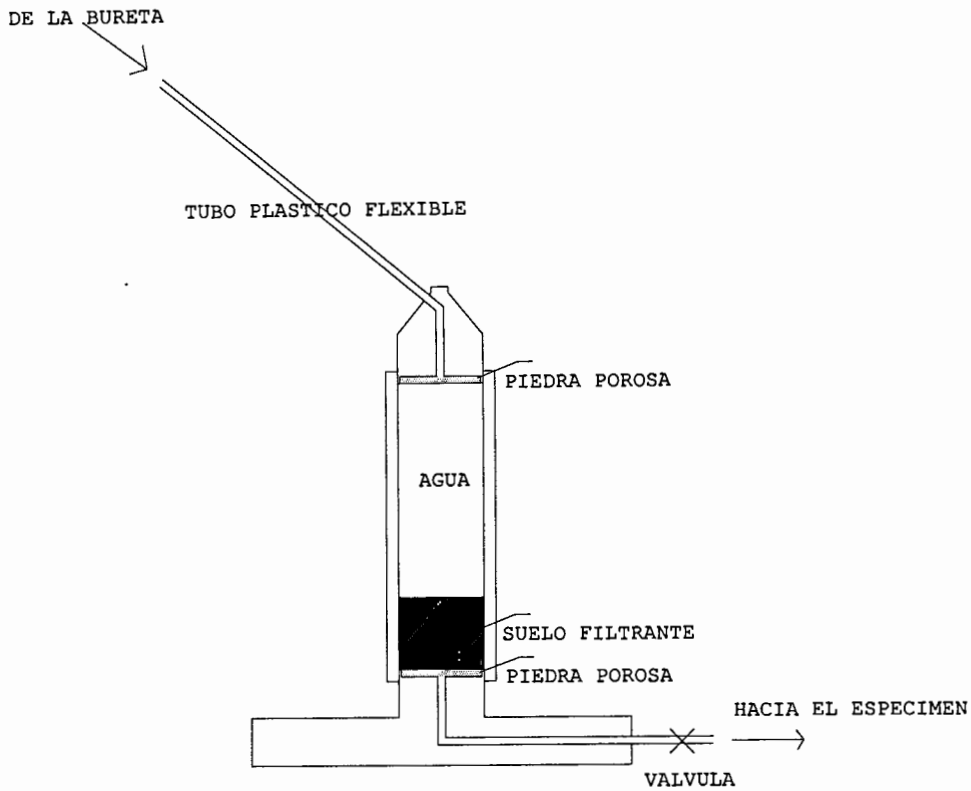


Figura 4.5. Dispositivo usado para regular el gasto.

De acuerdo al gasto requerido el suelo filtrante que se utilizó fue un suelo clasificado en el sistema unificado de clasificación de suelos (SUCS) como una arena limosa (SM). Las características se observan en la tabla siguiente.

(%) Gravillas	(%) Arenas	(%) Finos	γ_d (gr/cm ³)	SUCS
0	65	35	1.6	SM

Tabla 4.1. Características del suelo filtrante.

El peso específico seco γ_d fue dado directamente en el dispositivo compactándolo con presión estática. La altura de este filtro fue de 3 cm y un diámetro de 3.6 cm. Para un gasto de 5 cm³/día la carga hidráulica actuante fue de alrededor de 55 cm.

4.5. Selección del suelo a ensayar.

Con la finalidad de establecer un procedimiento y metodología para medir la conductividad hidráulica por simplicidad y reproducción de los ensayos fueron utilizadas probetas remoldeadas, dado que el flujo de suelos parcialmente saturados tiene gran parte de aplicación en suelos compactados como los utilizados en rellenos sanitarios, barreras, entre otros.

El suelo y las características de compactación de las probetas remoldeadas oscila básicamente en el rango de medición de los aparatos utilizados. En este caso el que rige es el psicrómetro de termopar cuyo rango de medición se encuentra entre 0.1 MPa y 7 Mpa.

Los valores de succión anteriores corresponden a los que se encuentran en los suelos en su estado natural medianamente plásticos como lo son: MH, ML y CL. En el caso de suelos remoldeados la succión se puede manipular variando su grado de compactación, tamaño de partícula, grado de saturación y tipo de suelo, sin mencionar los equipos modernos que controlan las componentes de la succión.

La succión del suelo puede incrementarse si se lleva a cabo cualquiera de las siguientes medidas:

1. Disminución del grado de saturación.
2. Eliminación de partículas gruesas.
3. Compactando a mayor γ_d .

Se debe tener un cuidado especial en el manejo de estas variables para evitar la elaboración de probetas prácticamente impermeables. Para esta investigación fue utilizado un suelo medianamente plástico con el mismo peso específico seco en estado natural y con un grado de saturación tal, que nos

permitiera establecer una succión inicial al suelo relativamente alta para estar dentro del rango de medición del psicrómetro.

4.6. Elaboración de las probetas remoldeadas.

Una vez seleccionado el tipo del suelo, el peso específico seco y su grado de saturación las probetas remoldeadas se elaboraron mediante compactación estática, para esto hubo la necesidad de construir una base con collarín que ajustará a los anillos para controlar adecuadamente su compactación. El agua fue adicionada sobre el suelo suelto directamente sobre la báscula para evitar cualquier pérdida de agua (figura 4.6)

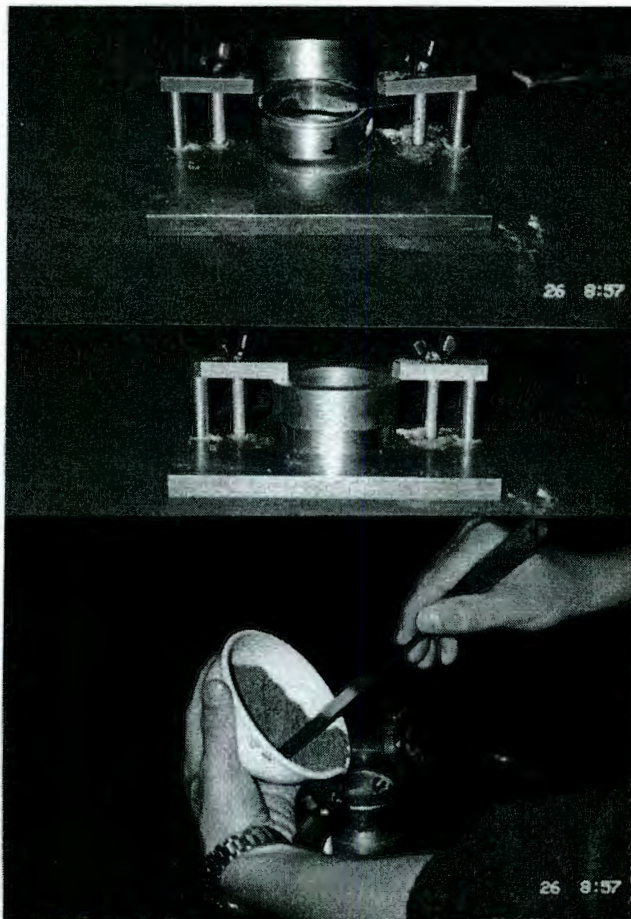


Figura 4.6 Elaboración de las probetas remoldeadas.

4.7. Medición del potencial mátrico o succión.

El potencial mátrico se midió en cada anillo mediante el uso de los psicrómetros de termopar del tipo PST-55-15-SF producidos por WESCOR inc. El termopar esta cubierto por una malla muy fina de acero. El equilibrio térmico en el interior del psicrómetro una vez insertado en el suelo bajo un ambiente aislado, puede lograrse en una hora. Los psicrómetros fueron monitoreados con una unidad tipo CR7 la cual es semiautomatizada y permite tomar lecturas de hasta 14 psicrómetros de manera simultánea.

Los psicrómetros fueron calibrados y limpiados al inicio de cada ensaye conforme a las recomendaciones de uso (Anexo I). Se observó que para evitar fluctuaciones en la succión, debido a la evaporación u otros factores, el psicrómetro debe permanecer insertado en cada anillo hasta el término del ensaye (tres semanas).

Al final de los últimos ensayes se concluyó que las lecturas deben ser tomadas en un tiempo no muy espaciado ni muy cercano. Si las lecturas son muy espaciadas no se logra definir adecuadamente los perfiles de succión, en caso de tomar lecturas muy cercanas se corre el riesgo de tener valores de succión erróneos ya que en ocasiones no se logra el equilibrio dentro del suelo. Para definir el tiempo adecuado de monitoreo hay que tomar en cuenta el gasto de entrada al permeámetro, el tipo de suelo y tiempo de equilibrio según el tipo de psicrómetro. Bajo las condiciones de los ensayes realizados fue observado que el tiempo de monitoreo más adecuado fue de 12 hrs.

4.8. Medición del contenido volumétrico de agua.

Al inicio del ensaye se conocen las relaciones volumétricas y gravimétricas del suelo contenido en cada uno de los anillos. Durante el proceso de flujo por

humedecimiento en cada medición de la succión simultáneamente se obtiene los pesos de cada anillo. La diferencia de pesos de los anillos en un lapso de tiempo de una lectura nos da el incremento de agua que ha tenido cada anillo. Lo anterior nos permite monitorear tanto los valores de succión en cada medición como las relaciones volumétricas y gravimétricas lo que hace a este método muy versátil.

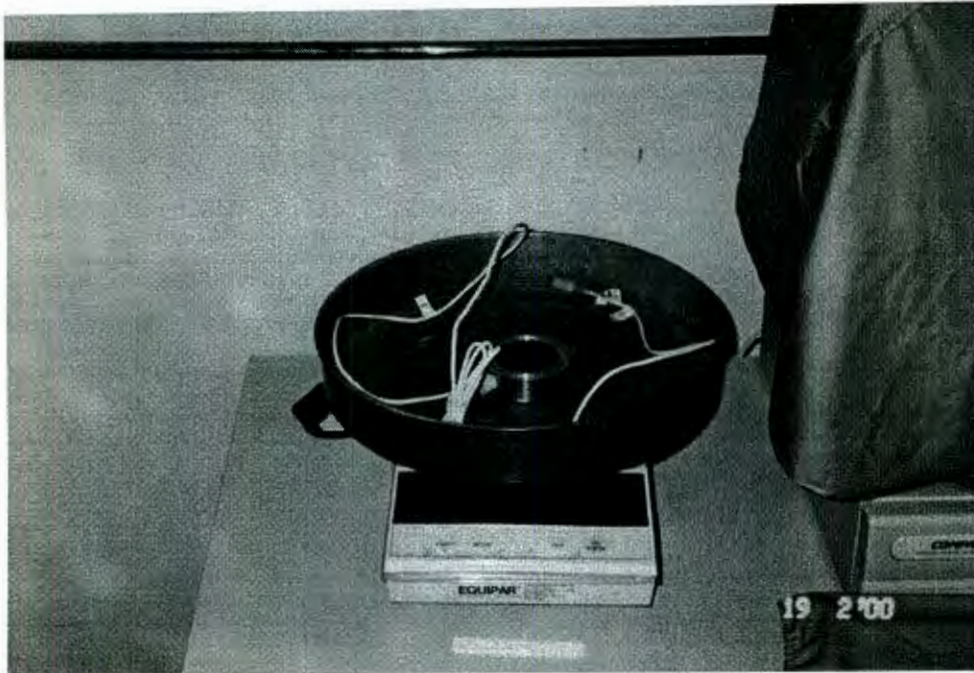


Figura 4.7. Pesada de anillos

4.9. Procedimiento de ensaye con el permeámetro propuesto.

Los pasos principales de la realización del ensaye son los siguientes:

1. Medir y pesar (espesor, diámetro y peso) cada uno de los anillos utilizados en el ensaye.
2. Coloque y enrase el suelo en cada anillo.
3. Pese cada anillo con suelo. Así mismo pueden realizarse los ensayes necesarios para obtener las relaciones volumétricas y gravimétricas iniciales más importantes como son: peso específico relativo de sólidos S_s , la humedad $\omega(\%)$, el grado de

saturación $G_{\omega}(\%)$, el peso específico de la muestra γ_m y la humedad volumétrica inicial θ_{ω} entre otras.

4. Asegúrese que los psicrómetros estén limpios e identificados.
5. Verifique que el gasto de entrada sea el adecuado (por ejemplo de 2 a 4.5 cm^3/dia).
6. Inserte los psicrómetros en cada anillo y vuelva a pesarlos.
7. Ensamble el dispositivo. La válvula de alimentación de agua debe permanecer cerrada.
8. Medir la succión
9. Cuando la succión sea constante regístrela como la succión inicial e inicie la prueba.
10. Desensamble los anillos y tome el peso de cada uno de ellos con su respectivo psicrómetro y vuelva a ensamblar.
11. Abra la válvula de alimentación anotando la fecha y hora.
12. A cada doce horas tome las lecturas de succión y desensamble todo el sistema. Pese los anillos con sus respectivos psicrómetros y vuelva a ensamblar.
13. Repita el paso anterior cuantas veces sea necesario. La prueba terminará cuando la succión en el conjunto de anillos del permeámetro sea nula, es decir, cuando el suelo esté cercano a la saturación.
14. Seleccione algunos de los anillos y determine la conductividad hidráulica saturada. Se recomienda quitar el dispositivo de Mariotte y el sistema de regulación de entrada de agua. Con la bureta se puede montar un permeámetro de carga variable.
15. Al final de la prueba cada anillo deberá secarse al horno durante 24 hrs. a una temperatura de 105° .

4.10. Cálculos.

Para usar los principios básicos del método del perfil instantáneo, propuesto por Hamilton (1981), y poder determinar la conductividad hidráulica; fue necesario

conocer la velocidad del flujo de agua y el gradiente hidráulico promedio (expresión 4.1) para dos tiempos subsecuentes que actúan sobre el espécimen:

$$k_w = \frac{v_w}{i_{prom}} \quad (4.1.)$$

4.10.1. Cálculo de la velocidad en un intervalo de tiempo Δt .

La velocidad del agua en un punto "i" es igual al volumen de agua que fluye en ese punto a través del área "A" de la sección transversal del espécimen durante un intervalo de tiempo, Δt :

$$v_{wi} = \frac{V_{wi}}{A \Delta t} \quad (4.2.)$$

Donde:

V_{wi} = Volumen de agua que pasa por el punto i en un intervalo de tiempo Δt

A = Area de la sección transversal del anillo

Δt = intervalo de tiempo considerado.

Para calcular el volumen de agua que a fluído por un punto i en un intervalo de tiempo es necesario considerar como están colocados los anillos respecto al punto de inyección del agua.

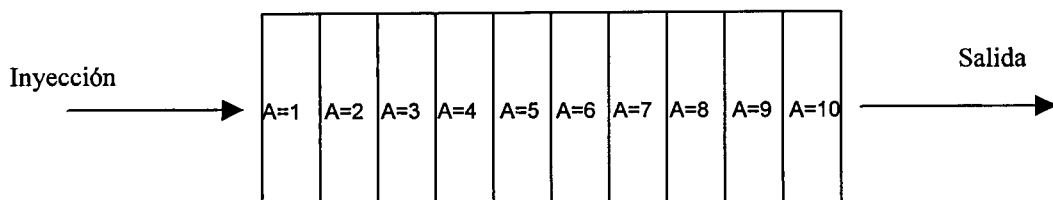


Figura 4.8. Arreglo de anillos

Considere el arreglo de anillos de la figura 4.8 donde la dirección del flujo es de izquierda a derecha. Para un incremento de tiempo Δt , el volumen de agua que ha fluído por el anillo 1 es igual a suma de los incrementos de volumen de agua de todos anillos (del 1 al 10) más el volumen desalojado del lado derecho. Para el anillo 5 el volumen de agua que ha fluído para ese incremento de tiempo Δt es igual a suma de los incrementos de volumen de agua del anillo 5 al 10 más el volumen desalojado del lado derecho. Para el anillo 10 el volumen de agua que fluído en un Δt es igual incremento de volumen de agua de ese anillo más el agua desalojada en el extremo derecho. De esta manera volumen de agua que fluye por cada anillo en un incremento de tiempo es igual:

$$V_{wi} = \sum_{j=i}^M \Delta V_{wj} + \text{Volumen desalojado} \quad (4.3.)$$

Donde:

J = contador que va desde i hasta M .

i = Punto de análisis que puede tomar el valor de 1,2,3,..., M .

M = Numero de anillos.

V_{wi} = Volumen de agua que fluye por el punto i en un intervalo de tiempo.

El incremento de volumen de agua de cada anillo se calcula a partir de la diferencia de pesos del anillo en un intervalo de tiempo dividido, entre el peso específico del agua.

$$\Delta V_w = \frac{\Delta W_w}{\gamma_w} \quad (4.4.)$$

Durante los ensayos difícilmente el permeámetro desaloja agua en su extremo derecho antes de llegar a la saturación, por lo que para los tiempos iniciales no existe volumen desalojado de agua en la expresión 4.3 .

4.10.2. Cálculo del gradiente hidráulico.

El gradiente hidráulico se define como la diferencia de cargas hidráulicas que existe entre dos puntos dividido entre su distancia. De esta manera para un instante t :

$$i = \frac{\Delta h_T}{X} \quad (4.5.)$$

Δh_T = Diferencia de cargas hidráulicas entre dos puntos

X = Distancia entre los puntos.

La carga hidráulica total actuante en un punto del suelo es igual a:

$$h_T = \frac{\psi_m}{\rho_w g} \quad (4.6.)$$

Esta expresión resulta a partir de que el suelo se coloca de manera horizontal y por lo tanto no existe carga de elevación.

El gradiente hidráulico se obtiene a partir de los perfiles de carga hidráulica como se muestra en la figura 4.9.

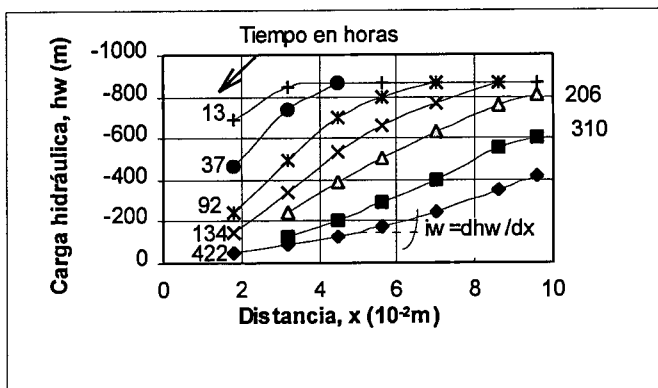


Figura 4.9. perfiles de carga hidráulica.

El gradiente hidráulico promedio actuante en un intervalo de tiempo Δt se calcula a partir de dos gradientes hidráulicos consecutivos.

$$i_{prom} = \frac{i_{t=t} + i_{t=t+\Delta t}}{2} \quad (4.7.)$$

El cálculo de la conductividad hidráulica obtenida con la expresiones anteriores. La expresión 4.1 nos da la conductividad hidráulica relacionada con el promedio de las cargas hidráulicas obtenidas en dos tiempos consecutivos.

Estos conceptos se aplican para cada punto (anillo) y para todos los incrementos de tiempo.

5. RESULTADOS

5.1. Introducción.

En este capítulo se muestra los resultados de 5 ensayos de conductividad hidráulica en tres diferentes tipos de suelos. Los últimos tres ensayos realizados para un mismo suelo son el resultado de las modificaciones que continuamente se buscaron, no solo con la realización de los dos primeros ensayos, sino de los varios ensayos piloto que contribuyeron a perfeccionar la técnica de medición.

Aspectos como el control de la compactación, la forma de implementar la oquedad para insertar el psicrómetro, como aislar el psicrómetro, espaciamiento entre lecturas, selección del gasto de entrada, reducción de tiempos de pesado, pero sobre todo la implementación del sistema de inyección de agua; fueron algunas modificaciones que permitieron establecer una metodología estable en la medición de los parámetros que permiten calcular la conductividad hidráulica de un suelo.

5.2. Calibración de los psicrómetros.

Los psicrómetros se calibraron con soluciones de cloruro de sodio (NaCl) en siete diferentes concentraciones. El procedimiento de calibración y la elaboración de las soluciones fue realizado según el procedimiento descrito en el anexo I.

De la serie de lecturas mostradas en cada una de las mediciones se relacionó el valor más grande de ellas con la succión correspondiente a cada concentración, no sin antes corregirla por temperatura (a 25°). De gráficos como los que se muestran en la figura 5.1. se determinó la constante de proporcionalidad que permite relacionar la respuesta del psicrómetro con la succión.

Calibración psicrómetro no. 16

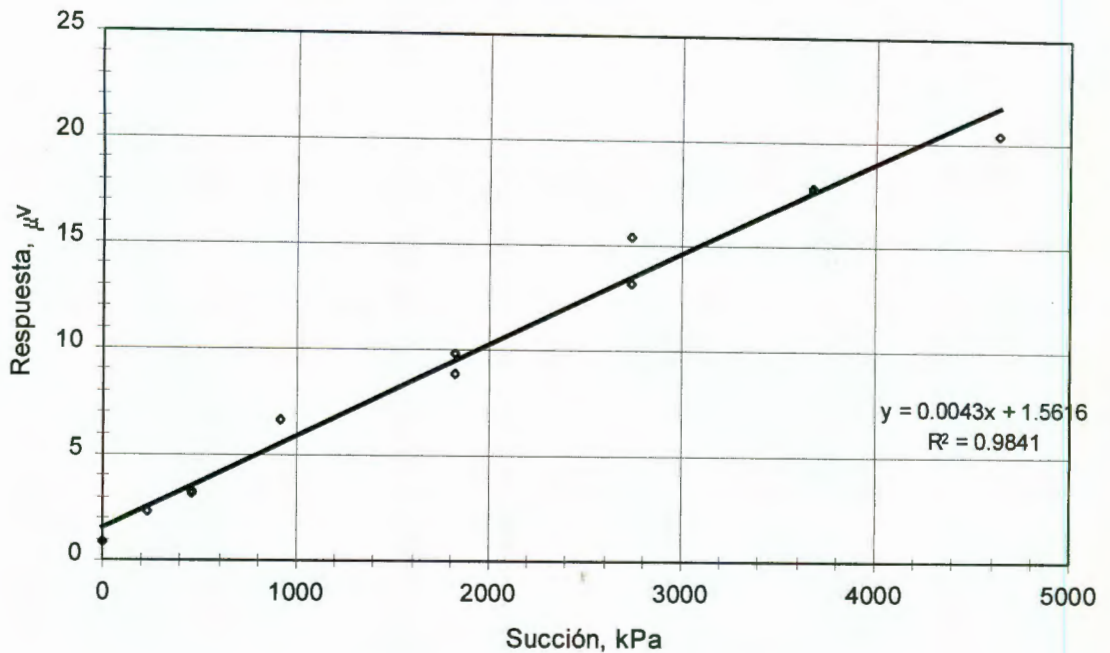


Figura 5.1. Curva de calibración del psicrómetro no. 16.

La constante de proporcionalidad de $0.47 \mu\text{V}/\text{bar}$, según el fabricante, difiere un poco con las obtenidas de las diferentes calibraciones variando desde $0.32 \mu\text{V}/\text{bar}$ hasta $0.48 \mu\text{V}/\text{bar}$; suficiente como para inducir un error en los cálculos de la conductividad hidráulica. En general la respuesta del psicrómetro siempre es menor y suele disminuir por el uso. En la figura 5.2. se muestra con una línea gruesa la respuesta según el fabricante y con línea delgada la respuesta obtenida para diferentes psicrómetros.

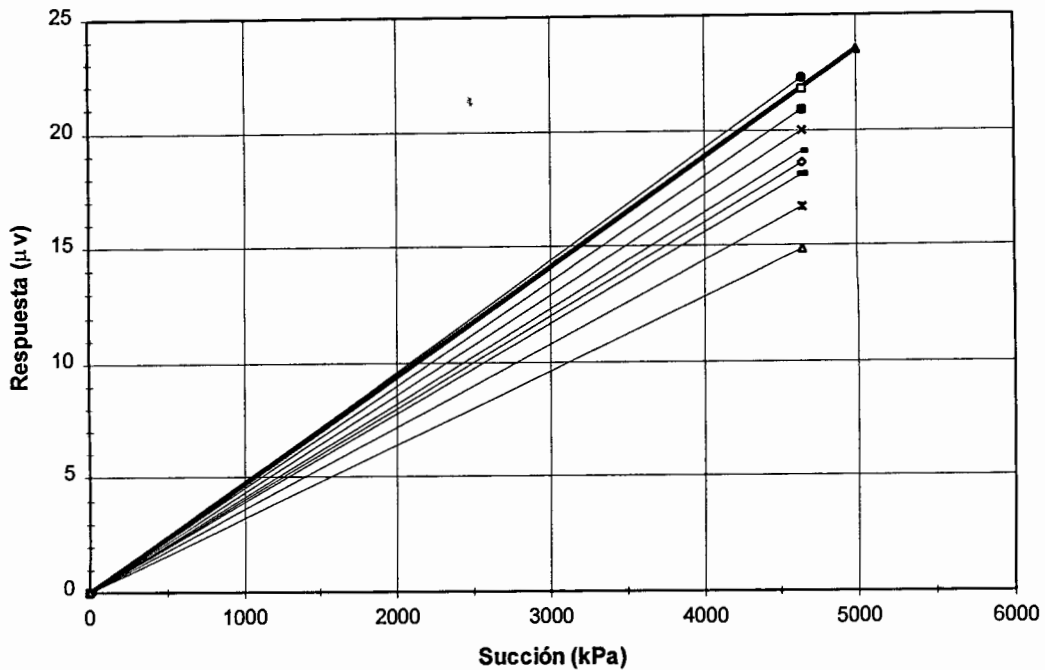


Figura 5.2. comparación de la respuesta de diferentes psicrómetros con la recomendada por el fabricante.

5.3. Propiedades índice de los suelos utilizados en los ensayos.

En la tabla 5.1. se muestra las características de los tres diferentes suelos utilizados en el desarrollo de la metodología para medir experimentalmente la conductividad hidráulica en suelos parcialmente saturados.

No de ensaye	SUCS	γ_d (gr/cm ³)	G _w (%) Inicial	S _s
I	SM	1.77	25	2.43
II	CH	1.43	75	2.68
III, IV y V	MH	1.28	50	2.62

Tabla 5.1. Propiedades índice de los suelos empleados.

5.4. Ensayes I y II

Los resultados de estos ensayos ofrecieron mucha inconsistencia en los valores de succión y contenido volumétrico de agua presentando perfiles muy erráticos. La explicación a lo anterior se debe entre otras cosas a lo siguiente:

- A) La variación de la succión se debió a que una vez tomadas las lecturas de los psicrómetros estos se quitaban para pesar los anillos, esta operación permitió que el suelo en la oquedad del psicrómetro quedara descubierta al aire durante la pesada. Por la duración propia de quitar y poner el psicrómetro el riesgo de evaporación era muy grande además de perderse el equilibrio.
- B) Al producirse la evaporación, los psicrómetros se salieron del rango de medición, por lo que no fue posible registrar su valor y en ocasiones mostraba valores fuera de la realidad por lo que hubo necesidad de hacer una interpretación.
- C) Falta de control en el suministro de agua. En el caso del ensaye no. I el gasto inducido al suelo fue de manera interrumpida, esto es, se inyectaba aproximadamente 3ml/día y se cerraba la válvula. En el caso del ensaye II se saturó el primer anillo y se permitió el flujo de manera continua en función de la permeabilidad del anillo, por las características propias del suelo el flujo fue muy lento.
- D) Errores en las pesadas producto de la pérdida de material al quitar e insertar los psicrómetros en cada medición. Este error se reflejó en el cálculo erróneo del contenido volumétrico de agua y por ende en la velocidad del flujo de agua.

5.4.1. Perfiles de contenido volumétrico de agua , θ_v .

En La figura 5.3. y 5.4. se muestran los perfiles de contenido volumétrico de agua de los ensayos I y II. El primero de los ensayos muestra claramente la rapidez con que evoluciona el perfil.

En el segundo ensaye la evolución es muy lenta. Se observa además que los perfiles son muy erráticos al inicio de la prueba pero definiéndose claramente hasta al final del ensaye, ello debido al lento flujo de inyección de agua.

Ensayo I Arena limosa SM

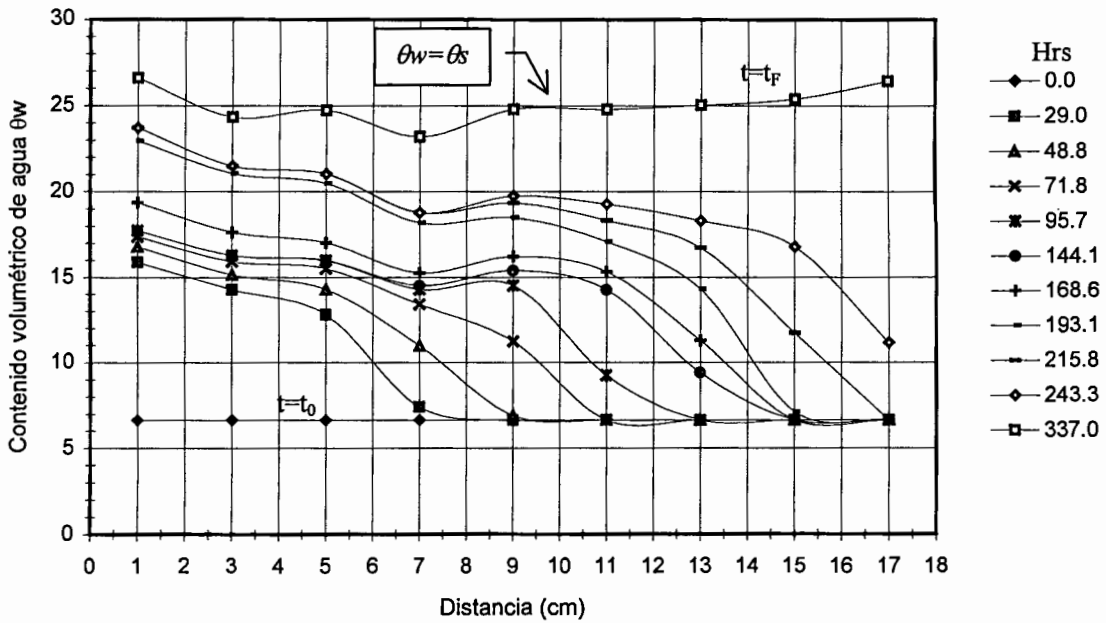


Figura 5.3. Perfil de contenido volumétrico de agua del ensaye I.

Ensayo II Arcilla CH

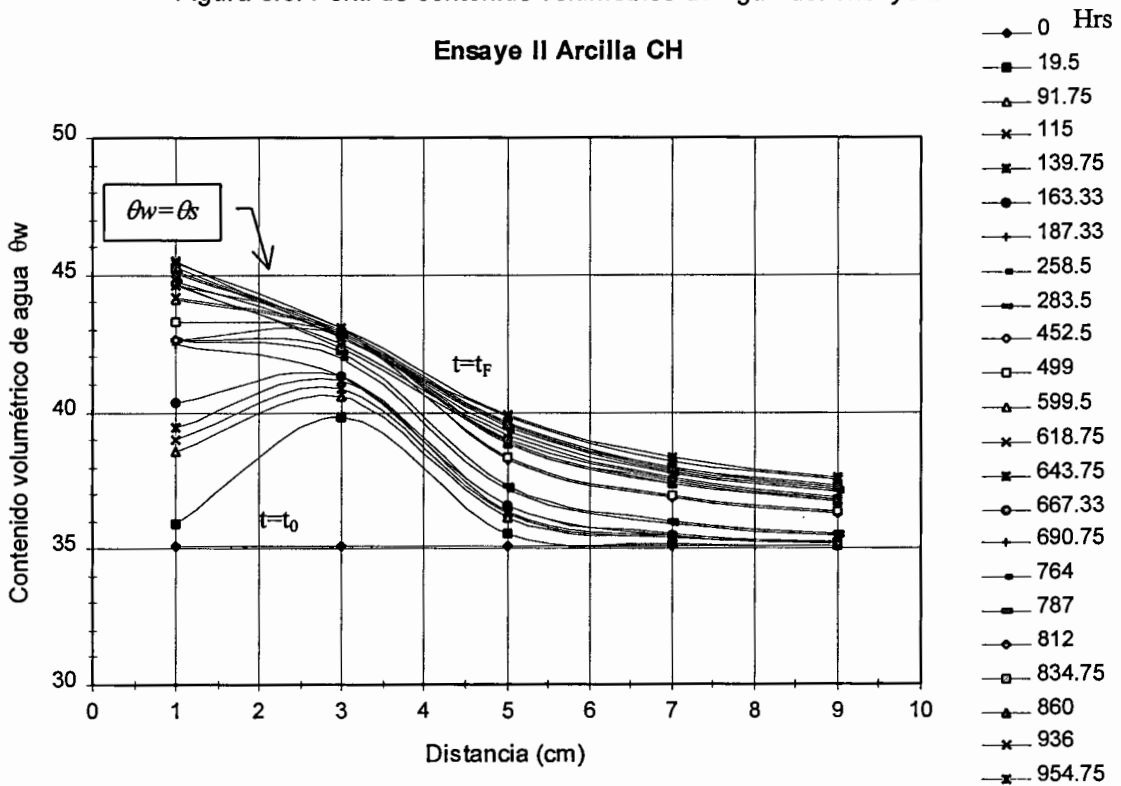


Figura 5.4. Perfil de contenido volumétrico de agua del ensaye II.

5.4.2. Perfiles de succión.

En el caso del ensaye I, debido a las consideraciones antes mencionadas, muestra perfiles muy erráticos con variaciones muy importantes pero aun así se observa claramente la tendencia de los perfiles conforme ocurre el flujo.

Ensaye I Arena limosa SM

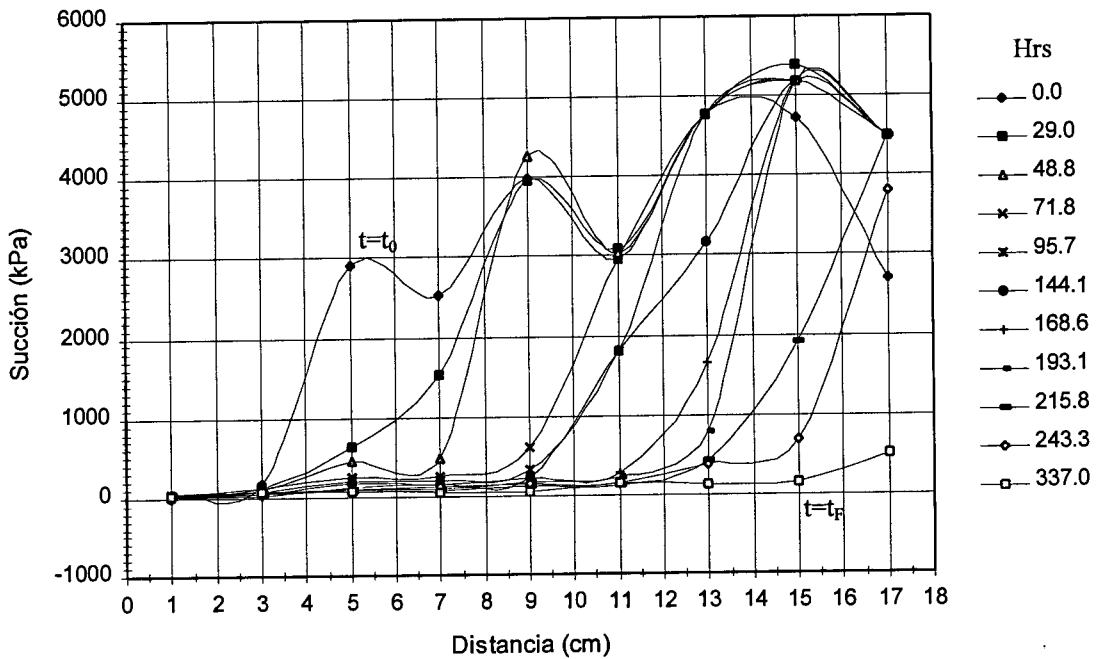


Figura 5.5 Perfiles de succión del ensaye I

En el ensaye II se definen muy bien los perfiles pero no su evolución; es decir, el flujo se da de menor a mayor succión, pero debido al lento gasto inyectado y al procedimiento empleado para la medición de la succión los perfiles presentan retrocesos con el tiempo.

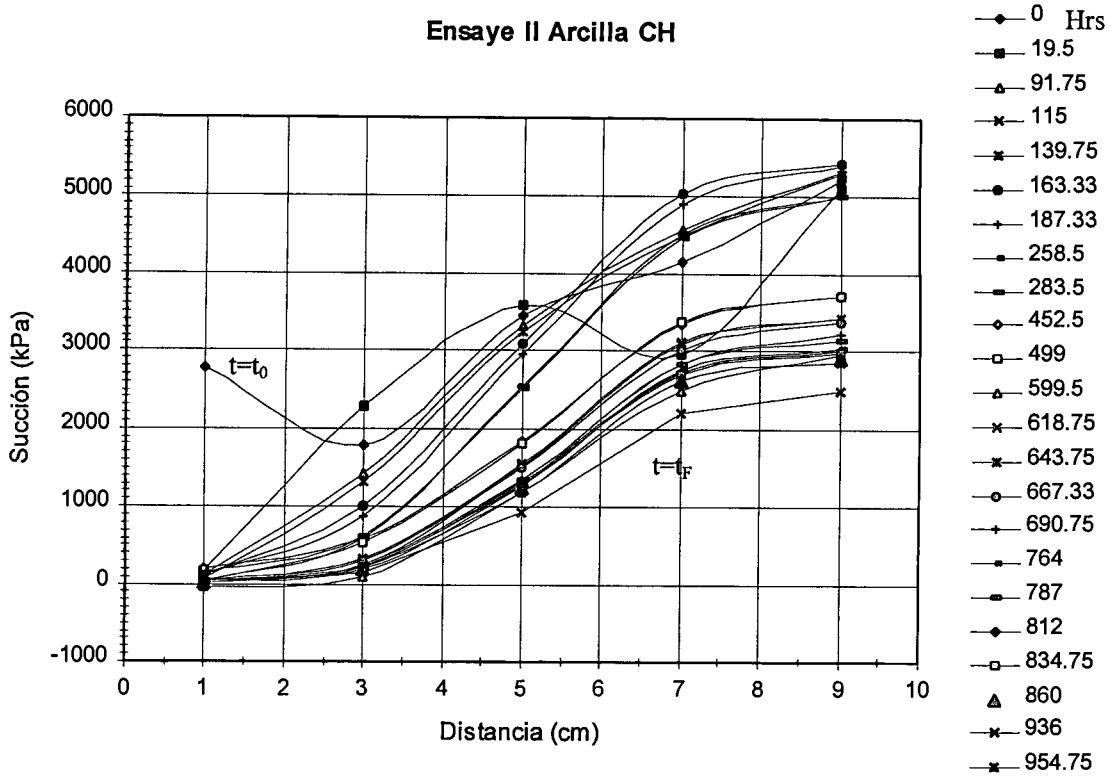


Figura 5.6 Perfiles de succión del ensayo II

5.4.3. Conductividad hidráulica, k_w .

Conforme a lo descrito en el capítulo anterior para realizar este cálculo fueron determinados los gradientes hidráulicos actuantes en un instante t y en un $t+\Delta t$, y las velocidades de flujo en ese lapso de tiempo, labor nada fácil en estos dos primeros ensayos por la inconsistencia de los resultados.

Sin embargo, con las dificultades en la interpretación, sobre todo de los perfiles de succión, en las figuras 5.7. y 5.8. se presentan los resultados del cálculo de la conductividad hidráulica. Los resultados del ensayo I se definieron mejor que para el ensayo II, entre otras cosas porque este último no se terminó debido a los grandes tiempos consumidos.

Ensayo I Arena Limosa SM

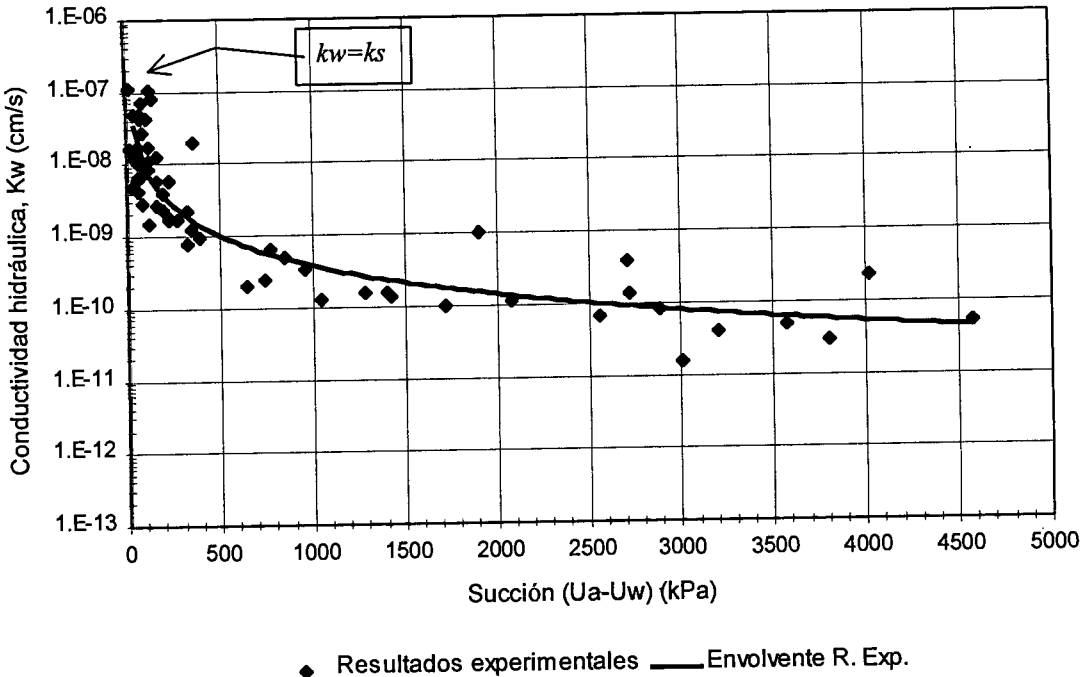


Figura 5.7. Conductividad hidráulica para el ensayo I.

Ensayo II Arcilla CH

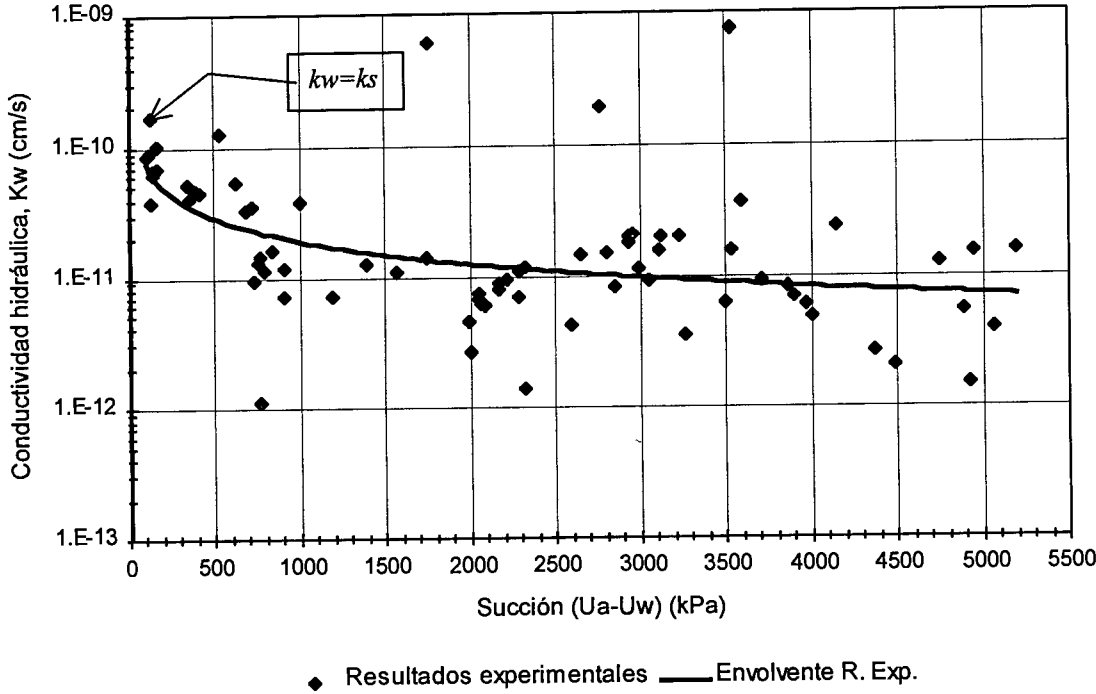


Figura 5.8. Conductividad hidráulica para el ensayo II.

5.5. Ensayes III, IV y V.

Estos ensayos se realizaron en un mismo suelo y bajo las mismas características de compactación. Para no tener tiempos muy prolongados de prueba se optó por usar únicamente 6 anillos con suelo y un gasto de inyección de agua constante de 4ml/día. Los anillos fueron pesados con el psicrómetro en su conjunto y permanecieron insertados hasta el final de la prueba. Mediciones de succión y peso fueron hechas cada doce horas para definir adecuadamente los perfiles de succión y contenido volumétrico de agua.

5.5.1. Perfiles de contenido volumétrico de agua, θ_w .

Con la implementación del sistema de control de suministro de agua fue posible obtener perfiles de contenido volumétrico de agua bien definidos. En las figuras 5.9., 5.10. y 5.11. se observa claramente la evolución de los perfiles con el tiempo. El flujo, como lo muestran los perfiles, es de izquierda a derecha de manera progresiva hasta llegar al extremo derecho. Parte del agua inyectada se almacena en el anillo y parte se transporta hacia el siguiente anillo. Por ejemplo para $t= 12$ hrs el agua inyectada se almacena en el primer anillo y después de este tiempo el agua se transporta progresivamente a los demás anillos sin dejar de incrementar su propio contenido volumétrico de agua.

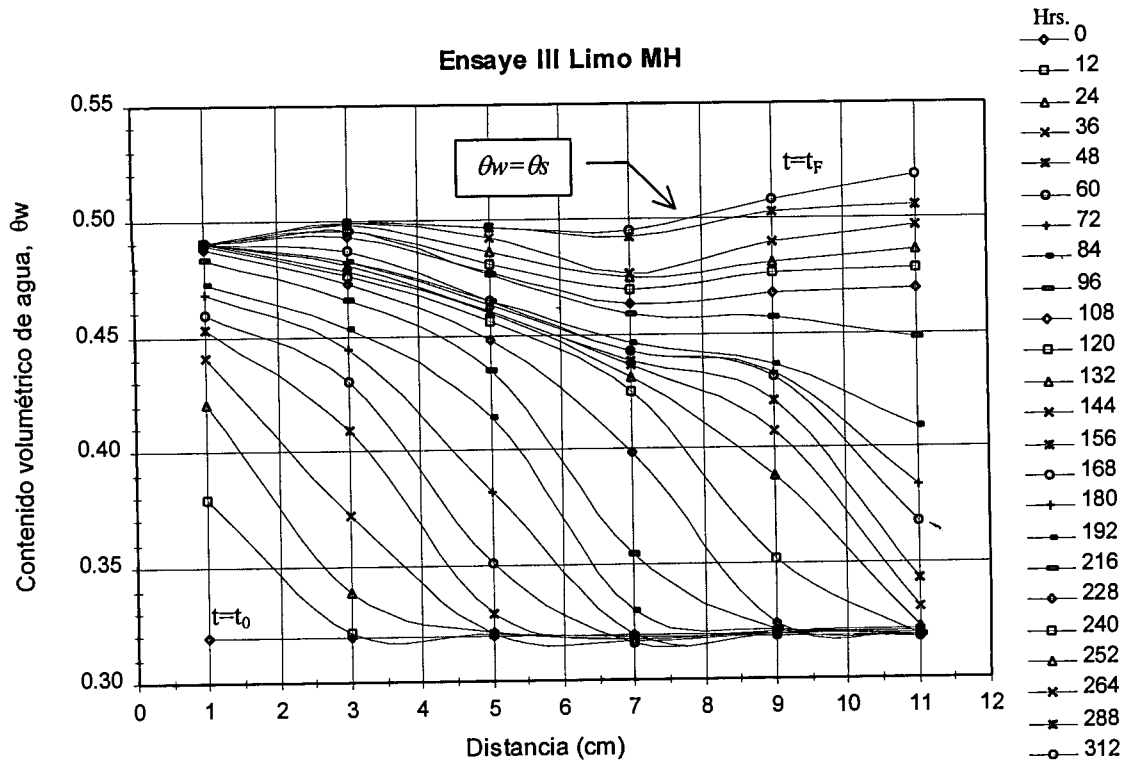


Figura 5.9. Perfil de contenido volumétrico de agua del ensaye III.

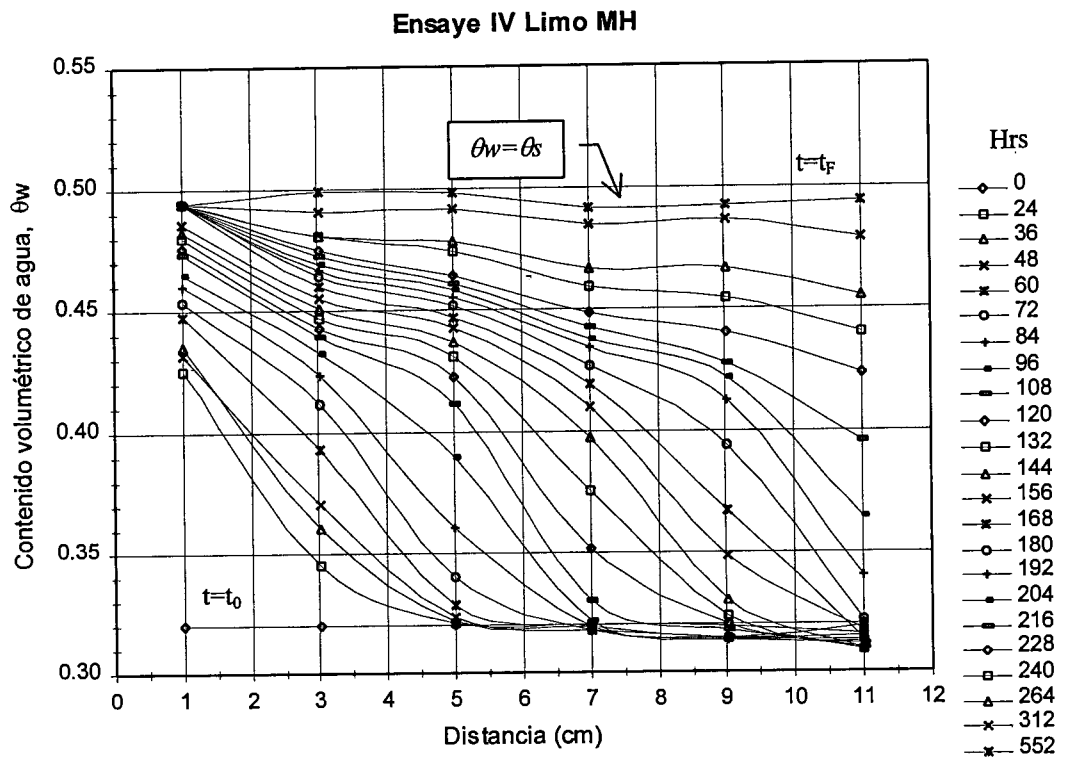


Figura 5.10. Perfil de contenido volumétrico de agua del ensaye IV.

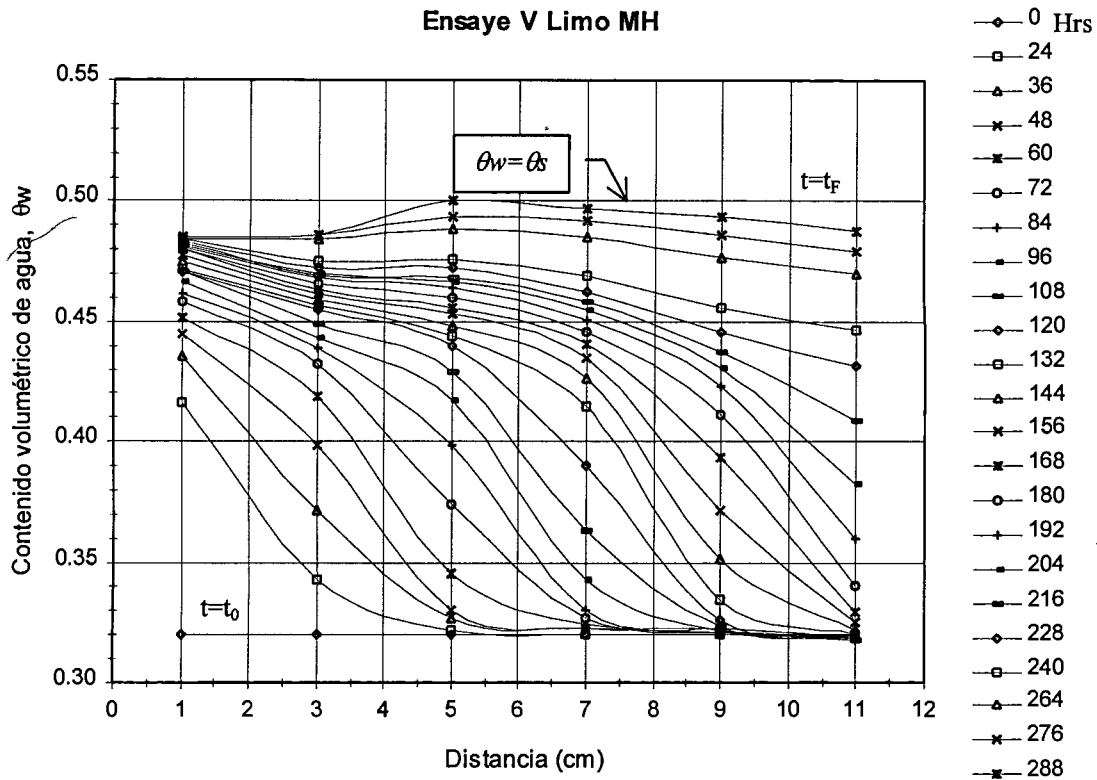


Figura 5.11. Perfil de contenido volumétrico de agua del ensayo V.

5.5.2. Perfiles de succión.

Con lo observado en los ensayos I y II se varió el procedimiento para tener mayor consistencia en los perfiles de succión. Uno de los principales cambios fue que una vez elaboradas las probetas fueron insertados los psicrómetros en cada uno de los anillos y permanecieron insertados hasta el final del ensayo.

En la figuras 5.12., 5.13. y 5.14. se muestra la evolución de los perfiles de succión con el tiempo. Para un $t=0$ el valor de la succión es máxima en cada anillo conforme transcurre el tiempo y se produce el humedecimiento su valor decrece a diferencia de los perfiles de contenido volumétrico de agua donde el contenido volumétrico de agua se incrementa con el tiempo.

La evolución de los perfiles de contenido volumétrico de agua es más rápido que la evolución de los perfiles de succión, es decir, el tiempo requerido para llegar al contenido volumétrico de agua máximo es mayor que el tiempo requerido para llegar a una succión cero o cercana a cero. Es importante mencionar que los psicrómetros de termopar no son muy precisos para monitorear valores de succión menores a 100 kPa lo que explica la variaciones observadas en los gráficos al acercarse al cero de succión.

Por otro lado, en los últimos anillos se observa un clara tendencia a incrementar su succión en tiempos tempranos, esto fue debido a pequeña evaporación que sufre el anillo producto de la ventilación del extremo derecho de la columna de anillos y del montaje y desmontaje de anillos en cada medición (3 minutos).

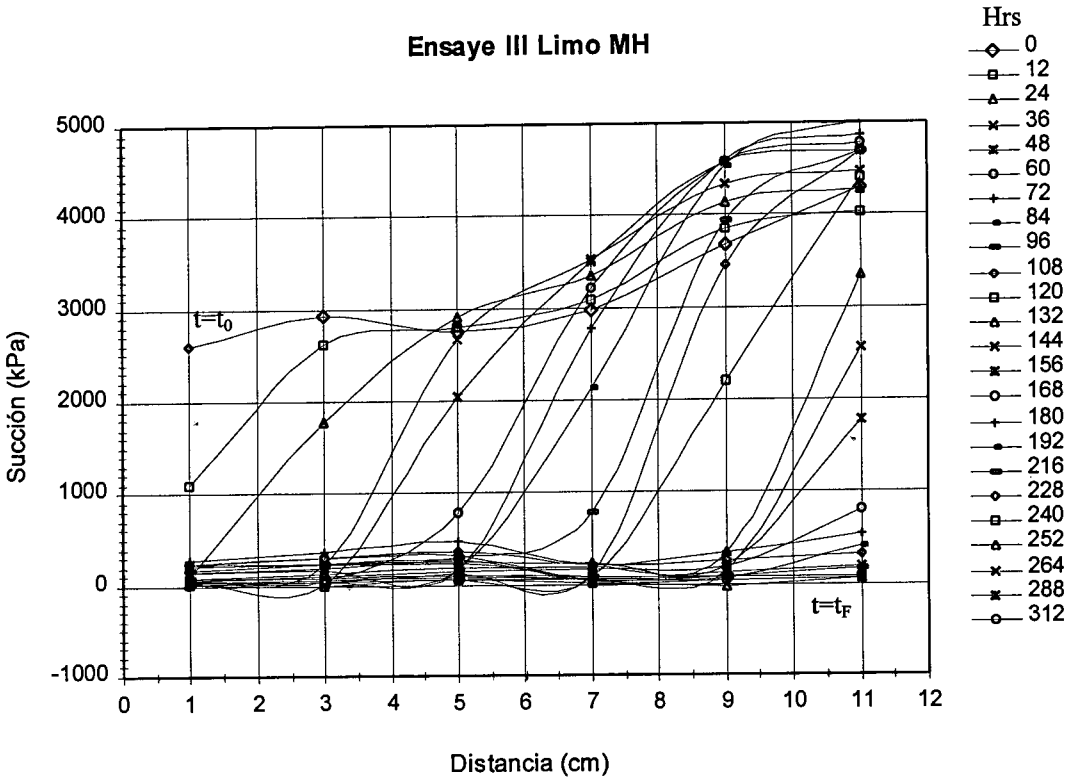


Figura 5.12. Perfiles de succión del ensayo III

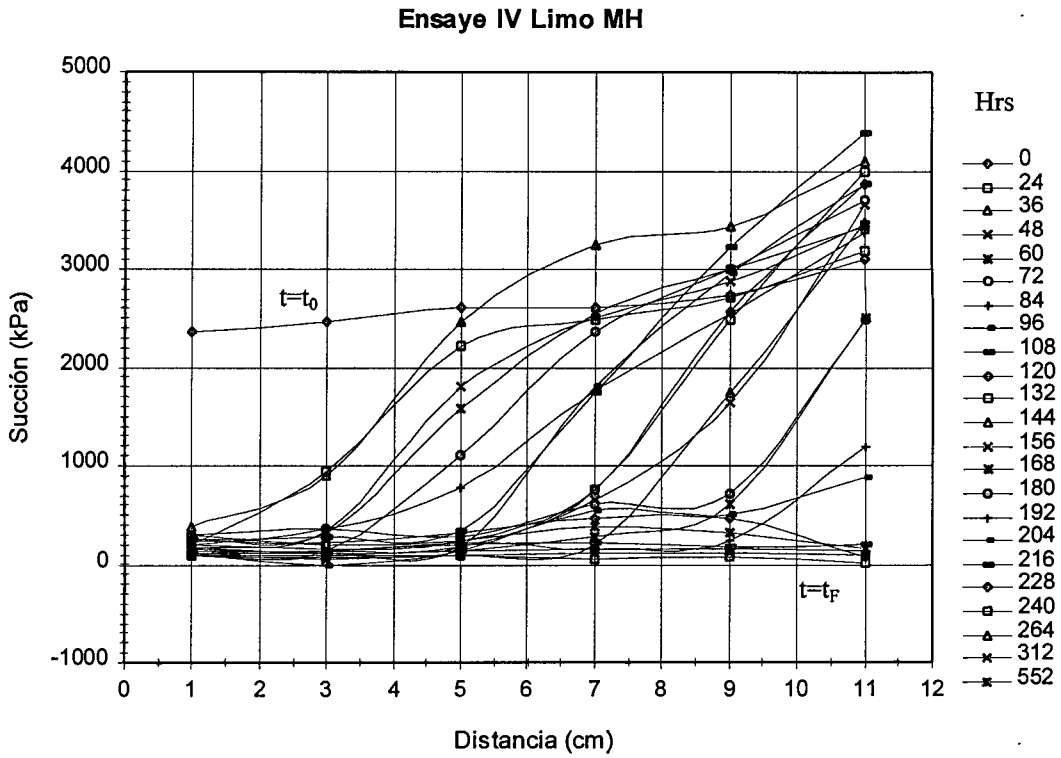


Figura 5.13. Perfiles de succión del ensayo IV

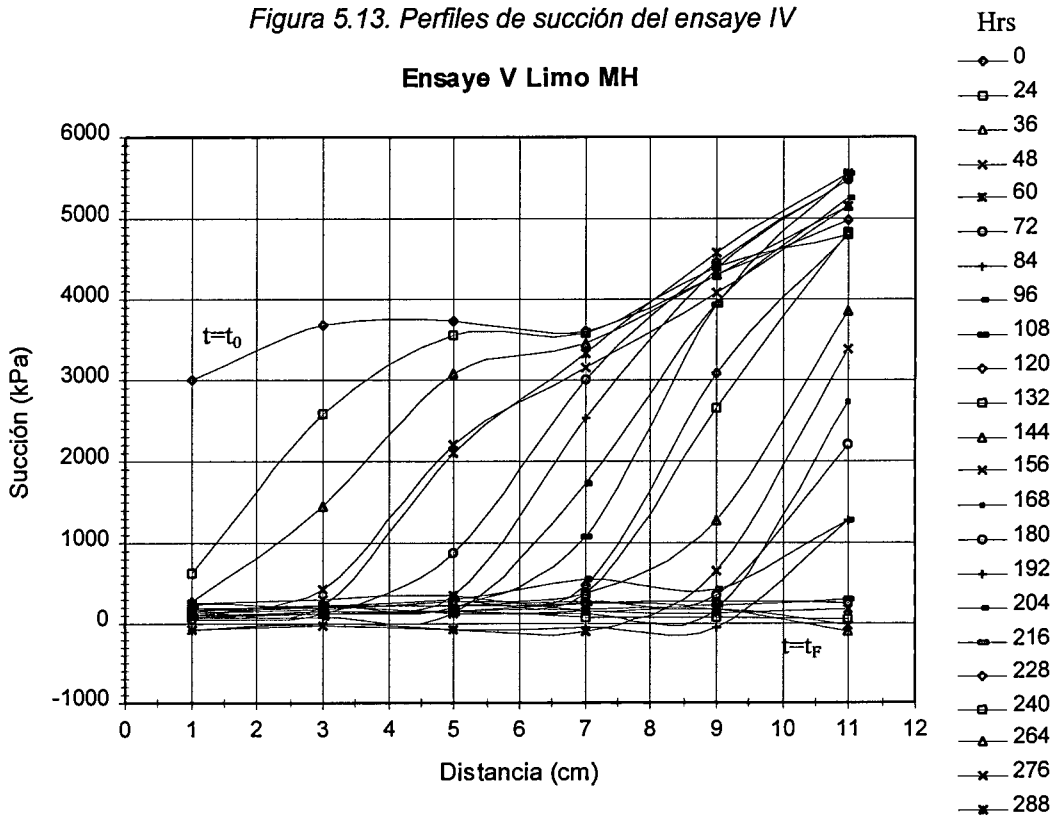


Figura 5.14. Perfiles de succión del ensayo V

5.5.3. Conductividad hidráulica, k_w .

En las figuras 5.15., 5.16. y 5.17. se observan los gráficos de conductividad hidráulica contra succión del ensaye III, IV y V respectivamente. Claramente se observa una disminución de la conductividad hidráulica cuando el suelo presenta mayor succión, es decir, cuando se encuentra en condiciones más secas. En valores cercanos a succión cero (saturación) la conductividad se asemeja a la conductividad saturada medida por cualquiera de los métodos convencionales.

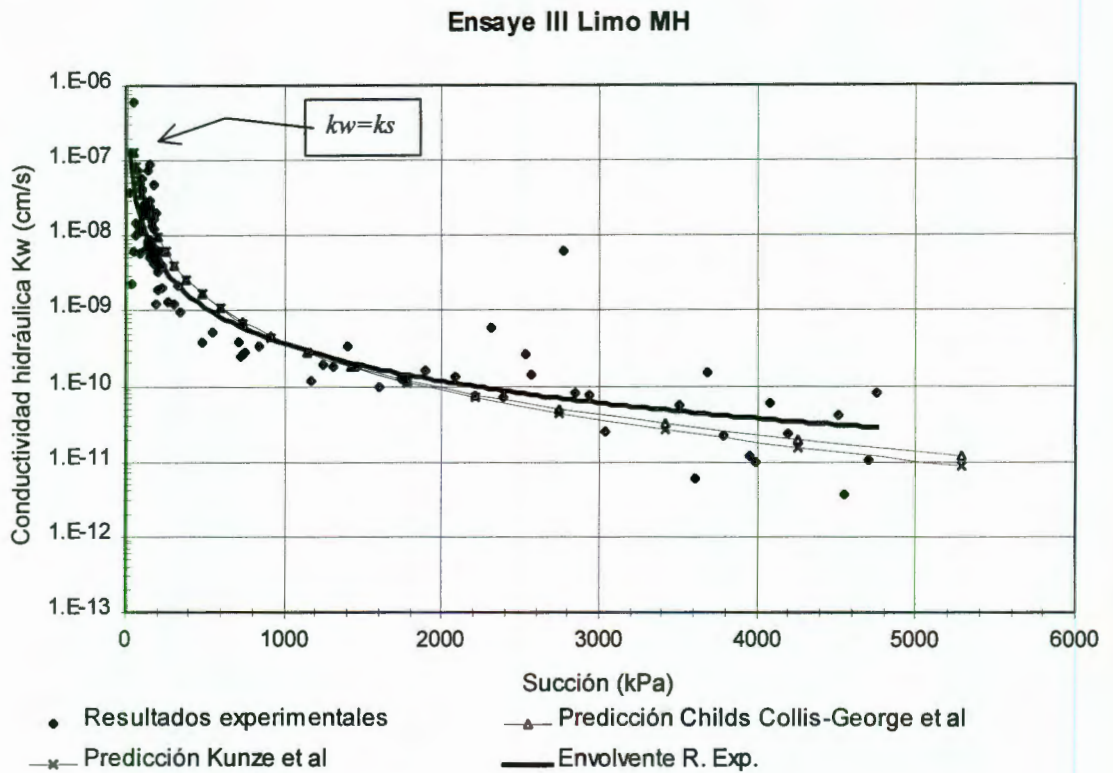


Figura 5.15. conductividad hidráulica para el ensaye III.

Ensayo IV Limo MH

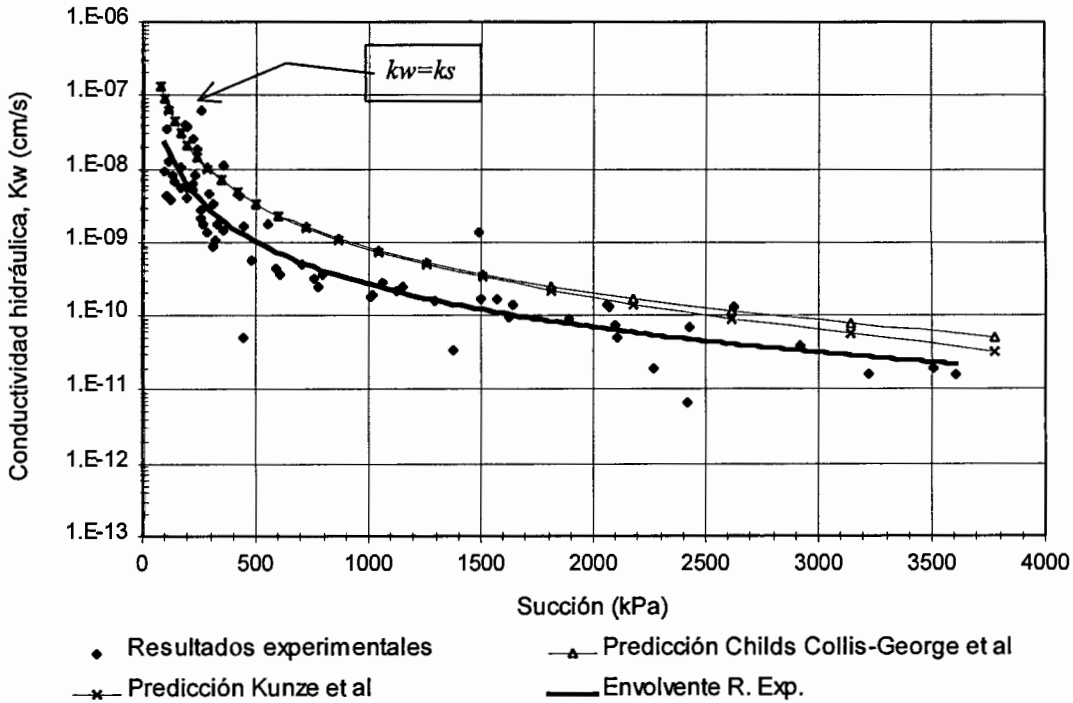


Figura 5.16. conductividad hidráulica para el ensayo IV.

Ensayo V Limo MH

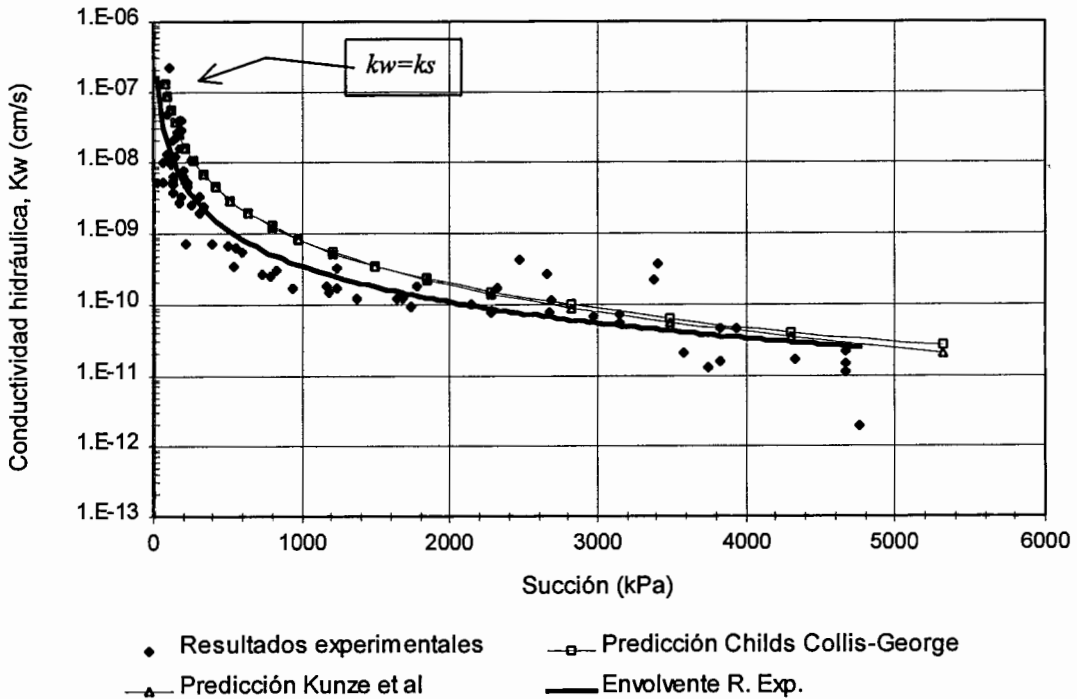


Figura 5.17. conductividad hidráulica para el ensayo V.

5.5.4. Determinación de la conductividad hidráulica usando modelos predictivos.

Adicionalmente, además de medir experimentalmente la conductividad hidráulica, se calculó su valor usando los modelos predictivos, descritos en los capítulos anteriores, de Childs Collis-George et, al y el de Kunze et, al.

Ambos modelos requieren la elaboración de la curva característica del suelo la cual se elaboró a partir de la mediciones de succión y su correspondiente contenido volumétrico de agua registrados durante el ensaye. De esta manera se tuvieron alrededor de 130 puntos para la elaboración del gráfico, de los cuales se obtuvo una envolvente (figuras 5.18., 5.19. y 5.20.).

Además de la curva característica para aplicar los modelos predictivos se requiere la conductividad hidráulica saturada. Esta se determinó al final de cada ensaye usando uno de los anillos ya saturados y ajustando el aparato a un permeámetro de carga variable.

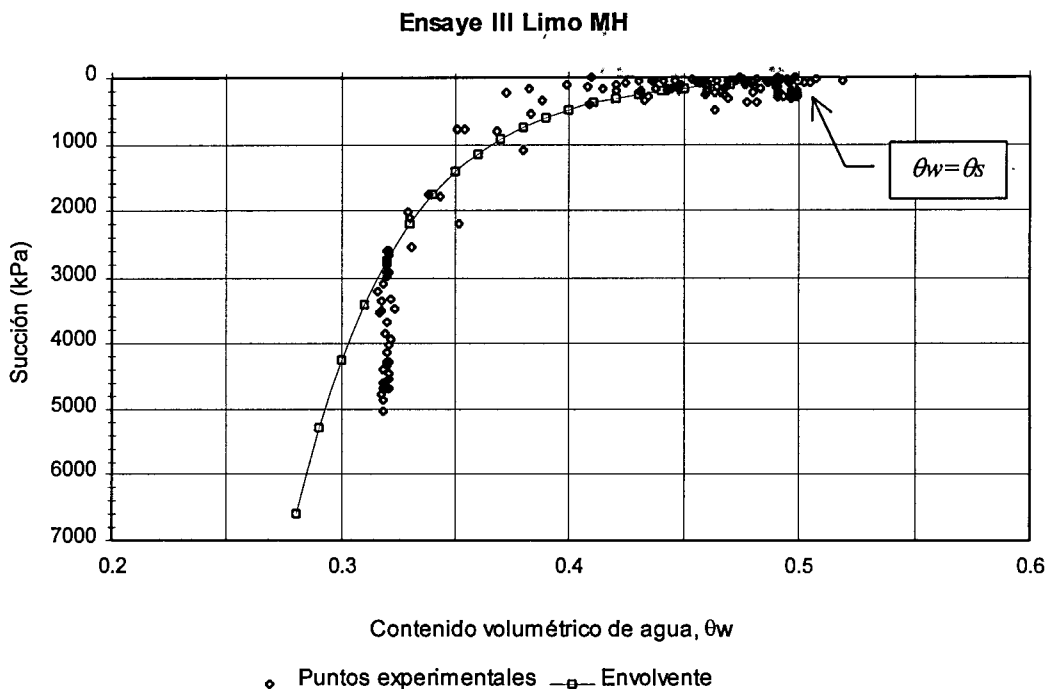


Figura 5.18. Curva característica del ensayo III.

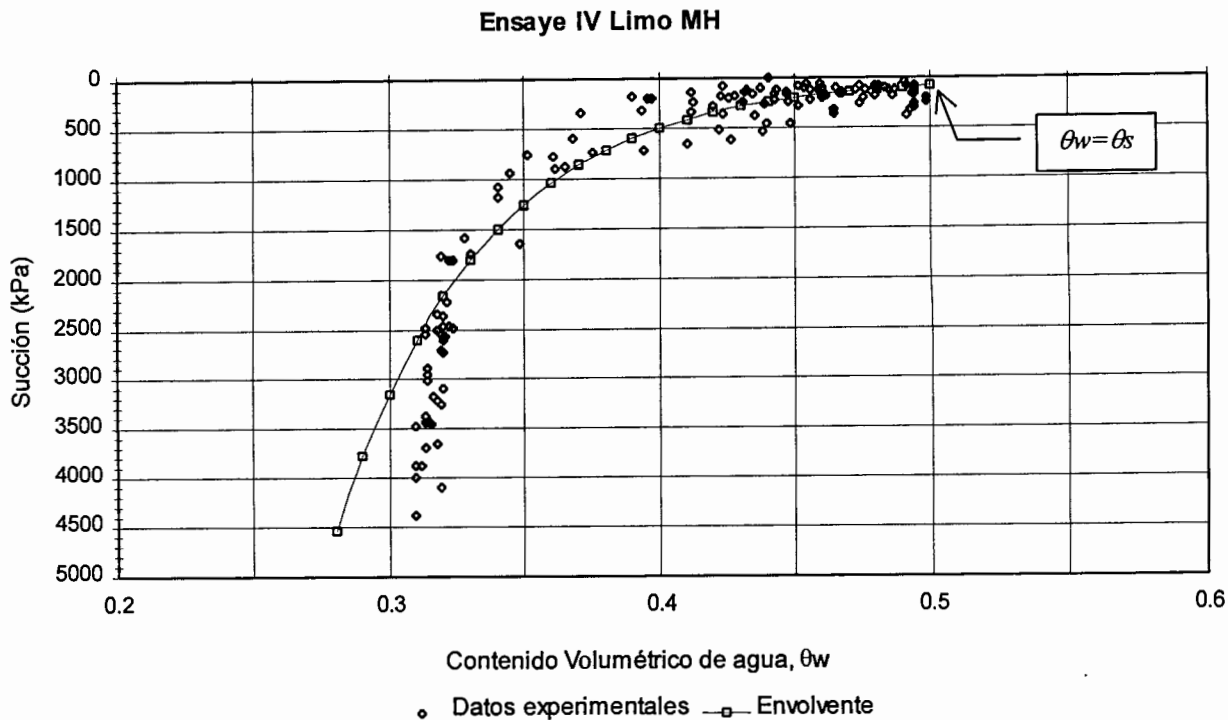


Figura 5.19. Curva característica del ensayo IV.

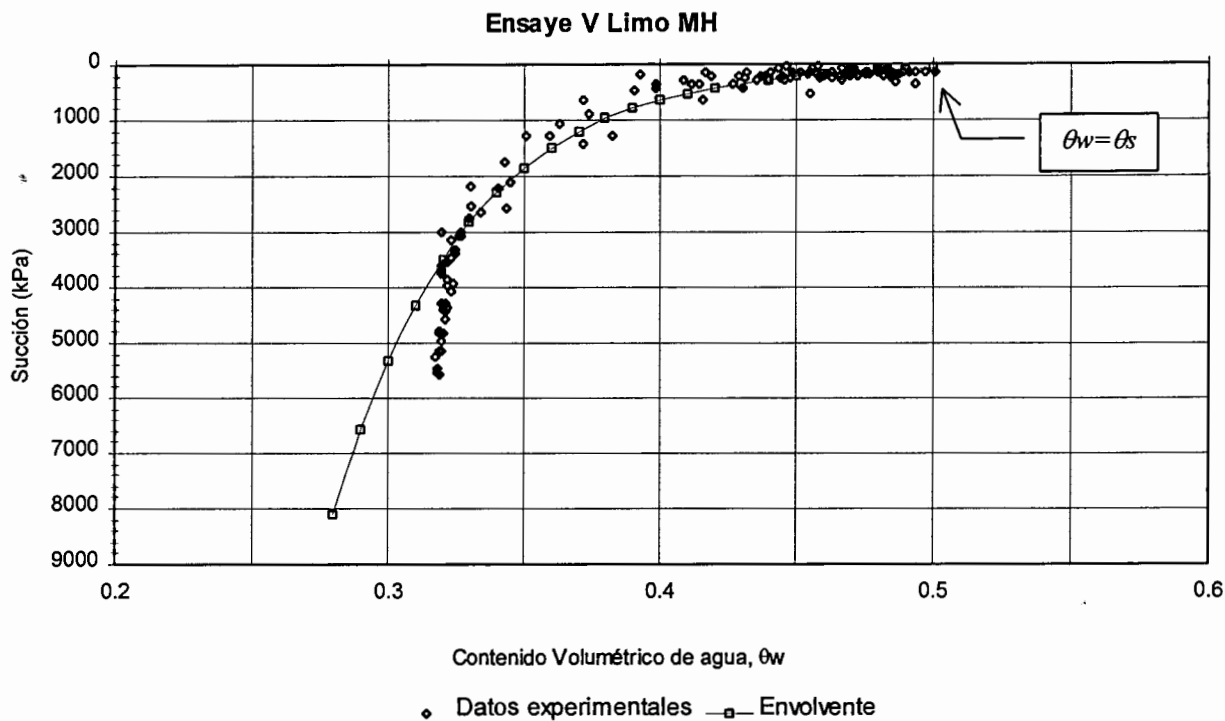


Figura 5.20. Curva característica del ensayo V.

Los resultados de la conductividad hidráulica usando modelos predictivos se sobrepusieron con fines de comparación en los gráficos de conductividad hidráulica medida experimentalmente (figuras 5.15., 5.16. y 5.17.). Los resultados experimentales y los predictivos son muy semejantes. Las variaciones que presentan se pueden atribuir a la precisión del psicrómetro y la curva característica del suelo que alimenta los modelos predictivos.

5.6. Relación del contenido volumétrico de agua y conductividad hidráulica.

En las figura 5.21., 5.22. y 5.23. se observa la relación de la conductividad hidráulica y el contenido volumétrico de agua. La tendencia es casi lineal y la conductividad hidráulica es menor al disminuir el contenido volumétrico de agua. Lo anterior es debido a que el espacio disponible para producirse el flujo es cada vez menor al disminuir el contenido volumétrico de agua. Una menor dispersión de resultados fue encontrada en los ensayos IV y V.

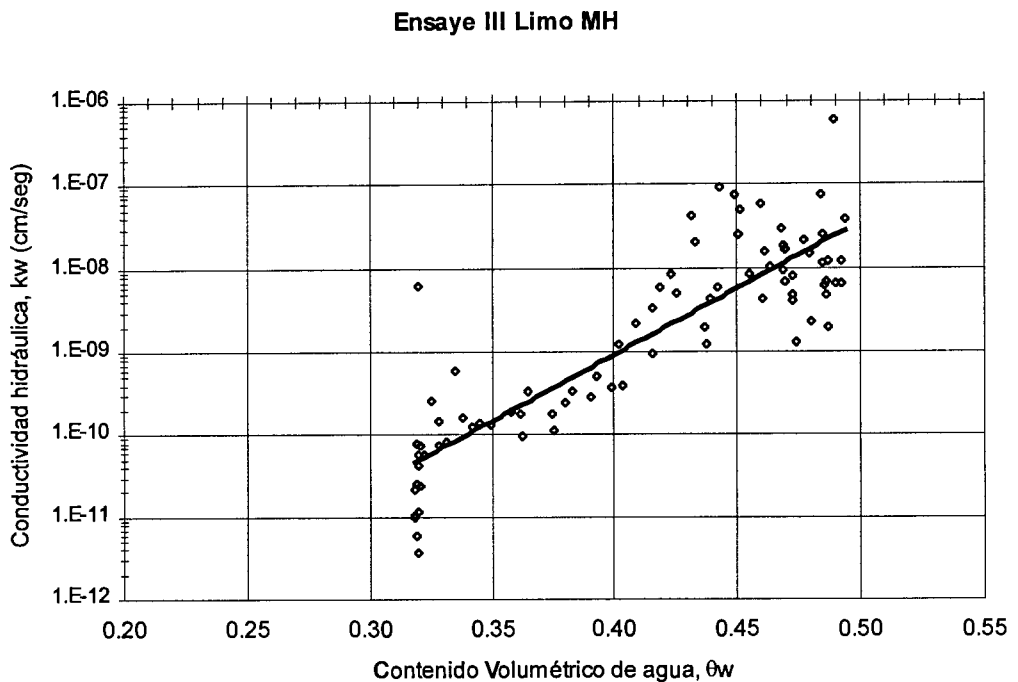


Figura 5.21. Relación de la conductividad hidráulica y el contenido volumétrico de agua en el ensayo III.

Ensayo IV Limo MH

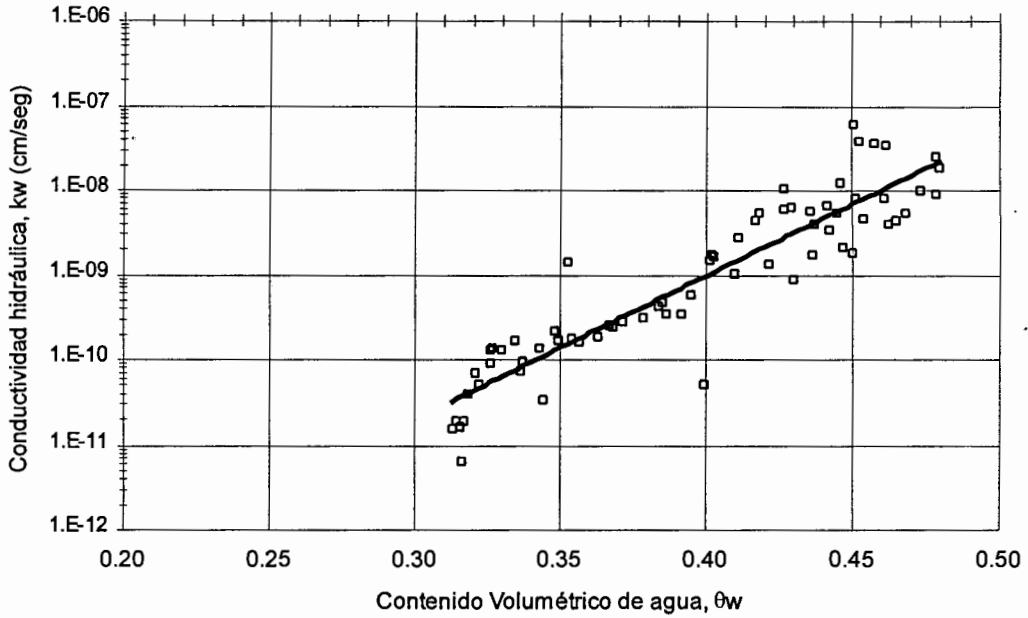


Figura 5.22. Relación de la conductividad hidráulica y el contenido volumétrico de agua en el ensayo IV.

Ensayo V Limo MH

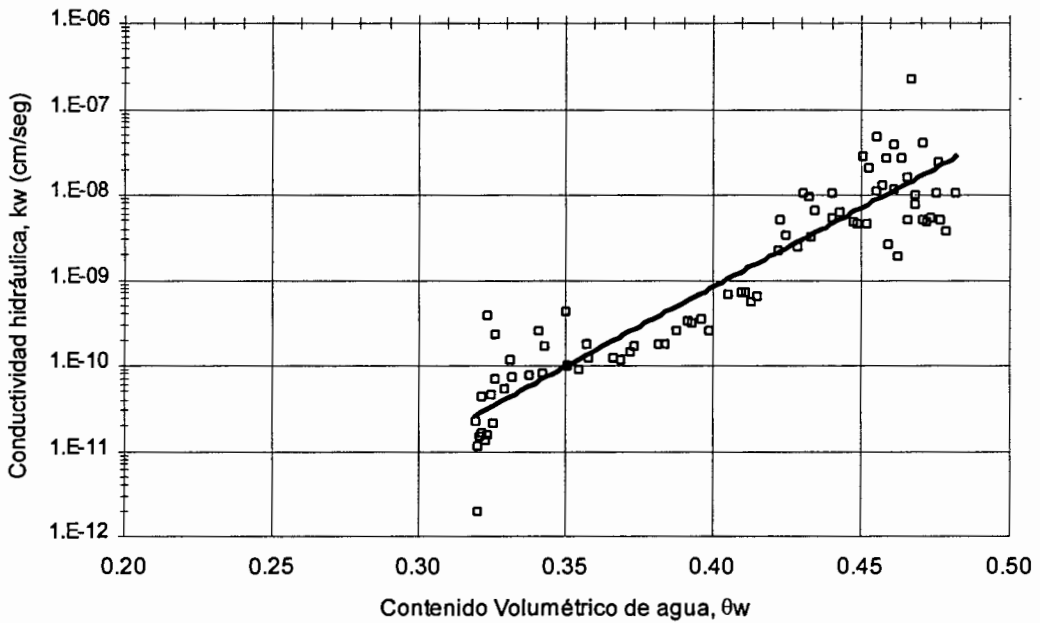


Figura 5.23. Relación de la conductividad hidráulica y el contenido volumétrico de agua en el ensayo V.

5.7. Repetibilidad de los ensayos.

Comparando las conductividades hidráulicas obtenidas a partir de las envolventes en los ensayos III, IV y V (figura 5.24.) se observa claramente la repetibilidad de los ensayos, sin embargo, no hay que olvidar que la envolvente fue obtenida a partir de datos experimentales con una dispersión considerable.

En la figura 5.25. se muestra las envolventes de cada una de las curvas características obtenida de a partir de los datos experimentales. La variación es muy pequeña pero comparada con la variación de la figura 5.24. esta es un poco mayor.

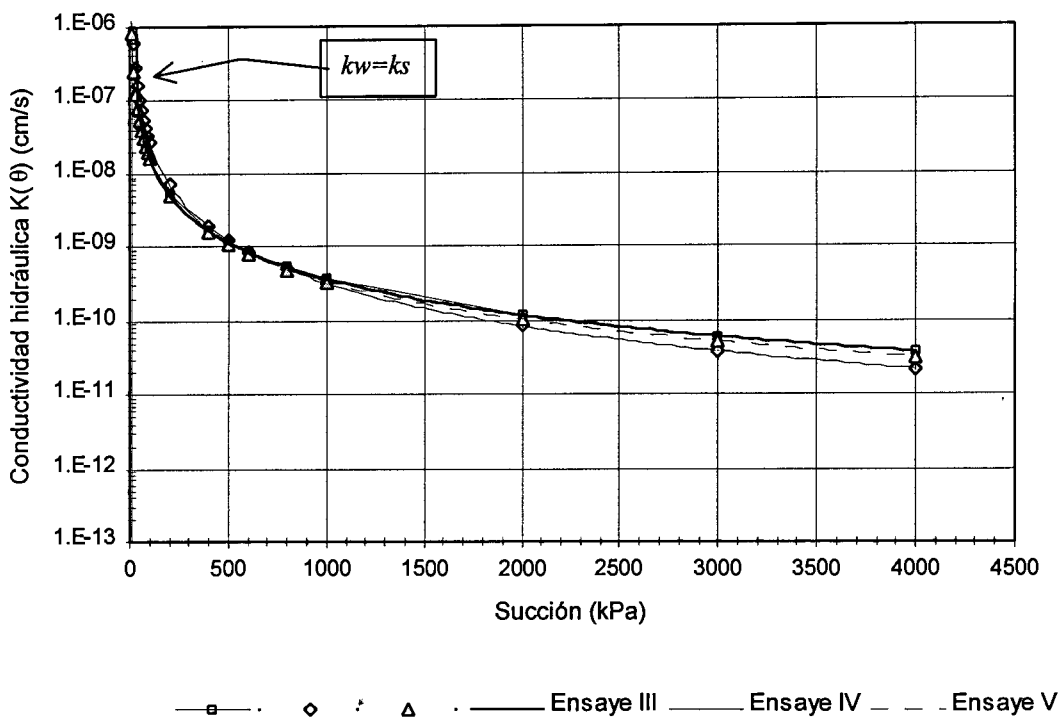


Figura 5.24. Comparación de resultados de conductividades hidráulicas de los ensayos III, IV y V.

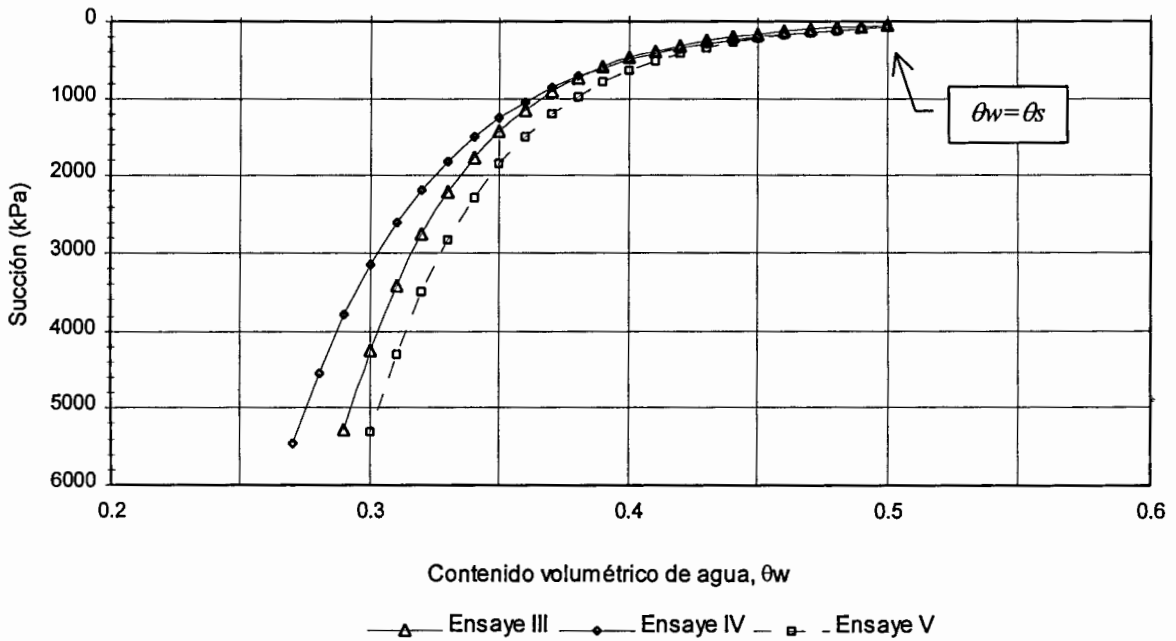


Figura 5.25. Comparación de las envolventes de los puntos de la curva característica de los ensayos III, IV y V.

5.8. Determinación de la conductividad hidráulica sin desmontaje de anillos.

Debido a la incertidumbre del cual pudiese ser el efecto generado por el desmontaje y montaje de los anillos en el cálculo de la conductividad hidráulica k_w , ya que de alguna manera se interrumpe el flujo entre anillo y anillo, se decidió realizar dos nuevos ensayos nombrados como ensayo VI y Ensayo VII.

Estos ensayos se llevaron a cabo en el mismo tipo de suelo y condiciones iniciales de los ensayos III, IV y V pero con la diferencia de que el suelo fue compactado en todo el conjunto de anillos y no individualmente como se venía haciendo.

Una vez compactado el suelo dentro de los anillos se procedió a tomar la succión en cada uno de los puertos de inserción de los psicrómetros a diferentes tiempos para poder elaborar los perfiles de succión.

A diferencia de los ensayos III, IV y V donde se procedía a montar y desmontar los anillos para conocer el cambio de volumen de agua; el contenido volumétrico de agua en estos ensayos fue inferido a partir de la medición de la succión en cada puerto y de la curva característica construida con los datos generados en los ensayos III, IV y V.

5.8.1. Perfiles de succión.

En las figuras 5.26. y 5.27. se observan los perfiles de succión elaborados a partir de los ensayos VI y VII. Es de notar que los perfiles se definen un poco mejor que los obtenidos en los ensayos III, IV y V. Sin embargo la succión inicial de los ensayos es diferente, ello debido a que es más difícil controlar las condiciones iniciales cuando el suelo se compacta en todo el conjunto de anillos que si se compactase individualmente cada anillo.

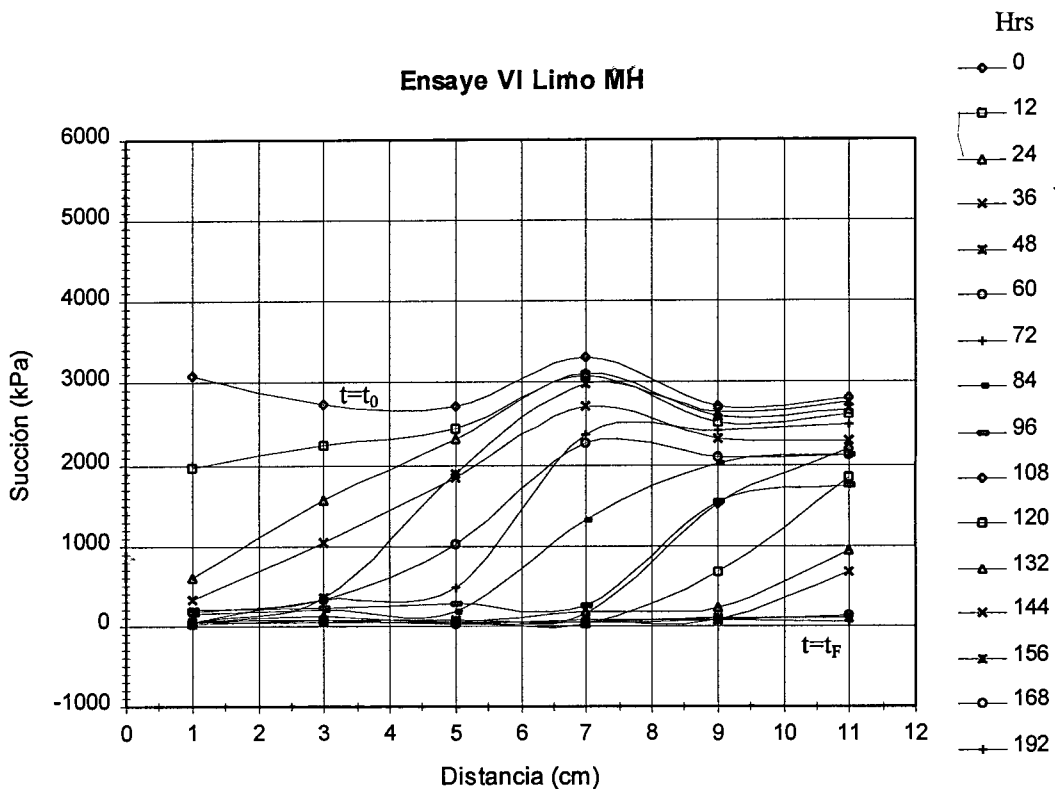


Figura 5.26. Perfiles de succión del ensayo VI.

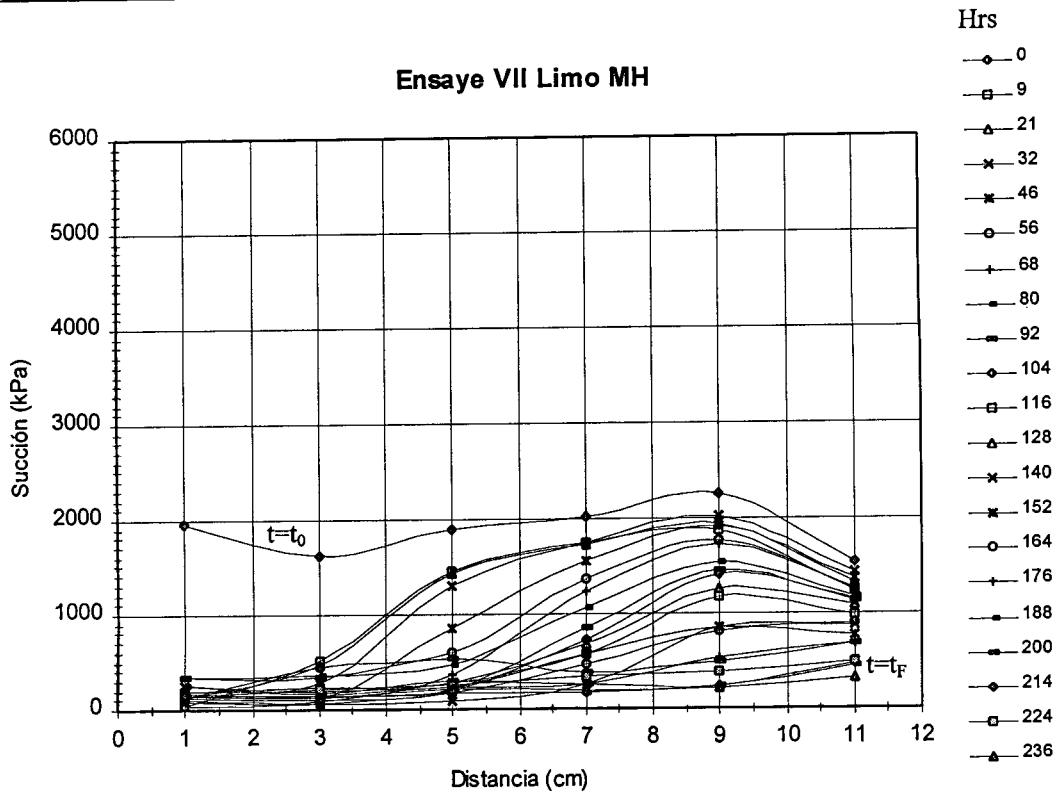


Figura 5.27. Perfiles de succión del ensayo VII.

5.8.2. Perfiles de contenido volumétrico de agua, θ_w .

Para elaborar estos perfiles lo primero que se hizo fue construir la curva característica con todos los datos de succión y contenido volumétrico de agua generados de los ensayos III, IV y V (Figura 5.28.). Posteriormente con las mediciones de succión en cada puerto y en cada tiempo fue determinado el contenido volumétrico de agua y con ellos fueron elaborados los perfiles.. Los resultados según podemos observar en las figuras 5.29. y 5.30. son muy erráticos en comparación con los obtenidos en los anteriores ensayos ello era de esperarse ya que la precisión de la lecturas obtenidas con los psicrómetros no es tan buena sobre todo a valores bajos.

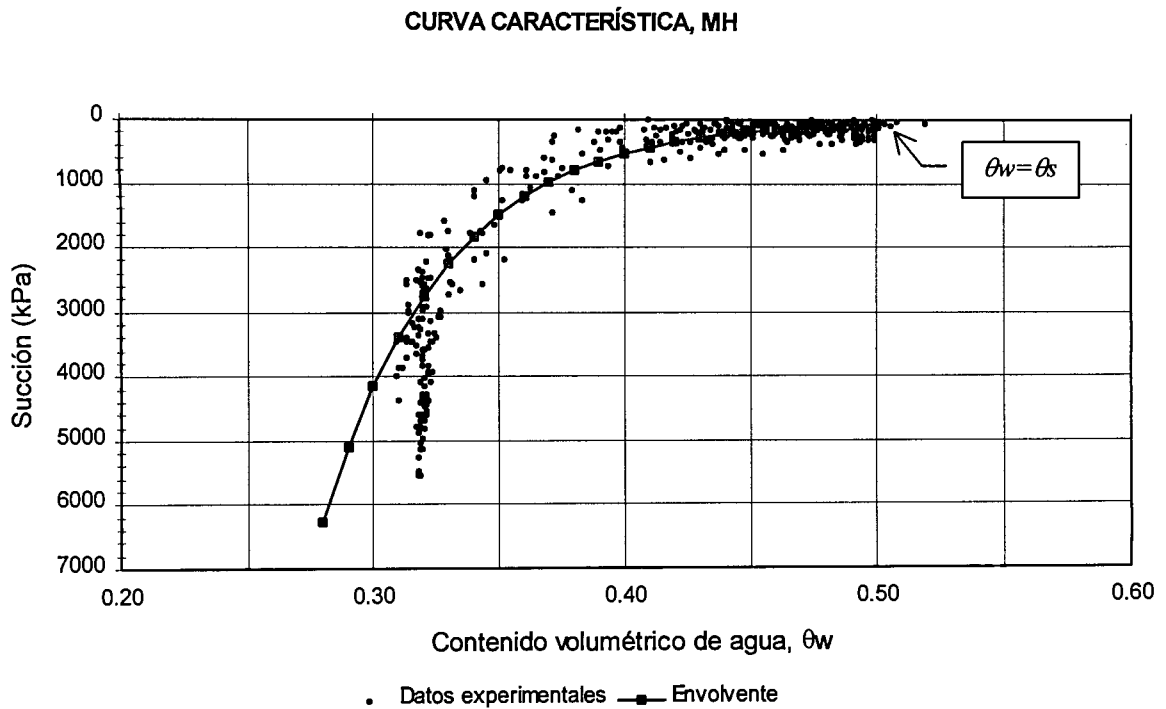


Figura 5.28. Curva Característica obtenida de los ensayos III, IV y V.

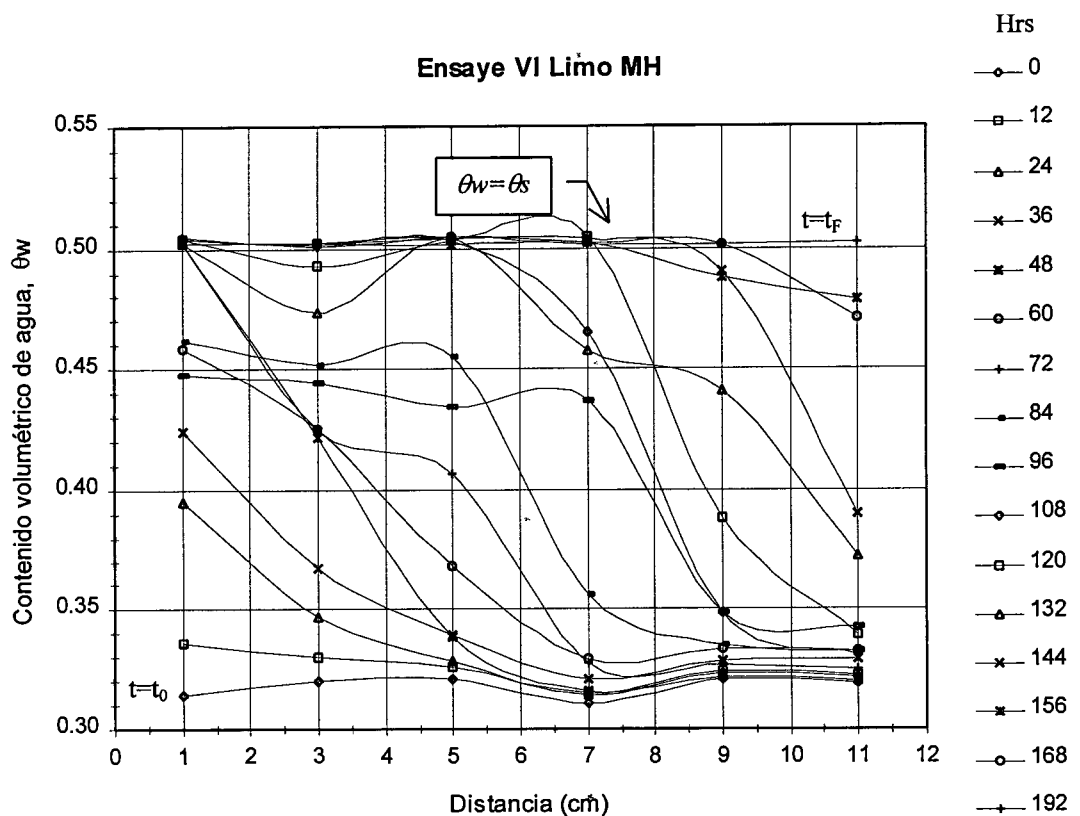


Figura 5.29. Perfiles de contenido volumétrico de agua del ensayo VI.

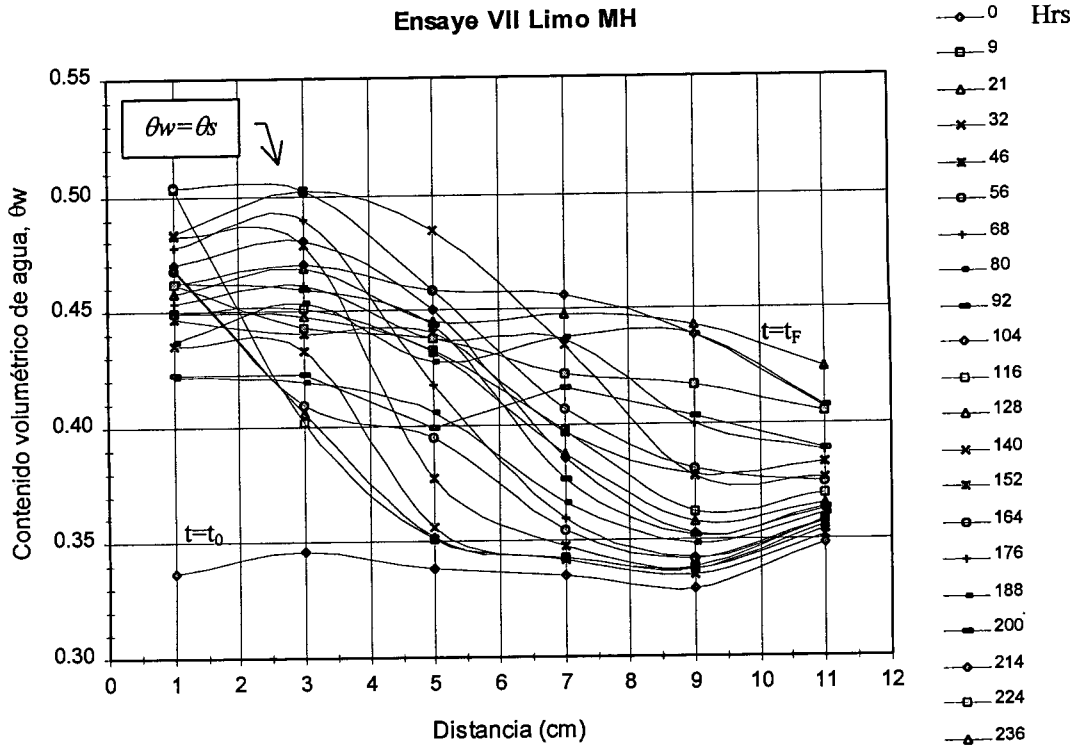


Figura 5.30. Perfiles de contenido volumétrico de agua del ensayo VII.

5.8.3. Conductividad hidráulica, k_w .

A partir de los perfiles de succión y de contenido volumétrico de agua se calculó la conductividad hidráulica de los ensayos VI y VII (Figura 5.31. y 5.32.). Ambos resultados muestran la misma tendencia que los ensayos III, IV y V pero se observa mayor dispersión en los puntos que conforman el gráfico; Sin embargo, en la comparación con los tres primeros ensayos III, IV y V (Figura 5.33.) los resultados son muy semejantes encontrándose la mayor diferencia en el ensayo VI.

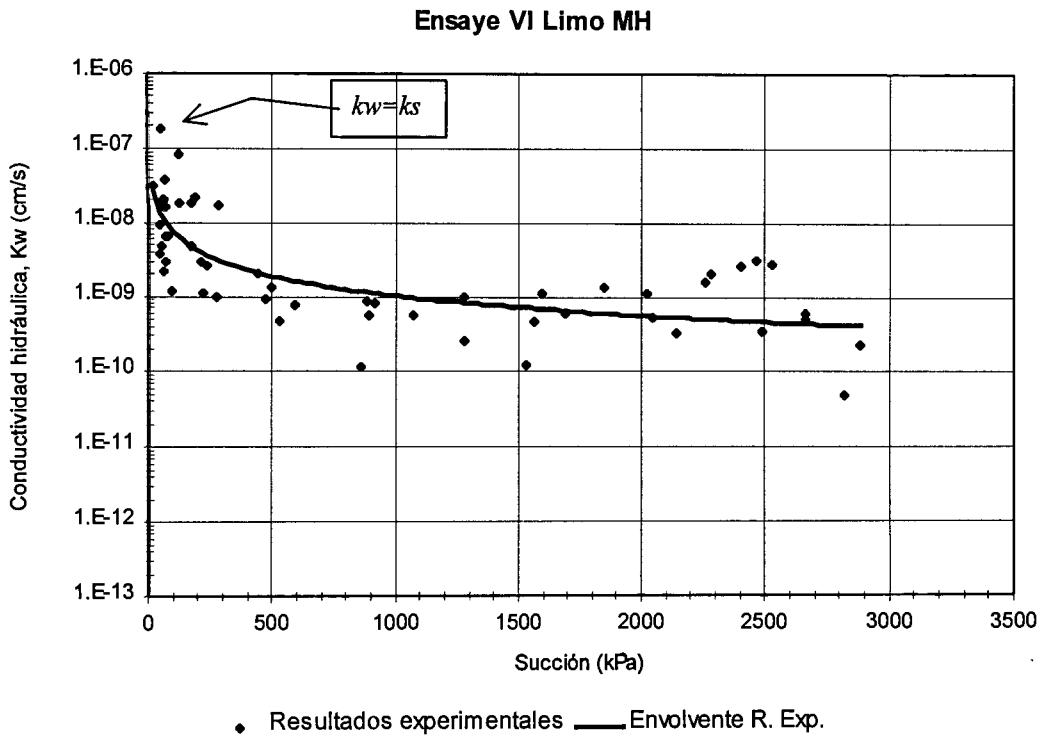


Figura 5.31. Conductividad hidráulica del ensayo VI.

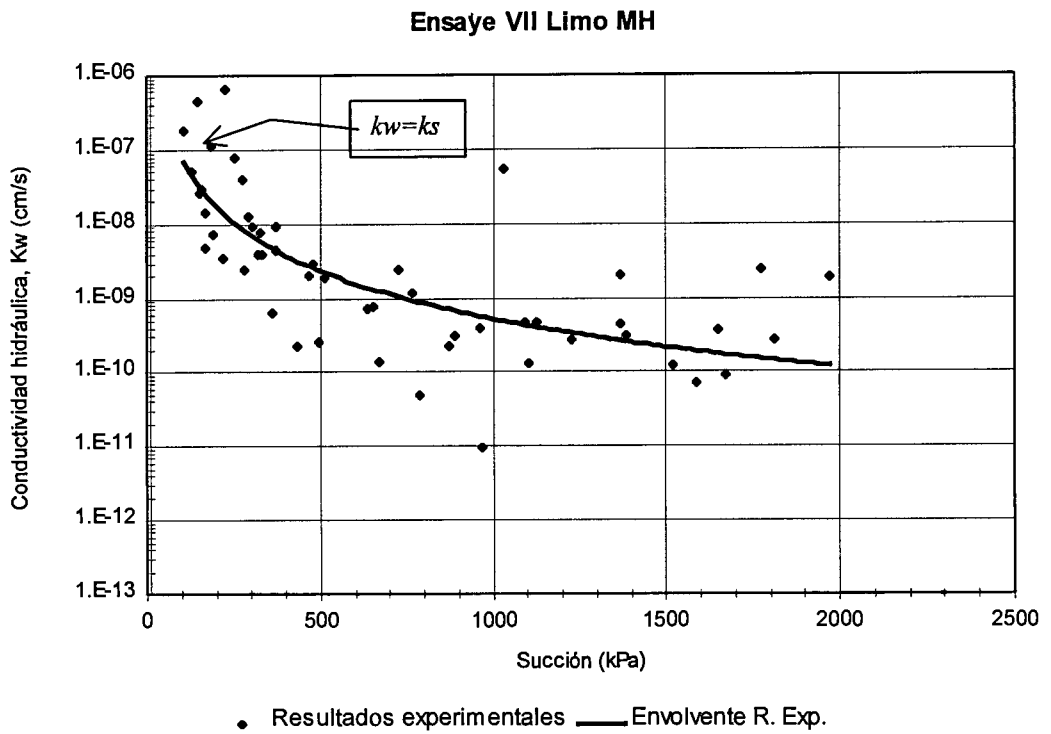
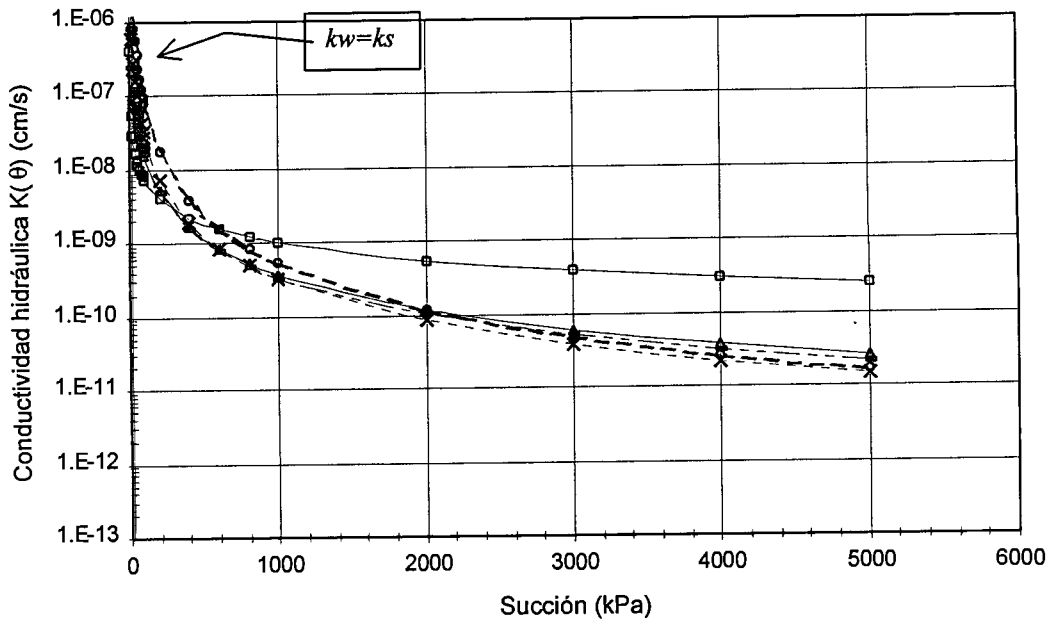


Figura 5.32. Conductividad hidráulica del ensayo VI.



—▲— Ensaye III —x— Ensaye IV —■— Ensaye V —□— Ensaye VI —○— Ensaye VII

Figura 5.33. Comparación de resultados de conductividad hidráulica.



6. MODELACIÓN DE LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA NO SATURADA CON LA ECUACIÓN DEL PRINCIPIO DE PROPORCIONALIDAD NATURAL DE JUÁREZ BADILLO

6.1. Introducción.

La solución a la ecuación de Richards basada en las leyes de la conservación y flujo es muy difícil de obtener. La dificultad estriba en que la solución contiene dos variables desconocidas θ y h quienes varían en el espacio y en el tiempo. Para solucionar esta dificultad en años recientes se han desarrollado funciones versátiles que tienen el suficiente número de parámetros para representar un amplio rango de formas de las funciones de conductividad hidráulica; Maulem, 1976; Van Genuchten, 1980.

Como parte del desarrollo y no como finalidad de esta tesis, en este capítulo se modela la conductividad hidráulica no saturada usando la ecuación de Juárez Badillo, quien en años recientes aplicando el principio de proporcionalidad natural ha encontrado expresiones simples para describir la compresibilidad (Juárez-Badillo, 1981), la variación de la permeabilidad (Juárez Badillo, 1983), la compresión secundaria (Juárez-Badillo, 1985), el creep (Juárez-Badillo, 1990 y 1994) y las deformaciones permanentes (Pérez G, 1999).

6.2. Deducción de la ecuación para la conductividad hidráulica.

La siguiente deducción es llevada a cabo usando los principios que el Dr Juárez Badillo ha expuesto en conferencias y artículos.

Considérese un espécimen de suelo sujeto a flujo de agua por un tiempo. Si éste es un suelo parcialmente saturado, la conductividad hidráulica puede expresarse como función de la succión desarrollada en el suelo.

Para una succión dada se tiene una conductividad hidráulica no saturada. Conforme la succión disminuyó la conductividad hidráulica aumenta. La conductividad hidráulica tiende a ser saturada (permeabilidad del suelo) cuando la succión tiende a cero. Es decir, el dominio de la succión varía de 0 a ∞ , mientras que el dominio para la k_w esta incompleto variando de k_s a 0.

Para la conductividad hidráulica no saturada la funci3n propia más simple es:

$$z = \frac{1}{k_w} - \frac{1}{k_s} \quad \text{Cuando } s = 0, k_w = k_s \text{ y } z = 0. \quad (6.1.)$$

Cuando s varía de 0 a ∞ la funci3n z varía de 0 a ∞ . Para toda s hay una z y para toda z hay una s . La relaci3n entre dichas funciones es:

$$\frac{dz}{z} = \rho \frac{ds}{s} \quad (6.2.)$$

ρ = Coeficiente de proporcionalidad.

Integrando para un punto conocido (z_1, s_1) y un punto desconocido (z, s) se tiene:

$$\begin{aligned} \ln \frac{z}{z_1} &= \rho \ln \frac{s}{s_1} \\ \ln \frac{z}{z_1} &= \ln \left(\frac{s}{s_1} \right)^\rho \\ \frac{z}{z_1} &= \left(\frac{s}{s_1} \right)^\rho \end{aligned} \quad (6.3.)$$

Sustituyendo el valor de z :

$$\frac{\frac{1}{k_w} - \frac{1}{k_s}}{\frac{1}{k_{w1}} - \frac{1}{k_s}} = \left(\frac{s}{s_1} \right)^\rho$$

$$\frac{\frac{k_s}{k_w} - 1}{\frac{k_s}{k_{w1}} - 1} = \left(\frac{s}{s_1}\right)^\rho$$

Despejando k_w

$$\frac{k_s}{k_w} = 1 + \left(\frac{k_s}{k_{w1}} - 1\right) \left(\frac{s}{s_1}\right)^\rho$$

$$k_w = \frac{k_s}{1 + \left(\frac{k_s}{k_{w1}} - 1\right) \left(\frac{s}{s_1}\right)^\rho} \quad (6.4.)$$

Si se define la succión característica s^* , como la succión tal que la conductividad hidráulica sea igual a $k_s/2$, entonces la ecuación anterior puede escribirse como:

$$k_w = \frac{k_s}{1 + \left(\frac{s}{s^*}\right)^\rho} \quad (6.5.)$$

6.3. Calibración del modelo.

El Valor de k_s es una propiedad del suelo y puede obtenerse por cualquiera de los procedimientos establecidos. Los parámetros s^* y ρ se obtienen seleccionando tres puntos de la curva experimental.

Usando los puntos 2 y 3 seleccionados y sustituyendo en la expresión 6.4 tenemos:

$$\rho = \frac{\log \left[\frac{\frac{k_s}{k_{w3}} - 1}{\frac{k_s}{k_{w2}} - 1} \right]}{\log \left(\frac{s_3}{s_2} \right)} \quad (6.6.)$$

El valor característico s^* se obtiene usando el punto 3 y la expresión 6.5:

$$s^* = \frac{s_3}{\left(\frac{k_s}{k_{w3}} - 1\right)^{\frac{1}{\rho}}} \quad (6.7.)$$

6.4. Aplicación del modelo a los resultados experimentales obtenidos en esta investigación para el cálculo de la conductividad hidráulica.

Los parámetros del modelo obtenidos a partir de los resultados experimentales se presentan en la siguiente tabla.

Ensaye no.	k_s (cm/s)	ρ	s^* (kPa)
III	1.32×10^{-7}	1.48	13.75
IV	1.32×10^{-7}	1.95	41.63
V	1.32×10^{-7}	1.70	25.09

Tabla 6.1. Parámetros del modelo obtenidos de los resultados experimentales.

En las figuras 6.1., 6.2. y 6.3. se observa la comparación de las envolventes de los resultados experimentales y la curva teórica obtenida de la expresión 6.5 y los parámetros correspondientes de la tabla 6.1.

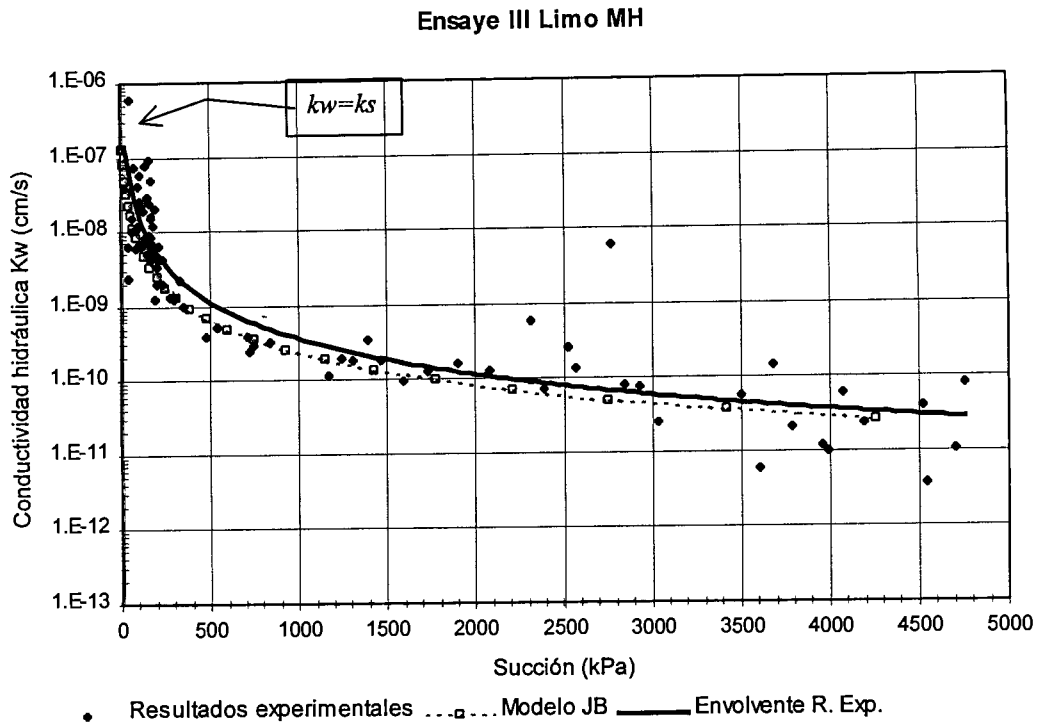


Figura 6.1. Comparación del modelo de Juárez Badillo y los resultados experimentales (R. Exp) del ensayo III.

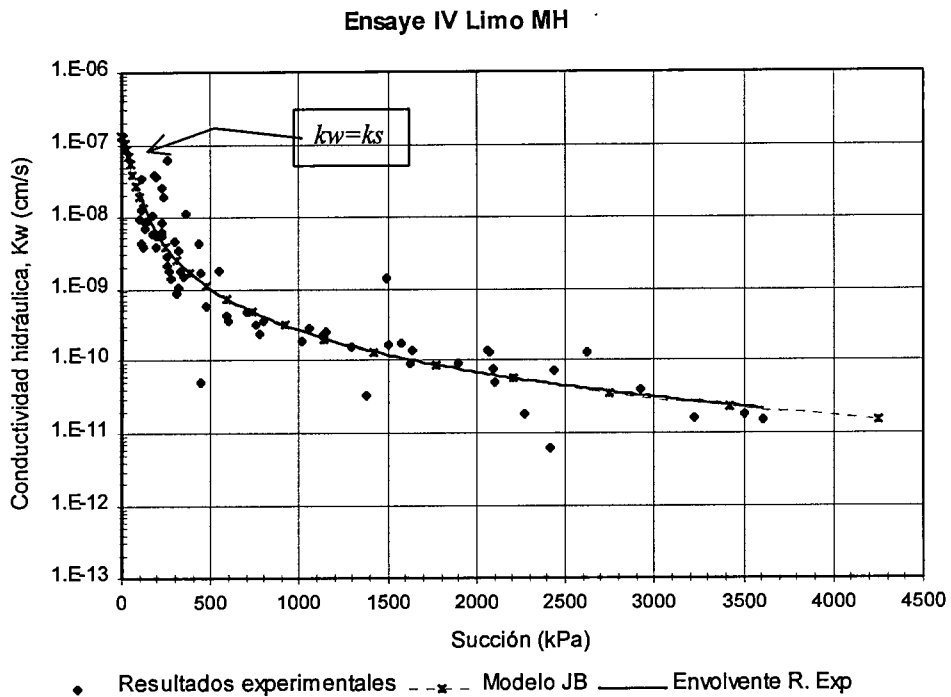


Figura 6.2. Comparación del modelo y los resultados experimentales (R. Exp.) del ensayo IV.

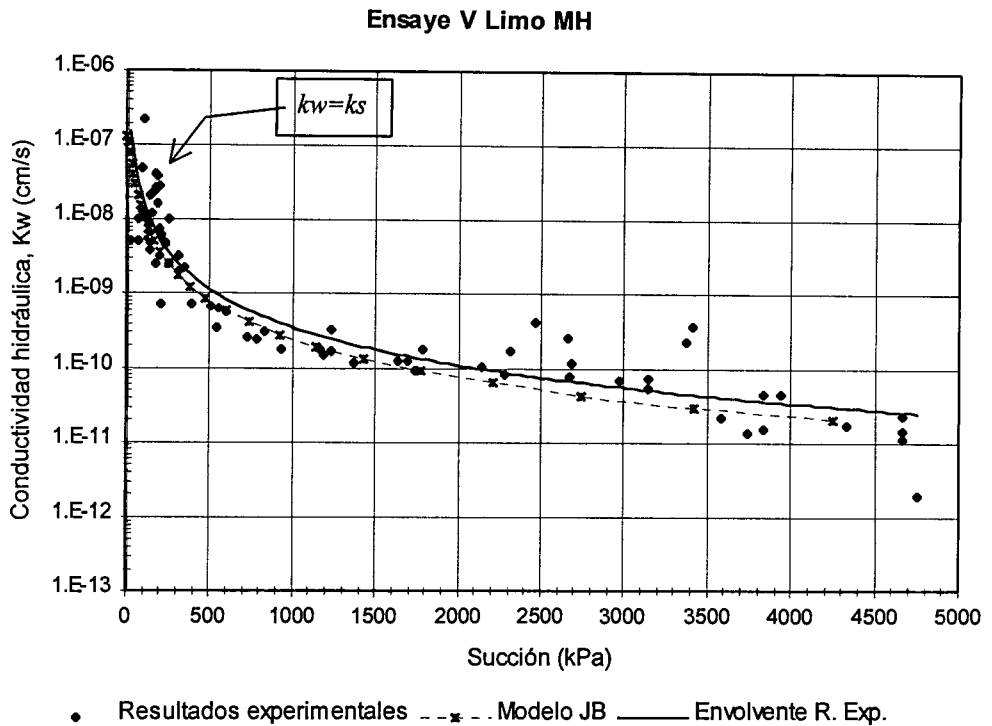


Figura 6.3. Comparación del modelo y los resultados experimentales (R. Exp.) del ensayo V.

Como se observa en las figuras anteriores el ajuste de las curvas teóricas con las envolventes de los resultados experimentales en cada uno de los ensayos es muy bueno. Por otro lado, aunque aparentemente los parámetros del modelo varían mucho, y aun cuando se trata de ensayos bajo las mismas condiciones (III, IV y V); ρ varía de 1.5 a 2 y s^* varía de 13 a 25, no lo es tanto como se observa en la figura 6.4 donde se compara las curvas teóricas obtenidas con los parámetros de la tabla 6.1

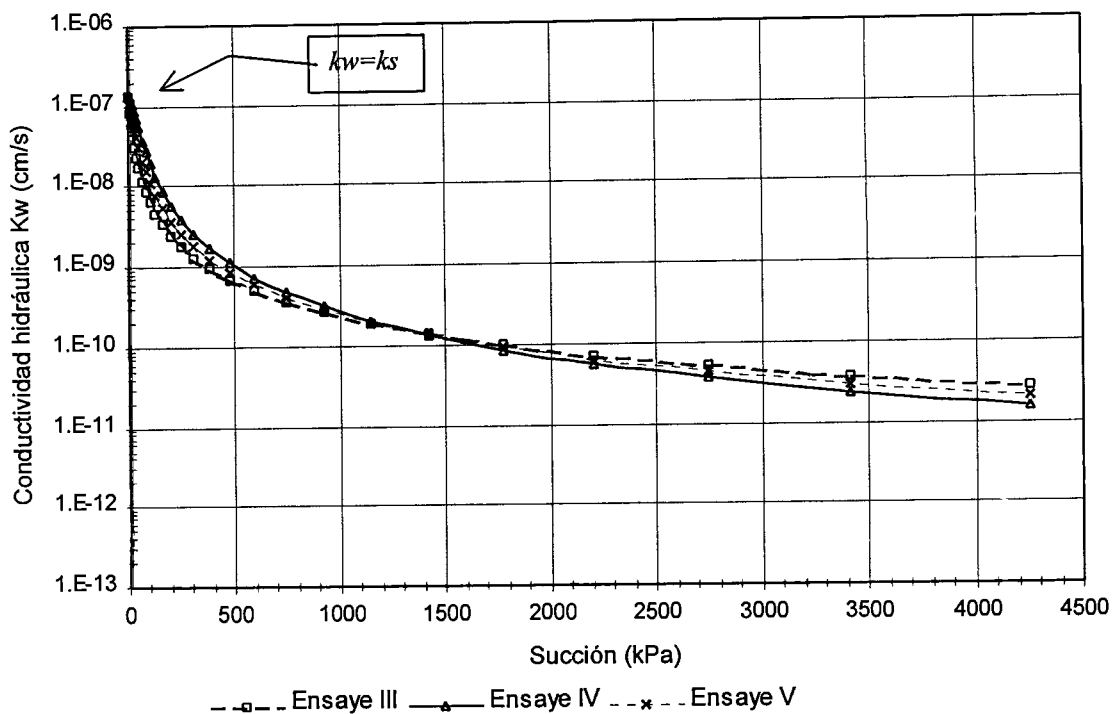


Figura 6.4. Comparación de las curvas teóricas obtenidas con el modelo de Juárez Badillo.

Será importante investigar diferentes suelos bajo diferentes condiciones de ensayos para encontrar el rango de variación de los parámetros del modelo y buscar correlaciones entre los parámetros y las propiedades físicas del suelo. Este es un trabajo que debería continuar las próximas generaciones.

6.5. Aplicación del modelo de Juárez Badillo a la curva característica.

La relación expresada en forma de curva, entre el contenido volumétrico de agua θ_w y la succión (s), comúnmente conocida como curva característica puede ser modelada a través del principio de proporcionalidad natural de Juárez Badillo. Esto resulta de gran interés ya que puede ser aplicado a modelos constitutivos de suelos no saturados que hacen uso de la curva característica.

De igual manera que en la deducción de la ecuación para la conductividad hidráulica es necesario definir los límites de variación de la succión y el contenido volumétrico de agua. Cuando los porós del suelo están completamente llenos de agua, condición saturada, el contenido volumétrico de agua es máximo (θ_{sat}) y la succión es cero. Cuando la succión aumenta el contenido volumétrico de agua disminuye; es decir, el dominio de la succión varía de 0 a ∞ , mientras que el dominio para θ_w es incompleto variando de θ_{sat} a 0.

Para el contenido la función propia más simple es:

$$z = \frac{1}{\theta_w} - \frac{1}{\theta_{sat}} \quad \text{Cuando } s = 0, \theta_w = \theta_{sat} \text{ y } z = 0. \quad (6.8.)$$

La relación entre dichas funciones es:

$$\frac{dz}{z} = \lambda \frac{ds}{s} \quad (6.9.)$$

λ = Coeficiente de proporcionalidad.

Integrando para un punto conocido (s_1, θ_{w1}) y un punto desconocido (s, θ_w) se tiene:

$$\begin{aligned} \ln \frac{z}{z_1} &= \ln \left(\frac{s}{s_1} \right)^\lambda \\ \frac{z}{z_1} &= \left(\frac{s}{s_1} \right)^\lambda \end{aligned} \quad (6.10.)$$

Sustituyendo el valor de z :

$$\begin{aligned} \frac{\frac{1}{\theta_w} - \frac{1}{\theta_{sat}}}{\frac{1}{\theta_{w1}} - \frac{1}{\theta_{sat}}} &= \left(\frac{s}{s_1} \right)^\lambda \\ \frac{\theta_{sat} - 1}{\theta_w} &= \left(\frac{s}{s_1} \right)^\lambda \end{aligned}$$

Despejando θ_w

$$\frac{\theta_{sat}}{\theta_w} = 1 + \left(\frac{\theta_{sat}}{\theta_{wl}} - 1 \right) \left(\frac{s}{s_1} \right)^\lambda$$

$$\theta_w = \frac{\theta_{sat}}{1 + \left(\frac{\theta_{sat}}{\theta_{wl}} - 1 \right) \left(\frac{s}{s_1} \right)^\lambda} \quad (6.11.)$$

Si se define succión característica s^* como la succión tal que el contenido volumétrico de agua sea igual a $\theta_{sat}/2$, entonces la ecuación anterior puede escribirse como:

$$\theta_w = \frac{\theta_{sat}}{1 + \left(\frac{s}{s^*} \right)^\lambda} \quad (6.12.)$$

El Valor de θ_{sat} es el contenido volumétrico de agua en la condición saturada del suelo y puede obtenerse conociendo las relaciones gravimétricas y volumétricas fundamentales del suelo como son el peso específico relativo de sólidos S_s , el contenido de agua $\omega(\%)$ y el peso específico de la muestra γ_m . Los parámetros s^* y λ se obtienen calibrando el modelo a partir de resultados experimentales.

En ocasiones resulta mas conveniente utilizar la expresión 6.12 de la forma siguiente:

$$s = \left(\frac{\theta_{sat}}{\theta_w} - 1 \right)^{\frac{1}{\lambda}} s^* \quad (6.13.)$$

6.6. Aplicación del modelo de JB a la curva característica experimental obtenida en esta investigación.

Ensayo no.	θ_{sat}	λ	s^* (kPa)
III	0.5115	0.372	11788.59
IV	0.5115	0.513	5923.00
V	0.5115	0.414	11884.59

Tabla 6.2. Parámetros del modelo obtenido de los resultados experimentales.

En las figuras 6.5., 6.6. y 6.7. se observa la comparación de las envolvente de los resultados experimentales y la curva teórica obtenida de la expresión 6.12. y los parámetros correspondientes de la tabla 6.2.

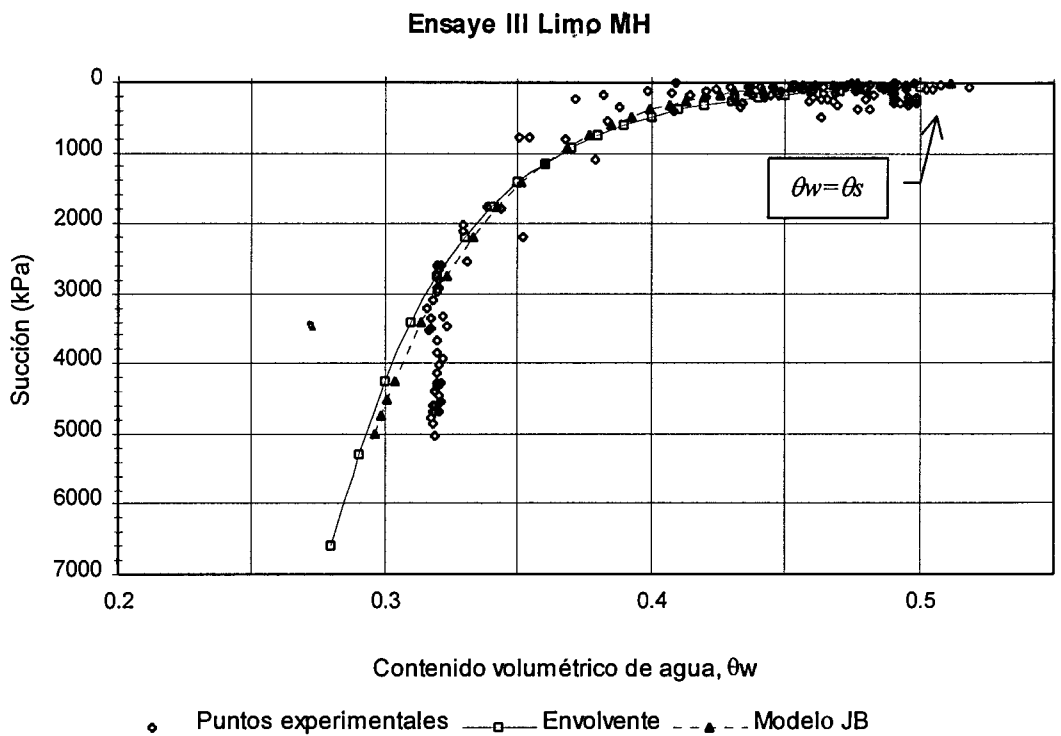


Figura 6.5. Comparación del modelo de Juárez Badillo y los resultados experimentales (R. Exp) del ensayo III.

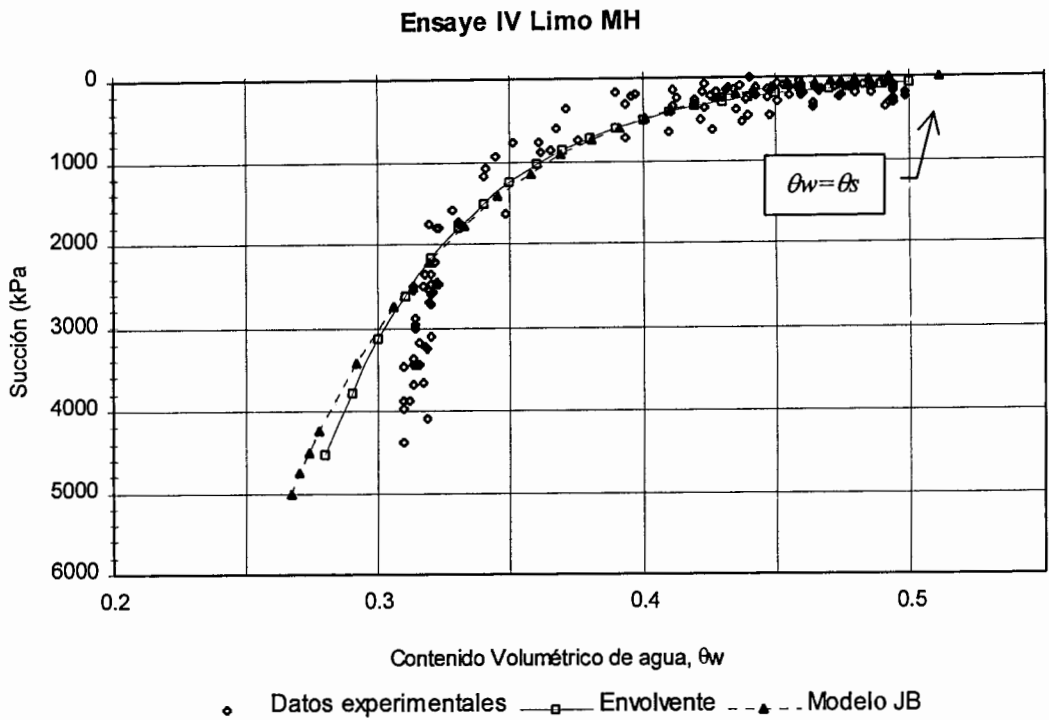


Figura 6.6. Comparación del modelo y los resultados experimentales (R. Exp.) del ensayo IV.

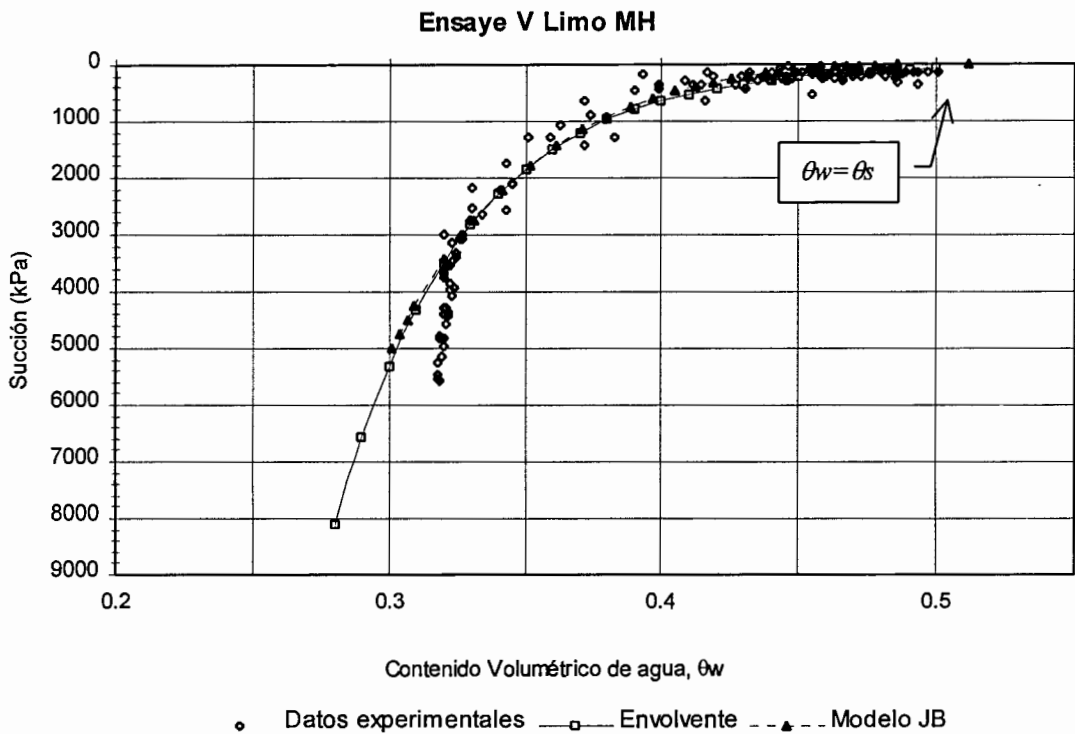


Figura 6.7. Comparación del modelo y los resultados experimentales (R. Exp.) del ensayo V.

Como se observa en las figuras anteriores el ajuste de las curvas teóricas con las envolventes de los resultados experimentales en cada uno de los ensayos es muy bueno. En la figura 6.8 se observa la aplicación del modelo a los tres ensayos (III, IV y V). Las mayores diferencias en los resultados se encuentran a valores de succiones altas.

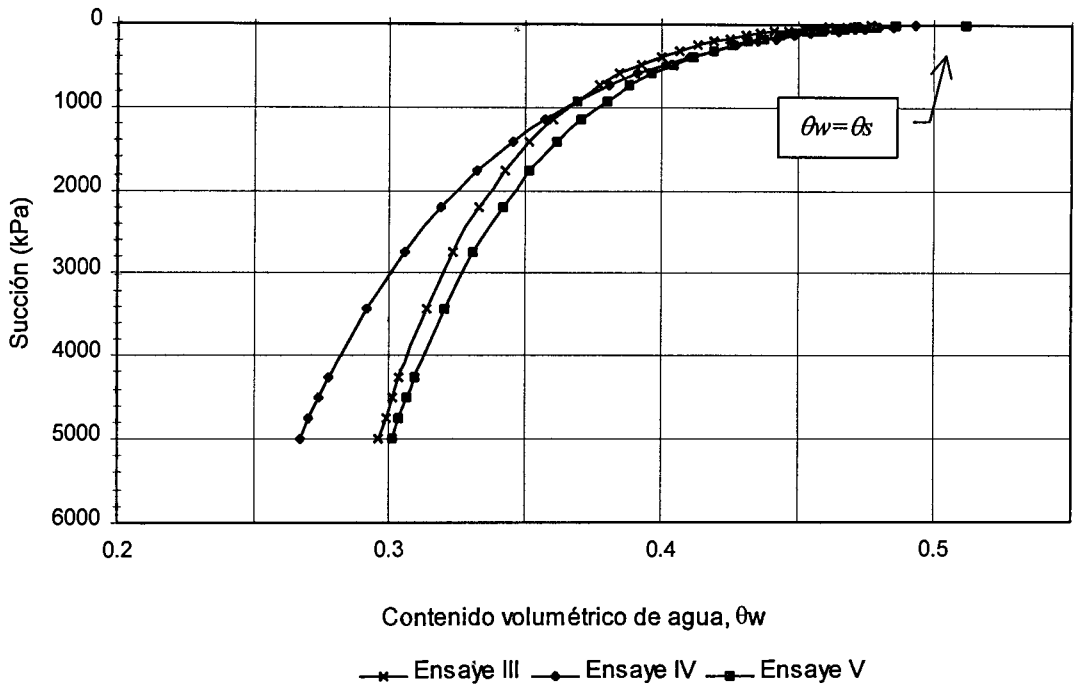


Figura 6.8. Comparación de las curvas teóricas obtenidas con el modelo de Juárez Badillo.

6.7. Conjunción del modelo de JB obtenido para la curva característica y el modelo de Childs Collis-George (1950) para la predicción de la conductividad hidráulica no saturada.

Como se explico en la sección 2.3.2. Childs y Collis-George (1950) encontraron una expresión para predecir la conductividad y hidráulica no saturada.

$$k(\theta_s - i\Delta\theta) = \frac{\tau\sigma^2\Delta\theta}{2\mu\rho_w g} \sum_{j=i+1}^M \frac{1}{h_j^2} \quad (2.11.)$$

Usando esta expresión y la obtenida por medio del modelo de Juárez Badillo aplicada a la curva característica, se puede encontrar una expresión más fácil de manejar. La simplificación estriba en el hecho de que en vez de alimentar la expresión 2.11 con los valores de h obtenidos de la curva característica se sustituye la expresión 6.13. dentro de 2.11 lo que permite hacer el calculo más rápido.

$$s = \left(\frac{\theta_{sat}}{\theta_w} - 1 \right)^{\frac{1}{\lambda}} s^* \quad (6.13.)$$

Para poder introducir la expresión anterior en la expresión 2.11 debemos convertirla en unidades de carga de la siguiente forma:

$$h = \left(\frac{\theta_{sat}}{\theta_w} - 1 \right)^{\frac{1}{\lambda}} \frac{s^*}{\rho_w g} \quad (6.14.)$$

Sustituyendo 6.14 en 2.11 se tiene:

$$k(\theta_s - i\Delta\theta) = \frac{\tau\sigma^2\Delta\theta}{2\mu\rho_w g} \sum_{j=i+1}^M \frac{1}{\left[\left(\frac{\theta_{sat}}{\theta_j} - 1 \right)^{\frac{1}{\lambda}} \frac{s^*}{\rho_w g} \right]^2} \quad (6.15.)$$

Simplificando 6.15 se tiene:

$$k(\theta_s - i\Delta\theta) = \frac{\tau\sigma^2\Delta\theta\rho_w g}{2\mu} \sum_{j=i+1}^M \frac{1}{\left(\frac{\theta_{sat}}{\theta_j} - 1 \right)^{\frac{2}{\lambda}} s^{*2}} \quad (6.16.)$$

Donde:

$$\theta_j = \theta_{sat} - j\Delta\theta \quad (6.17.)$$

$$\Delta\theta = \frac{\theta_{sat}}{M} \quad (6.18.)$$

Cuando la curva característica no cubre el rango completo de θ_{sat} a 0, se recomienda usar la siguiente expresión.

$$\Delta\theta = \frac{\theta_{sat} - \theta_r}{M} \quad (6.19.)$$

donde θ_r el contenido volumétrico residual de agua.

$M, j, i, \Delta\theta, \rho_w g, \sigma, \tau$ y μ tienen el mismo valor y significado del apartado 2.3.2.

6.7.1 Consideraciones en la aplicación del modelo de JB en conjunción con el modelo de Childs et al para la predicción de la conductividad hidráulica.

Especial cuidado se debe tener en el ajuste de los parámetros del modelo de Juárez Badillo aplicado en la curva característica. El modelo debe predecir lo mas posible los valores cercanos al contenido volumétrico de agua saturado. Lo anterior debido a que el modelo de Childs Collis – George et al, es muy sensible en estos valores. En caso de no poder lograr el mejor ajuste debido a la forma de la curva característica en los valores cercanos al contenido volumétrico de agua saturado se recomienda recalcular los parámetros del modelo de JB aplicado a la curva característica de la siguiente forma:

- 1) Observar a mayor escala el ajuste del modelo a la curva experimental.
- 2) Obtener los parámetros del modelo suponiendo un mayor contenido volumétrico de agua saturado θ_{sat} . En los resultados obtenidos fue conveniente suponerlo como $\theta_{sat}=0.65$.
- 3) Verificar de nuevo el ajuste.

Teniendo los parámetros se hace la predicción de la conductividad hidráulica usando la expresión 6.16, pero solo se toma en cuenta los resultados obtenidos a

partir del contenido volumétrico de agua saturado del suelo y no del supuesto, es decir a partir de $\theta_{sat}=0.5115$.

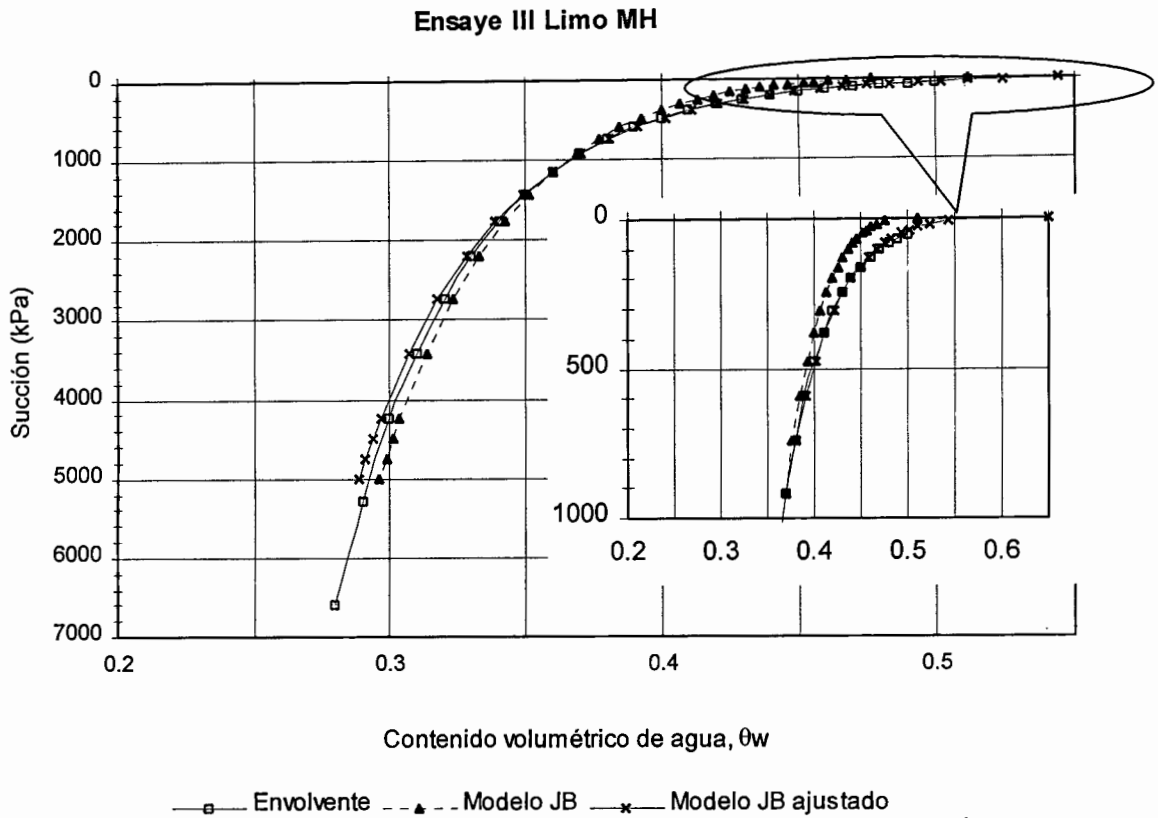


Figura 6.9. Reajuste de los parámetros del Modelo de Juárez Badillo para lograr mejor ajuste en valores cercanos al contenido volumétrico de agua saturado.

6.7.2 Aplicación del modelo de JB y Childs et al. A los resultados experimentales.

Reajuste de los parámetros:

Ensaye no.	θ_{sat} (supuesto)	λ	$s^*(kPa)$
III	0.65	0.299	2358.85
IV	0.65	0.350	2025.34
V	0.65	0.317	3108.69

Tabla 6.3. Reajuste de los parámetros del modelo de Juárez Badillo para aplicación al modelo de Childs et al.

En las figuras 6.10, 6.11 y 6.12 se observa la comparación de la conductividad hidráulica obtenida experimentalmente y la predicción hecha a partir de la expresión 6.16 y la tabla 6.3 aplicada a los ensayos III, IV y V.

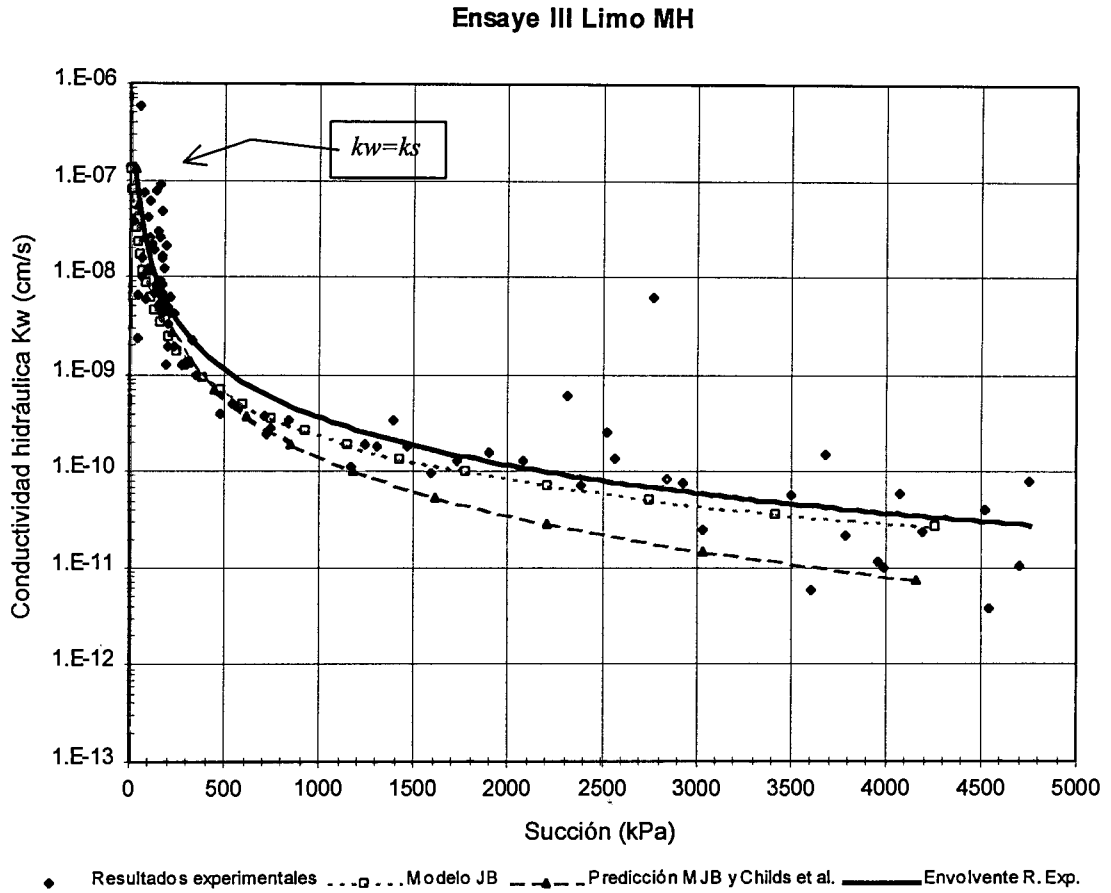


Figura 6.10. Predicción de la conductividad hidráulica usando el modelo de Juárez Badillo y Childs Collis-George et al.

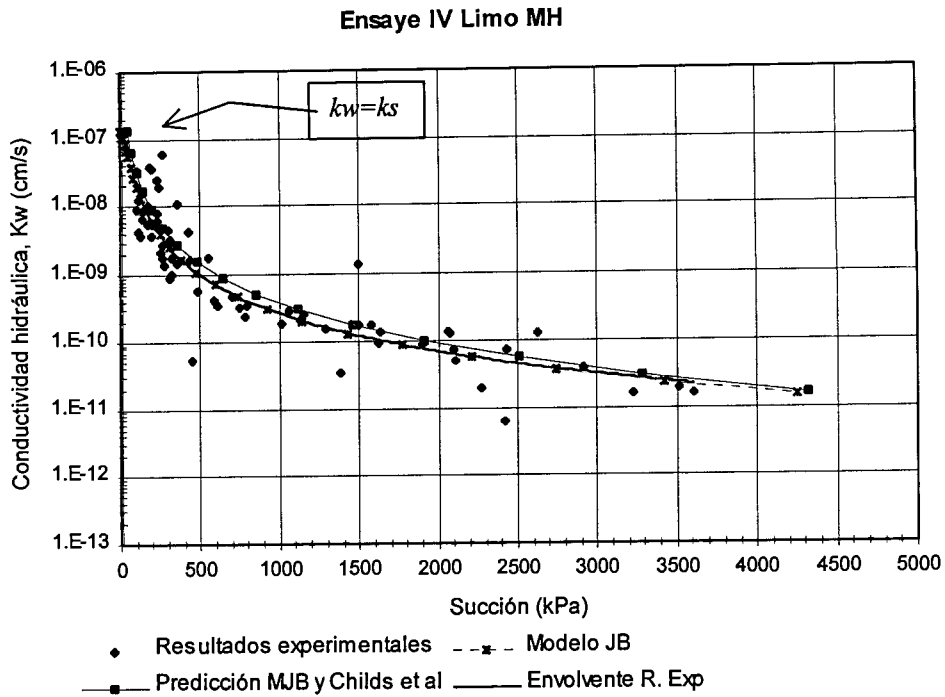


Figura 6.11. Predicción de la conductividad hidráulica usando el modelo de Juárez Badillo y Childs Collis-George et al.

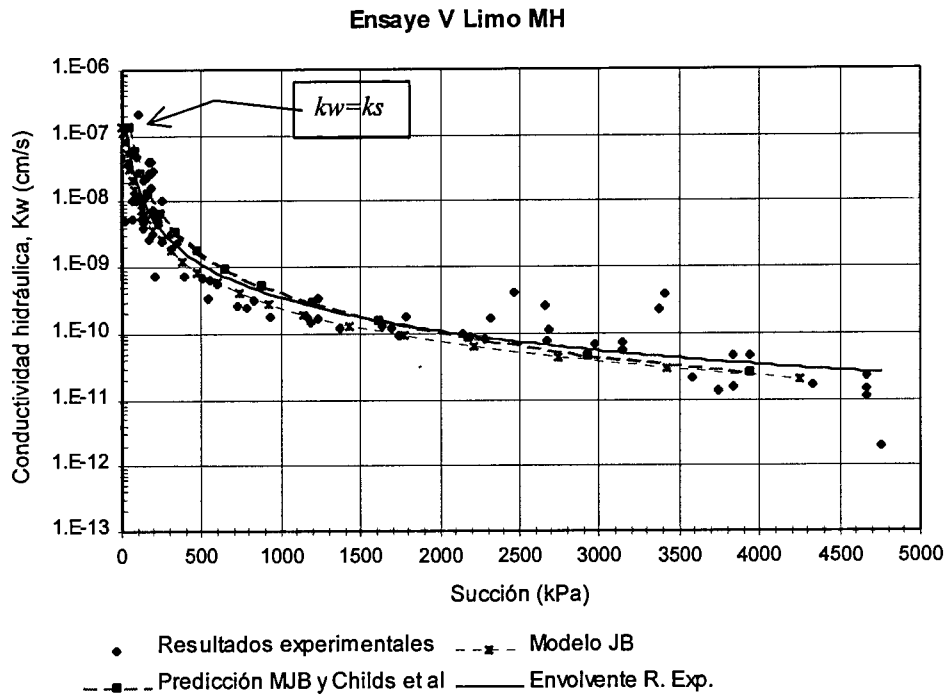


Figura 6.12. Predicción de la conductividad hidráulica usando el modelo de Juárez Badillo y Childs Collis-George et al.

6.8. Verificación de los modelos de Juárez Badillo aplicados a otros resultados.

Con el finalidad de comprobar la aplicación de los modelos obtenidos aquí a otras investigaciones, a continuación se presenta su aplicación a los resultados presentados en el capítulo 6 del Libro Soil Mechanics For Unsaturated Soil de los autores Fredlund y Rahardjo. Antes de presentar las aplicaciones es conveniente recordar las principales expresiones obtenidas en este capítulo las cuales se presentan a continuación en la tabla siguiente.

Modelo de Juárez B. aplicado a K_w	Modelo de Juárez B. Aplicado a la Curva Característica	Predicción de la conductividad hidráulica usando el modelo de Juárez B., y Childs CollisGeorge
$k_w = \frac{k_s}{1 + \left(\frac{s}{s^*}\right)^\rho} \quad (6.5)$	$\theta_w = \frac{\theta_{sat}}{1 + \left(\frac{s}{s^*}\right)^\lambda} \quad (6.12)$ $s = \left(\frac{\theta_{sat}}{\theta_w} - 1\right)^{\frac{1}{\lambda}} s^* \quad (6.13)$	$k(\theta_i - i\Delta\theta) = \frac{\tau\sigma^2\Delta\theta\rho_w g}{2\mu} \sum_{j=i+1}^M \frac{1}{\left(\frac{\theta_{sat}}{\theta_j} - 1\right)^\lambda s^{*2}}$ <p>Expresión (6.16)</p>

Tabla 6.4. Diferentes expresiones encontradas a partir del modelo de Juárez Badillo.

6.8.1 Datos modelados.

A continuación se presentan los valores de la curva característica y los valores de conductividad hidráulica reportados en el libro antes mencionado, los cuales van hacer utilizados en la aplicación de las expresiones de la tabla 6.4.

Capítulo 6. Modelación de la conductividad hidráulica no saturada con la ecuación del principio de proporcionalidad natural de Juárez Badillo

θ_w	(U_a-U_w) (kPa)	θ_w	(U_a-U_w) (kPa)	θ_w	(U_a-U_w) (kPa)	θ_w	(U_a-U_w) (kPa)
0.39	0.0000	0.32	16.4000	0.25	21.4200	0.17	25.8300
0.38	8.3800	0.31	17.0000	0.24	21.8000	0.17	26.4000
0.37	10.1000	0.30	17.4300	0.23	22.2200	0.16	27.1000
0.37	11.1800	0.30	18.0100	0.22	22.6200	0.15	27.7900
0.36	12.2200	0.29	18.4900	0.22	23.1000	0.14	28.6100
0.35	12.9800	0.28	19.0700	0.21	23.5200	0.14	29.6800
0.35	13.8300	0.27	19.5800	0.20	23.9000	0.13	31.0200
0.34	14.5000	0.27	20.0000	0.19	24.3400	0.12	32.7800
0.33	15.2100	0.26	20.5000	0.19	24.5900	0.12	34.8000
0.32	15.8000	0.25	20.9000	0.18	25.3000	0.11	37.7800
						0.10	40.0000

Tabla 6.5. Datos de la curva característica del Libro *Soil Mechanics For Unsaturated Soil* (Fredlund and Rahardjo 1993).

(U_a-U_w) (Kpa)	K_w (m/s)	(U_a-U_w) (Kpa)	K_w (m/s)	(U_a-U_w) (Kpa)	K_w (m/s)
0.00	5.83E-08	18.00	2.20E-08	27.10	1.13E-09
8.38	5.36E-08	19.00	1.80E-08	27.79	8.34E-10
10.10	5.00E-08	20.00	1.50E-08	28.61	5.90E-10
11.00	4.75E-08	21.00	1.15E-08	29.68	3.93E-10
12.00	4.50E-08	22.00	8.60E-09	31.02	2.41E-10
13.00	4.15E-08	23.00	6.50E-09	32.78	1.30E-10
14.00	3.75E-08	24.00	5.00E-09	34.80	5.49E-11
15.00	3.35E-08	25.00	3.50E-09	37.78	1.31E-11
16.00	2.90E-08	25.83	1.87E-09	40.00	
17.00	2.55E-08	26.40	1.47E-09		

Tabla 6.6. De conductividad hidráulica y succión del libro *Soil Mechanics For Unsaturated Soil* (Fredlund and Rahardjo 1993).

6.8.2 Modelado de la curva característica.

Ensayo no.	θ_{sat}	λ	s^* (kPa)
Único	0.39	3.1815	25.27

Tabla 6.7. Parámetros del modelo de Juárez Badillo aplicado a la curva Característica.

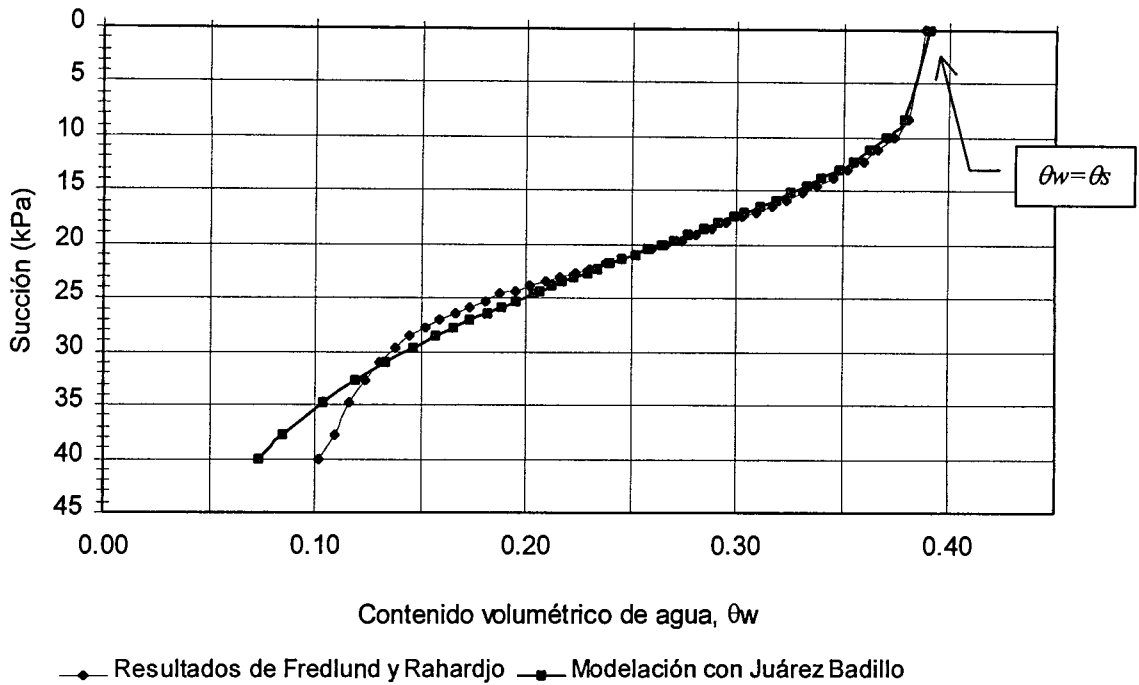


Figura 6.13. Aplicación del modelo de Juárez Badillo a la Curva Característica

6.8.3 Modelado de los resultados de la conductividad hidráulica.

Ensaye no.	k_s (m/s)	ρ	s^* (kPa)
Único	5.83×10^{-8}	4.56	14.974

Tabla 6.8. Parámetros del modelo de Juárez Badillo aplicado a los resultados de conductividad hidráulica.

Los resultados se presentan en la figura 6.14.

6.8.4 Predicción de la conductividad hidráulica usando el modelo de Juárez Badillo aplicado a la curva característica y el modelo de Childs Collis-George (1950).

Los parámetros utilizados son los mismos de la tabla 6.7 y los resultados se presentan en la figura 6.14.

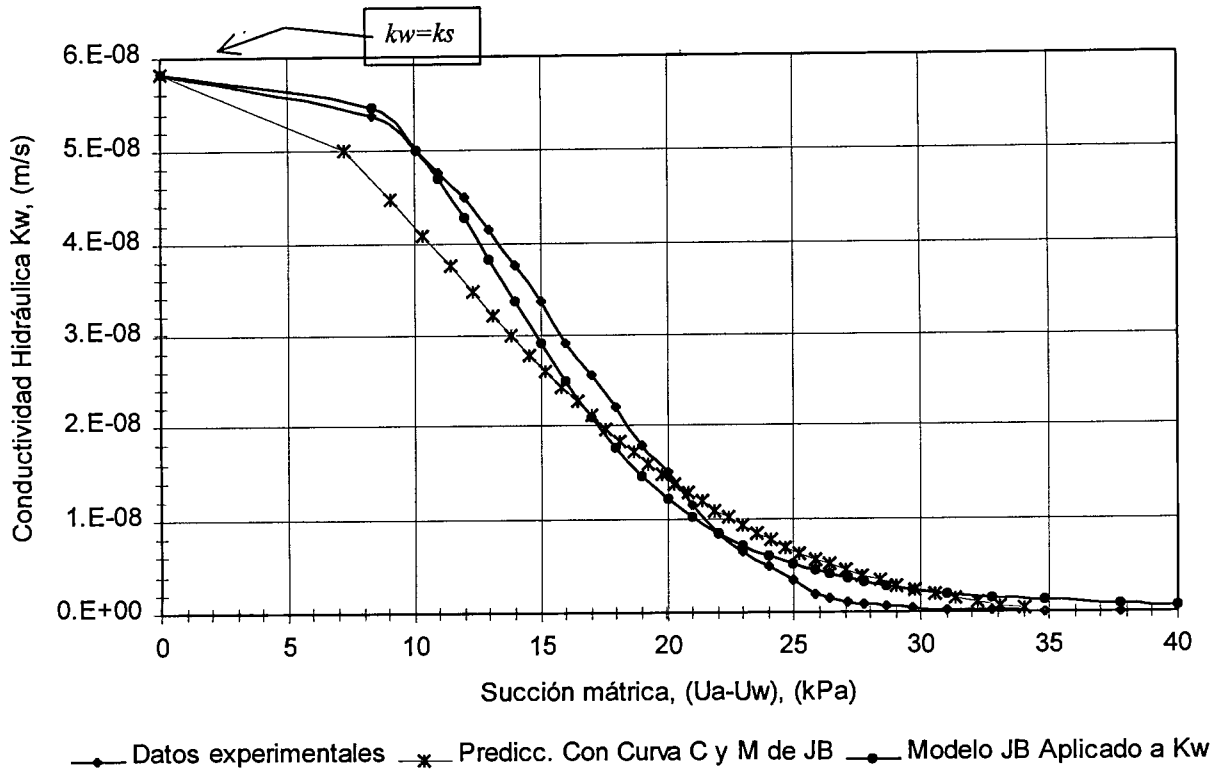


Figura 6.14. Aplicación del modelo de Juárez Badillo a los resultados de la conductividad hidráulica y al modelo de Childs Collis- George para su predicción.

Como se observa en las figuras 6.13 y 6.14 las expresiones encontradas en esta investigación (Tabla 6.4), utilizando el modelo de proporcionalidad natural de Juárez Badillo, modela relativamente bien los resultados experimentales presentados por Fredlund y Rahardjo en la capítulo 6 de su libro Soil Mechanics for Unsaturated Soils.

7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Entre las conclusiones obtenidas en este trabajo respecto a la conductividad hidráulica de los suelos estudiados se tiene:

1. En este trabajo se presenta un aparato único en México capaz de medir la conductividad hidráulica basado en los principios del perfil instantáneo con mediciones directas de succión y del contenido volumétrico de agua.
2. El aparato es aplicable a suelos medianamente plásticos MH, ML y CL. Se reconoce que el aparato está limitado por el rango de medición del psicrómetro.
3. Los resultados experimentales muestran que los perfiles de contenido volumétrico de agua se definen mejor que los perfiles de succión. El éxito en la determinación de la conductividad hidráulica dependerá de la calidad de las mediciones de succión.
4. La evolución de los perfiles de succión es más rápida que la evolución de los perfiles de contenido volumétrico de agua alcanzando primero succiones muy cercanas a cero que el contenido volumétrico de agua saturado.
5. Los resultados de conductividad hidráulica muestran claramente una disminución en su valor (a partir de k_s) conforme la succión aumenta o cuando su contenido volumétrico de agua disminuye.
6. La conductividad hidráulica para el suelo ensayado presenta un comportamiento casi lineal cuando se relaciona con el contenido volumétrico de agua y un comportamiento parabólico con respecto a la succión.
7. El agua fluye de regiones de mayor potencial total de agua a regiones de menor potencial total de agua y la velocidad depende de la resistencia hidráulica del medio.
8. El potencial total del agua en suelos no saturados es negativa producto de las cargas de elevación, las fuerzas de atracción de la superficie sólida y la tensión superficial de la interfase aire-agua.
9. Buckingham encontró que la ley de Darcy es aplicable al flujo de agua de suelos no saturados; sin embargo, la conductividad hidráulica deja de tener un valor

constante y el gradiente hidráulico que actúa es función de la distancia y del tiempo.

10. La repetibilidad de los ensayos aquí presentados es buena siempre y cuando se tenga un estricto control en la medición de la succión.
11. El efecto en la conductividad hidráulica producto del desmontaje y montaje de los anillos es mínimo según se concluye de los ensayos realizados sin desmontaje de anillos.
12. La modelación de los resultados experimentales del suelo ensayado mediante el principio de proporcionalidad natural de Juárez Badillo parece que da buenos resultados. El modelo se aplicó tanto a la curva característica como a los resultados de conductividad hidráulica. Para aplicar el modelo a k_w se requiere medir la conductividad hidráulica saturada, k_s y determinar los parámetros como son: la succión característica (s^*) y el coeficiente de proporcionalidad (ρ). En el caso del modelo aplicado a la curva característica deberá determinarse el contenido volumétrico de agua saturado, θ_{sat} y los valores de succión característica (s^*) y el coeficiente de proporcionalidad (λ).
13. Se puede predecir la conductividad hidráulica no saturada mediante la aplicación conjunta del modelo de Childs y Collis-George et al., y el modelo de Juárez Badillo aplicado a la curva característica. De esta forma es más fácil predecir la conductividad hidráulica no saturada sin embargo deberá tenerse la precaución de que el modelo de Juárez Badillo ajuste lo mejor posible a los valores cercanos al contenido volumétrico de agua saturado, ya que el modelo de Childs es muy sensible en estos valores.
14. El modelo de Juárez Badillo fue aplicado a la curva característica y a los resultados de conductividad hidráulica no saturada del libro de Fredlund y Rahardjo encontrándose muy buenos resultados. La predicción hecha a partir de los modelos de Juárez Badillo Y Childs Collis- George et al., también son muy buenos.

Entre las conclusiones respecto al funcionamiento del psicrómetro para medir succión de suelos se tiene:

- El psicrómetro mide la succión total del suelo (Succión osmótica y mátrica)
- El rango de medición de los psicrómetros de termopar tipo PST-55-15-57 usados aquí es del orden de 0.1 MPa a 6 Mpa.
- Para hacer una medición confiable el psicrómetro requiere estar aislado del medio ambiente y térmicamente libre de fluctuaciones (Offset < 3 μ v)
- La respuesta del psicrómetro se expresa en microvoltios y se relaciona con la succión mediante una curva de calibración.
- La curva de calibración se elabora con la respuesta del psicrómetro a diferentes soluciones de succión conocida. Se ha observado que el comportamiento es casi lineal por lo que puede obtenerse una constante de proporcionalidad para relacionar la succión con la respuesta del psicrómetro.
- Se encontró que los psicrómetros calibrados tienen una respuesta menor a la del fabricante y ésta disminuye con el uso.

Finalmente, se tienen las siguientes recomendaciones para seguir desarrollando investigación en este campo:

- Experimentar con un mayor número de suelos no saturados para conocer sus propiedades de conductividad hidráulica .
- Buscar en el mercado aparatos más sofisticados para medir la succión y el contenido volumétrico de agua.
- Verificar si el modelo de Juárez Badillo es aplicable a otros suelos diferentes a los ensayados y establecer la variación de los parámetros.
- Buscar una correlación entre los parámetros del modelo y las propiedades índice del suelo: peso específico seco, relación de vacíos, etc.
- Realizar una mayor investigación sobre modelos y desarrollar teorías para aplicar los resultados experimentales aquí presentados.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.

- Alimi-Ichola I., and Bentoumi o. 1995. Hydraulic conductivity and diffusivity in vertical and horizontal inflow. *Proced. Firts int. Conf. Unsaturated soil.* Paris Francia.
- Briscoe R. D. 1984. Termocouple psychrometer for water potencial measurements. *Proced. Of de Nato advanced study institute on agricultural instrumentation; Il Ciucco (pisa) italy.*
- Fredlund D. G., and Rahardjo H. 1993. Soil mechanics for unsaturated soil. John Wiley and Sons, inc.E.U.
- Houston W. N., and Houston S. L. 1995. Infiltrations studies for unsaturated soils. *Proced. First Int. Conf. Unsaturated soils.* Paris France p 869.
- Hurtado M. D. 1998. Permeabilidad en suelos parcialmente saturados. Trabajo de investigación. UAQ. Querétaro, México.
- Juárez B. E. 1992. General compressibility equations for soils. *Curso internacional de mecánica de suelos arcillosos.* P 163. UAQ. Querétaro, México
- Juárez B. E. 1992. Leyes naturales en geomecánica. Volumen Raul j. Marsal. P 31.SMMS. México.
- Juárez B. E. 1995. Validation of the general stress-strain equation for geomaterials. *X Congreso Panamericano de mecánica de suelos e ingeniería de cimentaciones.* Vol 1. P204. Guadalajara, Jal. México.
- Jury W.A., Gardner W. R., and Gardner W. H. 1991. Soil physics. John Wiley and Sons, inc. E.U.
- Leong E. C., and Rahardgo H. Dec 1997. Review of soil – water characteristic curve equations. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental engineering* Vol 123 no 12 ASCE p 1106.
- Leong E. C., and Rahardjo H. Dec 1997. Permeability funtions for unsaturated soils. *Journal of geotechnical and Geoenvironmental engineering ASCE.* P 1118
- Meerdink J. S., Benson C.H., and Khire M. V. 1996. *Journal of geotechnical engineering ASCE.* P 565.

- Pérez G. A., Hurtado M. D. 1999. Medición de la permeabilidad de un suelo no saturado. XI Congreso Panamericano de mecánica de suelos e ingeniería geotécnica. P 963. Foz do Iguassu, Brazil.
- Pérez G. A., Hurtado M. D. 2000. Hydraulic conductivity measurements in two unsaturated soils of Querétaro Valley, México. Unsaturated Soils for Asia. P 427. A. A. Balkema. Singapore.
- Pérez G. N. 1999. Caracterización del comportamiento esfuerzo-deformación de suelos compactados en ensayos triaxiales cíclicos. Tesis de grado. P 89. UAQ. Querétaro, México.
- Zepeda G. J. A. 1989. Permeabilidad y flujo de agua en suelos parcialmente saturados. Curso internacional de mecánica de suelos arcillosos. P 129. UAQ. Querétaro, México.
- Zepeda G. J. A. 1989. Propiedades mecánicas e hidráulicas en suelos no saturados. Curso internacional de mecánica de suelos arcillosos. P 113. UAQ. Querétaro, México.

ANEXO I. FUNCIONAMIENTO DEL PSICROMETRO

I.1. Modos de uso del psicrómetro.

Briscoe (1984) describe dos métodos o usos del psicrómetro: método psicrométrico (unión de bulbo húmedo) y método higrométrico (punto de rocío). Las lecturas que se toman en cada método son descritas por medio de los diagramas de las figuras. I.1. y I.2.

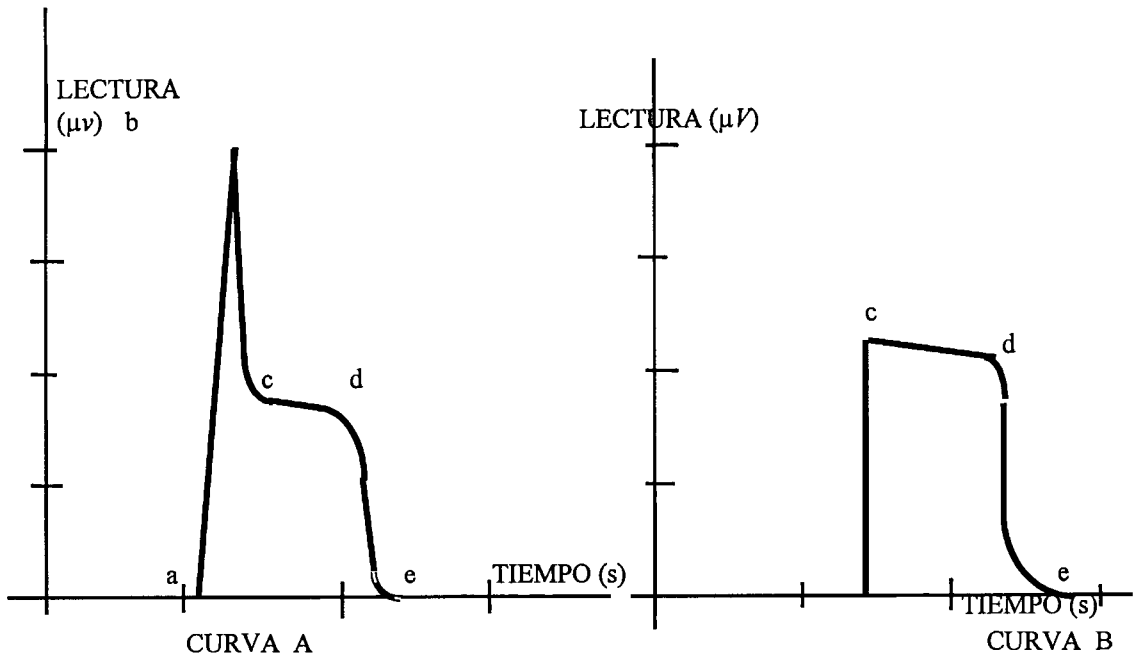


Figura I.1. Método psicrométrico para la medición de la succión.

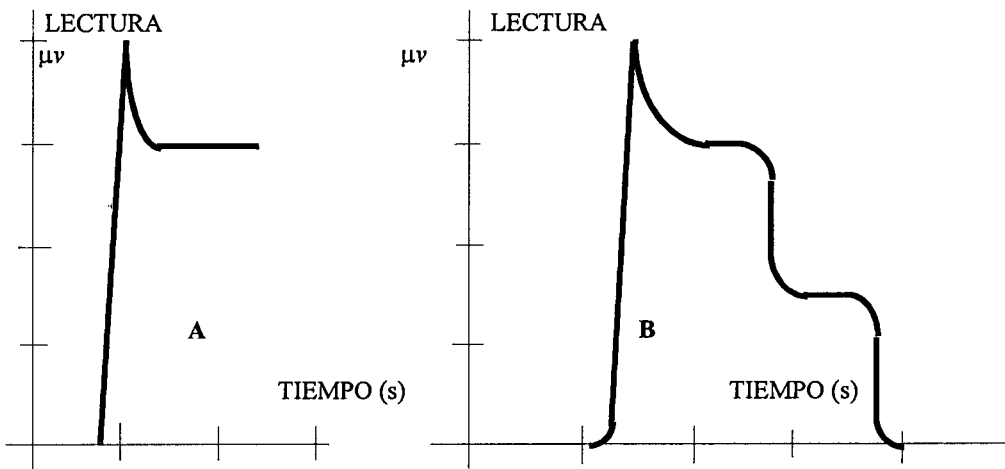


Figura I.2. Método higrométrico o punto de rocío para la medición de la succión.

En el método psicrométrico se usan dos aparatos: el de lectura y el de control. El aparato que produce la curva A (figura I.1) es capaz de enfriar y monitorear la temperatura del termopar, al mismo tiempo. La curva B la produce un aparato que no es capaz de medir la lectura del termopar cuando el enfriamiento se induce. El enfriamiento ocurre entre a y b. En c, la corriente se interrumpe hasta que se alcanza la disminución de la temperatura del bulbo húmedo (entre c y d). Este intervalo c-d se denomina "meseta" psicrométrica. En e, la unión soldada regresa a la temperatura ambiente.

El método higrométrico, según Briscoe, es más complejo y requiere un equipo electrónico que permita (mediante un circuito) monitorear la temperatura (y su disminución) en el termopar y así proporcionar un enfriamiento que sea proporcional a la temperatura. Si la temperatura de la unión (o bulbo) estuviese abajo de la temperatura de rocío, el calor latente de condensación podría calentarla. Si la unión estuviese arriba de la temperatura del punto de rocío, el calor latente de evaporación la enfriará hasta la temperatura del punto de rocío. Esto es proporcional a la succión del sistema.

Sin embargo, una ventaja del método de punto de rocío (figura I.2) es que proporciona una lectura continua (figura I.2A) y constante después del enfriamiento, y no una lectura en decaimiento como es la parte de la figura I.1. Por lo tanto se obtienen lecturas más precisas de la succión.

En este método pueden también combinarse los dos usos: psicrométrico e higrométrico (figura I.1B). Con la finalidad de que la lectura se obtenga correctamente, es importante conocer para cada psicrómetro su coeficiente de enfriamiento (πv) al usar el método de punto de rocío; el aparato de medición deberá ajustarse con el πv correcto.

I.2. Procedimiento de medición con el método de punto de rocío.

Para el modo higrométrico o punto de rocío (conocido como modo dewpoint), el cual solo opera con el HR - 33T, se lee únicamente un valor en microvoltios (μV). Este valor es transformado a unidades de presión mediante la constante de proporcionalidad la cual tiene un valor aproximado de $-0.75 \mu\text{V}/\text{bar}$ (según el proveedor) para la mayoría de los psicrómetros. En caso de requerir mayor precisión será necesario calibrar cada psicrómetro para al menos cuatro valores diferentes en el rango de succión que se desea medir y después deberá dibujarse una gráfica succión contra microvoltios, trazando una línea recta que mejor se ajuste a los 4 valores. La pendiente de esta recta es la respuesta del psicrómetro a la succión.

El procedimiento completo de medición en el microvoltímetro HR-33T de Wescor Inc. con el método del punto de rocío se describe a continuación:

- 1.- Colocar el botón de Function en Input Short y conectar el psicrómetro.
- 2.- Ajustar el πV conocido del psicrómetro con $\pi\text{V Set}$.
- 3.- Exponer el psicrómetro al suelo (o a la solución en caso de calibración), dentro de una atmósfera cerrada.
- 4.- Esperar que haya equilibrio entre las temperaturas del sensor y de la muestra. El botón Function en posición de Read y el de Range en $30 \mu\text{V}$ (microvoltios) ayudan a observar la aguja; si ésta no se mueve existe el equilibrio.
- 5.- Ajustar a cero la aguja mediante el botón Zero Offset.
- 6.- Colocar el botón Function a Cool durante algunos segundos. El manual de operación sugiere de 2 a 5 seg si la succión está entre 0.0 y 0.5 MPa; de 8 a 12 seg.

si la succión está entre 0.5 y 2.5 MPa y de 15 seg. o más si la succión está más allá de 2.5 MPa.

7.- Pasado el tiempo de enfriamiento el botón Function debe girarse a Dew-Point.

8.- Cuando la aguja se estabiliza, anotar la lectura del punto de rocío en microvoltios.

Esta última lectura es proporcional al potencial o succión del agua de los poros del material. La proporcionalidad entre la lectura (en microvoltios) y la succión es la siguiente:

$$\text{VALOR DE SUCCION EN MPa} = \text{LECTURA } (\mu\text{v}) / 7.5$$

Es importante colocar el valor apropiado del π_v para la temperatura del sensor cuando se hace la medición. Para ello es necesario corregir el π_v con la siguiente fórmula:

$$\pi_{v,T_1} = 0.7(T_1 - T_0) + \pi_{v,T_0}$$

π_{v,T_1} = Valor del π_v corregido a la temperatura de trabajo (T_1)

π_{v,T_0} = Valor del π_v registrado en la etiqueta del psicrómetro a la temperatura de calibración (T_0).

El HR 33T puede usarse en modo psicrométrico o de bulbo húmedo. Este modo no requiere de la determinación o colocación del π_v . Los pasos a seguir utilizando este modo son los pasos del 1 a 6 descritos anteriormente y los pasos siguientes:

7. Rotar el switch a Read. La escala indicará una meseta antes de caer a cero, anotar su valor.

8. Para la medición de la temperatura coloque el switch C°/ μv en °C y el switch del rango en 30 para medir temperaturas entre 0° y 30° Celsius. Para temperaturas mayores de 30°C use la escala de 100.

9. Corregir la lectura por temperatura usando la siguiente formula:

$$\text{Lectura corregida a } 25^{\circ}\text{C} = \frac{\text{Lectura}}{0.325 + 0.027T}$$

$T = \text{Temperatura registrada durante la medicion}$

I.3. Procedimiento automatizado para medir succión utilizando el CR7.

En la U. A. Q se cuenta además con un equipo para realizar mediciones de succión de manera automatizada con el aparato CR7 (Campbell Scientific, Inc.), mediante programas de computadora. Este modo no requiere de la determinación o colocación del π_v , pero requiere de una computadora para el procesamiento de datos.

La utilidad de este procedimiento es sistematizar las lecturas y a su vez eliminar los errores del operador cuando se tiene una serie de psicrómetros instalados "in situ". Con el CR7 (que es un controlador programable) es posible controlar y almacenar lecturas hasta de 14 psicrómetros operando al mismo tiempo. Es importante mencionar que el controlador toma lecturas de la parte final de la curva psicrométrica (parte cde de la figura I.1A), lo que se conoce como "meseta" psicrométrica. Ésta se registra 3 seg. después de la interrupción de la corriente de enfriamiento.

Para el modo psicrométrico o bulbo húmedo (conocido como modo wet bulb), el fabricante provee una curva de respuesta del psicrómetro para una solución en específico (figura I.3) para cada psicrómetro, la cual se realiza con la finalidad de verificar su funcionamiento después de su fabricación. Comúnmente se usa para determinar de manera tosca la constante de proporcionalidad. Esta curva es muy

importante ya que indica la respuesta del psicrómetro a una succión de -25 bares. En general la constante de proporcionalidad es del orden de $-0.47 \mu\text{V} / \text{bar}$. Es importante subrayar que la curva de calibración únicamente tiene aplicación en el modo psicrométrico.

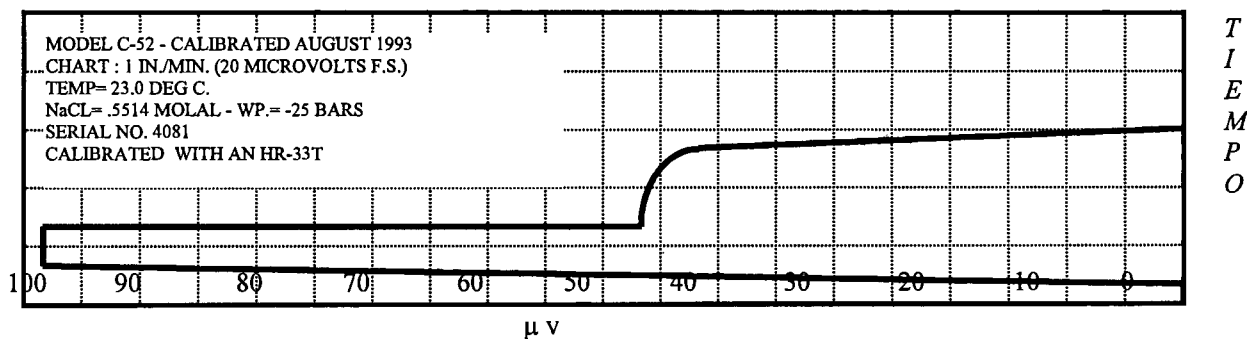


Figura I.3. Gráfico de respuesta del psicrómetro que provee el fabricante.

La etiqueta de la figura I.3 muestra las siguientes características:

1. Modelo del psicrómetro (C-52).
2. Fecha de calibración (Agosto de 1993).
3. Escala de la curva (1 pulg./min; 20 microvolts en la escala completa, o sea $\frac{1}{2}$ pulgada representa 1 microvolt).
4. Temperatura en grados centígrados (23°C).
5. Tipo de solución utilizada en la medición y su molalidad (NaCl = 0.5514 moles).
6. El valor de la succión para la solución (water potential : W.P= -25 Bares).
7. No. de serie (4081).
8. Aparato utilizado en la medición (HR -33T).

El gráfico muestra de manera continua la respuesta del psicrómetro contra el tiempo. Para definir qué punto del gráfico debe relacionarse con la succión puede usarse alguna de las siguientes interpretaciones:

1. Algunos investigadores toman el punto máximo de inflexión (figura I.4A).

2. Algunos otros extienden una línea recta de la meseta o plateau hasta regresar a una línea vertical que pase por donde la señal empieza a caer hacia la meseta (figura I.4B).
3. El valor máximo registrado en la medición.

Todas las maneras de interpretación descritas anteriormente son válidas, pero el criterio utilizado en la calibración es el criterio que deberá usarse en la interpretación de las mediciones en el suelo.

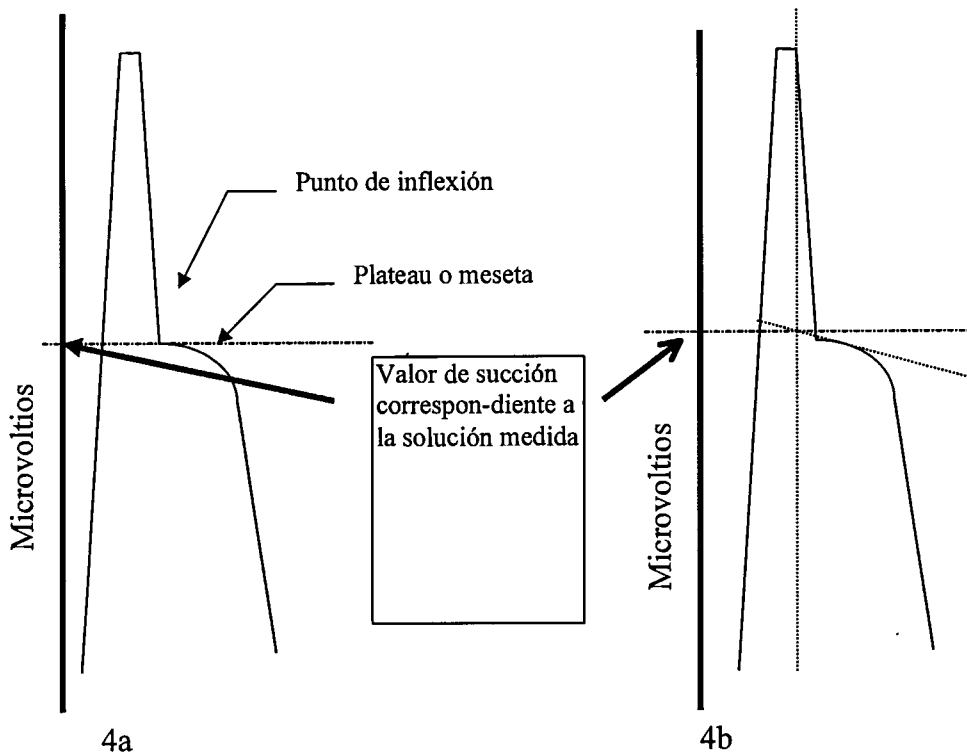


Figura I.4. Criterios para determinar la succión con la curva de respuesta.

1.3.1. Procedimiento de operación del CR7.

La curva de respuesta que contiene cada psicrómetro (que incluye el fabricante) son elaboradas utilizando el modo psicrométrico σ wet bulb. Y tiene una relación de $0.47 \mu\text{v}/\text{bar}$.

A continuación se muestra paso a paso el procedimiento para tomar una lectura con la unidad CR7:

- a) - Exponer el psicrómetro a un ambiente húmedo, herméticamente sellado.
- b) - Una vez conectado el psicrómetro al cable terminal del CR7 y éste a su vez a la computadora, se procede a llamar al controlador para hacer mediciones.
- c) - Teclear GT dentro del directorio del CR7, donde están cargados los programas.
- d) - En "Station Name" escribir un nombre para tener un archivo abierto donde se almacenarán datos. Ejemplo: UAQ1.
- e) - En la siguiente pantalla cambiar con el espaciador a CR7 y a COM2.
- f) - Oprimir Control P. Se desplegará la siguiente pantalla:

```
Telecommunication Parameters for station Jurica
                                     Datalogger type CR7
Use Asynchronous Communications Adapter COM2
                                     Communication Baud Rate 9600
                                     Data file Format Comma delineated ASCII
                                     Interface Devise: Not applicable
```

Interface devise:

#1: End

- g) - En la siguiente pantalla oprimir D para cargar el programa. Los diferentes programas pueden tomar lecturas de 1, 5 o 14 psicrómetros (D1, D5, D14 respectivamente).

GraphTerm Opciones
C - Call station Jurica
T - Terminal emulator
D - Download program to datalogger
S - Save program from datalogger
K - Pc time to datalogger
M - Monitor input Locations
U - Collect uncollected data
E - Edit station parameters
V - View graphics file
Q - Quit
Option:

h) - Cargar el programa requerido escribiendo D1, D5 o D14. Los que tienen una L toman más lecturas de la curva psicrométrica.

i) Name of file to download? D14L <enter>

j) - En la siguiente pantalla, oprimir K para poner el tiempo del controlador con el de la computadora.

* *2718H > MODE 13 13 :00 2 02 :< Wait briefly. 220 bytes set, received, entered 196 bytes sent, received, entered 13 :0000 MODE 00 LOG 1 *	GraphTerm Opciones C - Call station Jurica T - Terminal emulator D - Download program to datalogger S - Save program from datalogger K - Pc time to datalogger M - Monitor input Locations U - Collect uncollected data E - Edit station parameters V - View graphics file Q - Quit Option:
---	---

Downloading completed

k) -Con la opción se muestra las lecturas que el psicrómetro registra durante la medición.

Al seleccionar M aparecerá una pantalla como la que se muestra a continuación, donde será necesario dar un <enter> para empezar a registrar los

datos, los cuales aparecerán en 10 minutos. Los primeros diez minutos existe un precalentamiento del sistema.

1 : pan temp	.000
2 : bat volt	.000
3 : P1 TEMP	.000
4 : P1 OFFSET	.000
5 : P ! RDG # 1	.000
6 : P1 RDG # 2	.000
7 : P1 RDG # 3	.000
8 : PR TEMP	.000
9 : P2 OFFSET	.000
10 : P2 RDG #1	.000
11 : P2 RDG #2	.000

P1...P8=Port toggle
F1...F8= Flag toggle
D=Digits displayed

I=Input value load
L=locations displayed
T= Terminal emulator

G=Graphics mode
C= Collect interval

Enter :

l) –Se oprime Esc una vez que se ha terminado de hacer la medición. Un indicativo de que ya se ha terminado la medición es que en la parte inferior izquierda de la pantalla aparece un número, el cual está relacionado con el número de psicrómetros que ha monitoreado; por ejemplo para 10 psicrómetros en la pantalla se muestra 277.

m)-Teclar Telcom para transferir los datos del CR7 a la computadora.

n) Todos los datos son almacenados con el nombre de la estación y con la extensión .dat. Para el ejemplo utilizado anteriormente los datos se almacenan en el archivo uaq1.dat. Los datos serán registrados como sigue:

109,23.98,-0.078,9.19,9.12,9.....

El primer valor de ellos (109) corresponde a la identificación del psicrómetro, después esta la temperatura del psicrómetro (23.98), enseguida se muestra el valor del offset (-.078) y posteriormente las lecturas del psicrómetro (9.19, 9.12 etc...) en microvoltios.

o) - Para un mejor tratamiento de los datos, estos pueden ser llamados desde un paquete con hoja de cálculo.

- p) - Los diferentes programas están escritos para tomar lecturas a cada 2 segundos, por lo tanto es necesario escribir en la hoja de cálculo una línea de datos de 0 al 52 con un intervalo de 2. Esto facilitará el graficado de la lectura contra tiempo.
- q) Los datos registrados por la unidad de medición CR7 deben ser corregidos por temperatura.

La corrección de la lectura por temperatura se lleva a cabo usando la expresión antes vista:

$$Lectura\ corregida\ a\ 25^{\circ}C = \frac{Lectura}{0.325 + 0.027T}$$

$T = Temperatura\ registrada\ durante\ la\ medicion$

- r) Con las lecturas corregidas por temperatura y tiempos antes establecidos (0,2,4...seg) deberán graficarse como se muestran en las figuras I.5 y I.6.

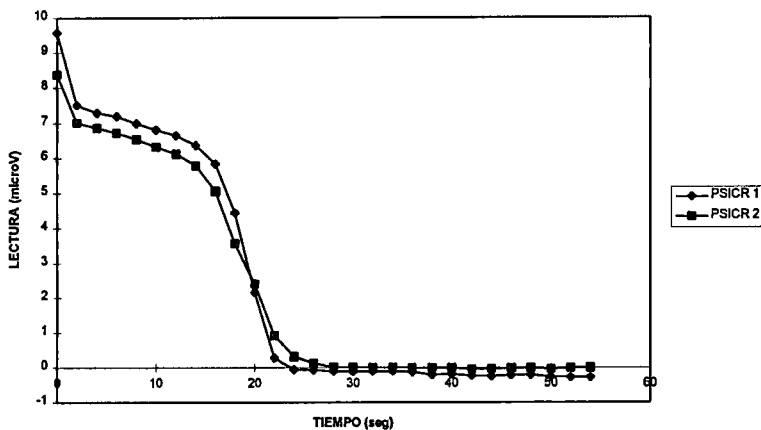


Figura I.5. Respuesta de dos psicrómetros con el controlador CR7.

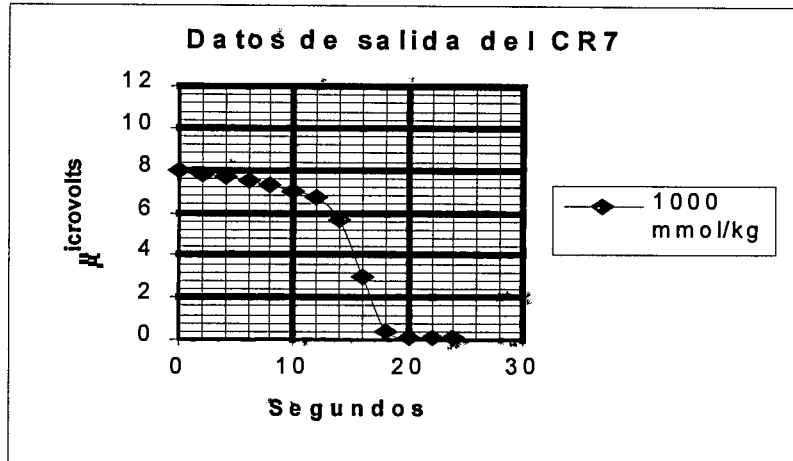


Figura I.6. Respuesta del psicrómetro con el controlador CR7 usando una solución de 1000 mmol/kg.

La succión se determinará seleccionando solo una lectura del gráfico utilizando algunos de los criterios antes expuestos y se relacionará con la constante del psicrómetro.

De la información proporcionada por el fabricante, la proporcionalidad entre la lectura (en microvoltios) y la succión, con el método psicrométrico es la siguiente:

$$\text{VALOR DE SUCCIÓN EN MPa} = \text{LECTURA } (\mu\text{V}) / 4$$

Es recomendable encontrar para cada psicrómetro mediante una calibración la constante de proporcionalidad.

I.4. Calibración de los psicrómetros.

La respuesta de los psicrómetros es aproximadamente de 0.47 microvolts/bar en el modo psicrométrico y 0.75 microvolts/bar en el modo dewpoint. Psicrómetros fabricados por Wescor Inc. incluyen junto con el producto una curva de respuesta para una solución de NaCl con concentración de 0.5514 molal (1000 mmol/kg). Aunque éste es un punto particular, la relación entre la succión y la respuesta en microvolts tiene un comportamiento casi lineal, en el rango de medición

comúnmente utilizado. Como quiera que sea, es siempre recomendable realizar la calibración como más adelante se describe.

I.4.1. Limpieza de los psicrómetros.

Antes y después de cada calibración o uso del psicrómetro, estos deberán ser limpiados vigorosamente, como se describe a continuación:

1. Agitar el psicrómetro vigorosamente dentro de un recipiente con agua destilada. Enjuague varias veces para asegurarse que quede bien limpio.
2. Haga pasar aire comprimido a través de la malla inoxidable para limpiar las impurezas del psicrómetro.
3. Una vez secos los psicrómetros estos estarán en posibilidad de ser utilizados.

I.4.2. Limpieza del dispositivo de calibración.

El dispositivo de calibración, al igual que los psicrómetros, debe estar libres de contaminantes, por lo que puede usarse un procedimiento similar como el antes descrito.

I.4.3. Dispositivo de calibración.

Este dispositivo puede ser cualquier recipiente donde se puedan colocar soluciones de succiones conocidas y además se pueda insertar el psicrómetro. Todo el sistema debe estar herméticamente sellado.

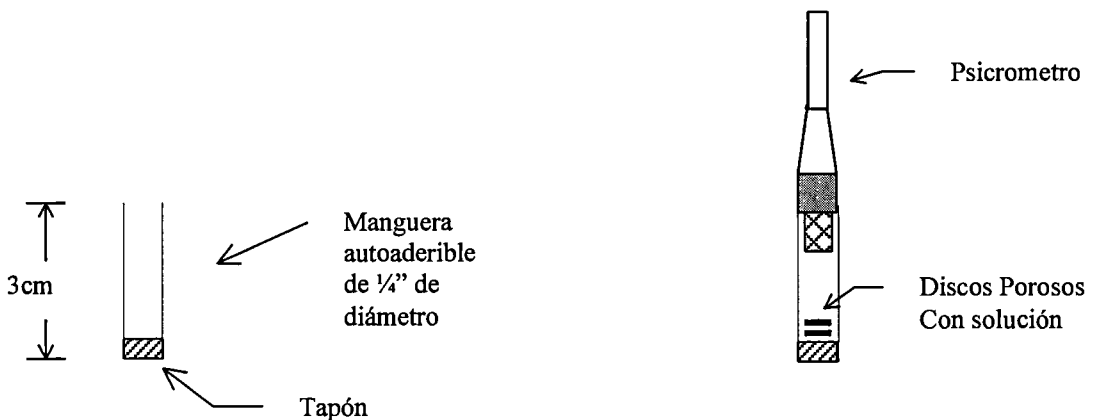
Se probaron varios dispositivos durante la investigación y de esto se concluye que el dispositivo debe cumplir con los siguientes requisitos como mínimo:

1. Debe ser fácil de limpiar.
2. No debe ser material conductor.
3. Debe lograr el equilibrio de manera rápida.

Los puntos 1 y 2 no tiene mayor inconveniente y pueden lograrse de manera sencilla. Pero el punto 3 no es tan fácil de lograr.

Para poder cumplir con el requisito no. 3 se observó que el equilibrio se logra casi inmediatamente si el dispositivo se encuentra dentro de algún elemento libre de fluctuaciones de temperatura o en algún elemento más frío que la atmósfera (por ejemplo dentro de un contenedor hecho de aluminio).

De manera muy sencilla, se puede construir un dispositivo de calibración utilizando un pedazo de manguera autoadherible de $\frac{1}{4}$ " de diámetro interior y 3 cm de largo, tapado en uno de sus extremos. En el otro extremo el psicrometro entra justo de tal manera que al colocarlo sella automáticamente.



a) Dispositivo de calibración.

B) Montaje del psicrometro

Figura 1.7 Dispositivo de calibración.

Para un lograr un rápido equilibrio térmico y tener una lectura confiable ($\text{Offset} < 3 \mu\text{v}$) es recomendable colocar el dispositivo de calibración dentro de un

ambiente más frío (requisito 3), por lo que se sugiere sumergir el dispositivo de calibración dentro de agua.

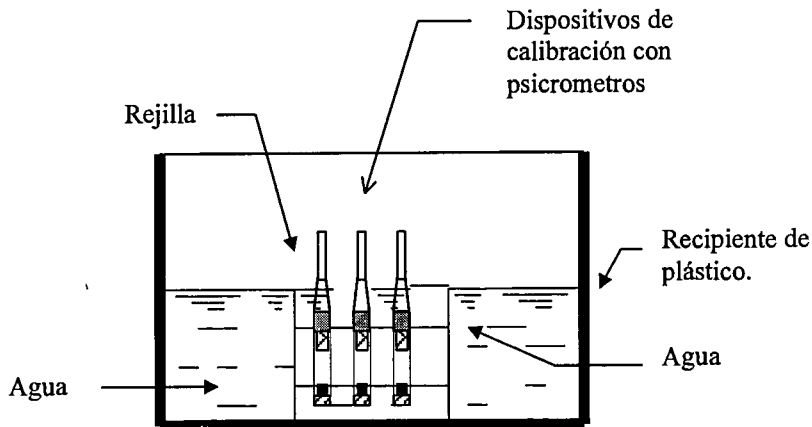


Figura 1.8. Contenedor para calibrar los psicrómetros

1.4.4. Soluciones de calibración.

Los psicrómetros son calibrados con soluciones de sal cuyo valor de succión osmótica es conocido. Estas soluciones se adquieren con los fabricantes de los psicrómetros o algunas otras casas especializadas en productos de laboratorio.

En la tabla 1.1 se observa los valores de succión (en bars) para diferentes concentraciones molales de cloruro de sodio (NaCl) y a varias temperaturas (Lang 1967). Una solución de 1 molal puede ser hecha disolviendo un gramo de peso molecular de NaCl (58.44 grms) en 1000 gramos de agua destilada. Otras molalidades pueden elaborarse usando una cantidad proporcional de NaCl en 1000 gramos de agua. La diferencia de una concentración molal y una molar es que la primera es peso y la segunda en volumen.

1.4.5. Calibración.

La calibración deberá llevarse a cabo usando 3 ó 4 diferentes concentraciones de solución de succión conocida y las lecturas obtenidas de cada medición deberá ser graficadas en una curva de microvolts contra succión (figura

I.10). Se traza una línea recta que mas se ajuste a los puntos; la pendiente de esta línea recta es la respuesta de el psicrómetro en microvolts por bar.



Figura I.9. Calibración de psicrómetros

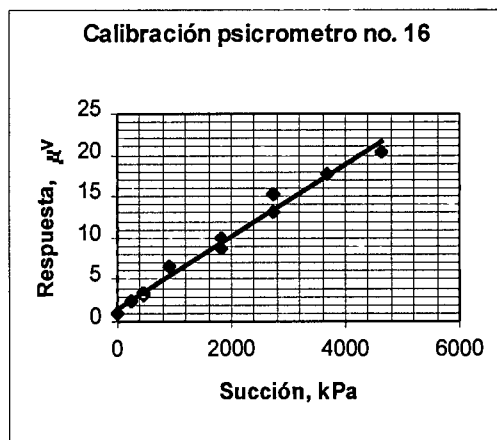


Figura I.10. Curva de calibración utilizando soluciones de NaCl de diferentes concentraciones de succión conocida.

La succión de cada solución puede además verificarse utilizando la sample Chamber de Wescor Inc. (C-52). Para ello, se utilizan discos de papel filtro de 6 mm de diámetro, saturados con una solución salina. El papel filtro se coloca en el pequeño recipiente para muestras, deslizándolo después hacia dentro de la cámara y

cerrando herméticamente. Pasado un breve tiempo (15 ó 20 min.) para el equilibrio de temperaturas, se toma las lecturas en el microvoltímetro.

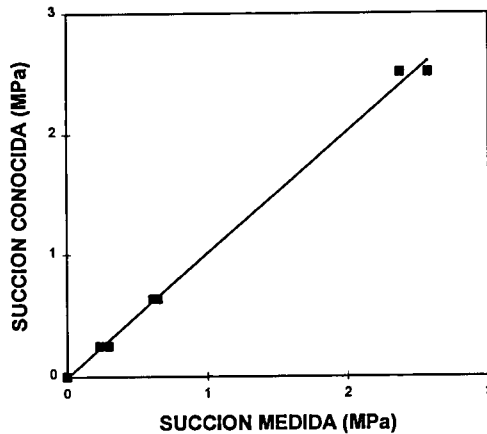


Figura I.11. Comparación entre la succión medida y el valor de la succión conocida en la cámara C52.

En resumen los pasos a seguir para calibrar los psicrómetros son los siguientes:

1. Limpiar perfectamente el dispositivo de calibración y el psicrómetro.
2. Saturar con la solución dos discos de papel filtro de 6 mm de diámetro.
3. Colocarlos dentro del dispositivo de calibración.
4. Insertar el psicrómetro.
5. Sumergir el dispositivo de calibración dentro del agua.
6. Esperar mínimo 10 minutos para que se equilibre térmicamente.
7. Tomar la lectura.

Molalidad	Temperatura								
	0°C	5°C	10°C	15°C	20°C	25°C	30°C	35°C	40°C
0.05	-2.14	-2.18	-2.22	-2.26	-2.30	-2.34	-2.38	-2.42	-2.45
0.1	-4.23	-4.31	-4.39	-4.47	-4.54	-4.62	-4.70	-4.77	-4.85
0.2	-8.36	-8.52	-8.68	-8.84	-9.00	-9.15	-9.30	-9.46	-9.61
0.3	-12.47	-12.72	-12.97	-13.21	-13.44	-13.68	-13.91	-14.15	-14.37
0.4	-16.58	-16.93	-17.27	-17.59	-17.91	-18.23	-18.55	-18.86	-19.17
0.5	-20.70	-21.15	-21.58	-22.00	-22.41	-22.81	-23.22	-23.62	-24.02
0.6	-24.84	-25.39	-25.93	-26.44	-26.94	-27.44	-27.94	-28.43	-28.91
0.7	-29.01	-29.67	-30.30	-30.91	-31.51	-32.10	-32.70	-33.28	-33.85
0.8	-33.20	-33.98	-34.72	-35.43	-36.12	-36.82	-37.51	-38.18	-38.85
0.9	-37.43	-38.32	-39.17	-39.98	-40.79	-41.58	-42.27	-43.14	-43.90
1.0	-41.69	-42.70	-43.66	-44.59	-45.50	-46.40	-47.29	-48.15	-49.01
1.1	-45.99	-47.13	-48.2	-49.24	-50.26	-51.27	-52.26	-53.22	-54.18
1.2	-50.32	-51.60	-52.78	-53.94	-55.07	-56.20	-57.30	-58.35	-59.41
1.3	-54.70	-56.11	-57.42	-58.69	-59.94	-61.19	-62.39	-63.54	-64.71
1.4	-59.12	-60.68	-62.10	-63.50	-64.87	-66.23	-67.54	-68.80	-70.06
1.5	-63.59	-65.29	-66.84	-68.37	-69.86	-71.34	-72.76	-74.11	-75.48
1.6	-68.11	-69.96	-71.63	-73.30	-74.91	-76.52	-78.05	-79.50	-81.07
1.7	-72.60	-74.60	-76.40	-78.2	-80.00	-81.70	-83.30	-84.90	-86.50
1.8	-77.30	-79.40	-81.30	-83.30	-85.20	-87.00	-88.80	-90.40	-92.10
1.9	-81.90	-84.30	-86.30	-88.40	-90.40	-92.40	-94.30	-96.00	-97.80
2.0	-86.70	-89.20	-91.30	-93.60	-95.70	-97.80	-99.80	-101.60	-103.50
SUCCIÓN EN BARES									

Tabla I.1. Succiones de soluciones de NaCl a temperaturas entre 0°C - 40°C (Lang, 1967)

UNIDAD	EQUIVALENCIA
bar	1.0
pascal	1×10^5
KPa	100
MPa	0.1
erg cm ³	1×10^6
J Kg ¹	1×10^2
cm H ₂ O	1020
mm Hg	750
atmósfera	0.978
pF	3.0

Tabla I.2. Unidades equivalentes de succión.