



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE QUERÉTARO  
FACULTAD DE INGENIERÍA  
MAESTRÍA EN CIENCIAS  
(MECÁNICA DE SUELOS)

FLUJO DE AGUA EN SUELOS EXPANSIVOS Y SU  
APLICACIÓN A LAS CIMENTACIONES

TESIS

Que como parte de los requisitos para obtener el grado de:

**MAESTRO EN CIENCIAS**

Presenta:

***Gustavo Gallegos Fonseca***

Dirigido por:

***Dr. Eduardo Rojas González***

SINODALES

**Dr. Eduardo Rojas González**  
Presidente

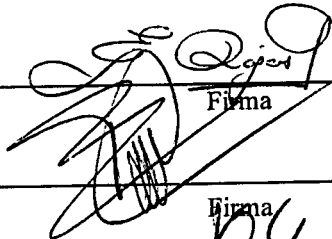
**Dr. Paul Garnica Anguas**  
Secretario

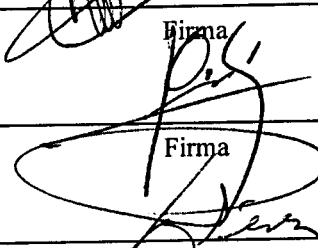
**Dr. Alfredo Pérez García**  
Vocal


**MI. Ma. de la Luz Pérez Rea**  
Suplente

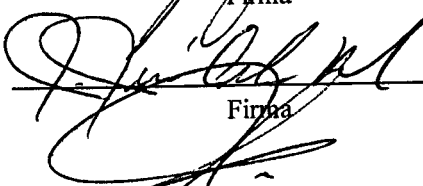
**MI. Jesús Alonso Mota**  
Suplente

**Ing. Jorge Martínez Carrillo**  
Director de la Facultad de Ingeniería

  
Firma

  
Firma

  
Firma

  
Firma

**Dr. Sergio Quesada Aldana**  
Director de Investigación y Posgrado

CENTRO UNIVERSITARIO  
QUERÉTARO, QRO. OCTUBRE DE 2001  
MEXICO

**BIBLIOTECA CENTRAL UAQ**  
"ROBERTO RUIZ OBREGÓN"

No. Adq. H67029.1

No. Título \_\_\_\_\_

Clas. 624.15136

G166f

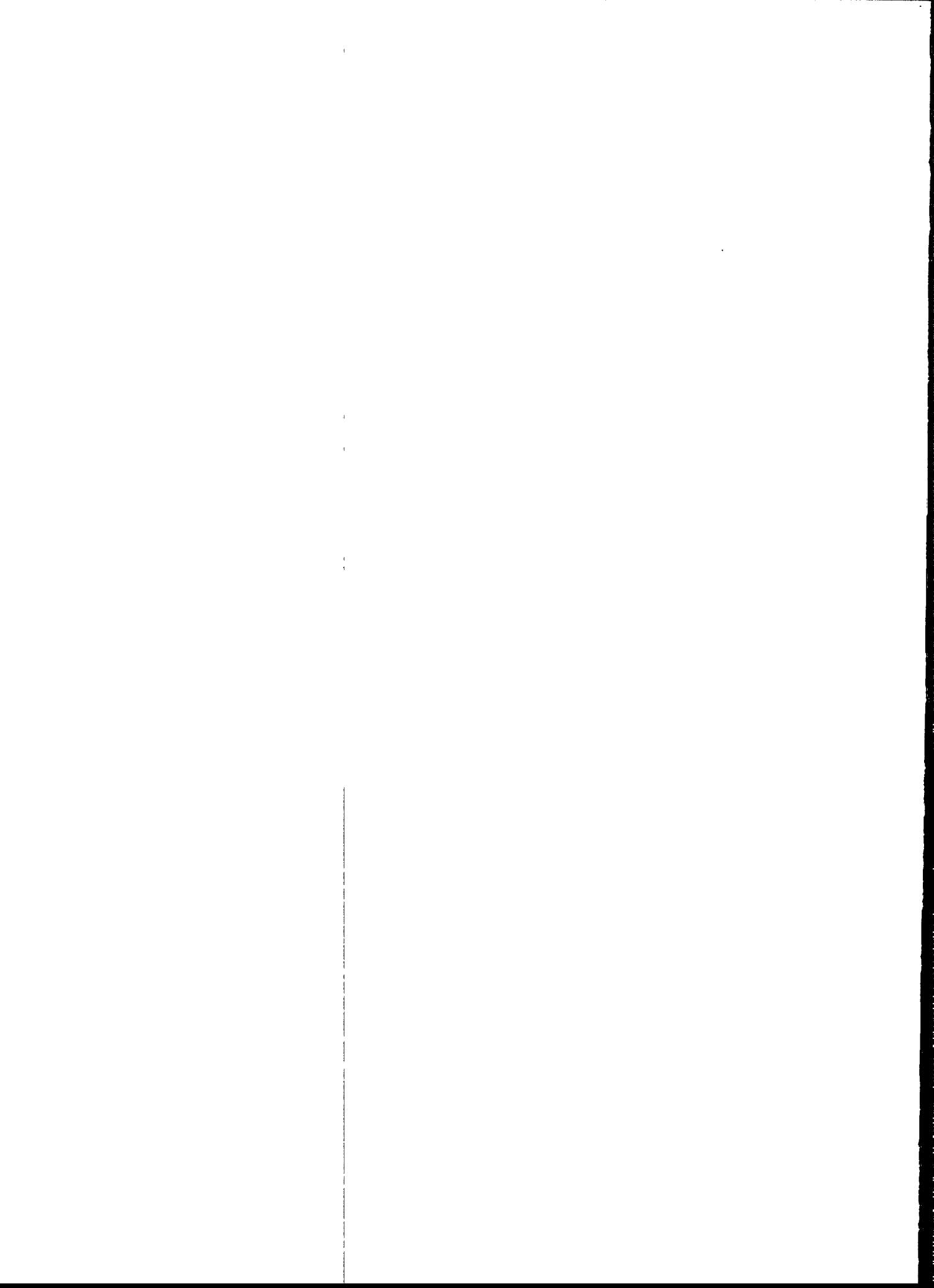
\_\_\_\_\_

\_\_\_\_\_

## RESUMEN

En un sistema trifásico que define a un suelo parcialmente saturado es posible observar que dos de las tres fases son consideradas fluidas, el agua y el gas. De modo que cuando se propicia el flujo este se presenta de acuerdo a sus gradientes de carga hidráulica (gradientes de presión). El flujo de agua en suelos expansivos es un fenómeno que se ha estudiado poco a pesar de que, ocasiona serios daños a las estructuras desplazadas sobre ellos, principalmente en aquellas zonas de clima árido y semiárido. Desde finales de los años 70 en el estado de Texas, USA, se comenzaron a utilizar las denominadas barreras impermeables para proteger a las estructuras carreteras de los daños estacionales ocasionados por las lluvias. Sin embargo, el diseño de estas barreras ha sido más bien empírico sin una base de análisis adecuada. Con este trabajo se trata de dar respuesta a preguntas como: ¿a qué profundidad debe colocarse la barrera impermeable en un sitio determinado?, ¿cuál es el comportamiento esperado de la estructura ante las condiciones climatológicas extremas? Para ello se ha recurrido al uso del Cilindro Extractor de Membrana, al Permeámetro de Perfil Instantáneo, a un programa de cómputo para flujo en suelos no saturados así como a un Modelo de Laboratorio que ha permitido validar los resultados teóricos obtenidos.

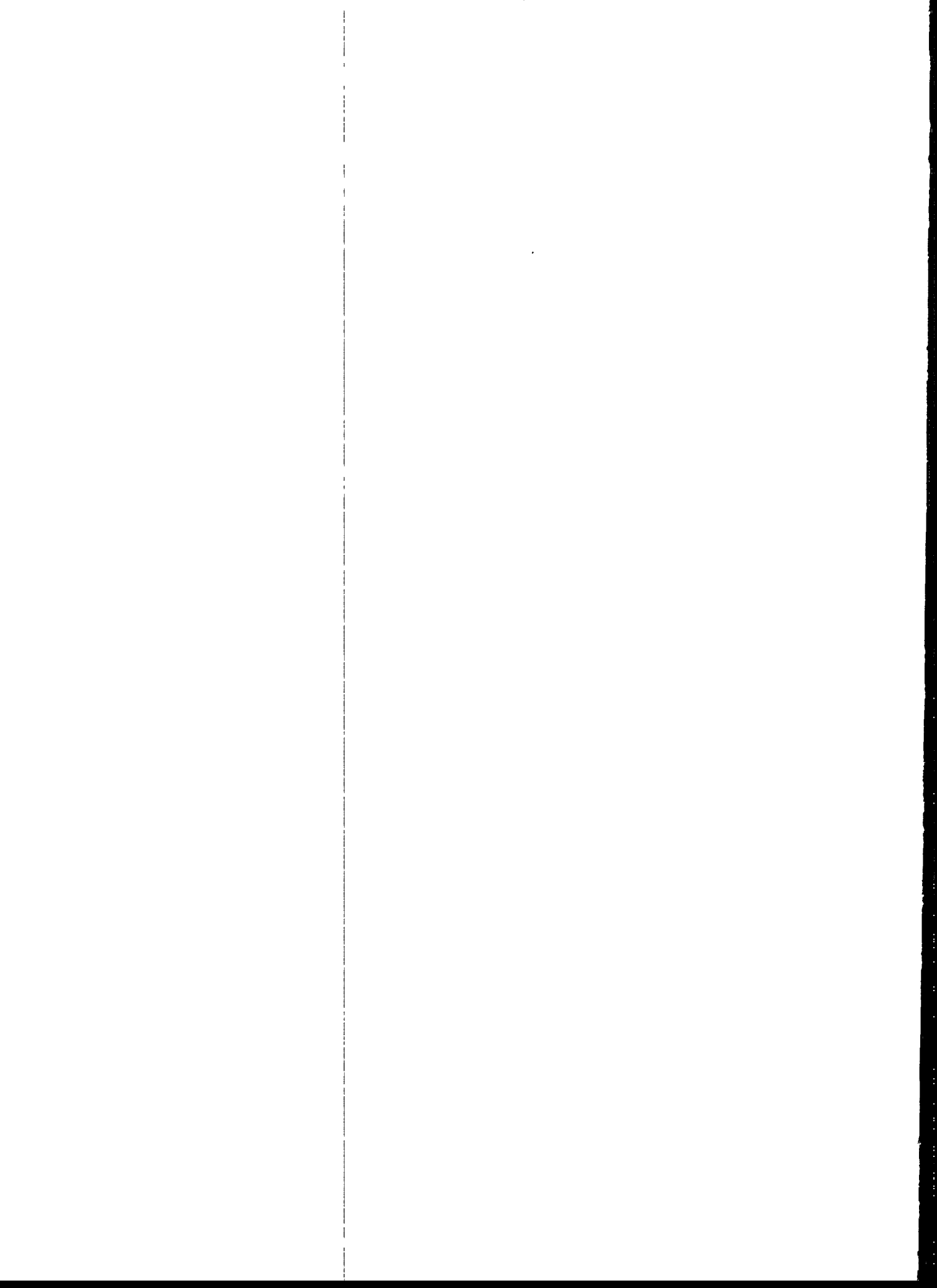
**Palabras claves:** Resumen, flujo, cilindro extractor, permeámetro, modelo de laboratorio.



## SUMMARY

Water flow through expansive soils is a phenomenon that has had little attention from researchers even though it causes serious damages on the structures built on them, mainly on the arid and semiarid zones. In Texas, USA since the late 70's, the impermeable barriers have been used to protect the infrastructures of highways from the seasonal damages of rainfall. However, the design of these barriers has been rather empiric without an adequate rational basis. With this work, we try answer the following questions: What is the optimal depth for an impermeable barrier to be placed in a certain place? Which is the expected behavior of the superstructure on extreme weather conditions? To answer this questions a membrane extractor cylinder, an instant profile permeameter, a non-saturated soils water flow computing program and a laboratory model to validate the theoretical results, have been used.

**Key word:** Summary, flow, extractor cylinder, instant profile, laboratory model.



## AGRADECIMIENTOS

Doy gracias a mis padres los señores Severo Gallegos Vargas y a Cristina Fonseca Villanueva, por haberme dado la oportunidad de vivir, además por su apoyo y comprensión.

Agradezco a mis hermanos Ma Guadalupe, a J. Félix y a Ma. Luisa por su cariño y apoyo.

A cada uno de mis maestros por trasmitirme sus conocimientos.

Al Dr. Eduardo Rojas González por su ayuda en la dirección de esta tesis.

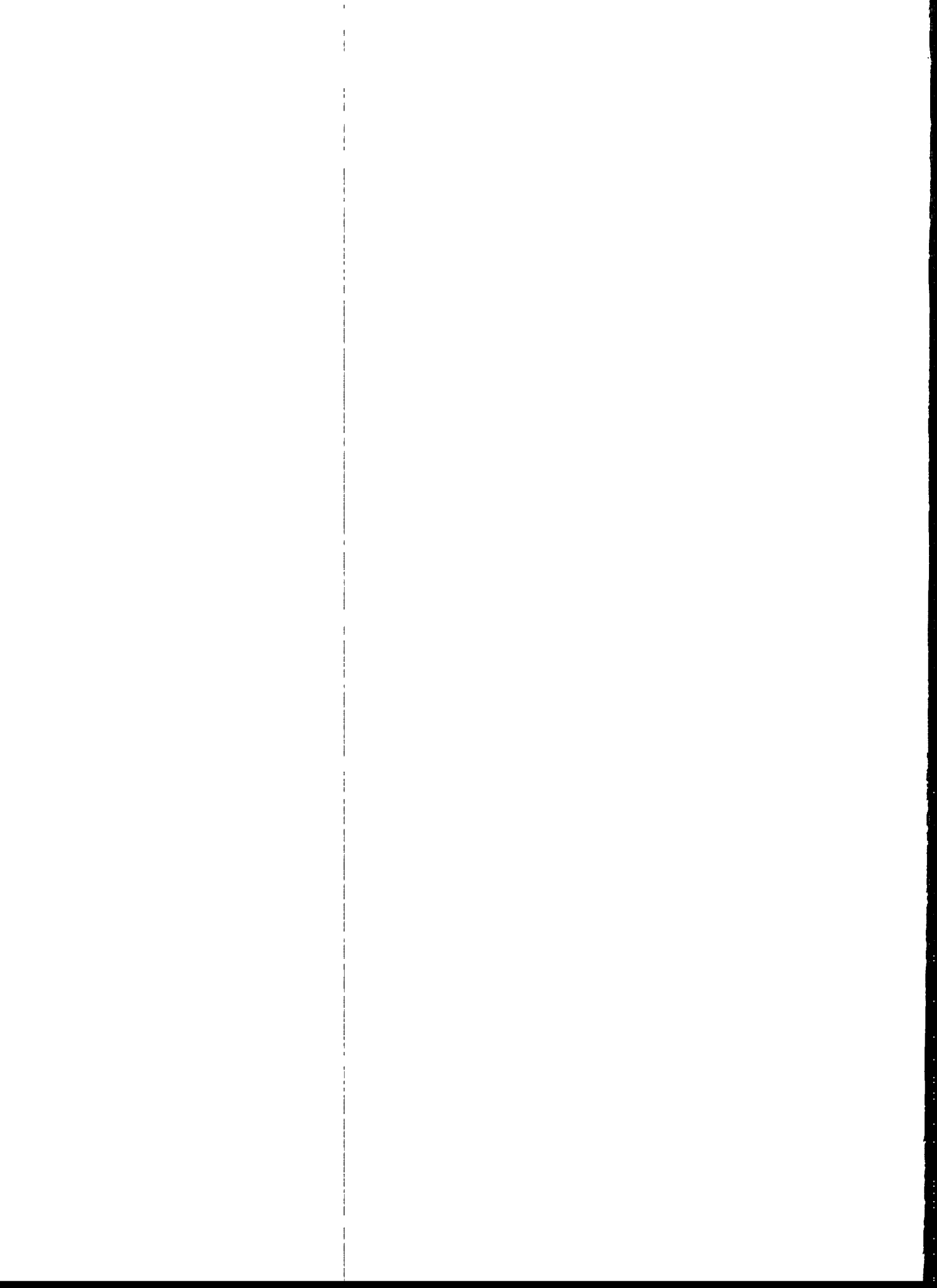
A mis compañeros J. Refugio Cervantes, Natalia Pérez, Diana Berenice, Zulema Novelo, Marcos Hernández, y a Gonzalo; les agradezco la oportunidad de su amistad.

Al personal del Laboratorio de Mecánica de Suelos de Posgrado Ing. Dario Hurtado, Sr. Eleazar, Sr. Moya al Sr. Joaquin y la Sra. Yolanda por las facilidades que me proporcionaron en la realización de este trabajo.

A la Universidad Autónoma de San Luis Potosí por su apoyo para la realización de esta maestría en particular a los ingenieros Juan Manuel Izar Landeta y Fernando Cervantes Rivera, así como Al Doctor Magdaleno Medina Noyola.

Les agradezco a todas las personas que no se mencionan pero que también han cooperado, a ustedes, muchas gracias.

Doy gracias a Dios por todos sus beneficios.





# FLUJO DE AGUA EN SUELOS EXPANSIVOS Y SU APLICACIÓN A LAS CIMENTACIONES.

## TEMARIO.

### PARTE I ANTECEDENTES.

#### CAPITULO 1. SUELO NO SATURADO.

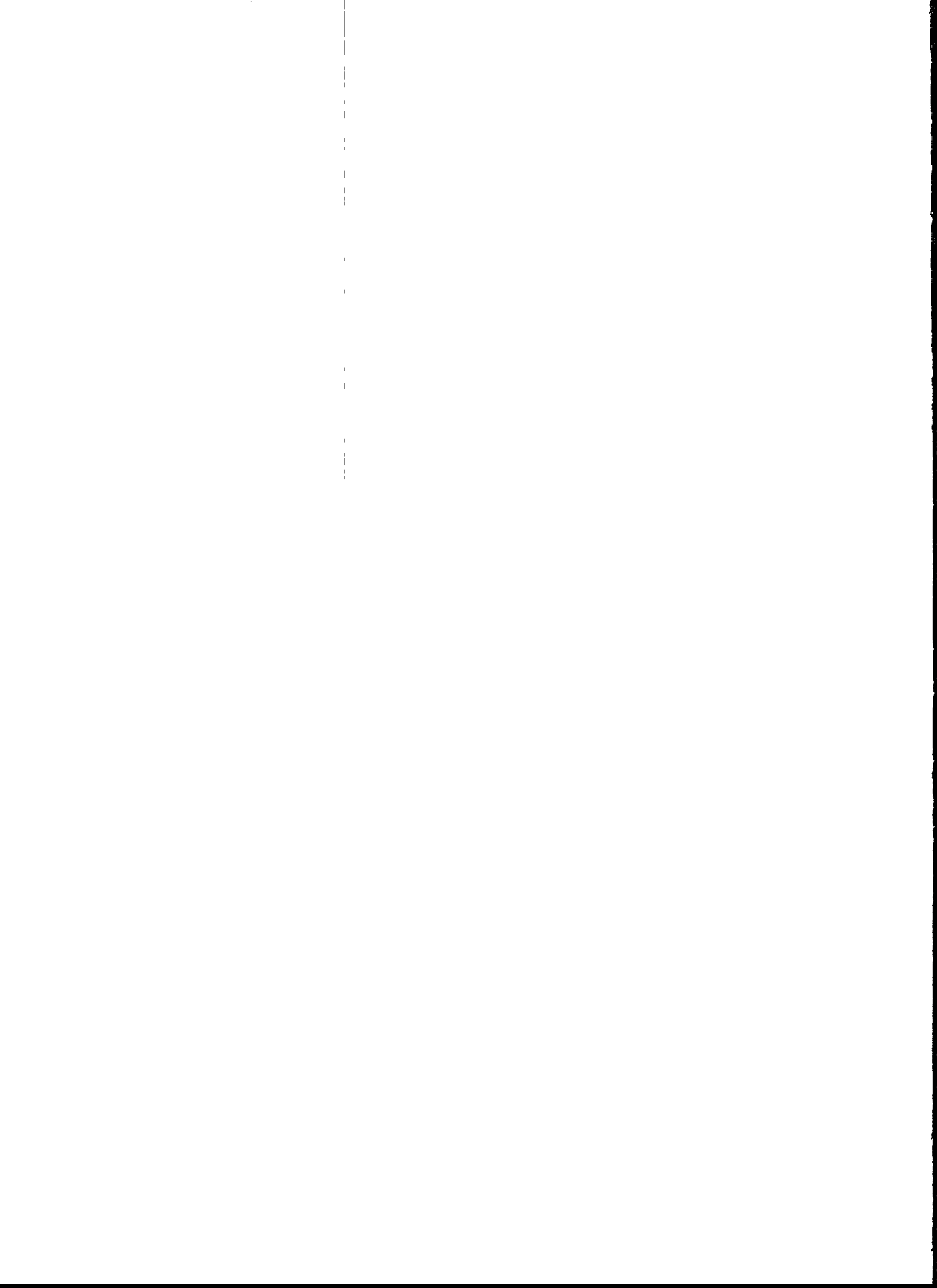
- 1.1. Energía del agua del suelo.
- 1.2. Fuerzas superficiales que controlan el estado físico del agua del suelo.
- 1.3. Relación entre la energía y la presión.
- 1.4. Presión del agua en un suelo no saturado.
- 1.5. Movimiento del agua en un suelo no saturado.
- 1.6. Medida de la tensión de humedad del suelo.
- 1.7. El agua gravitacional y la capacidad de campo.
- 1.8. Fases del suelo no saturado.
- 1.9. Comportamiento de las fases del suelo.
- 1.10. Propiedades individuales de la fase sólida.
- 1.11. Fase líquida.
- 1.12. Fase gaseosa.
- 1.13. Viscosidad.
- 1.14. Tensión superficial.
- 1.15. Interfaces del aire y del agua.
- 1.16. Solubilidad del aire en el agua
- 1.17. Difusión de los gases en el agua.

#### CAPITULO II. MEDICIÓN DE LA SUCCIÓN.

- 2.1. Teoría de la succión.
- 2.2. Componentes de la succión.
- 2.3. Dispositivos experimentales para medir la succión.
  - 2.3.1. Procedimiento de la placa de succión.
  - 2.3.2. Procedimiento de centrifugación.
  - 2.3.3. Procedimiento de la membrana de presión.
  - 2.3.4. Procedimiento de la balanza de absorción.
  - 2.3.5. Procedimiento mediante el desecador de vacíos.
  - 2.3.6. Procedimiento mediante Tensiómetro.
  - 2.3.7. Método del Psicrómetro.
    - 2.3.7.1. Medición de la succión mediante psicrómetros.
  - 2.3.8. Técnica de extracción.

#### CAPITULO III. LEY DE FLUJO.

- 3.1. Flujo de agua.
- 3.2. Potencial de conducción.
- 3.3. Ley de Darcy.
- 3.4. Coeficiente de permeabilidad.
- 3.5. Relación entre la permeabilidad y las propiedades volumétricas.
- 3.6. Efecto de la variación del grado de saturación en la permeabilidad.



- 3.7. Relación entre el coeficiente de permeabilidad y el grado de saturación.
- 3.8. Relación entre el coeficiente de permeabilidad del agua y la succión mátrica.
- 3.9 Relación entre el coeficiente de permeabilidad y el contenido volumétrico del agua.

## PARTE II CURVA CARACTERÍSTICA.

### CAPITULO IV. HISTORIA Y USOS GENERALES DEL CILINDRO EXTRACTOR DE MEMBRANA.

- 4.1. Principios de operación del cilindro extractor de membrana.
- 4.2. Operación del regulador diferencial de mercurio.
- 4.3. Preparación de las muestras de suelo.
- 4.4. Operación del cilindro extractor de membrana.
- 4.5. Sugerencias.
- 4.6. Resultados obtenidos.

### CAPITULO V. CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA.

- 5.1. Método del Perfil Instantáneo.
- 5.2. Ensaye de permeabilidad.
- 5.3. Ventajas y desventajas del método
- 5.4. Determinación de la conductividad hidráulica relativa.
- 5.5. Método de Fredlung.

## PARTE III. MODELACIÓN DEL FLUJO EN SUELOS NO SATURADOS.

### CAPITULO VI. MODELO DE PANTALLA VERTICAL.

- 6.1. Perfiles de presión.
- 6.2. Programa para el análisis de flujo de agua.
- 6.3. Experiencia requerida para aplicar el 3DFEMWATER.
  - 6.3.1. Forma de implementar un modelo de estudio.
  - 6.3.2. Marco teórico.
  - 6.3.3. Ecuaciones constitutivas.
- 6.4. Condiciones de frontera y términos de inyección/extracción transitoria.
  - 6.4.1. Condiciones iniciales.
  - 6.4.2. Estado estacionario.
  - 6.4.3. Aproximación numérica.
    - 6.4.3.1. Formulación de Galerkin.
- 6.5. Resultados obtenidos del modelo numérico.

## PARTE IV. CONCLUSIONES.

### CAPITULO VII. CONCLUSIONES OBTENIDAS EN EL DESARROLLO DE LA INVESTIGACIÓN.

.....

.....

7.1. CONCLUSIONES.

7.2. Recomendaciones para hacer uso de los resultados.

## ANEXOS.

Anexo A. Preparación de los corazones de suelo utilizados en la determinación de la curva característica Suelo Agua.

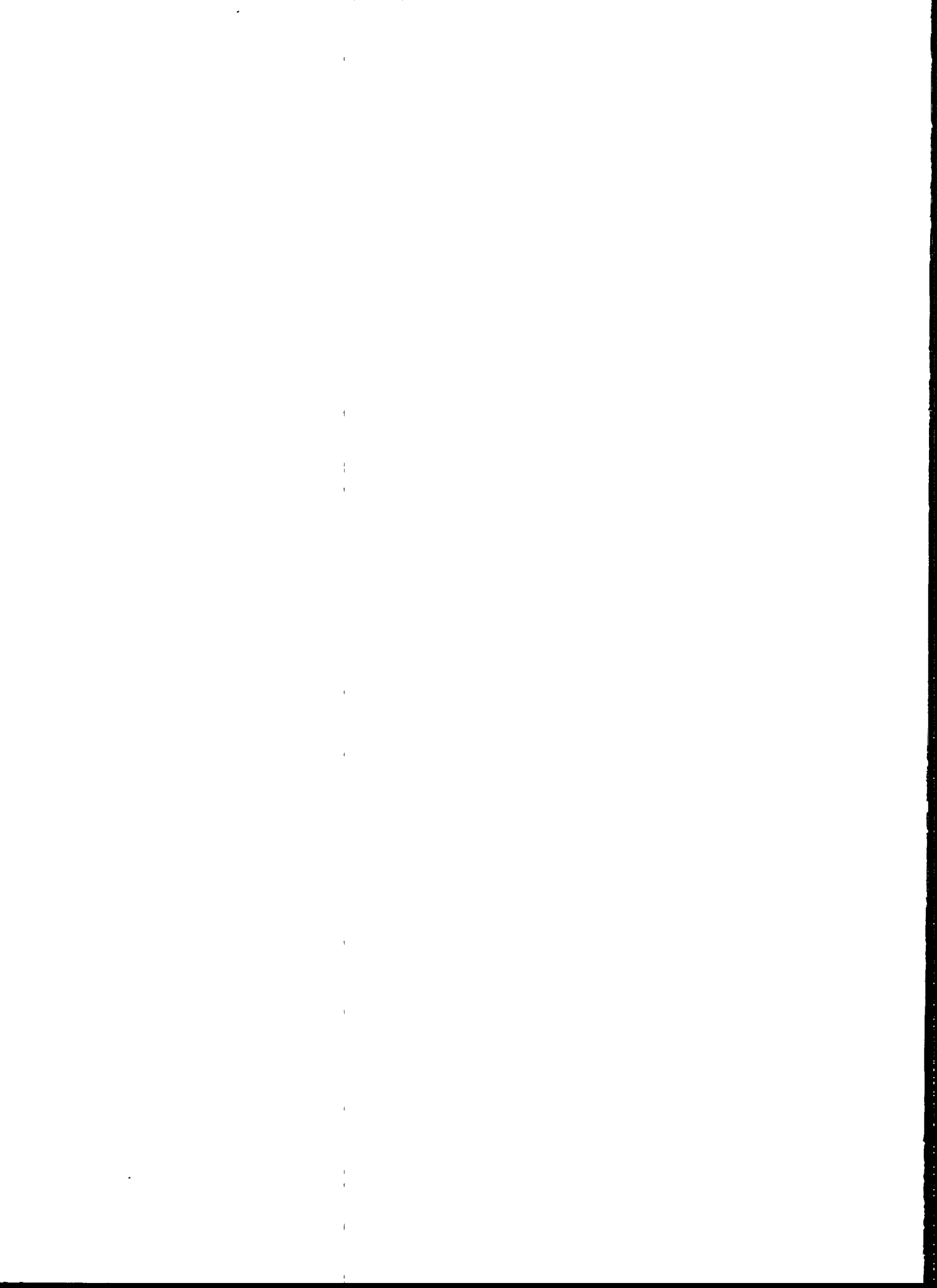
Anexo B. Elaboración de los corazones de suelo utilizados en el Permeámetro de Perfil Instantáneo.

Anexo C. Ensaye del suelo en el Modelo con Pantalla Vertical.

Anexo D. Energía de compactación de los corazones de suelo fabricados, que se utilizaron en los ensayos.

Anexo E. Procedimiento de asignación para el programa 3DFEMWATER.

## BIBLIOGRAFÍA.



## PARTE I. ANTECEDENTES.

La velocidad del desarrollo actual han propiciado que las exigencias de servicios carreteros y de aeropuertos vayan en aumento. Estas exigencias requieren de pavimentos funcionales que permitan la operación segura, de los vehículos, lo cual exige la aplicación de los conocimientos y los métodos apropiados para analizar y diseñar las estructuras requeridas.

Los primeros conocimientos técnicos sobre pavimentos consistieron en procedimientos apoyados en experiencias pasadas. En los años, de 1920 a 1940, los ingenieros americanos se esforzaron en evaluar las propiedades del suelo, en lo que fue la aplicación de los sistemas de clasificación de suelos en la construcción de puentes y edificios.

Dentro de las diferentes observaciones que estos ingenieros realizaron fue la de saber que el comportamiento de los pavimentos dependía de los tipos de suelo sobre los cuales eran construidos. De modo que los estudios mostraron que los pavimentos construidos sobre suelos plásticos presentaron más fallas que los que se construyeron sobre suelos granulares.

Es importante señalar que las vías de comunicación se desplantan sobre aquellos lugares en los que se requiere, por lo que en esos lugares, en la construcción de pavimentos es necesario utilizar suelos arcillosos o con un importante contenido de arcilla, los cuales pueden sufrir cambios de volumen cuando varía su contenido de humedad.

La literatura técnica reporta algunos trabajos que se han desarrollado con la finalidad de reducir los efectos de cambios de volumen que sufren las capas de sustento de pavimentos flexibles o rígidos que se han desplantado sobre suelos no saturados, ocasionando el deterioro superficial en estas estructuras. Algunos intentos para tratar de solucionar este problema han sido la estabilización de las arcillas expansivas con cal, o bien la inyección de productos para estabilizar.

A continuación se presenta información relacionada con las características de los suelos no saturados dentro de los cuales se encuentran los suelos expansivos.

## CAPÍTULO I. SUELOS NO SATURADOS.

### 1.1 Energía del Agua.

En la medida que el agua es derramada en una presa, su contenido de energía (capacidad para efectuar un trabajo), disminuye. Si el agua que ha salido de una presa quisiera retornarse a su depósito, se requeriría trabajo para elevarla de nuevo y el nivel de energía quedaría restablecido nuevamente. El movimiento del agua en los suelos y de éstos al interior de las raíces de las plantas, al igual que el agua que se derrama en una presa procede de las regiones de alta energía a zonas de baja energía. De este modo, "el agua escurre por las pendientes" y ésta es la razón por la que se hace necesario considerar las fuerzas que determinan el estado físico o el contenido de energía del suelo para poder comprender su comportamiento.

### 1.2 Fuerzas superficiales.

El cambio del agua, de vapor a líquido (condensación), es acompañado de una gran reducción en el movimiento de las moléculas y de su contenido de energía. La energía se libera como calor cuando el agua cambia de vapor a líquido. La liberación de calor que tiene lugar en la formación de las gotas de lluvia es una de las principales fuentes de energía para los sistemas de tormentas. Cuando las gotas de lluvia caen en un suelo seco y estas son adsorbidas por la superficie de las partículas de suelo, se presenta una reducción posterior en el movimiento y en el contenido de energía de las moléculas de agua. El agua adsorbida puede encontrarse aún en estado líquido pero la tendencia de las moléculas del agua para moverse se ha reducido. Este cambio en el contenido de energía se puede explicar al considerar las fuerzas que operan entre las partículas de suelo y las moléculas de agua.

Las moléculas de agua son dipolares y se atraen entre sí a través de enlaces de hidrógeno H, Figura 1.1.

Las partículas de suelo también están cargadas y tienen sitios con cargas negativas y positivas. No obstante, la energía de enlace (fuerza de atracción) de



los sitios eléctricamente cargados de las partículas de suelo es mucho mayor que la energía de enlace de las ligaduras de hidrógeno de las moléculas de agua. La fuerte atracción que el suelo ejerce sobre las moléculas de agua (adhesión), produce una distribución del agua sobre la superficie de las partículas secas del suelo. La adsorción del agua en la superficie de las partículas del suelo da lugar a: 1) una reducción en el movimiento de las moléculas de agua, 2) una reducción en el contenido de energía del agua, 3) la liberación de calor asociado con la transformación del agua a un nivel energético más bajo.

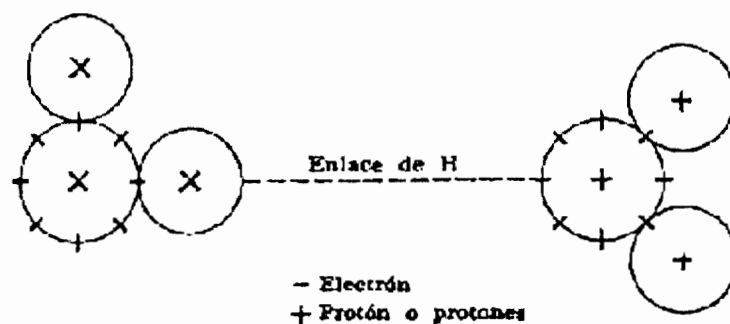


Figura 1.1 Diagrama esquemático de las moléculas de agua. (Ref 4).

Se puede observar la liberación de calor llamado calor de humedecimiento al agregar sobre la mano, agua a un suelo secado al horno, y percibir el aumento de la temperatura del suelo.

Algunas capas de moléculas de agua son adsorbidas fuertemente por las partículas de suelo, debido a estas fuerzas adhesivas, observar la Figura 1.2. Esta agua es llamada agua de adhesión. El agua de adhesión se mueve poco, si lo hace, y algunos científicos creen que las capas más internas de moléculas de agua existen en un estado cristalino similar a la estructura del hielo. El agua de adhesión no es aprovechable para las plantas y está siempre presente en el suelo normal (aún en el polvo del aire), pero el agua de adhesión se puede separar secando el suelo en un horno.

Más allá de la esfera de fuerte atracción de las partículas de suelo, las moléculas de agua se mantienen por cohesión como una película de agua (enlace

de H entre las moléculas de agua). Esta película externa de agua se llama *agua de cohesión*.

Las moléculas de agua de cohesión comparadas con las del agua de adhesión están en mayor movimiento, tienen un mayor nivel energético y se mueven más fácilmente. Las películas de agua (incluyendo el agua de adhesión y de cohesión) en el suelo pueden tener de 15 o 20 capas de moléculas de espesor. Aproximadamente las dos terceras partes de la película externa puede considerarse aprovechable para las plantas y constituye la fuente principal de agua para el crecimiento de las plantas, Figura 1.2.

### 1.3 Relación entre la energía y la presión.

Se ha expuesto que el agua existe en el suelo con una amplia gama de contenidos de energía. Este contenido de energía del agua se puede expresar en términos de la presión. Debido a que es mucho más fácil determinar la presión en lugar de medir el nivel o contenido de energía, generalmente catalogamos el agua tomando en cuenta la presión. Por esta razón debemos entender la relación entre el contenido de energía y la presión del agua. Mientras mayor sea la presión del agua, mayor será el contenido de energía. De esta manera se establece una relación entre la presión del agua y la energía de la misma.

Debemos considerar que el suelo está primeramente saturado con agua. En la parte superior de la capa freática o en la superficie del suelo saturado la presión de ésta es igual a cero. Esta presión crece a medida que aumenta la profundidad de la capa de agua, como se hace en cualquier cuerpo de agua. El agua existente en los macroporos o poros de aireación de un suelo saturado tiene una presión positiva determinada por la distancia bajo la superficie de la zona saturada. El agua en los macroporos de un suelo saturado está bajo presión, y fluirá libremente a través de los macroporos de regiones de presión más alta a regiones de presión más baja (básicamente de elevaciones altas a elevaciones bajas). El agua que fluye "libremente" o se drena en el suelo se llama agua gravitacional. Cuando existe agua gravitacional en los suelos que están adyacentes a las paredes del cimiento de un edificio, la presión que puede

desarrollar el material del cemento puede obligar al agua a pasar por las grietas de paredes y pisos. Si un suelo permanece saturado con agua, uno puede suponer que una capa impermeable está permitiendo el flujo del agua gravitacional del suelo. Los conductos para drenaje o los tubos de concreto se usan para remover el agua gravitacional de suelo saturados.

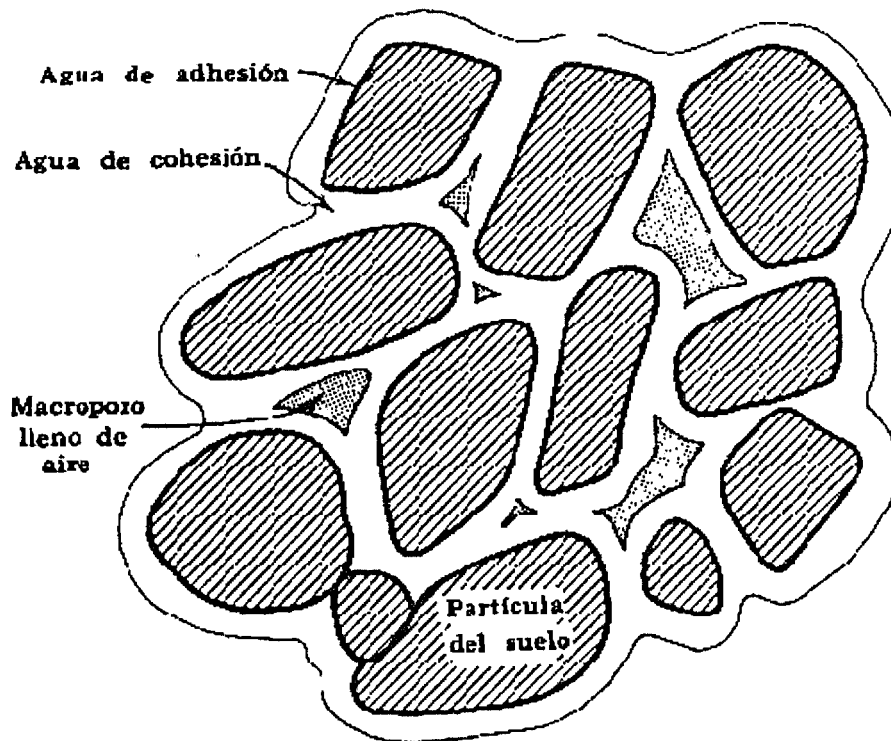


Figura 1.2. Dibujo esquemático que muestra la relación del agua de adhesión y agua de cohesión con respecto a las partículas del suelo, así como los macroporos llenos de aire. (Ref 4)

Después de que el agua gravitacional es drenada del suelo, este pasa a estar no saturado y el agua restante se mantiene por las fuerzas de atracción entre la superficie de las partículas del suelo y las moléculas de agua (adhesión), y entre las moléculas de agua (cohesión). Se necesita una diferencia clara entre suelos saturados y no saturados para adquirir un entendimiento claro del comportamiento del agua del suelo. A continuación se considera las relaciones entre el agua y la presión (energía) de un suelo no saturado.

#### 1.4 Presión del agua en un suelo no saturado.

Si la punta de un tubo capilar se introduce en un vaso de agua, la atracción entre las moléculas del vidrio y las moléculas de agua (adhesión), provocan, que las moléculas de agua suban por el interior de la pared del capilar. Las fuerzas de cohesión entre las moléculas de agua ocasiona que otras moléculas sean arrastradas al capilar.

Ya hemos visto que la presión del agua disminuye del fondo hacia la superficie de un vaso y que arriba en la superficie la presión es cero. Empezando en la superficie del agua del vaso y moviéndose hacia arriba dentro del tubo capilar, la presión del agua continua disminuyendo. De esta manera, la presión del agua en un tubo capilar es menor que cero; es negativa. De la Figura 1.3, se puede observar que la presión del agua disminuye en un tubo capilar con la altura, por arriba del agua en el vaso. A una altura de 20 cm, arriba de la superficie del agua, la presión del agua en un tubo capilar es igual a  $-20 \text{ g/cm}^2$ . La Figura 1.3 señala que a esta altura, arriba de la superficie del agua, la presión del agua en un suelo no saturado es la misma:  $-20 \text{ g/cm}^2$ , a una altura de 20 cm. Las dos presiones son las mismas a cualquier altura y no hay flujo neto de agua del suelo o del capilar después de que se ha establecido una condición de equilibrio.

Aplicando las consideraciones del agua que esta dentro de un tubo capilar a un suelo no saturado, podemos establecer lo siguiente: 1) el agua en un suelo no saturado tiene una presión negativa o está bajo *tensión*, 2) la presión del agua en un suelo no saturado disminuye cuando aumenta su altura por arriba de la superficie de una lámina de agua, y 3) el agua en un suelo no saturado, comparado con un suelo saturado, tiene una presión más baja y mayor nivel energético. Consideraremos enseguida la importancia de la naturaleza del agua en un suelo no saturado con relación al movimiento del agua.

#### 1.5 Movimiento del agua en un suelo no saturado.

Se derivan algunas consecuencias importantes de la naturaleza del agua en suelos no saturados. El agua en un suelo no saturado presenta muy poca

tendencia a moverse, el movimiento es muy lento y es causado principalmente por el ajuste del grosor de las películas de agua en las partículas de suelo.

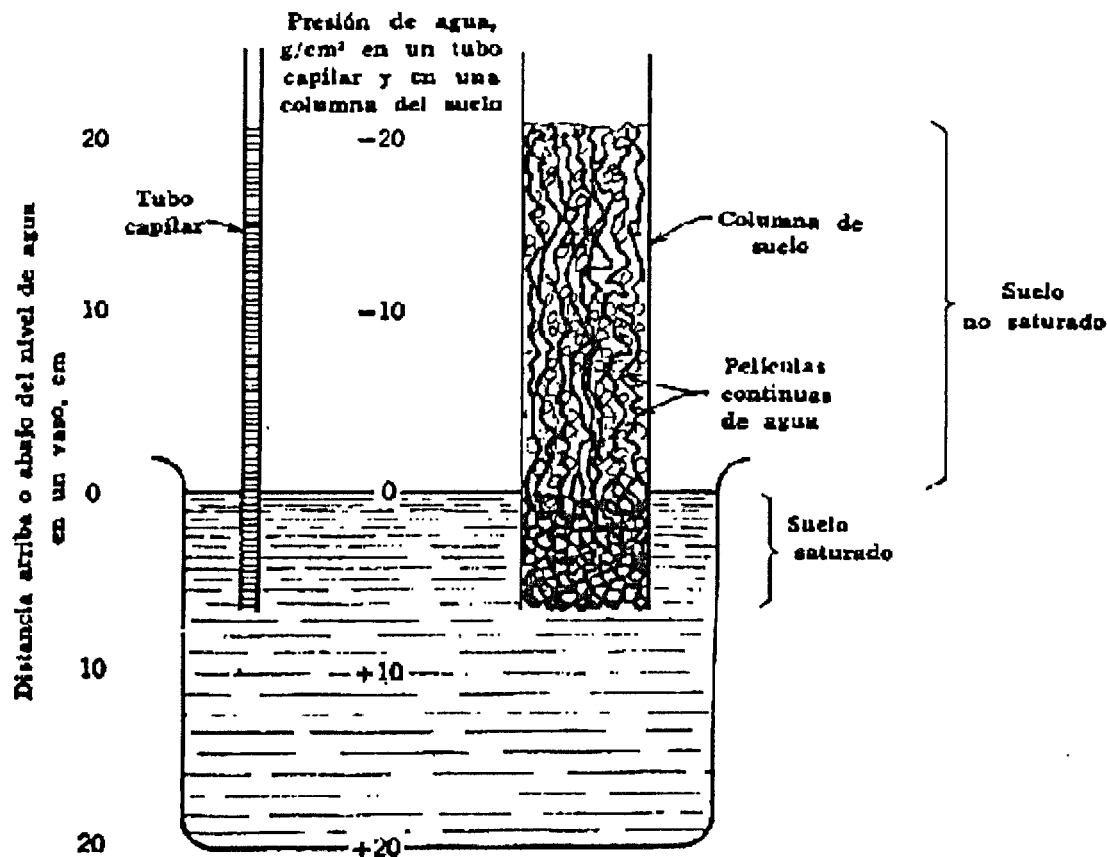


Figura 1.3. En un tubo capilar, la presión del agua disminuye al aumentar la distancia a la superficie de la misma en el vaso y a una altura de 20 cm arriba de la misma tiene un valor de  $-20 \text{ g/cm}^2$ . Como la columna de agua que está en el interior del tubo capilar presenta continuidad tanto en el vaso como en la columna de suelo, la presión del agua en el suelo, ejercida también a 20 cm de distancia arriba de la superficie del agua asimismo es de  $-20 \text{ g/cm}^2$ . (Ref 4)

Podemos darnos idea de esa agua como si se presentara en películas superficiales y como cuñas en los ángulos de las partículas de suelo adyacentes, como se muestra en la Figura 1.4. Hay una tendencia de éstas para formar gotas esféricas en las superficies A y B de la Figura 1.4. Sin embargo, la formación de gotas es evitada por las dos superficies de la partícula sólida, que están actuando una contra otra. Ahora bien, si la curvatura de una película es incrementada bastante a través de la eliminación de la humedad por una raíz como puede verse

en A, su fuerza de retención será incrementada proporcionalmente, ya que la fuerza ejercida por tal película curva es inversamente proporcional al radio de curvatura. Como resultado, el agua se moverá hacia A, hasta que la curvatura de las películas A y B sea igual. La ecuación para el movimiento capilar puede escribirse:  $f(\text{fuerza}) = 2T/r$ , en la cual T es la tensión superficial y r el radio de curvatura. Si se pone, por ejemplo, que r de A es 1 y el de B es 2, la fuerza ejercida en los dos puntos será  $f = 2T/1$  comparada con  $f = 2T/2$ . Como el líquido en los dos casos es agua, T será igual y la fuerza ejercida por la película A será 2 veces mayor que la ejercida por B. Por el ajuste de la película podemos explicar el movimiento del agua en suelos no saturados en la dirección de los suelos más secos como un resultado de la adsorción del agua por las raíces de las plantas. Se presenta un movimiento significativo del agua sobre distancias del orden de menos de una pulgada, la movilidad limitada del agua en suelos bien aireados (suelos no saturados) requiere la expansión de las raíces de las plantas en todos los horizontes del suelo de los cuales se absorbe el agua.

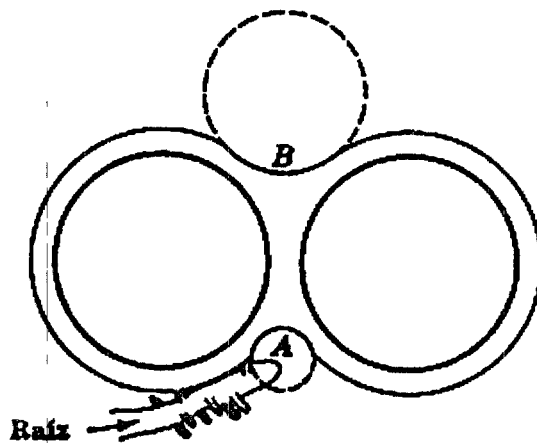


Figura 1.4 A medida que se disminuye la humedad (la raíz absorbe humedad). La curvatura de la película de agua aumenta, como se muestra por los círculos proyectados. Como la muestra tiende a introducir agua a una porción dada de la película, varía inversamente con el radio de curvatura ( $F=2T/r$ ). (Ref 4).

Cuando el agua se encuentra adyacente a los cimientos de un edificio en suelos no saturados y húmedos, el agua es capaz de moverse lentamente por capilaridad a través de los pequeños poros o grietas en las paredes o en los piso.

Los bordes de las grietas pueden aparecer húmedos pero no se forman charcos en el piso, si el agua se mueve por capilaridad.

Unos pocos cultivos como el maíz se desarrollan en suelos saturados. En la mayoría de los casos las plantas se desarrollan en suelos no saturados donde el agua está bajo tensión análoga al agua que está en un tubo capilar. La presión de agua es una cantidad negativa y una expresión convenientemente hecha con valores positivos de tensión. De esta manera, una presión negativa de 20 gr/cm<sup>2</sup> llega a ser una tensión de humedad del suelo (SMT) de 20 gr/cm<sup>2</sup> o (presión del agua) x (-1) = tensión de la humedad del suelo (SMT).

Para ayudar a esclarecer este concepto, consideraremos un ejemplo práctico que muestra la utilidad del conocimiento de la SMT y como se expresa. Supongamos que en una maceta de flores, éstas se han regado recientemente y que el exceso de agua ha cesado de escurrir en forma real por el orificio grande (de tamaño no capilar) en la base de la maceta como se muestra en la Figura 1.5. El suelo en nuestra ilustración es de 20 cm de espesor. El orificio grande, en la base de la maceta tendrá una SMT de cero y la SMT aumentará con la distancia hacia arriba del suelo. En la superficie del suelo, la SMT será equivalente a una columna de agua de 20 cm o de 0.019 atmósferas. Una consecuencia muy importante es que en la base de la maceta, el suelo está saturado y que el contenido de aire es cero. El contenido de aire (y el contenido de oxígeno), del suelo aumenta de la base al tope de la maceta (véase la Figura 1.5). Las plantas que crecen en macetas, con solo 10 cm de altura tendrán en efecto un suelo poco aireado en el cual crecer.

## 1.6 Medida de la tensión de la humedad del suelo.

El tensiómetro con manómetro de vacío que se muestra en la Figura 1.7, está constituido por un cilindro poroso de arcilla cocida, el cual está unido al manómetro por medio de un tubo lleno de agua. Si el cilindro poroso se entierra en un suelo en el cual el agua tiene una tensión mayor que cero, el agua contenida en el tubo del tensiómetro se desplazará al suelo a través del cilindro de arcilla. En el equilibrio, la tensión creada dentro del tensiómetro y registrada por el manómetro de vacío es la SMT. Esto significa que una fuerza o atracción (succión) mayor que esta tensión se debe ejercer para separar cierta agua del suelo.

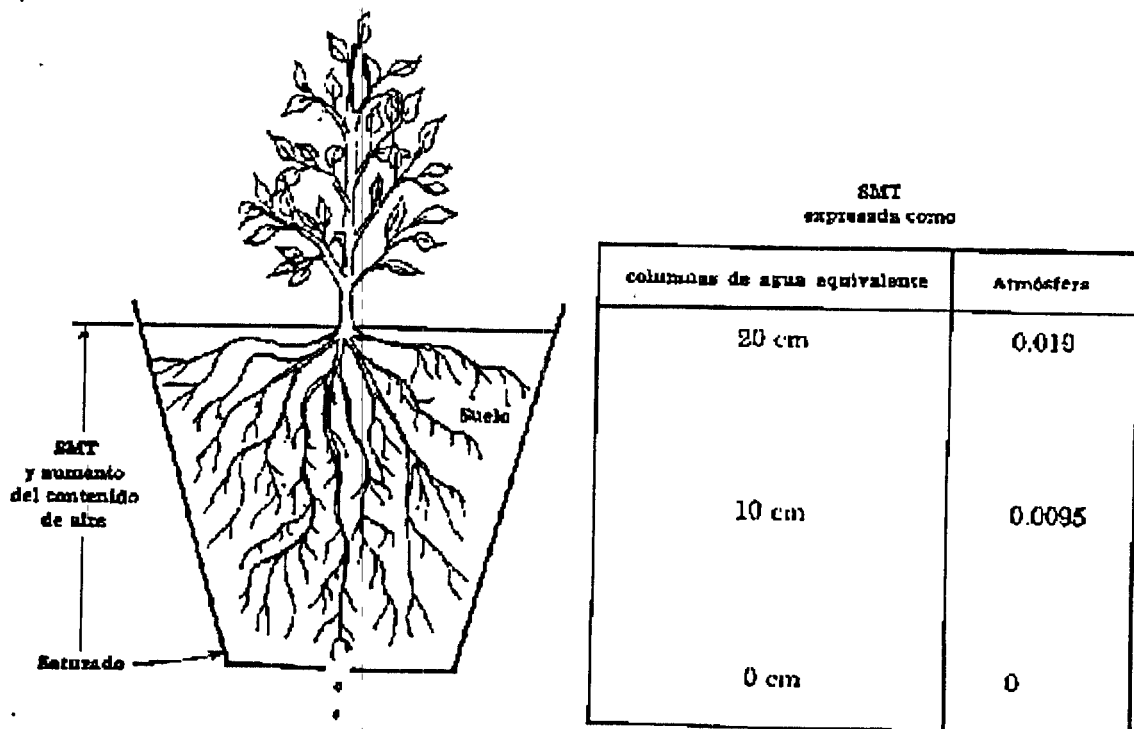


Figura 1.5. Las relaciones de la tensión entre el agua del suelo y el aire en una maceta con flores después del riego y cuando el exceso de agua ha cesado de fluir por un orificio grande (de tamaño no capilar) en la base de la maceta. (Ref 4)

El humedecimiento del suelo libera la tensión del agua; y el agua entonces se mueve del suelo hacia la copa porosa del tensiómetro. Los tensiómetros trabajan en una escala de 0.7 a 0.8 atmósferas. Esta escala es importante en términos del crecimiento de las plantas, haciendo que el tensiómetro sea un instrumento útil para determinar cuando aplicar el agua de irrigación. Las medidas de SMT a tensión mayores se hacen con un cámara de presión en la escala de 1 a 50 atmósferas. Una membrana con poros muy finos que están llenos de agua



descansa sobre una pantalla en el fondo de una cámara de presión. El suelo se coloca en la membrana, la cámara se sella y se aplica la presión de aire. El agua es forzada a salir del suelo y fluye a través de los poros de la membrana. En el equilibrio la SMT se iguala a la presión del aire que fue aplicada. La cámara de presión es un instrumento de investigación de gran valor que se usa para obtener la clase de datos presentados en la Figura 1.6.

A una SMT de 346 cm de agua, para los tres suelos mostrados en la Figura 1.6, las plantas necesitarían ejercer la misma fuerza para separar agua de cada suelo, pero el contenido de agua de la arcilla a esta tensión es cerca de 7 veces mayor que el de la arena. Este punto resalta un hecho muy importante: la capacidad de las plantas para separar agua de los suelos está básicamente relacionada con la SMT y no con el contenido de agua. Es la SMT y no el contenido de agua la que indica cuando se debe regar y esto pone de relieve la importancia del empleo de los tensiómetros (y de otros instrumentos que miden la SMT) en la agricultura de riego.

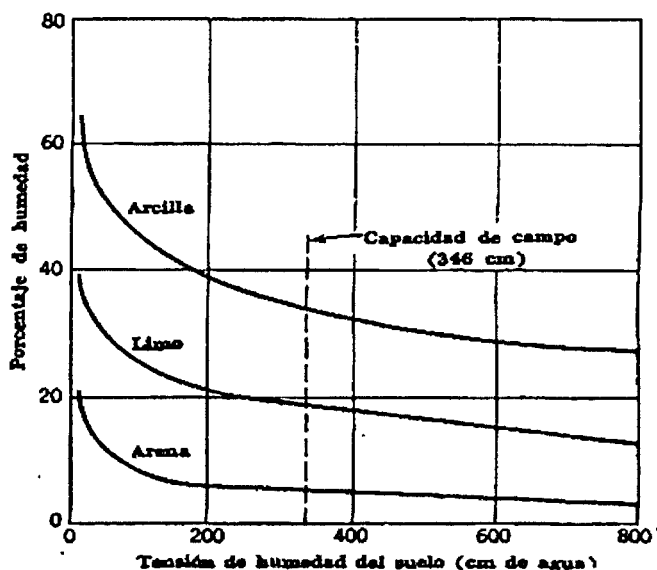


Figura 1.6 Contenido de humedad de suelos con diferentes texturas a varias tensiones de humedad. (Ref 4)

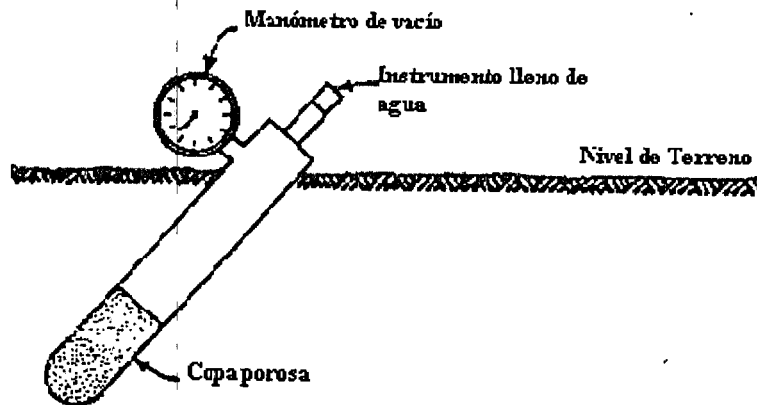


Figura 1.7 Tensiómetro con manómetro empleado para medir la tensión de la humedad del suelo. (Ref 4)

### 1.7 El Agua Gravitacional y la Capacidad de Campo.

Cuando la lluvia cae en el suelo, el agua es absorbida por éste debido a la acción capilar. Si sobre la superficie del suelo se reúne agua libre ésta puede fluir libremente hacia abajo a través de los grandes macroporos. Estos no obstante, deben estar abiertos en la superficie del suelo. Cuando un típico suelo de migajón está sin ser protegido por la vegetación, el impacto de las gotas de lluvia destruirá los agregados del suelo y las partículas finas de suelo flotarán sobre la superficie del mismo creando una capa "densa" que estará compuesta principalmente de microporos (aberturas de tamaño capilar). A partir de ese instante el agua se mueve por capilaridad hacia el interior del suelo, de modo que será mejor visualizar el agua que está siendo absorbida por capilaridad en la superficie del suelo durante una lluvia, en lugar de pensar que el agua está corriendo a través de los "grandes agujeros" que el suelo presente. La situación en la superficie del suelo es inversa a la de un tubo capilar colocado en una charola con agua. Un tubo capilar se llena del fondo hacia la parte superior, mientras, por el contrario, los poros de tamaño capilar, en la superficie del suelo, jalan el agua hacia abajo del suelo durante una lluvia.

La cantidad de agua que excede la capacidad de retención del suelo, es decir el agua de adhesión y el agua capilar, se aloja en los espacios porosos

grandes o no capilares y se mueven hacia abajo en respuesta a la gravedad y a la succión de los poros del suelo subyacente. Esta agua en exceso, o, gravitacional, se mueve hacia abajo y humedece el suelo más seco subyacente. Veamos, entonces, que el agua que fue considerada gravitacional a cierto nivel llega a ser agua capilar (no gravitacional) a un nivel más bajo. De acuerdo con estas condiciones, el agua se mueve hacia abajo como un frente, como lo muestra la Figura 1.8. Una línea precisa de demarcación se forma entre la capa superior húmeda y la capa inferior más seca y esta línea puede persistir por días. El suelo húmedo se encuentra conteniendo agua a su capacidad de campo, y el exceso de agua representa al contenido de humedad del suelo, después de que se ha presentado el drenado gravitacional.

Aquí se nos presentan dos preguntas al parecer, obvias: Primero, ¿Porqué el agua no continua moviéndose con velocidad razonable de las capas superiores húmedas a las inferiores más secas? Segundo, ¿Qué es la tensión de humedad del suelo, en el suelo húmedo (capacidad de campo) como se muestra en la Figura 1.8?

Las respuestas a estas dos preguntas están relacionadas entre sí. Considérese de nuevo el tubo capilar. ¿Qué es lo que determina la altura que sube el agua en este tubo?. Obviamente el tamaño o diámetro del mismo. La misma situación es válida en el suelo con respecto a la capacidad de los poros del suelo para jalar el agua hacia abajo. Entonces la pregunta sería: ¿Cuál es una capacidad razonable o típica de los espacios porosos del suelo para jalar el agua hacia el interior del mismo o de sus poros para extraer agua de una capa de suelo húmedo, como se muestra en la Figura 1.8?. En una base teórica, se ha calculado que el agua puede ser elevada desde la superficie del agua libre a una altura de 45.75 cm en arena gruesa y a 45.74 m en limo fino. Los suelos varían bastante en las clases y tamaño de los poros, y, por lo tanto, en la tensión de humedad del suelo o capacidad de campo.

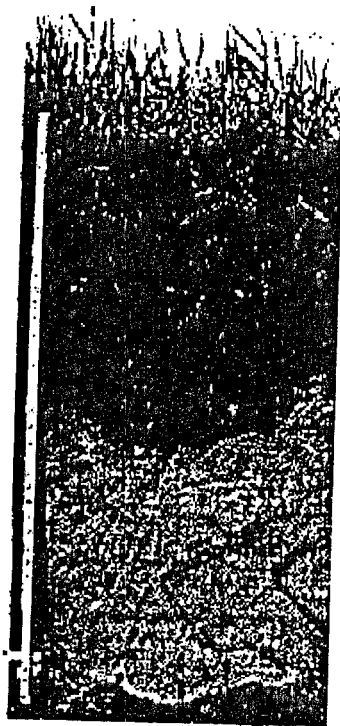


Figura 1.8. Relación de humedad un día después de la lluvia cuando el suelo estaba cerca del punto de marchitamiento a una profundidad de 3 pies. (Ref 4)

Ha llegado a ser costumbre, no obstante, considerar un valor de  $1/3$  de atmósfera (equivalente a una columna de agua aproximadamente de 11 pies de altura) para ser igual al típico poder de succión de capilares en un suelo bien humedecido. De esta manera, la SMT o capacidad de campo se considera generalmente que es de  $1/3$  de atmósfera o 346 cm de agua, véase la Figura 1.6. Esto significa que se debe aplicar una tensión mayor a  $1/3$  de atmósfera para separar agua o para originar que ésta se mueva en suelos húmedos. El agua en la capa de suelo húmedo de la Tabla 1.1 presenta muy poca tendencia a moverse dentro del suelo más seco subyacente por que las fuerzas de retención en el suelo húmedo (aproximadamente de  $1/3$  de atmósfera) están "balanceadas", por la capacidad de los poros en el suelo más seco para jalar el agua hacia abajo. Los poros del suelo son de forma irregular en el frente de humedecimiento; los poros pequeños mantienen agua y se abren por otro lado los poros abiertos de mayor tamaño se encuentran en la capa seca. Los capilares grandes (poros) no pueden

jalar agua de los capilares más pequeños (poros). Esto tiene importancia por la resistencia para que el agua se mueva del suelo húmedo al seco.

Tabla 1.1. Clasificación de la humedad del suelo, tensión de humedad equivalente y los porcentajes aproximados del espacio poroso ocupado por agua a varias tensiones. (Ref 4)

Clasificación de la humedad del suelo	Atmósferas o Bares	Centímetros de agua.	Porcentaje aproximado del espacio poroso ocupado por agua.
Secado en la estufa	-----10,000-----	-----10,000,000-----	-----0-----
Agua higroscópica (inaprovechable para las plantas.			
Coefficiente higroscópico	-----31-----	-----31,600-----	-----15-----
Agua capilar inaprovechable para las plantas			
Punto de marchitamiento	-----15-----	-----15,800-----	-----25-----
Agua capilar aprovechable para las plantas.			
Capacidad de Campo	-----1/3-----	-----346-----	-----50-----
Agua gravitacional, sujeta a drenaje.			
Saturación	-----0-----	-----0-----	-----0-----

### 1.8 Fases de un suelo no saturado.

Un suelo no saturado se define como un sistema de tres fases (sólida, líquida y gaseosa), el cual se presenta en la Figura 1.9, pero es más correcto considerar la existencia de una cuarta fase, a saber, las interfaces entre el agua y el aire o superficie contráctil (Fredlund y Morgenstern, 1977), observar la Figura 1.10. Los suelos no saturados contienen pequeñas cantidades de aire incluidas en el agua en forma de burbujas las cuales originan que el suelo se comprima, al fluir a través de los poros. Generalmente una gran cantidad de aire está presente en el suelo en forma continua. Por otro lado el agua y el aire que se encuentra en los poros presentan diferencias significativas, que involucran los principios clásicos de los suelos no saturados.

## 1.9 Comportamiento de las fases del suelo.

Un suelo no saturado está constituido por una mezcla de fases, las cuales determinan su comportamiento en cuanto a su resistencia y deformación, etc, por lo cual es importante conocer el número de fases así como su influencia en el estado de esfuerzos. Algunos consideran a las interfaces agua aire como una fase independiente.

La propiedad más distintiva de la superficie libre del agua es la de permitir un estado de tensión, en la que se comporta como una membrana elástica, bajo tensión, dentro de la estructura del suelo. Las propiedades de la superficie libre difieren de la de la fase contigua (Davies y Rideal, 1963) su densidad se reduce cuando se ve incrementada su temperatura, a la vez se comporta como un sólido cuando se expone a las temperaturas frías. La transición entre el agua líquida y la superficie libre fue demostrada por Derjaguin 1965, es interesante observar como los insectos caminan encima de la superficie del agua, como si fuesen nadadores, al brincar estos en el agua se sumergirían de no existir la capa contráctil, observar la Figura 1.10.

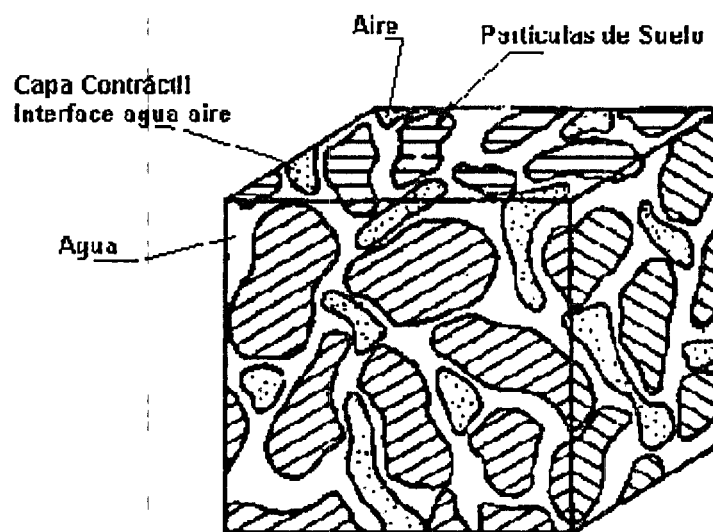


Figura 1.9 Elementos de un suelo no saturado con fase gaseosa continua. (Ref 3)

Esta es una de las ventajas de reconocer a un suelo no saturado como un sistema de cuatro fases, cuando se analizan los esfuerzos que se presentan en un elemento, Fredlund y Morgenstern 1977. Un suelo no saturado de comportamiento estable es visto como una mezcla de dos fases que se equilibran bajo gradientes de esfuerzo (partículas de suelo y las interfaces agua aire) y las dos fases del fluido están bajo la influencia de variaciones de esfuerzo (aire y agua). Al permanecer constante la relación volumen aire para un suelo no saturado, es posible considerar al suelo como un sistema de tres fases, por lo cual se desprecia el volumen de la capa superficial del agua y se considera como parte del agua.

Sin embargo recientemente se le ha otorgado mayor importancia a las interfaces agua aire (la superficie libre del agua) quedando establecida como una fase adicional cuando se considera el mecanismo físico.

Cuando la fase del aire es continua, la interacción de la superficie libre del agua con las partículas del suelo propicia cierta influencia en el comportamiento mecánico del suelo. Las partes constitutivas de un suelo no saturado se muestran en la Figura 1.9. Cuando la fase gaseosa presenta burbujas de aire ocluido, el fluido empieza a comprimirse.

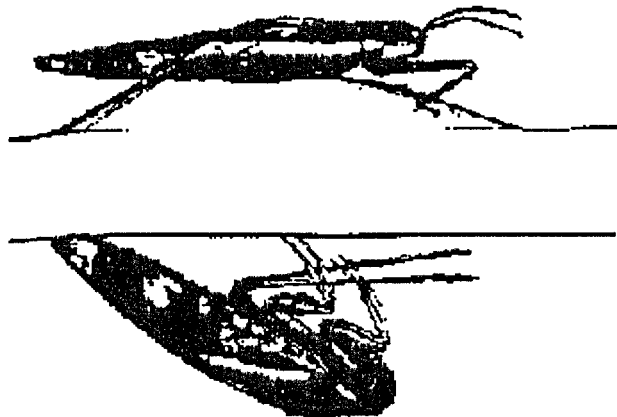


Figura 1.10 Los insectos que se desplazan sobre la capa contráctil. (Ref 3)

La masa y volumen de cada una de las fases se muestra esquemáticamente en el diagrama de fases. La Figura 1.11 muestra un diagrama riguroso de cuatro fases para un suelo no saturado.

El espesor de la capa contráctil es equivalente al de una pequeña lámina molecular. Por lo que la subdivisión física de la capa contráctil no es necesaria cuando se establecen relaciones de masa y volumen para los suelos no saturados. La capa contráctil es considerada como parte de la fase gaseosa sin incurrir en ningún error. Una simplificación del diagrama de tres fases se presenta en la Figura 1.12 el cual puede ser utilizado para describir las relaciones volumétricas.

El término *sólidos* es utilizado para referirse a la suma de todas las partículas del suelo.

### 1.10 Propiedades individuales de la fase sólida.

El entendimiento de las propiedades básicas de las fases sólida, líquida, gaseosa y contráctil influye en el comportamiento del suelo considerado, y servirá para definir las propiedades volumétricas y gravimétricas de cada una de ellas. En cuanto a la capa contráctil su propiedad más importante es la de ejercer tensión. En la Figura 1.13 se muestra esta capa.

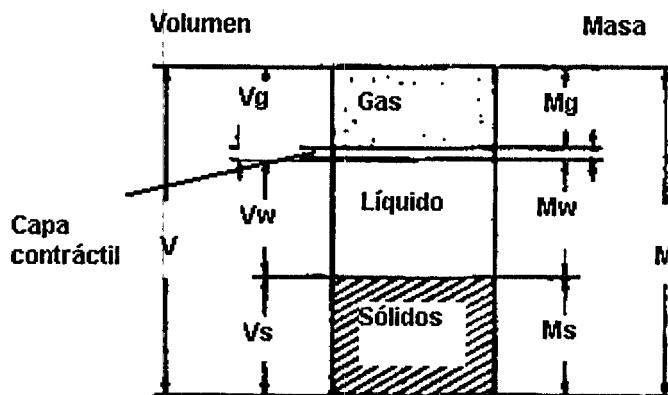


Figura 1.11 Diagrama de las fases de un suelo no saturado. (Ref 3)



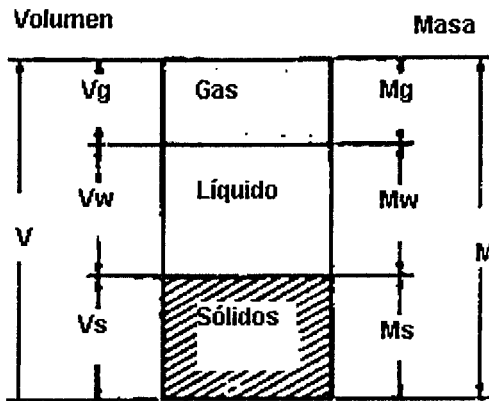


Figura 1.12 Diagrama simplificado de tres fases para un suelo. (Ref 3)

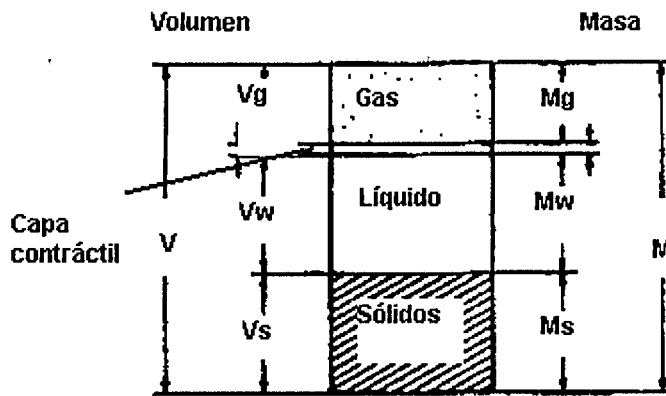


Figura 1.13 Capa contráctil de un suelo parcialmente saturado. (Ref 3)

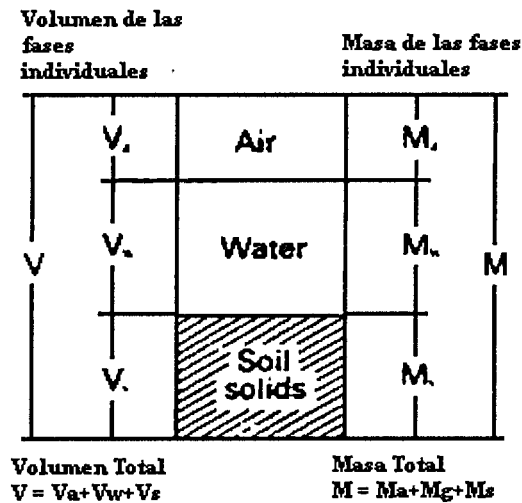


Figura 1.14 Diagrama de las fases de un suelo no saturado. (Ref 3)

Densidad y peso específico.

(1.1)

$$(\text{Densidad}) \rho = \frac{m}{v}$$

(1.2)

$$(\text{Peso específico}) (\gamma) = \frac{w}{v}$$

### 1.11 Fase líquida.

La densidad del agua  $\rho_w$  se define a continuación.

$$\rho_w = \frac{M_s}{V_w} \quad (1.3)$$

El agua es considerada una sustancia homogénea en cualquier parte del mundo, excepto por las variaciones producidas por los isótopos de hidrógeno y oxígeno (Dorsey 1940), recibe el nombre de agua pura, el agua que es destilada bajo presión de vapor saturado de agua. La Figura 1.15 muestra la influencia de las diferentes presiones y la temperaturas en la densidad del agua.

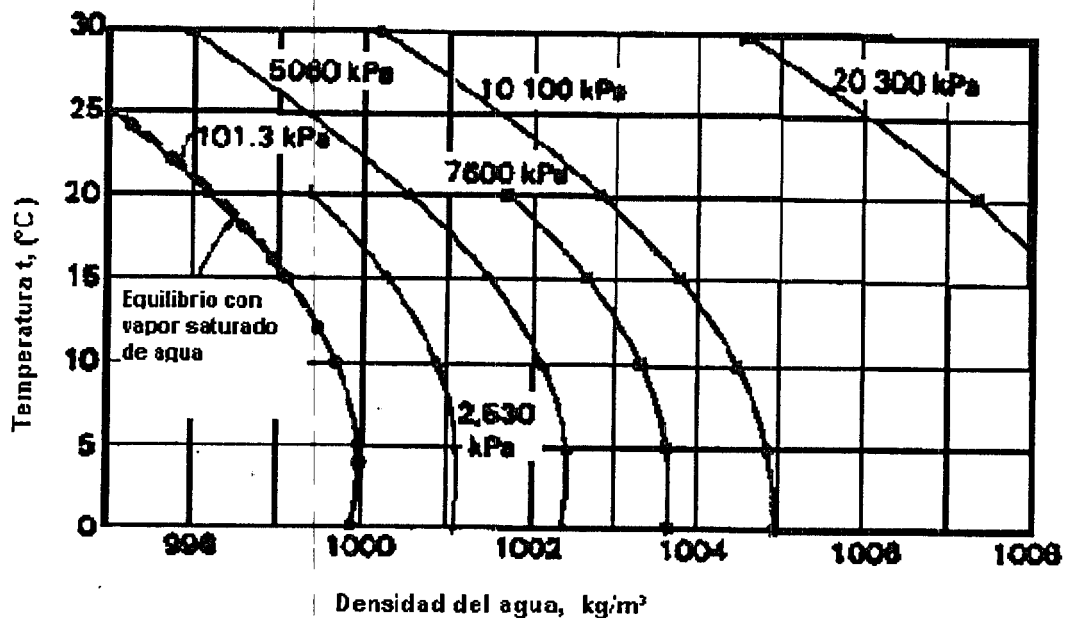


Figura 1.15 Densidad del agua a diferentes presiones y temperaturas. (Ref 3)

Para los problemas de mecánica de suelos, la variación que presenta la densidad del agua a diferentes temperaturas es más significativa que la variación que se espera al aplicar diferentes presiones.

Para condiciones isotérmicas la densidad del agua se toma como 1000 kg/m<sup>3</sup>.

### 1.12 Fase gaseosa.

La densidad del aire se expresa como:

$$\rho_a = \frac{Ma}{Va} \quad (1.4)$$

$$Va_o = \frac{Va}{Ma} \quad (1.5)$$

El aire se comporta como una mezcla de varios gases y pequeñas cantidades de vapor de agua, ver la Tabla 1.2.

Tabla 1.2 Composición del aire seco. (Ref 3)

	Porcentaje por Volumen	Densidad (kg/m <sup>3</sup> )	Masa Molecular (en escala Natural, O = 16) (kg/k mol)
Nitrógeno N <sub>2</sub>	78.08	1.25055	28.016
Oxígeno (O <sub>2</sub> )	20.95	1.42904	32.000
Argón (Ar)	0.934	1.7837	39.944
Dióxido de Carbono CO <sub>2</sub>	0.031	1.9769	44.010
Neón (Ne)	1.82x 10 <sup>-3</sup>	0.90035	20.183
Helio (He)	5.24x10 <sup>-4</sup>	0.17847	4.003
Kriptón (Kr)	1.14x10 <sup>-4</sup>	3.708	83.800
Hidrógeno (H)	Aprox 5.0x10 <sup>-3</sup>	0.08988	2.016
Xenón (Xe)	8.70x10 <sup>-6</sup>	5.851	131.300
Ozono (O <sub>3</sub> )	1x10 <sup>-6</sup> a 1x10 <sup>-5</sup>	2.144	48.00
Aire	100.00	1.2929	28.966

Bajo condiciones estándar (por ejemplo 101.30 kpa a 0°C) Sin vapor de agua.

La mezcla de oxígeno es llamada aire seco cuando no presenta vapor de agua, y se nombra aire húmedo cuando presenta vapor de agua.

El comportamiento del aire seco y el aire húmedo se considera que es semejante al de un gas ideal, en los trabajos de ingeniería geotécnica, se encuentra bajo la influencia de presión y temperatura. La ley de un gas ideal se puede escribir como:

$$U_a V_a = \frac{M_a}{\omega_a} RT \quad (1.6)$$

Donde:

$U_a$  = Presión absoluta del aire (KN/m<sup>2</sup> o kpa)

$U_a = U_b + U_{atm}$

$U_b$  = Presión del aire calibrado (KN/m<sup>2</sup> o kpa)

$U_{atm}$  = Presión atmosférica (kpa o 1 atm)

$V_a$  = Volumen del aire (m<sup>3</sup>)

$M_a$  = Masa del aire (kg)

$\omega_a$  = Masa molar del aire (kg/mol)

$R$  = Constante universal de los gases (8.31432 J/mol -k)

$T$  = Temperatura ( $T = a + 273.16$ ) (K)

$T_o$  = Temperatura (°C)

El comportamiento de la ecuación anterior es constante para un sistema cerrado en el cual su masa y temperatura se mantiene constante. Bajo las condiciones anteriores la fase gaseosa puede ser descrita por la ley de Boyle:

$$U_{a1} V_{a1} = U_{a2} V_{a2} \quad (1.7)$$

Donde:

$U_{a1}$  y  $V_{a1}$  = son la presión absoluta y volumen del aire respectivamente en la condición 1.

$U_{a2}$  y  $V_{a2}$  = son la presión absoluta y volumen del aire respectivamente en la condición 2.

La ecuación para la densidad del aire

$$\rho_a = \frac{\omega_a}{RT} U_a \quad (1.8)$$

La masa molar del aire,  $\omega_a$ , dependerá de la composición de la mezcla de aire seco y del vapor de agua. El aire seco tiene una masa molar de 28.966 kg/kmol, y la masa molar del vapor de agua (H<sub>2</sub>O) es de 18.016 kg/kmol.

El aire está compuesto normalmente por Nitrógeno (N<sub>2</sub>) y Oxígeno (O<sub>2</sub>), el cual es abundante en la atmósfera. El contenido de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) puede variar, dependiendo de las condiciones ambientales. En la misma proporción a como se presenta la quema de combustible. Sin embargo el constituyente del aire que puede variar más es el vapor de agua, su porcentaje volumétrico puede tener rangos tan pequeños como 0.000002 % y altos como 4 y 5 % (Harrison, 1965). Por lo cual la masa molecular de aire es afectada por el cambio de cada uno de sus constituyentes.

La concentración de vapor de agua en el aire es comúnmente expresada en términos de la humedad relativa.

$$RH = \frac{U_v(100)}{U_{vo}} \quad (1.9)$$

Donde:

RH = Humedad relativa (%).

U<sub>v</sub> = Presión parcial del vapor de agua en el aire (kpa).

U<sub>vo</sub> = Presión del agua de saturación a la misma temperatura (kpa).

La Tabla 1.3 presenta valores de la densidad del aire para diferentes presiones absolutas (U<sub>a</sub>) y temperaturas, t°. Las cifras de la parte superior de la Tabla 1.3 fueron calculadas con humedad relativa de 50 y 0.04% de volumen de dióxido de carbono. Para cuando el aire tiene humedades relativas diferentes que 50 %, se podrá aplicar una corrección como se muestra en la parte inferior de esa Tabla 1.4.

Densidad del aire,  $\rho_a$  (kg/m<sup>3</sup>).

Temperatura,  $t$  °C.

Tabla 1.3 Densidad del aire  $\rho_a$  (kg/m<sup>3</sup>). (Ref 3)

Presión absoluta del aire, $U_a$ (kpa)	10	20	30
80	0.982	0.946	0.910
85	1.043	1.005	0.968
90	1.105	1.065	1.025
95	1.167	1.124	1.083
100	1.228	1.184	1.140
101	1.240	1.196	1.152
105	1.290	1.243	1.198

Densidad ajustada por Humedad (kg/m<sup>3</sup>).

Tabla 1.4 Densidad del aire a diferentes presiones absolutas, temperatura y humedad relativa. (Ref 3)

Temperatura,  $t$  (° C)

Humedad Relativa RH (%)	10	20
20	0.003	0.006
25	0.003	0.005
30	0.002	0.004
35	0.002	0.003
40	0.001	0.002
45	0.001	0.001
50	0.000	0.000
55	-0.001	-0.001
60	-0.001	-0.002
65	-0.002	-0.003
70	-0.002	-0.004
75	-0.003	-0.005
80	-0.003	-0.006

Aunque la corrección es pequeña se puede demostrar que la densidad decrece conforme la humedad relativa se incrementa. Este indicador de la humedad en el aire es alto para el aire seco.

### 1.13 Viscosidad.

Todo fluido se opone al cambio de forma así como a la acción de esfuerzos de corte, esta resistencia es la propiedad llamada *viscosidad*. La viscosidad absoluta (dinámica),  $\mu$  de un fluido, se origina debido a la resistencia que opone el fluido a la fuerza de corte aplicada por el deslizamiento de un plato que actúa sobre otro que contiene líquido en reposo. La viscosidad absoluta depende de la presión y temperatura. Sin embargo, la influencia de la presión es despreciable para el rango de presiones que se manejan en las aplicaciones usuales de la ingeniería.

La viscosidad del agua y del aire a la presión atmosférica (101.30 kpa) y diferentes temperaturas se dan en la Tabla 1.5 y 1.6.

Tabla 1.5 Viscosidad del agua a 101.30 Kpa. (Ref 3)

Temperatura, t (°C)	Viscosidad Absoluta (dinámica), $\mu$ , (x 10 <sup>-3</sup> N s / m <sup>2</sup> )	Temperatura, t (°C)	Viscosidad Absoluta (dinámica), $\mu$ , (x 10 <sup>-3</sup> N s / m <sup>2</sup> )
0	1.794	55	0.507
5	1.519	60	0.470
10	1.310	65	0.437
15	1.144	70	0.407
20	1.009	75	0.381
25	0.895	80	0.357
30	0.800	85	0.336
35	0.731	90	0.317
40	0.654	95	0.299
45	0.597	100	0.284
50	0.548		

Tabla 1.6 Viscosidad del aire a 101.30 kpa. (Ref 3)

Temperatura t(°C)	Viscosidad Absoluta (dinámica) (x 10 <sup>-5</sup> N s /m <sup>2</sup> )	Fuentes
-20	1.604	Turma, 1976
-10	1.667	Turma, 1976
0	1.705	Turma, 1976
10	1.761	Turma, 1976
20	1.785	Turma, 1976
30	1.864	Turma, 1976
40	1.909	Turma, 1976
50	1.96	Kaye y Laby, 1973

100	2.2	Kaye y Laby, 1973
200	2.61	Kaye y Laby, 1973

La Figura 1.16 muestra la viscosidad absoluta del agua, aire y varios materiales a diferentes temperaturas. La viscosidad de los líquidos decrece al incrementar la temperatura, de modo contrario la viscosidad del aire crece conforme se incrementa la temperatura.

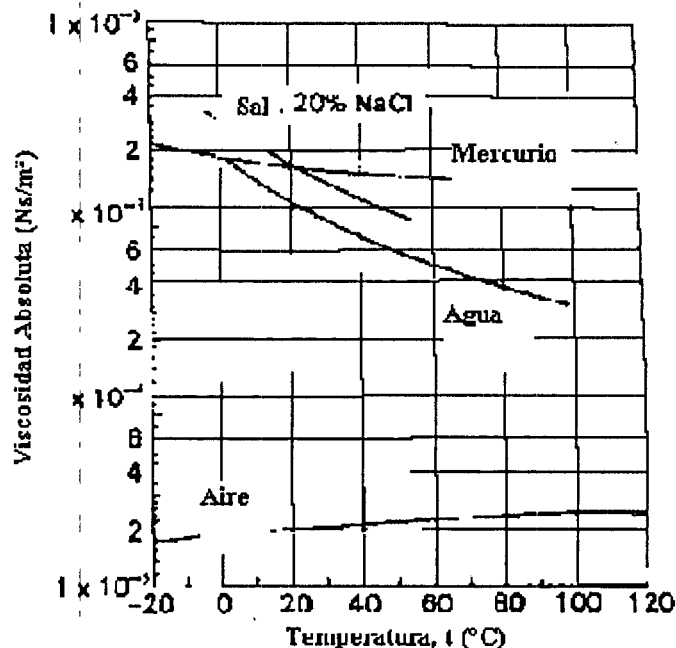


Figura 1.16 Se presenta la viscosidad de fluidos a diferentes temperaturas. (Ref 3)

#### 1.14 Tensión superficial.

La interface aire agua (capa contráctil) posee una propiedad llamada tensión superficial; este fenómeno resulta de las fuerzas intermoleculares que actúan en las moléculas de la capa contráctil, estas fuerzas son diferentes de las que actúan en las moléculas del interior del agua, observe la Figura 1.17.

Una molécula en el interior de un medio líquido experimenta fuerzas de igual magnitud en todas las direcciones, por lo cual no existe desequilibrio de fuerzas. Una molécula de agua dentro de la lámina de su superficie libre experimenta una pérdida de balance de fuerzas dirigido hacia el interior del medio. La superficie libre generalmente se equilibra debido al efecto de tensión que actúa



generalmente a lo largo de la capa contráctil. La propiedad de la capa contráctil que es la de ejercer tensión, recibe el nombre de tensión superficial,  $T_s$ . La tensión superficial se mide como la fuerza que actúa por unidad de longitud de la capa contráctil (N/m), además la tensión superficial es tangencial a la superficie contráctil. Esta magnitud decrece conforme la temperatura se incrementa. La Tabla 1.7 proporciona valores de tensión superficial a diferentes temperaturas.

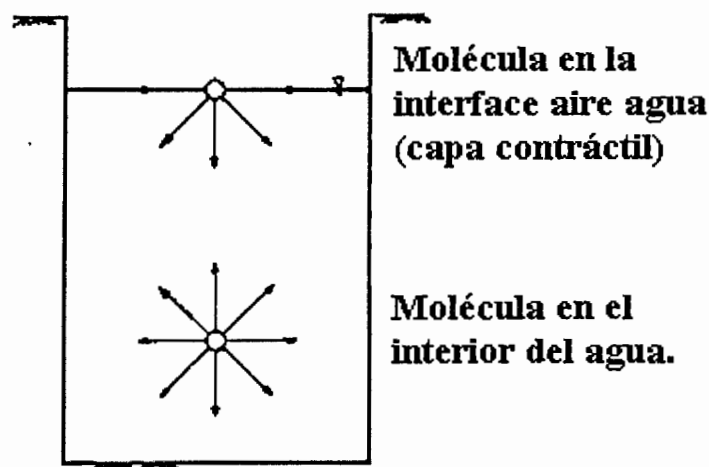


Figura 1.17 Fuerzas intermoleculares que actúan en la capa contráctil. (Ref 3)

Tabla 1.7 Se muestra la tensión superficial de la capa contráctil a diferentes temperaturas. (Ref 3)

Temperatura, $t$ ( $^{\circ}$ C)	Tensión Superficial, $T_s$ (m N /m)	Temperatura, $t$ ( $^{\circ}$ C)	Tensión Superficial, $T_s$ (m N /m)
0	75.70	40	69.60
10	74.20	50	67.90
15	73.50	60	66.20
20	72.75	70	64.40
25	72.00	80	62.60
30	71.20	100	58.80

La tensión superficial ocasiona que la superficie libre del agua se comporte como una delgada membrana elástica, su comportamiento es similar al de un globo inflado que tiene gran presión por dentro y por fuera, si una membrana bidimensional flexible experimenta una presión diferente como en el caso anterior, adquirirá una curvatura cóncava debido a la gran presión sufrida y

ejercerá tensión en la membrana hasta alcanzar el estado de equilibrio. Las diferentes presiones de la curva se relacionan con la tensión superficial, y el radio de curvatura de la superficie es considerado como el equilibrio en la membrana, ver la Figura 1.18. De modo que la presión actuante en la membrana es  $u$  y  $(u+\Delta u)$ . La membrana tiene un radio de curvatura de,  $R_s$ , y una tensión superficial,  $T_s$ . La fuerza horizontal a lo largo de la membrana balancea cada parte. Para el equilibrio de las fuerzas verticales se requiere que:

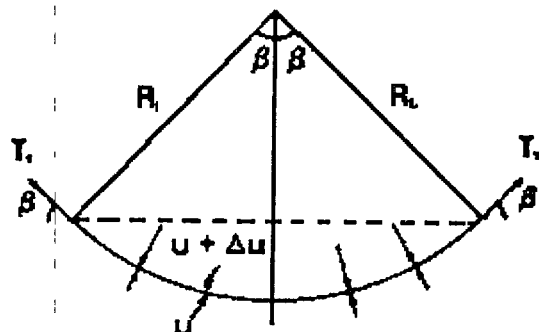


Figura 1.18 Fuerzas que actúan en la capa contráctil. (Ref 3)

$$2T_s \text{Sen } \beta = 2\Delta u R_s \text{ Sen } \beta \quad (1.10)$$

También

$$\Delta u = \frac{T_s}{R_s} \quad (1.11)$$

La ecuación 1.11 proporciona la diferencia de presión de la superficie curva con un radio  $R_s$  y una tensión superficial  $T_s$ , para que adquiera la forma superficial (membrana tridimensional), la diferencia de presión también se puede obtener usando la ecuación de Laplace, ver la Figura 1.19.

En un suelo no saturado, la superficie libre del agua puede experimentar el efecto del aire  $U_a$  que es mayor que la presión del agua  $U_w$ , la diferencia de presiones,  $(U_a - U_w)$  es conocida como succión mátrica, esta diferencia de presiones provoca que:

$$(U_a - U_w) = \frac{2T_s}{R_s} \quad (1.12)$$

Donde:

$(U_a - U_w)$  = Succión mátrica o la diferencia entre la presión del aire y agua de poro actuando en la superficie libre del agua.

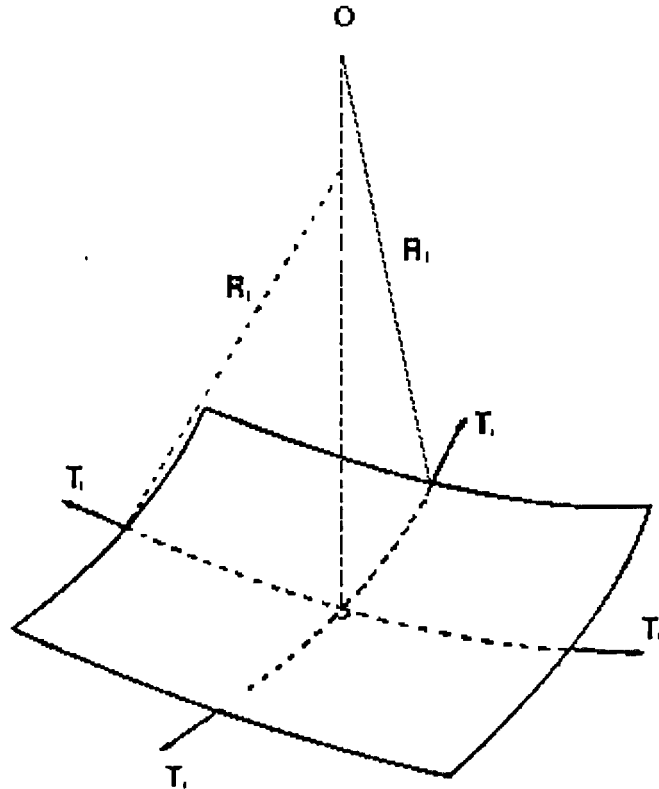


Figura 1.19 Fuerzas que actúan en la superficie de la membrana curva. (Ref 3)

$R_1$  y  $R_2$  son el radio que adquiere una membrana curva en dos planos ortogonales principales.

La expresión anterior es conocida como ecuación del modelo capilar de Kelvin, esta se apoya en el hecho de que la succión mátrica del suelo se incrementa cuando el radio de curvatura adquiere el nombre de menisco. Cuando la diferencia de presiones entre el aire y el agua de poro, es cero, el radio de curvatura,  $R_s$ , tiende a infinito. Por lo tanto existe una superficie aire agua, plana, cuando la succión mátrica tiende a cero.

$$\Delta U = \frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \quad (1.13)$$

## 1.15 Interacción del aire y el agua.

El aire y el agua pueden estar combinados sin mezclarse o existir en forma combinada. Existen combinaciones que no se pueden mezclar tal como se presentan al aire libre en donde no existe ninguna interacción. Las combinaciones inmezclables se caracterizan por la separación que se produce debido a la capa contráctil. La combinación de aire y agua mezclados pueden tener dos formas. La primera donde el aire disuelto en el agua puede ocupar aproximadamente el 2% del volumen (Dorsey, 1940), el segundo, cuando el vapor de agua se encuentra presente en el aire.

El agua puede ser encontrada en los tres estados. Estado sólido, como hielo, el estado líquido, como agua y el estado gaseoso como vapor de agua, observe la Figura 1.20.

La palabra agua se refiere al estado líquido del agua, su estado, depende de la presión y temperatura ambiental. En la Figura 1.20 se muestran los estados del agua en tres líneas. La curva de evaporación, AB, es también llamada curva de presión del vapor de agua. Esta proporciona una combinación de valores de temperatura y presión para encontrar equilibrio del líquido y el vapor. La curva de fusión separa el estado sólido y líquido, y la curva de sublimación separa el estado sólido y el vapor de agua. El estado sólido se puede presentar en equilibrio con el estado líquido en toda la curva de fusión, y con el estado gaseoso a lo largo de la curva de sublimación. Las curvas de evaporación, fusión y sublimación se interceptan en el punto A. Este punto es llamado, punto triple del agua donde el sólido, líquido y gas pueden permanecer en equilibrio. El punto triple del agua se logra a una temperatura de 0 °C y una presión de 0.61 kpa.

La curva de evaporación del agua, A-B, en la Figura 1.20 ya citada, presenta una condición de equilibrio entre el estado líquido y el gaseoso, en este estado de equilibrio, los procesos de evaporación y la condensación ocurren simultáneamente a la misma velocidad. La velocidad de condensación depende de la presión del vapor de agua, cuando el vapor de agua se encuentra en la línea de polarización; dicho de otra manera, la velocidad de evaporación dependerá únicamente de la temperatura; por lo tanto la única relación existente entre la

presión del vapor saturado de agua y la temperatura queda descrito por la curva de evaporación. La presión de vapor saturado de agua, Uvo se presenta en la Tabla 1.8.

Figura 1.20 Diagrama que muestra los estados en los que se puede encontrar el agua. (Ref 3)

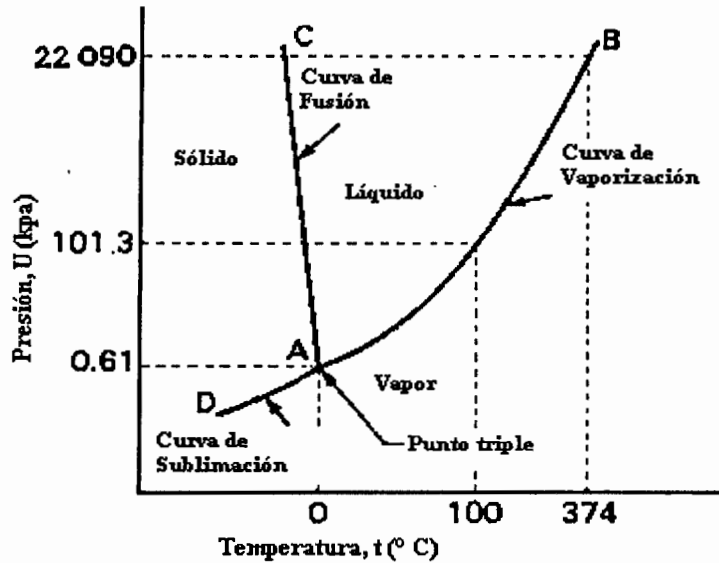


Tabla 1.8 Presión de vapor saturado de agua a diferentes temperaturas. (Ref 3)

t(°C)	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0.6107	0.6566	0.7055	0.7576	0.8130	0.8720	0.9348	1.0015	1.0724	1.1477
10	1.2276	1.3123	1.4022	1.4974	1.5983	1.7051	1.8180	1.9375	2.0639	2.1974
20	2.3384	2.4872	2.6446	2.8099	2.9846	3.1686	3.3625	3.5666	3.7814	4.0074
30	4.2451	4.4949	4.7574	5.0332	5.3226	5.6264	5.9451	6.2793	6.6296	6.9967
t(°C)	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18
40	7.3812	8.2053	9.1025	10.094	11.171	12.345	13.623	15.013	16.522	18.160
60	19.933	21.852	23.926	26.164	28.578	31.177	33.974	36.980	40.206	43.667
80	47.375	51.344	55.857	60.121	64.960	70.120	75.617	81.468	87.691	94.304
100	101.325	108.77	116.67	125.03	133.88	143.25	153.14	163.59	174.61	186.24
120	198.49	211.39	224.97	239.26	254.27	270.03	286.58	303.95	322.16	341.23

Presión de vapor de agua, Uvo, en kpa.

En la atmósfera el vapor de agua se encuentra mezclado con aire. Sin embargo la presencia de aire no influye en el comportamiento del vapor de agua. Este fenómeno se expresa por la ley de las presiones parciales de los gases de Dalton. El estado de la ley de Dalton en las presiones de mezclas de gases, es

igual a la suma de la presión parcial que podrían ejercerse si se encuentra que es grande el volumen de entrada. De otra manera, el comportamiento particular de un gas en una mezcla, dependerá de los otros gases. Por lo tanto, la presión parcial del vapor de agua que está en equilibrio con la atmósfera, es la presión de saturación que da la Tabla 1.8. De forma similar la presencia de aire sobre el agua no cambia el estado de equilibrio del agua veáse la Figura 1.20 anterior.

Las moléculas de agua con estructura abierta, son las que serán ocupadas por un gas (Redebush y Busswel, 1978), como se ilustra en la Figura 1.21, El aire disuelto en el agua llena los vacíos con un volumen promedio de 2 % del volumen total.

El agua que contiene vacíos es relativamente densa y estable (Dorsey 1940), y la densidad del agua varía poco como consecuencia de la presencia del aire disuelto. La Figura 1.22 muestra los efectos que presenta la densidad del agua cuando el aire se encuentra disuelto en ella, para varias temperaturas.

La cantidad de aire que será alojado en el agua varía con el tiempo por lo que éste influirá para que se considere o no disuelto en el agua, a lo que se le denomina solubilidad, y a la velocidad de solubilidad se le llama difusibilidad.

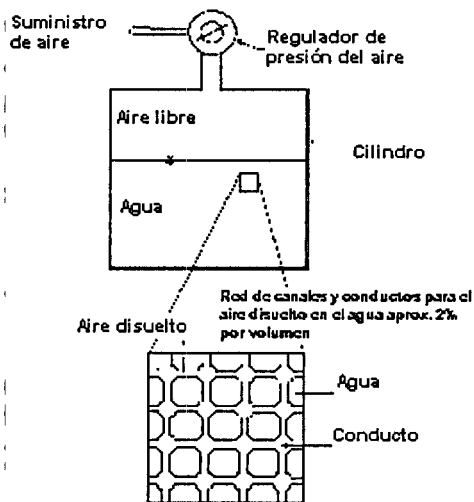


Figura 1.21 Esquema en el que se muestran el aire, disuelto en el agua alojada en los vacíos. (Ref 3)

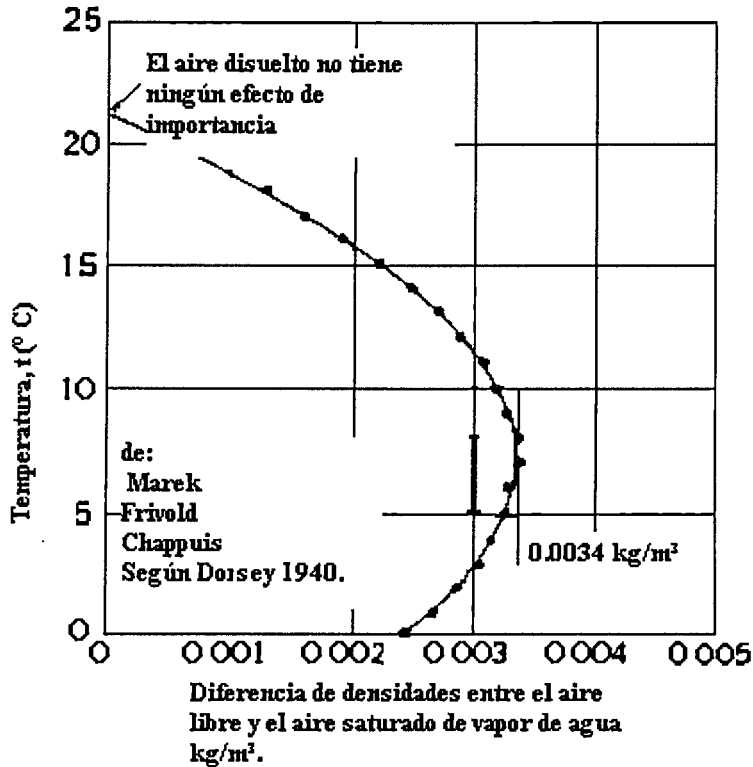


Figura 1.22 Efectos de la densidad del agua debido al aire disuelto. (Ref 3)

### 1.16 Solubilidad del aire en el agua.

El volumen de aire disuelto en el agua es independiente de la presión que presente el agua o el aire. Esto se demuestra mediante la ley de los gases ideales de Henry. Esta ley se puede aplicar a un gas disuelto en el agua a presión y temperatura conocida:

$$V_d = \frac{Md}{U} \frac{RT}{\omega \alpha} \quad (1.14)$$

Donde:

V<sub>d</sub> = Volumen del aire disuelto en el agua.

M<sub>d</sub> = Masa del aire disuelto en el agua.

U<sub>a</sub> = Presión absoluta del aire disuelto.

La presión absoluta del aire disuelto en el agua, es igual a la presión absoluta del aire libre en condiciones de equilibrio.

La masa del aire disuelto depende de la presión absoluta del aire como se demuestra mediante la ley de Henry. Si la temperatura resulta constante aún fuera del proceso, la relación entre la masa y la presión absoluta del aire disuelto, es constante:

$$\frac{Md_1}{Ua_1} = \frac{Md_2}{Ua_2} = \text{constante} \quad (1.15)$$

Donde:

$Md_1, Ua_1$  = masa y presión absoluta del aire disuelto, respectivamente en la condición 1.

$Md_2, Ua_2$  = masa y presión absoluta del aire disuelto, respectivamente en la condición 2.

El volumen del aire disuelto en el agua  $V_d$  se calcula mediante la ecuación 1.14. Cuando no existen cambios en la temperatura del agua el volumen del aire disuelto permanece constante aunque se presenten diferentes presiones.

A la relación que existe entre la masa de un gas que se encuentra disuelto en un líquido se le llama coeficiente de solubilidad, H. La Tabla 1.9 muestra los coeficientes de solubilidad del Oxígeno, Nitrógeno y Aire en agua para un determinado rango de temperaturas. Todos los coeficientes de solubilidad se determinaron a una presión estándar de 101.30 kpa.

Tabla 1.9 Solubilidad de los gases en el agua. (Ref 3)

Temperatura t (°C)	Coeficiente de Solubilidad, Ha			Coeficiente Volumétrico de Solubilidad Hb.
	Oxígeno	Nitrógeno, Argón, etc.	Aire	
0	$14.56 \times 10^{-6}$	$23.87 \times 10^{-6}$	$38.43 \times 10^{-6}$	0.02918
4	$13.06 \times 10^{-6}$	$21.59 \times 10^{-6}$	$34.65 \times 10^{-6}$	0.02632
10	$11.25 \times 10^{-6}$	$18.82 \times 10^{-6}$	$30.07 \times 10^{-6}$	0.02284
15	$10.07 \times 10^{-6}$	$17.00 \times 10^{-6}$	$27.07 \times 10^{-6}$	0.02055
20	$9.11 \times 10^{-6}$	$15.51 \times 10^{-6}$	$24.62 \times 10^{-6}$	0.01868



25	$8.28 \times 10^{-6}$	$14.24 \times 10^{-6}$	$22.52 \times 10^{-6}$	0.01708
30	$7.55 \times 10^{-6}$	$13.10 \times 10^{-6}$	$20.65 \times 10^{-6}$	0.01564

At = presión atmosférica estándar.

A la relación entre el volumen del gas disuelto (en un líquido),  $V_d$ , y el volumen del líquido se le denomina coeficiente volumétrico de solubilidad, H, el cual varía ligeramente con la temperatura. Los valores del coeficiente volumétrico de solubilidad del aire en el agua se muestran en la Tabla 1.9.

### 1.17 Difusión de los gases en el agua.

La velocidad con la que el aire puede pasar a través del agua queda descrito por la ley de difusión de Fick, en donde la velocidad con la que una masa atraviesa un área unitaria, es proporcional al coeficiente de difusión, D, y al gradiente de concentración. En la difusión del aire en el agua, la diferencia entre la concentración será igual a la diferencia en la densidad del aire libre y el disuelto en el agua.

A temperatura constante, la densidad del aire solo es función de la presión; por lo que al incrementar, ésta desarrollará una diferencia de presión entre el aire libre y el disuelto en el agua, esta diferencia inicia el secado potencial para el aire incluido en el agua.

El aire disuelto en el agua esta constituido por diferentes gases. El coeficiente de difusión, D, y todos los componentes locales del agua son presentados en la Tabla 1.10.

Se alojará aire en el agua combinando gases a una velocidad aproximada de  $2 \times 10^{-9}$  m<sup>2</sup>/seg. (Consejo de Investigación U.S., 1963).

Barden y Sides (1967) determinaron los coeficientes de difusión del aire en el agua de arcillas saturadas y compactadas. Sus resultados se presentaron en la Tabla 1.11. Su estudio determinó que el coeficiente de difusión del agua parece disminuir cuando disminuye el contenido de agua del suelo. El coeficiente de difusión del aire en el agua de un suelo difiere en varios órdenes de magnitud del coeficiente de difusión del aire en el agua libre.

Tabla 1.10 Coeficiente de Difusión para ciertos gases. (Ref 3)

Gas	Temperatura, t (°C)	Coeficiente de Difusión, D (m <sup>2</sup> /s)
CO <sub>2</sub>	20	1.7 x 10 <sup>-9</sup>
N <sub>2</sub>	22	2.0 x 10 <sup>-9</sup>
H <sub>2</sub>	21	5.2 x 10 <sup>-9</sup>
O <sub>2</sub>	25	2.92 x 10 <sup>-9</sup>

Tabla 1.11 Coeficiente de difusión del aire a través de diferentes materiales. (Ref 3)

Material	Contenido de Agua ω(%)	Coeficiente de Difusión, D (m <sup>2</sup> /s)
Agua Libre	-	2.2 x 10 <sup>-9</sup>
Hule natural	-	1.1 x 10 <sup>-10</sup>
Kaolín consolidado a 414 kpa (orientado en forma paralela al flujo)	49	4.5 x 10 <sup>-10</sup>
Kaolín consolidado a 414 kpa (orientado en forma perpendicular al flujo)	49	3.2 x 10 <sup>-10</sup>
Kaolín consolidado a 483 kpa	47	3.0 x 10 <sup>-10</sup>
Kaolín consolidado a 34.5 kpa	75	6.2 x 10 <sup>-10</sup>
Arcilla de Derwent (ilita) consolidada a 34.5 kpa	53	4.7 X 10 <sup>-10</sup>
Arcilla de Jackson y 4% de Bentonita consolidada a 34.5 kpa	39	< 1.0 x 10 <sup>-11</sup>
Arcilla compactada de Westwater	16	1.0 x 10 <sup>-11</sup>
Cerámica Saturada	49	1.6 x 10 <sup>-9</sup>
Piedra de Cuarzo Saturada	21	2.5 x 10 <sup>-5</sup>

## CAPITULO II. MEDICIÓN DE LA SUCCIÓN.

### 2.1 Teoría de la succión.

El concepto teórico de la succión fue desarrollado en física del suelo, hacia el año de 1900 (Buckingham, 1907; Garner y Witsoe, 1921; Richard, 1928; Schofiel, 1935; Edlefsen y Anderson 1943; Childs y Collis – George, 1948; Bolt y Miller, 1958; Corey y Kempler, 1961; Corey y otros, 1967). La teoría de la succión del suelo fue desarrollada con relación al sistema que se forma entre la planta, el suelo y el agua. La importancia de la succión en la explicación del mecanismo de comportamiento de suelos no saturados relacionados con problemas de ingeniería se introdujo en el laboratorio de investigación de caminos en Inglaterra (Corey y Coleman, 1948; Croney y otros, 1950). En 1965 la revisión del panel para el simposium de Mecánica de Suelos, "Equilibrio de la Humedad y Cambios de Humedad en Suelo". (Aitchison, 1965 a), proporcionaron definiciones cuantitativas de la succión del suelo y sus componentes en un contexto termodinámico. La definición dada aceptó conceptos de ingeniería geotécnica (Krahn y Fredlund, 1972; Wray, 1984; Fredlund y Raharjo, 1980).

Comúnmente se refiere a la succión como un estado de la energía libre del agua del suelo (Edlefsen y Anderson, 1943). La energía libre puede ser medida en términos de la presión de vapor del agua (Richards, 1965). La relación termodinámica entre la succión del suelo (energía libre del agua de los poros) y la presión del vapor del agua de los poros, se puede escribir como sigue:

$$\psi = \frac{RT}{V_{\text{av}}} \ln \frac{U_v}{U_{v0}} \quad (2.1)$$

Donde

$\Psi$  = Succión del suelo o succión total (kpa).

R = Constante universal de los gases (8.31432 J/mol K).

T = Temperatura absoluta [T = 273.16 + t° (K)].

°t = Temperatura (°C).

$V_{wo}$  = Volumen específico del agua o el inverso de la densidad del agua ( $m^3/seg$ ).

$\rho_w$  = Densidad del agua ( $998 \text{ kg}/m^3$  en  $t = 20 \text{ }^\circ\text{C}$ ).

$\omega_v$  = Masa molar del vapor de agua ( $18.016 \text{ kg}/k \text{ mol}$ )

$U_v$  = Presión parcial del vapor de agua de los poros (kpa).

$U_{vo}$  = Presión de saturación del vapor de agua sobre la superficie plana de agua a la misma temperatura (kpa).

La ecuación 2.1 muestra los estados de referencia para cuantificar las componentes de succión en la presión de vapor sobre la superficie del agua pura (agua sin sales e impurezas), el término  $U_v/U_{vo}$  es llamado Humedad Relativa RH (%). Si nosotros seleccionamos una temperatura de referencia de  $20 \text{ }^\circ\text{C}$ , la constante en la ecuación anterior tendrá un valor de  $135,022 \text{ kpa}$ . La ecuación anterior se puede escribir como una relación fija entre la succión total en kilopascales y la presión relativa del vapor.

$$\psi = \frac{RT}{V \omega_o \omega_v} \ln RH \quad (2.2)$$

La Figura 2.1 muestra la gráfica de la ecuación 2.2 para tres diferentes temperaturas.

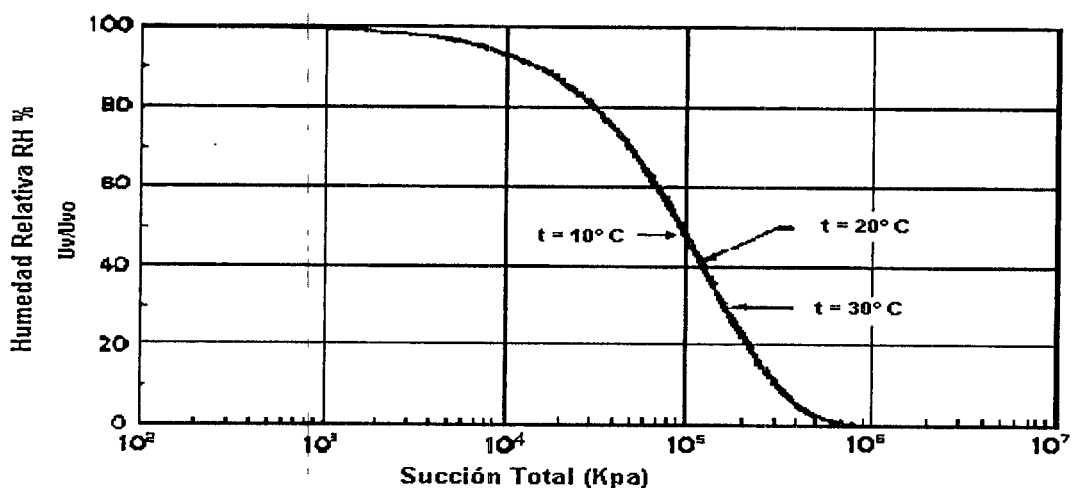


Figura 2.1 Humedad Relativa vs Succión Total. (Ref 3)

La succión del suelo  $\Psi$ , es igual a 0.0 cuando la humedad relativa, RH ( $U_v/U_{v0}$ ), es igual a 100 %, en la ecuación 2.2, las humedades relativas con valores menores al 100 % en un suelo podrían indicar la presencia de succión en el suelo. La Figura 2.1 muestra que se pueden presentar succiones extremadamente altas.

Por ejemplo una humedad relativa de 94.24 % a una temperatura de 20 °C corresponde a una succión del suelo de 8000 kpa. Los rangos de succión que son de interés en la ingeniería geotécnica corresponden a altas humedades relativas.

## 2.2 Componentes de la succión.

La succión del suelo se cuantifica en función de la humedad relativa, (ecuación 2.2) y comúnmente reciben el nombre de "Succión Total", a la succión mátrica y osmótica.

*Componente Mátrica*; Se le define como sigue (Aitchison, 1965 a): Es el resultado de la combinación de las fuerzas capilares y de adsorción medidas a la matriz de suelo. La posición que presente el suelo por encima del nivel freático, en donde el suelo permanece saturado dependerá del tamaño de los poros y de la diferencia entre la presión del aire y del agua. En la Figura 2.2, "r" es el radio de la esfera idealizada que representa el fondo del canal de aire,  $T_s$ , es la tensión superficial de la membrana,  $U_a$  y  $U_w$ , son las presiones del aire y del agua respectivamente. Considerando el equilibrio de la membrana se tiene:

$$(U_a - U_w) = \frac{2T_s}{r} \quad (2.3)$$

Donde

$(U_a - U_w)$  = Recibe el nombre de succión mátrica, en unidades de presión.

Además de las fuerzas de tensión también existen fuerzas de adsorción sobre las moléculas de agua debido a la naturaleza de la superficie de las partículas de suelo. Estas fuerzas de adsorción intervienen en el hecho de que la curvatura de la capa de agua a lo largo de la superficie de las partículas esté en dirección opuesta a la de las partículas individuales que se muestran en la Figura

2.2. Las fuerzas de adsorción permiten incrementar relativamente las fuerzas de tensión generadas en el agua del suelo, que pueden ser significativamente mayores a 1 atmósfera. Se tiene que si la diferencia de presiones  $U_a - U_w$  se incrementa hasta el punto en donde la tensión superficial puede mantener las interfaces aire agua en un punto límite o de ruptura; el espacio entre las partículas será el menor de tal forma que éstas estarán más juntas. En este punto, el radio será el menor y por lo tanto, el valor de la succión ( $U_a - U_w$ ) será mayor.

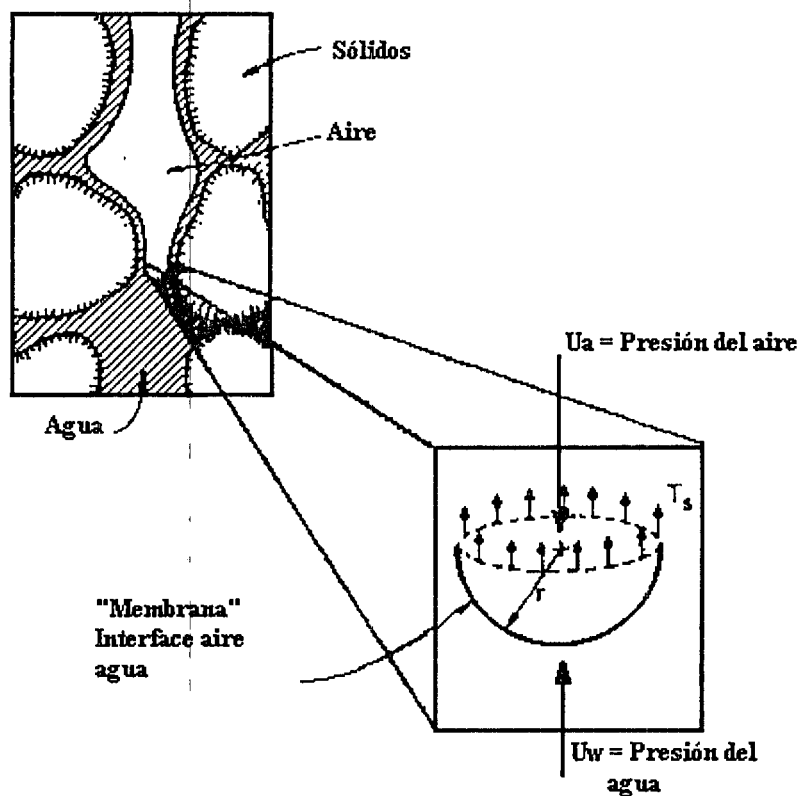


Figura 2.2 Componentes de la succión mátrica. (Ref 5)

Si la presión del aire se incrementa o la del agua disminuye en el suelo, ésta drenará aire hasta que el agua sea expulsada de los espacios de los poros que son lo suficientemente pequeños para soportar la succión.

Existe una relación única entre la humedad del suelo y la succión mátrica, observe la Figura 2.3.

Obviamente la relación dependerá de la distribución de los poros y de su tamaño. Si observamos la Figura 2.3 el suelo muestra que se encuentra en estado

saturado. Cuando el valor de la succión se incrementa las interfaces aire agua se rompe y, el suelo se convierte en no saturado y recibe el nombre de “presión de desplazamiento,  $h_d$ ”. A medida que la succión mátrica sigue reduciendo el agua de los poros pequeños, hasta el punto en el que un pequeño incremento adicional de la succión mátrica no ocasione más decremento en el grado de saturación ( $S_r$ ), este valor del grado de saturación es llamado saturación residual,  $S_r$ . Para reducir el grado de saturación más allá de,  $S_r$ , se requerirá de algunas otras formas de energía, tal como el calor.

*Componente Osmótico (o soluto) de la energía libre*, resulta de las fuerzas ejercidas sobre las moléculas de agua como resultado de la acción química del suelo. La Figura 2.4 ilustra la naturaleza de ésta, en esta figura el agua pura se muestra en contacto con una solución de sales a través de una membrana semipermeable la cual es permeable a las moléculas de agua pero no a las del soluto.

La concentración de la solución causa una atracción de agua y por lo tanto una tendencia del flujo del agua dentro de la solución a través de la membrana semipermeable. El equilibrio se alcanza cuando la carga de presión hidrostática de la solución se vuelve lo suficientemente alta para equilibrar las fuerzas osmóticas que tienden a dirigir el agua dentro de la solución. Esta diferencia de presión es la presión osmótica dada por:

$$\psi_o = \frac{RT}{C_s} \quad (2.4)$$

Donde:

$\Psi_o$  = Succión Osmótica.

R = Constante universal de los gases.

$C_s$  = Concentración molar del soluto.

T = Temperatura absoluta.

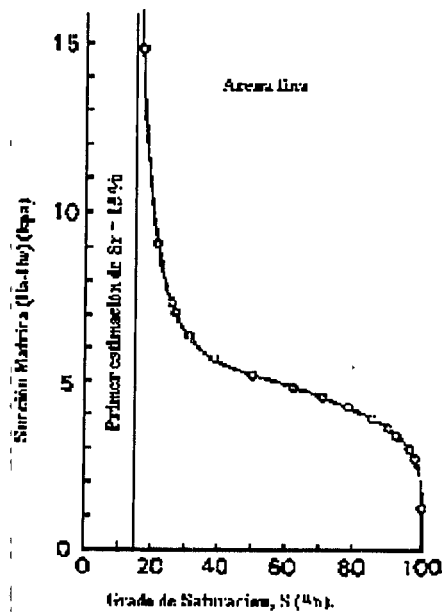


Figura 2.3 Succión Mátrica vs Grado de Saturación. (Ref 3)

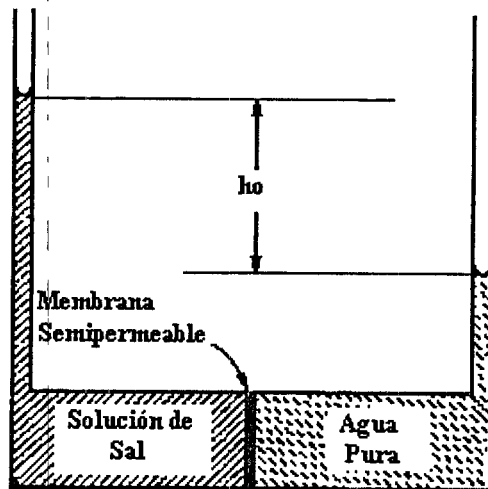


Figura 2.4 Componente Osmótico de la Succión. (Ref 5)

La analogía de este comportamiento en los suelos finos está relacionado con la doble capa (D.C.D.). En donde los cationes están fuertemente adheridos cerca de la superficie de la arcilla en altas concentraciones, mayores que la densidad de la solución que se encuentra en los poros del suelo, la cual está libre para ser absorbida por las partículas. Esta diferencia en concentraciones de sales



genera una presión osmótica, similar a la producida por la membrana semipermeable de la Figura 2.4.

*Succión Total o Energía Libre de Agua*, se obtiene midiendo la presión de vapor de agua que se encuentra en el suelo, y comparándola contra una solución de Composición idéntica. Una definición clara del estado de succión total se refiere a la energía libre del agua del suelo, en donde la succión mátrica y osmótica son sus componentes. La forma de su ecuación, puede ser escrita como sigue:

$$\psi = (U_a - U_w) + \pi \quad (2.5)$$

Donde:

$(U_a - U_w)$  = Succión mátrica.

$U_a$  = Presión del aire de poro.

$U_w$  = Presión del agua de poro.

$\pi$  = Succión osmótica.

La Figura 2.5 muestra el concepto de succión total, sus componentes están relacionadas con la energía libre del agua del suelo, la componente de la succión mátrica está comúnmente asociada con el fenómeno capilar ocasionado por la tensión superficial del agua, este efecto es el resultado de las fuerzas intermoleculares de las interfaces agua aire. El fenómeno capilar se aprecia por la elevación de la superficie del agua en un tubo capilar.

En el suelo, los poros con pequeño diámetro actúan como tubos capilares, ésta es la causa de que el agua ascienda, sobre su nivel normal de elevación, ver la Figura 2.6.

El agua capilar en el campo generalmente presenta una presión negativa con respecto a la presión del aire, que es la atmosférica ( $U_a = 0$ ). Para bajos grados de saturación, la presión del agua de poro es altamente negativa, con valores tan bajos como 7000 kpa (Olson y Langfelder, 1965). En este caso se considera que las fuerzas de adsorción entre las partículas del suelo juegan un papel muy importante en la existencia de una alta presión negativa en el agua de poro del suelo.

Considere un tubo capilar lleno con agua extraída del suelo. La superficie del agua en el tubo capilar se curvará y esta curvatura de la superficie del agua libre recibe el nombre de menisco, a la vez, la misma agua del suelo, puede tener una superficie plana cuando se encuentra en reposo en un gran recipiente.

La presión parcial del vapor de agua cerca de la superficie curva,  $U_v$ , es menor que la presión del vapor de agua cuando la superficie de esa misma agua es plana,  $U_{v1}$ , ( $U_v < U_{v1}$  en la Figura 2.5). Asimismo la humedad relativa en un suelo disminuirá debido a la superficie curvada del agua originada por el fenómeno capilar. La presión del vapor de agua o la humedad relativa disminuyen cuando el radio de curvatura de la superficie curvada del agua disminuye. Al mismo tiempo, el radio de curvatura es inversamente proporcional a la diferencia entre la presión del aire y el agua de la superficie ( $U_a - U_w$ ), y recibe el nombre de succión mátrica. De esta forma uno de los componentes de la succión total es la succión mátrica, la cual contribuye a la disminución de la humedad relativa.

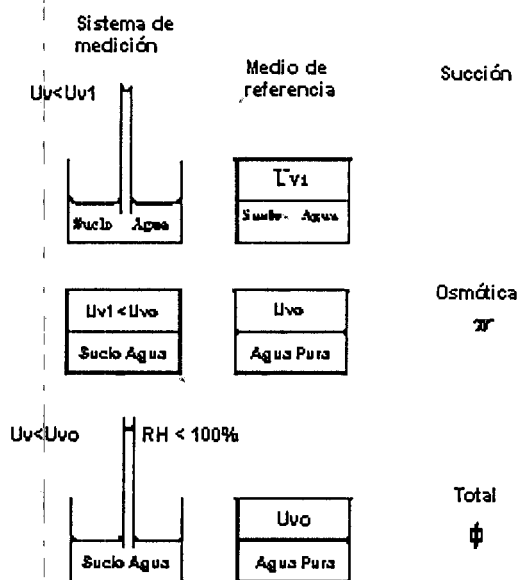


Figura 2.5. Se muestra la succión mátrica y succión osmótica, componentes de la succión total. (Ref 3)

El agua contenida en los poros del suelo generalmente contiene sales en disolución. Por lo que la presión del vapor de agua sobre la superficie plana del solvente,  $U_{v0}$  es menor que la presión de vapor de agua sobre la superficie del

agua de poro  $U_{v1}$ . En otras palabras la humedad relativa disminuye cuando se incrementa las sales disueltas en el agua de poro. La disminución en la humedad relativa se debe a la presencia de sales disueltas en el agua de poro y es conocida como succión osmótica,  $\pi$ .

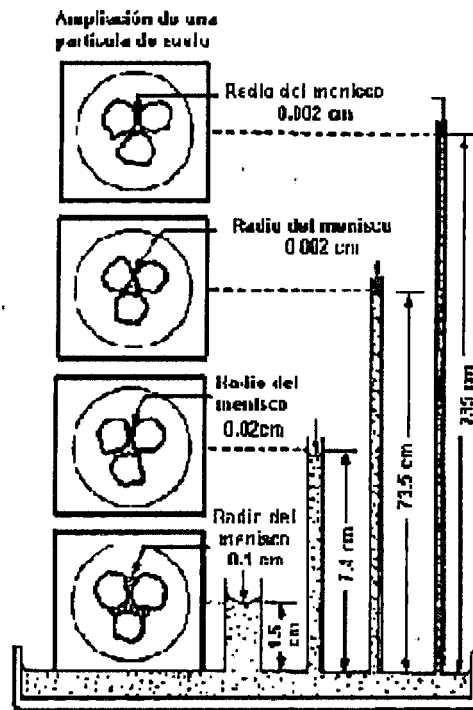


Figura 2.6 Tubos capilares que muestran diferentes radios de curvatura de la capa contráctil. (Ref 3)

### 2.3 Algunos dispositivos experimentales para medir la succión en el laboratorio.

El agua que contiene el suelo por encima del N.A.F. está a una presión inferior a la atmosférica, lo cual provoca presiones intergranulares negativas que tienden a comprimir el suelo, como sucede en las arcillas expansivas especialmente, donde las contracciones volumétricas provocadas por secado toman relevancia. Debido a las fuerzas capilares la contracción máxima a que se puede llegar por esta acción corresponde al límite de contracción.

Reiterando, el término *succión* se aplica para designar la diferencia entre la presión del aire contenido en los poros,  $U_a$ , y la del agua,  $U_w$ .

Un pF queda definido para un suelo como el logaritmo base 10 de la succión expresada en centímetros de agua. El valor máximo medido del pF es del orden de 7, y corresponde a una arcilla desecada a 110 °C.

### 2.3.1 Procedimiento de la placa de succión.

Con este procedimiento no pueden ser medidos valores de succión, mayores que 3 pF, pues el agua entra en cavitación, además, el vidrio poroso debe tener un valor de entrada de aire (succión de entrada de aire) superior a la succión que queremos medir en el suelo, observar la Figura 2.7.

### 2.3.2 Procedimiento de centrifugación.

Cuando se presentan valores de pF entre 3 y 4.5, puede utilizarse el procedimiento por centrifugación. Se considera un recipiente cilíndrico conteniendo agua en su parte inferior, observar la Figura 2.8.

Coloquemos en él, el cilindro poroso saturado sobre el cual reposa la muestra por intermedio de una placa porosa también saturada. La succión de la muestra en altura de agua será igual a  $d$ . Si en lugar de someter la muestra al campo de fuerzas de la aceleración de la gravedad la colocamos en un campo de aceleración  $ng$  haciendo girar el dispositivo alrededor de un eje  $O - O'$ ,  $d$  se convierte en  $d'$  y la succión correspondiente al peso será  $nd'$ .

Así, para  $n = 5000$  y  $d' = 5$  cm, se podrá medir  $\log (U_a - U_w) / \gamma_w = \log_{10} 25000$ , es decir, un pF = 4.4.

El cilindro poroso debe poder resistir la fuerza centrífuga aplicada, y el tamaño de los poros debe ser tal que permita una transferencia de humedad de la muestra suficientemente rápida, pero sin perder saturación. Una limitación importante de este aparato es que en las centrifugas normales sólo se puede acomodar una muestra de 1.50 cm de diámetro por 0.50 cm de espesor como máximo. Por estos motivos, Coleman (1959) opina que este procedimiento no es adecuado para ensayos de rutina. Sin embargo la A.S.T.M. lo ha normalizado con la designación D-425-69.

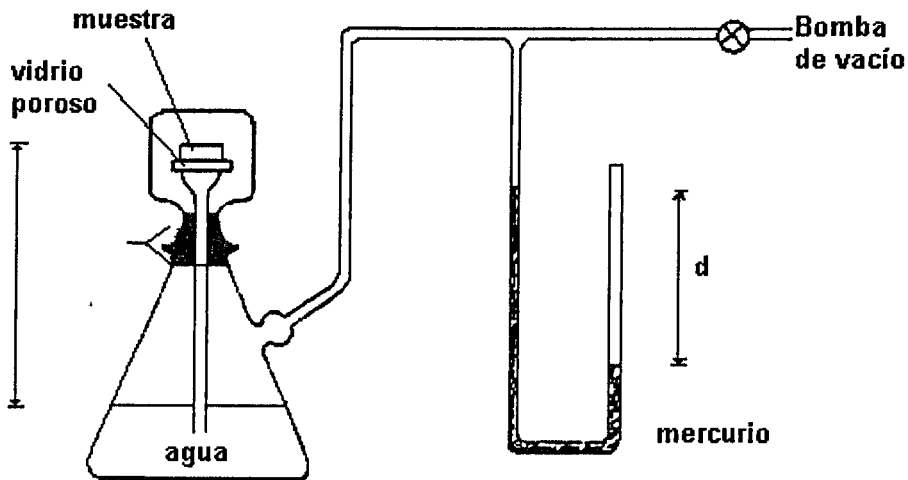


Figura 2.7 Equipo para medir succión menor de 3 pF, llamado Placa de succión. (Ref 8)

no deben perder saturación durante el ensaye

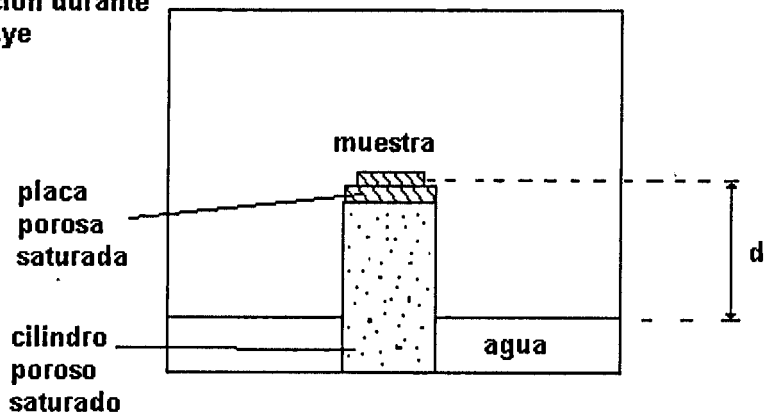


Figura 2.8 Equipo de Centrifugado, para medir la succión de 3 a 4.5 pF. (Ref 8)

### 2.3.3 Procedimiento de la membrana de presión.

El equipo de membrana de presión se muestra en la Figura 2.9, con el que se pueden medir succiones de 2 y 6.18 pF (Coleman y Marsh, 1961) con un aparato especial.

Con el aparato de rutina mostrado en la Figura 2.9 se puede medir succiones de 2 a 5.3 pF. La muestra se coloca dentro de la cámara de presión de

aire constante, en contacto con una membrana de celulosa saturada, permeable al agua pero muy poco al aire. El agua se mantiene durante todo el ensayo a la presión atmosférica mediante una conexión con el agua libre. La presión del aire dentro de la cámara se eleva tan pronto como sea posible después de la colocación de la muestra, hasta una presión determinada. Esto aumenta en la misma cantidad la presión del aire en los poros del suelo. Lo que provocara una transferencia de humedad entre la muestra y la membrana hasta alcanzar el equilibrio, en cuyo instante la presión del agua en la membrana y el suelo será la atmosférica. La presión del aire aplicada es igual a la succión del suelo en las condiciones finales del ensayo.

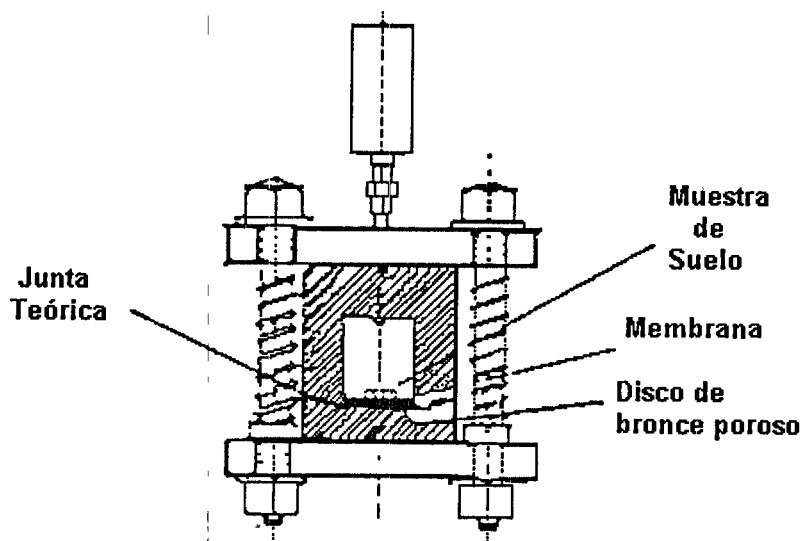


Figura 2.9 Equipo de Membrana de Presión para succiones de 2 a 5.3 pF. (Ref 8)

La norma A.S.T.M. D-3152-72 describe un aparato más sencillo basado en los mismos principios. La succión máxima que puede medirse en él es de 15 atm ( $pF = 4.2$ ).

Cuando se desea medir succiones de 4 a 7 pF se puede partir del concepto de tensión superficial, fenómeno que tiene como origen la tracción de las moléculas en una superficie líquida. Si se pone la imagen física equivocada de una membrana sometida a una presión en sus caras inferior, y superior con valor  $\Delta P$ , como consecuencia, la membrana estará sometida a una tensión  $T_s$ . Como la

membrana es de espesor constante; esta tensión se expresa como fuerza por unidad de longitud según la superficie de la membrana. La relación que liga a  $\Delta P$  y a  $T_s$  es:

$$\Delta P = T_s \frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \quad (2.6)$$

Si el radio de curvatura es el mismo en todas las direcciones, la ecuación anterior queda:

$$\Delta P = \frac{2T_s}{R} \quad (2.7)$$

Corte a una membrana a través de un plano que sea normal a ella. El radio de curvatura de la sección normal a la membrana y al papel es  $R_2$ . Considerando la relación entre la presión de vapor y la curvatura del menisco, se tiene que si un líquido ocupa una parte de un recinto cerrado, la zona de este recinto no ocupada por el líquido se saturará de vapor de agua. Por lo tanto si la temperatura es constante, la presión de vapor se hará constante.

La presión de vapor depende de la temperatura y de la curvatura del menisco formado por la superficie del líquido, de acuerdo con la ecuación de Kelvin:

$$\ln \frac{P_o}{P} = \frac{2T_s M}{\rho R T \left( \frac{2}{\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2}} \right)} \quad (2.8)$$

Donde

$P_o$  = Presión de vapor sobre una superficie horizontal a  $T^\circ$ .

$P$  = Presión de vapor sobre el menisco.

$T_s$  = Tensión superficial a  $T^\circ$ .

$M$  = Peso molecular del líquido (18.06 para el agua)

$\rho$  = Densidad del líquido.

R = Constante de los gases perfectos (8.31696 E 07 Ergios/mol. K en el sistema c.g.s. y 8.31696 J/mol k en el S.I.).

T = Temperatura absoluta (temperatura °C + 273.15)

R1 y R2 = Radios de curvatura principales.

Sustituyendo las ecuaciones anteriores y llamando (Ua-Uw) a la succión, tenemos:

$$\ln \frac{P_o}{P} = \frac{M(U_a - U_w)}{\rho RT} \quad (2.9)$$

Los radios de curvatura son positivos cuando el vapor se encuentra del lado cóncavo. En caso contrario son negativos.

La ecuación que utiliza logaritmos neperianos toma la forma:

$$pF = \log_{10} 2.303 \frac{RT}{Mg} + \log_{10} \frac{P_o}{P} \quad (\text{sistema c.g.s.}) \quad (2.10)$$

Para t = 20 °C la ecuación anterior se convierte en:

$$pF = 6.5 + \log_{10} \log_{10} \frac{P_o}{P} \quad (2.11)$$

Siendo H la humedad relativa del vapor de agua de los poros del suelo, expresada en %.

$$\frac{P}{P_o} = \frac{H}{100} \quad (2.12)$$

Sustituyendo queda que:

$$pF = 6.5 + \log_{10}(2 - \log_{10} H) \quad (2.13)$$

#### 2.3.4 Procedimiento de la balanza de absorción.

Esta balanza mide la presión de vapor de aire en contacto con la muestra de suelo, y mediante la ecuación siguiente calcula la succión.

$$pF = 6.5 + \log_{10} \log_{10} \frac{P_o}{P} \quad (2.14)$$



Mediante los dispositivos indicados, lo que se hace en general es obtener la curva de Succión contra Humedad; para una cierta humedad en la muestra de suelo, se entra a la curva y se determina la succión correspondiente.

### 2.3.5 Desecador de vacíos.

Este método emplea una cámara hermética y consiste en colocar la muestra de suelo en una placa porosa encima de un depósito parcialmente lleno de ácido sulfúrico u otra solución que mantenga un valor definido de presión de vapor la cual puede regularse con la concentración de químicos en la solución. La succión total es calculada con:

$$\psi = \frac{RT}{Mg} \ln \frac{P}{P_0} \quad (2.15)$$

Donde Mg es el peso molecular de la base. El desecador de vacíos se limita a mediciones de succión con pF entre 4.8 y 7. Esto es debido a que muchos suelos tiene humedades cercanas al 100 % y las presiones de vapor de la solución son difíciles de controlar, teniéndose mediciones poco seguras para las humedades mayores a 98 %.

### 2.3.6 Tensiómetro.

Estos aparatos se utilizan para medir la succión mátrica del suelo. El tensiómetro consta de una copa porosa de cerámica conectada mediante un tubo a un manómetro, todo el sistema debe estar lleno de agua. La copa porosa se introduce al suelo hasta el nivel deseado, una vez colocada, el agua del interior que se encuentra originalmente a la presión atmosférica entra en contacto con el agua del suelo mediante dicha copa. La succión que ejerce el suelo provoca que disminuya la presión en el interior del sistema hasta llegar al equilibrio. La succión se mide con un manómetro el cual puede ser de agua o mercurio. También se puede usar un indicador de vacío ó en su caso un transductor de presión. Cuando el tensiómetro permanece en el suelo por un período prolongado, tiende a seguir

los cambios de succión mátrica del agua del suelo, pudiéndose registrar los cambios que provoca, por ejemplo, la lluvia al aumentar la humedad del suelo. La respuesta del tensiómetro puede ser algo retrasada respecto a lo que sucede en el suelo, por lo que, puede ser más conveniente el uso de transductores de tipo manométrico con tubo rígido que no requiera prácticamente el flujo de agua para registrar los cambios de succión.

La copa porosa es permeable tanto al agua como a las sales por lo tanto el agua del tensiómetro toma la misma concentración de sales que tiene el suelo, por lo que puede registrar la succión osmótica del agua del suelo como se ilustra en la Figura 2.10.

Las mediciones del tensiómetro quedan restringidas a valores de succión menores de una atmósfera. Esto es debido a diferentes razones, como las limitaciones de medición del indicador de vacío o del manómetro, con relación a la presión atmosférica, así como a la falla de las columnas de agua a tensiones que sobrepasan una atmósfera. Adicionalmente, al ser la copa de cerámica generalmente del material más poroso y permeable posible, a altas succiones puede entrar el aire a la copa, el cual igualará la presión interna a la atmosférica. En la práctica, la mayoría de los tensiómetros se usan a lo más para succiones de aproximadamente 0.8 bar.

Usando diferentes tensiómetros colocados a distintas profundidades pueden calcularse los gradientes hidráulicos en el perfil de suelo, Richard, 1955.

Si  $\Psi_1, \Psi_2, \Psi_3, \dots, \Psi_n$  son los valores de la succión mátrica en centímetros de columna de agua  $d_1, d_2, d_3, \dots, d_n$  medidas en centímetros bajo la superficie, el gradiente hidráulico promedio "i" entre las profundidades  $d_n$  y  $d_{n+1}$  es (Hillel, 1971).

### 2.3.7 Método del Psicrómetro (Ref 2).

La succión puede ser determinada midiendo la presión del vapor de agua del suelo, o la humedad relativa del suelo.

La medición directa de la humedad relativa en el suelo se puede realizar usando aparatos llamados psicrómetros/hidrómetros. También, la humedad

relativa en el suelo puede ser medida indirectamente usando papel filtro como sensor de medición.

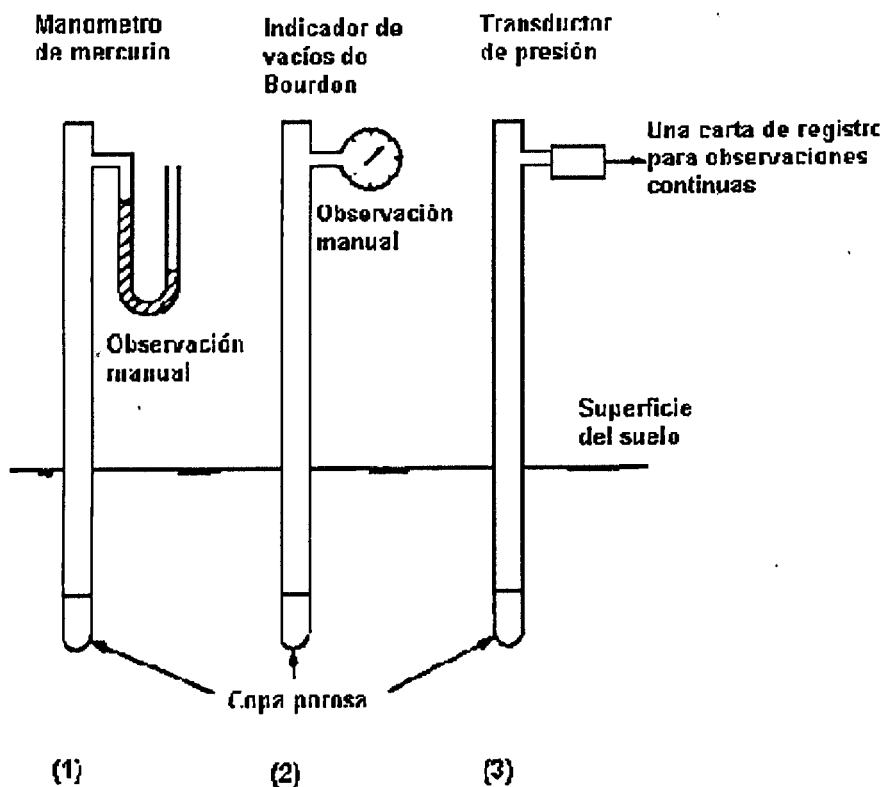


Figura 2.10 Tensiómetros. (Ref 3)

$$i = \frac{(\psi_{i+1} + d_{n+1}) - (\psi_1 + d_n)}{d_{n+1} - d_n} \quad (2.16)$$

### 2.3.7.1 Medición de la succión con el psicrómetro de termopar (Ref 2).

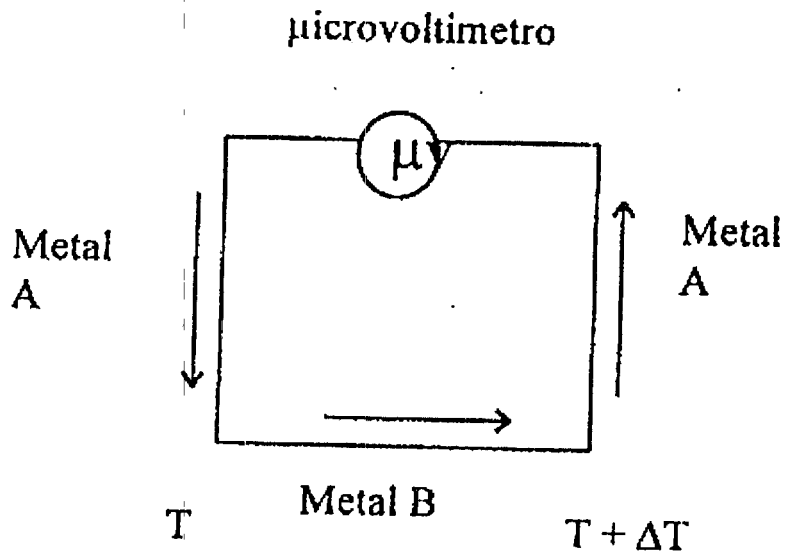
La succión puede ser definida como la medida de la energía libre del agua en un sistema comparado con la energía libre del agua pura a la misma temperatura y presión. La succión es expresada en términos de la energía por unidad de masa (Joules/kg) o presión (Pascuales) y es negativa si la energía libre es más pequeña que la del agua pura a la misma presión y temperatura. La succión total,  $\Psi$ , es la suma de un número de componentes como la succión mátrica,  $\Psi\pi$ , succión osmótica,  $\Psi t$ , y succión de presión  $\Psi p$ .

$$\psi = \psi\pi + \psi t + \psi p \quad (2.17)$$

La succión es un término aceptado para cuantificar el estado del agua en términos de energía libre. El agua se moverá de regiones con succión baja a regiones con succión alta.

En 1951 Spanner publicó su trabajo clásico en la medición de la succión, usando el efecto Peltier. Los principios fundamentales, de que hace uso el psicrómetro y que es importante subrayar, son el efecto Seebeck y Peltier.

Seebeck (1821) descubrió que en un circuito cerrado formado por dos metales diferentes Figura 2.11, en donde dos juntas del circuito tengan diferentes temperaturas [T y (T+ΔT)], generan una fuerza electromotriz.



$\mu v$  = Microvoltage

T = Temperatura

Figura 2.11 Circuito eléctrico que ilustra el efecto Seebeck. (Ref 2)

Así un micro voltímetro puede ser instalado en el circuito para medir la fuerza electromotriz Seebeck, la cual es función de la diferencia de temperatura en las juntas.

Este efecto es utilizado en el psicrómetro, en el cual una junta del circuito se mantiene a una temperatura constante como referencia, mientras que la otra junta es usada como sensor.

Además Peltier (1834) descubrió que cuando una corriente se hace pasar a través de un circuito formado por dos metales diferentes, ver la Figura 2.12, una de las juntas se calienta, mientras la otra junta se enfría. Si se cambia el sentido de la corriente entonces sucede un efecto contrario en las juntas.

El efecto Peltier es usado para enfriar la junta del termopar hasta llegar a una temperatura debajo del punto de rocío correspondiente a la presión atmosférica que la rodea. Como resultado, el vapor de agua es condensado en la junta. Una vez terminado el paso de la corriente, el agua condensada tiende a evaporarse a la atmósfera que la rodea, causando una reducción de la temperatura de la junta. Usando el efecto Seebeck se mide la fuerza electromotriz (microvolts) generada por la diferencia de temperatura entre la junta de referencia y la junta utilizada como sensor, la cual, como ya vimos, es una función de la temperatura, así se está en posibilidad de calcular la humedad relativa de la atmósfera y por lo tanto la succión.

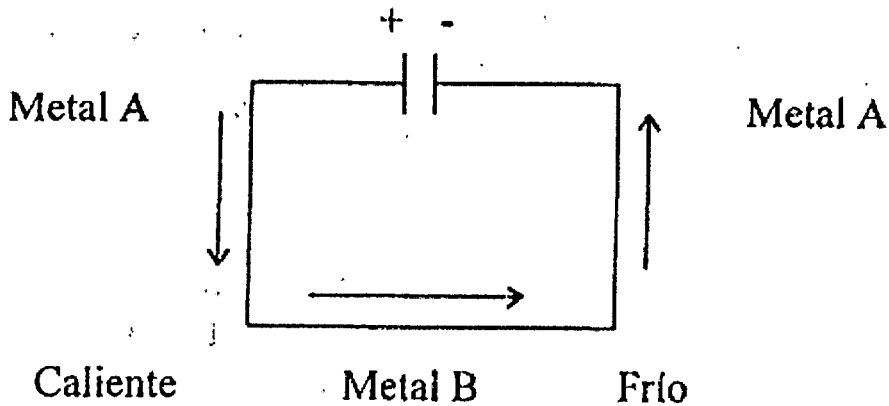


Figura 2.12 Circuito eléctrico que ilustra el efecto Peltier. (Ref 2)

En el mercado existe una gran cantidad de aparatos para medir la succión a continuación se mencionan solo algunos.

El HR-33T opera mediante un procedimiento manual. El CR7 almacena los datos en una unidad denominada Dataloger la cual es conectada a una

computadora para el procesamiento de los datos, la ventaja de este aparato es que puede operar de manera simultánea hasta 14 Psicrómetros.

En la interpretación de los resultados, para el modo higrométrico o punto de rocío comúnmente conocido como dewpoint, y que opera únicamente con el HR-33T, se obtiene una lectura en micro volts; este valor es transformado a unidades de succión con la constante de proporcionalidad la cual tiene un valor aproximado de  $-0.75$  micro volts /bar para la mayoría de los psicrómetros.

Para el modo psicrométrico o bulbo húmedo (conocido como modo wet bulb), sus fabricantes proporcionan su curva de calibración correspondiente como se ilustra en la Figura 2.13, para cada psicrómetro, la cual se realiza con la finalidad de verificar su funcionamiento después de su fabricación. Esta curva es muy importante ya que indica la respuesta del psicrómetro a una succión de  $-25$  bar. En general la constante de proporcionalidad anda del orden de  $-0.47$  microvolts/bar.

La curva de calibración únicamente tiene aplicación en el modo psicrométrico.

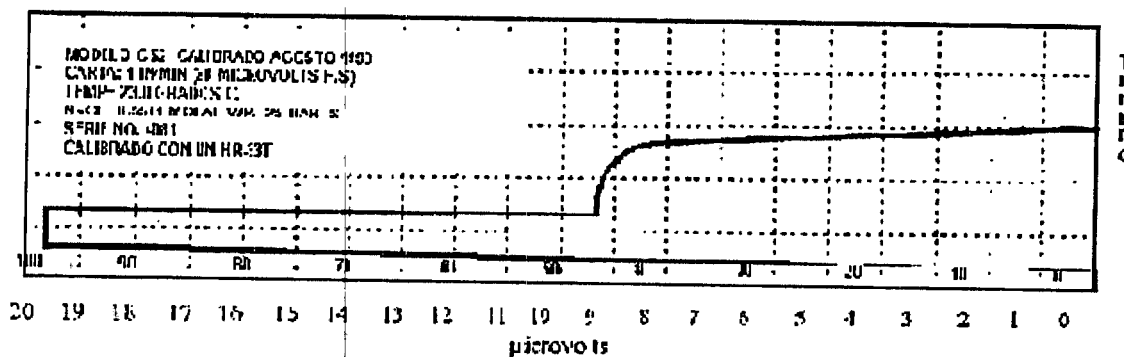


Figura 2.13. Curva de calibración para el modo psicrométrico o de bulbo húmedo(modos wet bulb). (Ref 2)

La curva de calibración muestra lo siguiente:

1. Modelo de psicrómetro calibrado (C-52).
2. Fecha de calibración.
3. Escala de la curva de calibración (1 in/min 20 micro volts en la escala completa, o sea  $\frac{1}{2}$  in representa 1 microvolts).
4. Temperatura de calibración en grados centígrados ( $23^{\circ}\text{C}$ ).

5. Tipo de solución utilizada en la calibración y su molaridad (NaCl = 0.5514 moles).
6. El valor de la succión para la solución de la calibración (water potencial = W.P. = 25 Bars).
7. No de serie.
8. Aparato utilizado en la calibración (HR-33T).

Existen varios métodos utilizados para obtener el punto que debe relacionarse con la succión en la curva de calibración de los cuales los más importantes son:

- Algunos investigadores toman el punto máximo de inflexión, Figura 2.14 a.
- Algunos otros extienden una línea recta desde la meseta a la planta hasta regresar a una línea vertical que pase por donde la señal empieza a caer hacia la meseta Figura 2.14 b.

En el caso de requerir mayor precisión en los resultados, será necesario que tanto en el modo dewpoint como en el modo psicrométrico, calibrar cada psicrómetro para al menos tres valores diferentes de succión conocida, en el rango de succión que se desea medir (Ralph Briscoe).

Las observaciones en cuanto a la interpretación de los resultados son las siguientes:

- La curva de calibración que contiene cada psicrómetro tiene únicamente valor en el modo psicrométrico, es decir, en el modo wet bulb.
- La relación de  $0.75 \mu\text{v}$  por bar se aplica únicamente al modo dewpoint.

Debe utilizarse el mismo criterio en la determinación de la succión tanto para la calibración como para las mediciones.

La medición de la succión se realiza por medio de psicrómetros suspendidos dentro de un sistema cerrado, el cual contiene a un espécimen de suelo. La humedad relativa se mide después de que se alcanza el equilibrio del aire que está cerca de la termo copa y del espécimen de suelo. Se debe alcanzar la condición de temperatura isotérmica entre el suelo, el aire y el psicrómetro antes de efectuar la medición. Es necesario un control de temperatura medio ambiental de  $\pm 0.001$  °C para la medición de la succión total con una precisión de  $\pm 10$  kpa (krahn y Fredlund, 1972). Cuando se logra el equilibrio térmico dentro del psicrómetro con seguridad se obtendrá una lectura de cero en el microvoltímetro.

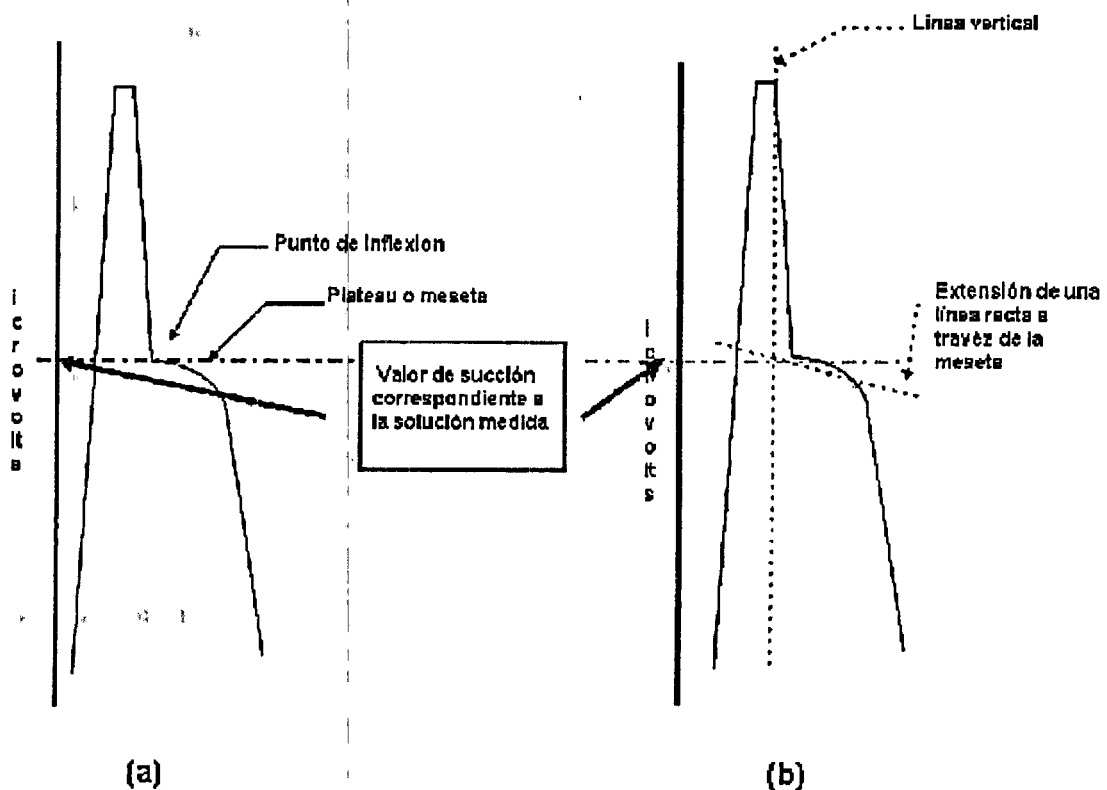


Figura 2.14 Criterios para determinar la succión en la curva de calibración. (Ref 2)

Los procesos asociados con la medición de la humedad relativa que utilizan un psicrómetro Peltier se verán mejor ilustrado en la Figura 2.15.



La explicación es la siguiente:

- a) Equilibrio isotérmico entre el psicrómetro y las condiciones atmosféricas circundantes que se debe alcanzar antes de que se logren las condiciones naturales. Esto es indicado por una lectura de voltaje cero.
- b) En el lapso de 15 segundos, una pequeña carga eléctrica ( $15 \mu\text{A}$ ) pasa al circuito, a través del cable de cromo, de un psicrómetro. El paso de la corriente eléctrica en esta dirección origina que pueda ser medido por la conexión el efecto Peltier. La temperatura de una gota de agua condensada en la conexión está cercana a la atmosférica.  
Durante el proceso de condensación, la temperatura en la conexión de medición, es la correspondiente a la temperatura de rocío.
- c) Después de un período de enfriamiento de 15 segundos, se puede suspender el paso de la corriente Peltier.
- d) El rápido proceso de enfriamiento se detiene, y el agua ya condensada en la conexión se evapora a la atmósfera, la temperatura de la conexión de medición permanece debajo de la temperatura de condensación. Como resultado, el microvoltímetro registra la fuerza electromotriz en un listado que es gravado en el Dataloger. La fuerza electromotriz generada está en función de las diferencias de temperatura que existen entre la conexión de medición y la conexión de referencia (efecto Seebeck). El microvoltímetro lee los incrementos rápidos de los valores máximos, los cuales suelen ser función de la humedad relativa que se encuentra cercana a las condiciones atmosféricas. Se produce una atmósfera altamente seca durante el proceso de evaporación.
- e) Al permitir que se alcance el valor de evaporación máximo, la brisa disminuye y el microvoltímetro disminuye su lectura rápidamente a cero. El decremento permisible indica que la temperatura ambiente de la conexión de medición se incrementa con respecto de la temperatura ambiente de referencia.
- f) El microvoltímetro da una lectura cero, cuando la temperatura en la conexión de medición es igual a la de la conexión de referencia.

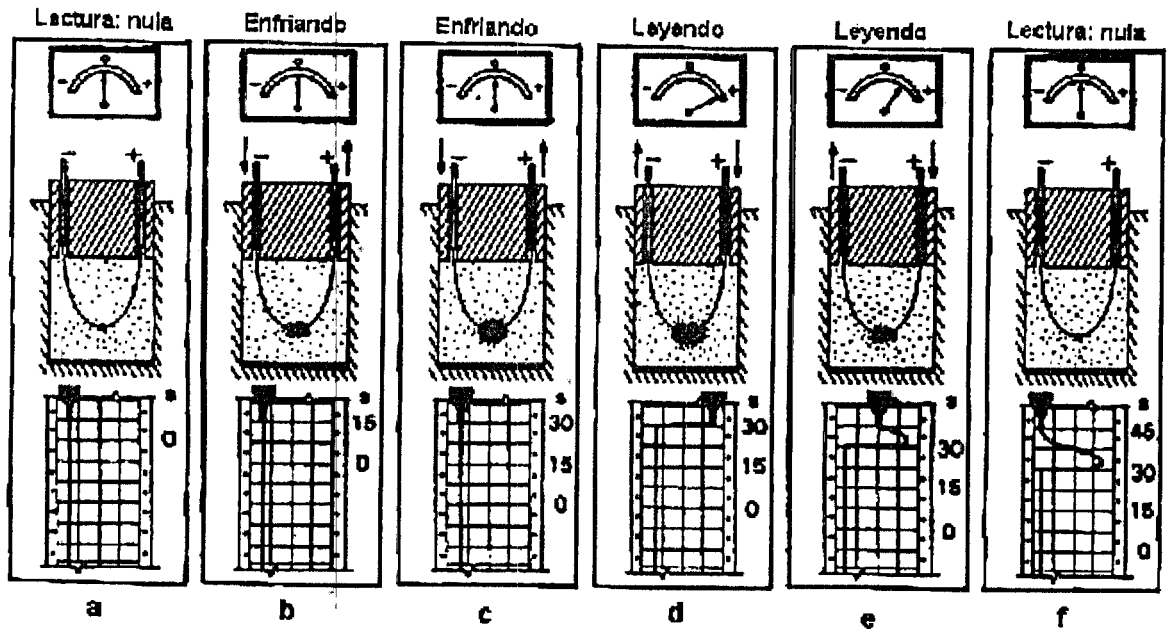


Figura 2.15. Principios de operación de los psicrómetros de termopar en el interior de una muestra de suelo. (Ref 3)

### 2.3.8 Técnica de extracción.

La succión osmótica de un suelo puede ser estimada indirectamente por la medición de la conductividad eléctrica que presenta el agua contenida en los poros del suelo. El agua pura presenta una baja conductividad eléctrica en comparación con el agua que tiene sales disueltas. La conductividad eléctrica del agua contenida en los poros puede ser utilizada para indicar la concentración de sales disueltas las cuales están relacionadas con la succión osmótica característica del suelo.

El agua contenida en los poros del suelo es extraída utilizando un extractor de fluidos que consta de un cilindro hermético y un pistón extractor, obsérvese la Figura 2.16.

La resistividad eléctrica (o conductividad eléctrica) del agua que fue extraída de los poros del suelo se puede medir. Puede utilizarse una curva de calibración, ver la Figura 2.17, para relacionar la conductividad eléctrica con la succión osmótica del suelo. Los resultados de las mediciones hechas por la técnica de extracción parecen estar afectadas por la magnitud de la presión de

extracción aplicada. Krahn y Fredlund, 1972, utilizaron una presión de extracción de 34.5 Mpa en la medición de la succión osmótica de un limo glacial y de la arcilla Regina.

La medición de la succión osmótica se realizó procurando que se presentara la menor succión mátrica. Para este caso la succión mátrica y total se midieron en forma independiente.

Las discrepancias muestran la existencia de un bajo contenido de humedad en los limos glaciales, observe la Figura 2.18, a diferencia de la arcilla Regina de la Figura 2.19

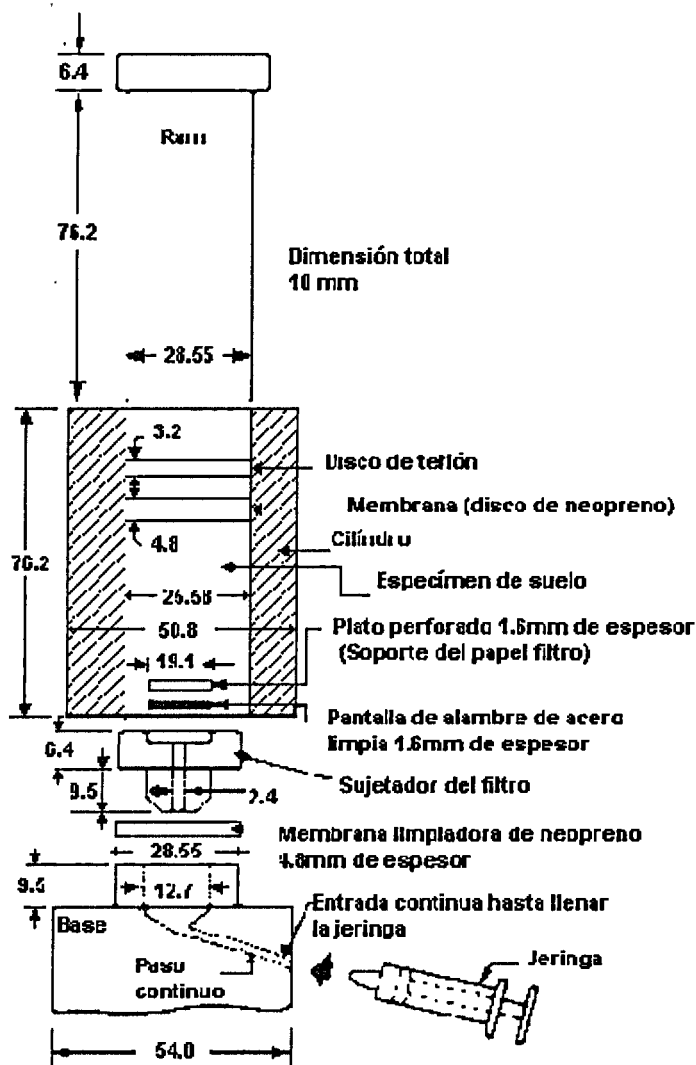


Figura 2.16 Equipo para extraer fluidos del suelo. (Ref 3)

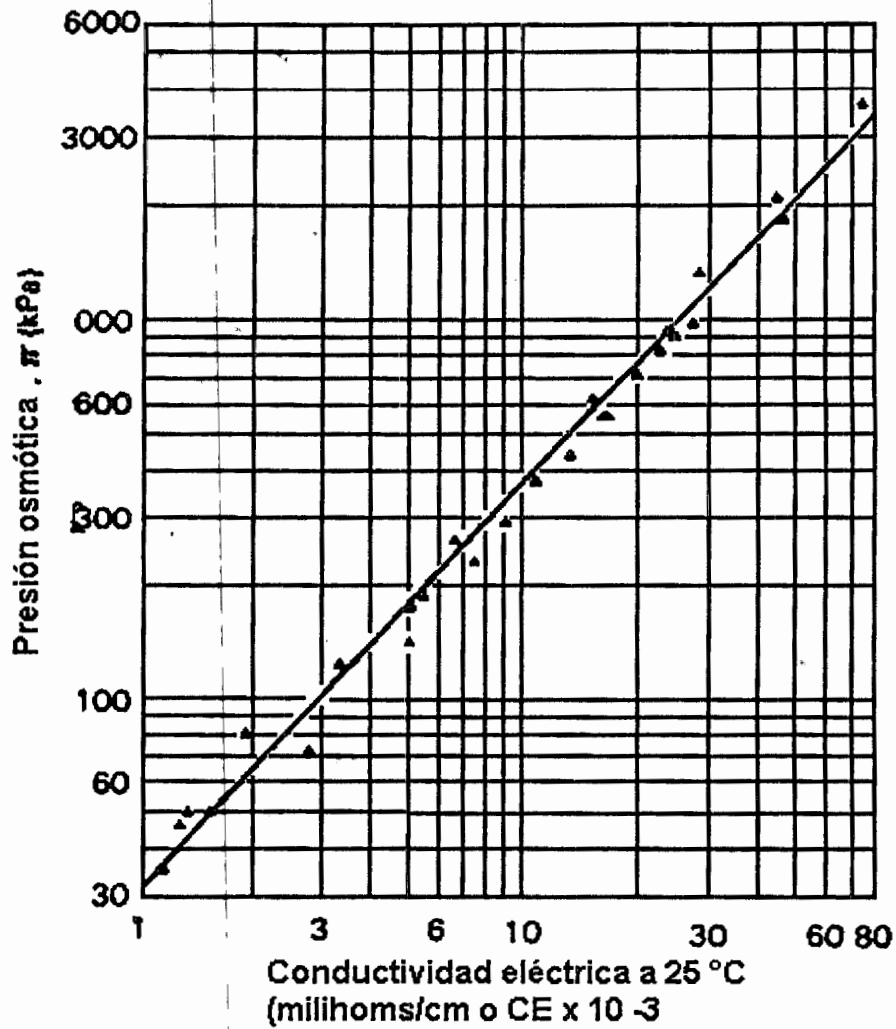


Figura 2.17 Curva de calibración que relaciona la conductividad eléctrica vs. Succión Osmótica del suelo. (Ref 3)

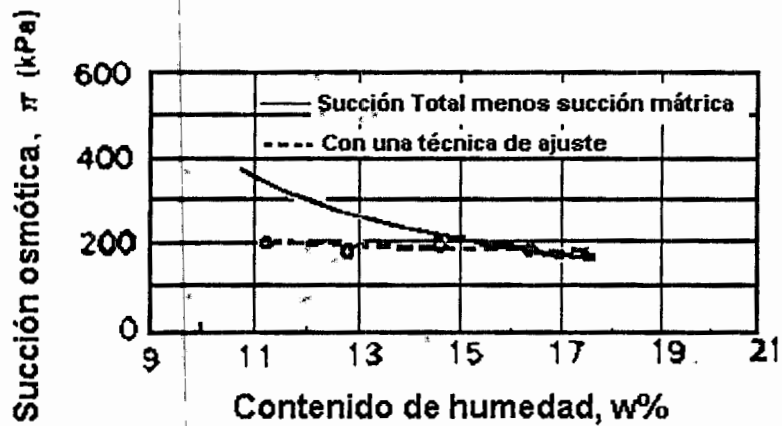


Figura 2.18 Succión Osmótica vs Contenido de Humedad de un Limo Glacial.(Ref 3)

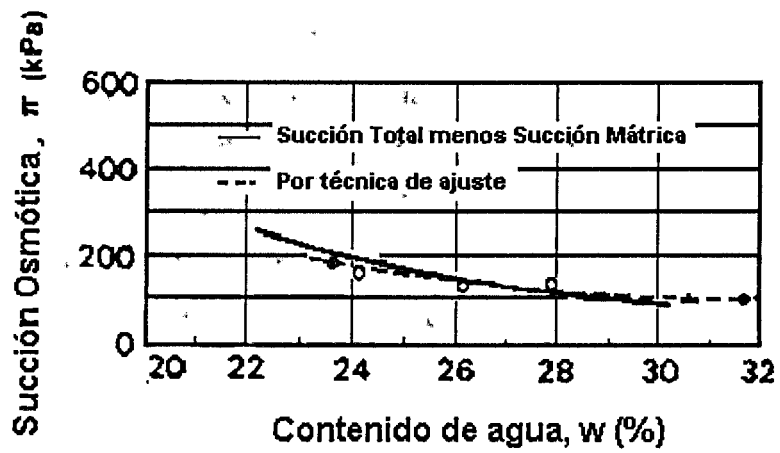


Figura 2.19 Succión Osmótica vs Contenido de Humedad de la arcilla Regina. (Ref 3)

### CAPITULO III. LEY DE FLUJO.

Dos de las fases de un suelo no saturado se consideran un fluido (el agua y el aire). El análisis de flujo (de fluidos) requiere una ley que relacione la velocidad con el potencial de conducción utilizando coeficientes apropiados. El aire en un suelo no saturado puede estar en forma ocluida cuando el grado de saturación es elevado. Cuando se presenta un bajo grado de saturación la fase gaseosa es predominantemente continua. La forma de la ley de flujo varía en cada uno de estos casos; en general al movimiento del aire en la fase líquida se le denomina difusión (en los poros del suelo), observar la Figura 3.1.

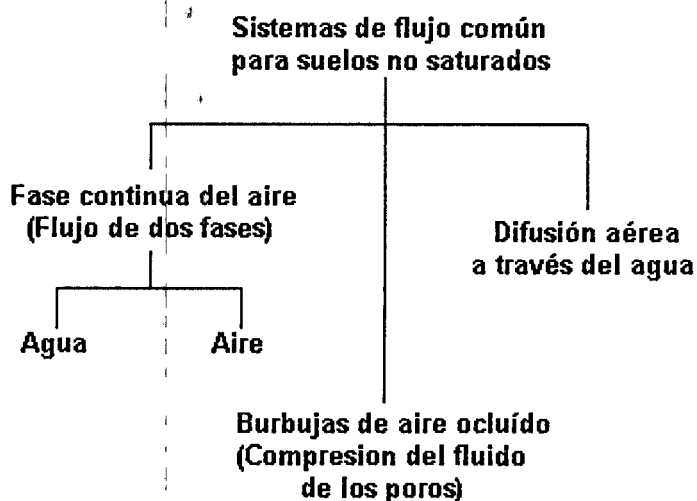


Figura 3.1 Sistema de flujo común en un suelo no saturado. (Ref 3)

Para entender el mecanismo de flujo arriba expuesto es necesario tener conocimiento del potencial de conducción que causa el flujo de aire y el agua o la difusión.

El flujo de agua es originado por la existencia de un gradiente hidráulico, en donde la carga hidráulica es superior a la presión atmosférica. Un proceso de difusión normalmente se presenta bajo la influencia de una concentración química o de un gradiente térmico, de calor, el agua puede también fluir en respuesta a un gradiente eléctrico (Casagrande, 1952).

Cuando se presenta un gradiente en el contenido de humedad, en la succión o en la carga hidráulica, este debe ser considerado como un potencial de conducción; sin embargo es muy importante utilizar la ley fundamental que gobierna el flujo.

### 3.1 Flujo de agua.

Cuando en un suelo no saturado existe un gradiente en el contenido de humedad, algunas veces éste es utilizado para describir el flujo de agua a través del suelo; de modo que el flujo se producirá de un punto de mayor contenido de humedad a otro de menor contenido. Este tipo de ley de flujo no tiene bases fundamentadas debido a que el agua también puede fluir de una región de menor contenido de humedad a una de mayor contenido; cuando se presentan variaciones en el tipo de suelo involucrado, efectos de histéresis o la historia de los esfuerzos. Por lo tanto un gradiente en el contenido de humedad no podrá utilizarse como fundamento para que se presente el potencial de conducción y con éste que ocurra un flujo de agua (Fredlund, 1981).

En un suelo no saturado un gradiente en la succión mátrica normalmente se considera como un potencial de conducción que es necesario para que el flujo de agua se presente. Sin embargo, el flujo de agua no depende fundamental y exclusivamente del gradiente de la succión mátrica. La Figura 3.2 muestra tres casos hipotéticos en donde se presentan los gradientes de presión del aire y del agua en un elemento de suelo no saturado que cuenta con altura constante. En todos los casos la presión del aire y del agua en el lado izquierdo es mayor que la presión en el lado derecho.

La succión mátrica del lado izquierdo es más pequeña que la del lado derecho (caso 1), igual a la del lado derecho (caso 2) o mayor que en el lado derecho (caso 3). Sin embargo fluirán el aire y el agua de izquierda a derecha como una respuesta al gradiente de presión en la fase individual, a pesar de los gradientes de succión. De igual forma en el caso 2 en donde el gradiente de succión mátrica es cero, ahí, el aire y el agua puede permanecer fluyendo.

El flujo se define apropiadamente en términos de elevados gradientes hidráulicos (en este caso), para cada fase. Por lo cual el gradiente de succión mátrica no es el potencial fundamental de conducción para el flujo de agua en un suelo no saturado. En el caso especial donde el gradiente de presión del aire es cero, el gradiente de la succión mátrica es igual al gradiente de presión del agua; esta es una situación frecuente en la naturaleza y, probablemente sea la razón por la que se presenta la succión mátrica necesaria para dar origen al flujo de agua. Sin embargo, la naturaleza de la carga hidráulica tiene que ser entonces omitida.

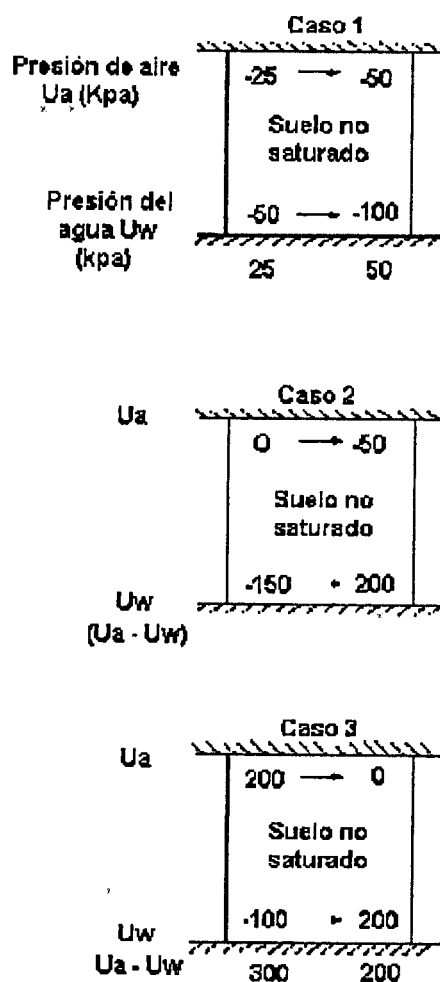


Figura 3.2 Gradientes de presiones y succiones mátricas a través de un elemento de suelo no saturado. (Ref 3)



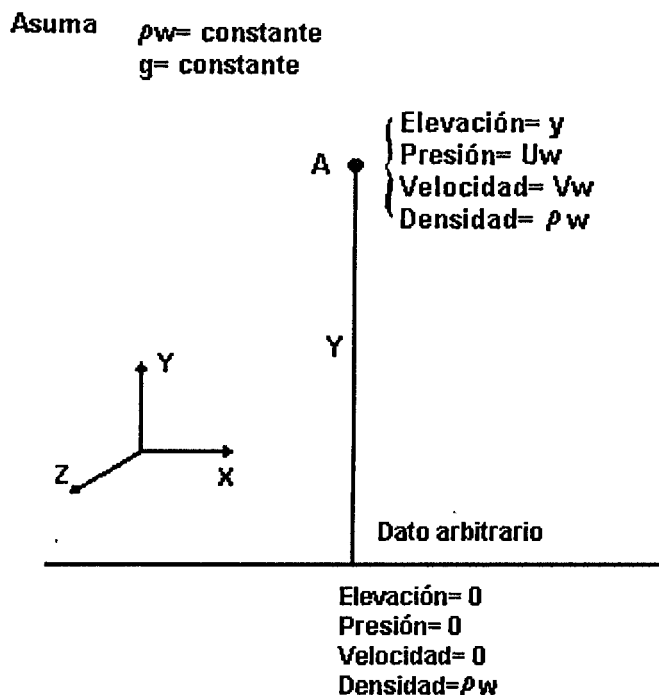


Figura 3.3 Energía en un punto a partir de un dato arbitrario. (Ref 3)

El flujo de agua a través de un suelo no saturado no está gobernado exclusivamente por el gradiente de elevación.

### 3.2 Potencial de conducción.

El potencial necesario para que el flujo de agua se presente está definido como la energía o capacidad necesaria para hacer un trabajo. La energía de un punto se calcula tomando como base a las condiciones de ese punto; y esas condiciones son escogidas arbitrariamente de modo que únicamente el gradiente de la energía, entre dos puntos, es de importancia en la descripción del flujo.

Cualquier punto en la fase líquida presenta tres componentes primarios de energía, normalmente gravitacional, de presión y de velocidad. La Figura 3.3 muestra el punto A en la fase líquida que se localiza a una elevación, "Y", sobre una referencia arbitraria. Permite considerar los estados de energía del punto A. El punto, A, tiene una energía gravitacional,  $E_g$ , que puede ser escrita a continuación:

$$E_g = Mwg_y \quad (3.1)$$

Donde:

$E_g$  = Energía gravitacional.

$M_w$  = Masa del agua en el punto A.

$g$  = Aceleración gravitacional.

$y$  = Elevación del punto A sobre la referencia

La componente de la energía de presión esperada en el punto A queda descrita como sigue (Freeze y Cherry, 1979):

$$E_p = M_w \cdot \sum_0^{U_w} \frac{V_w}{M_w} du_w \quad (3.2)$$

Donde:

$E_p$  = Energía de presión.

$U_w$  = Presión del agua de poro en el punto A.

$V_w$  = Volumen del agua en el punto A.

La ecuación anterior también puede escribirse como:

$$E_p = M_w \cdot \sum_0^{U_w} \frac{du_w}{\rho_w} \quad (3.3)$$

Donde:

$\rho_w$  = Densidad del agua.

Cuando la densidad del agua,  $\rho_w$  es constante, la ecuación anterior toma la siguiente forma:

$$E_p = M_w \frac{U_w}{\rho_w} \quad (3.4)$$

La velocidad del agua en el punto A da la energía de velocidad  $E_v$ :

$$E_v = \frac{M_w V_w^2}{2} \quad (3.5)$$

Donde:

$E_v$  = Energía de velocidad.

$V_w$  = Velocidad del flujo del agua en el punto A (en la dirección del eje Y).

Finalmente, la energía potencial en el punto A es la suma de las componentes gravitacional, de presión y de velocidad.

$$E = M_w g y + \frac{M_w U_w}{\rho_w} + \frac{M_w V_w^2}{2} \quad (3.6)$$

Donde:

$E$  = Energía Potencial.

La energía total en el punto A se puede expresar como la energía por unidad de peso, que es llamada potencial de elevación hidráulica (carga hidráulica). La carga hidráulica,  $h_w$ , en el punto A se obtiene por el empuje del peso del agua en el punto A:

$$h_w = y + \frac{U_w}{\rho_w g} + \frac{V_w^2}{2g} \quad (3.7)$$

Donde:

$h_w$  = Carga hidráulica total.

La carga hidráulica consta de tres componentes normalmente, la carga gravitacional "y", la carga de presión ( $U_w/\rho_w g$ ) y la carga de velocidad ( $V_w^2/2g$ ). La carga de velocidad es despreciable en comparación con la carga gravitacional y con la carga de presión, la ecuación de la carga total puede entonces ser simplificada para mejorar el entendimiento de la carga hidráulica en un punto de la masa de suelo.

$$h_w = y + \frac{U_w}{\rho_w g} \quad (3.8)$$

Las cargas expresadas con la ecuación anterior proporcionan la carga hidráulica total, que es una cantidad medible y es la que ocasiona el flujo en los suelos saturados y no saturados. Los mecanismos tales como el piezómetro y el tensiómetro pueden ser utilizados para medir la presión del agua un punto como se puede observar en la Figura 3.4.

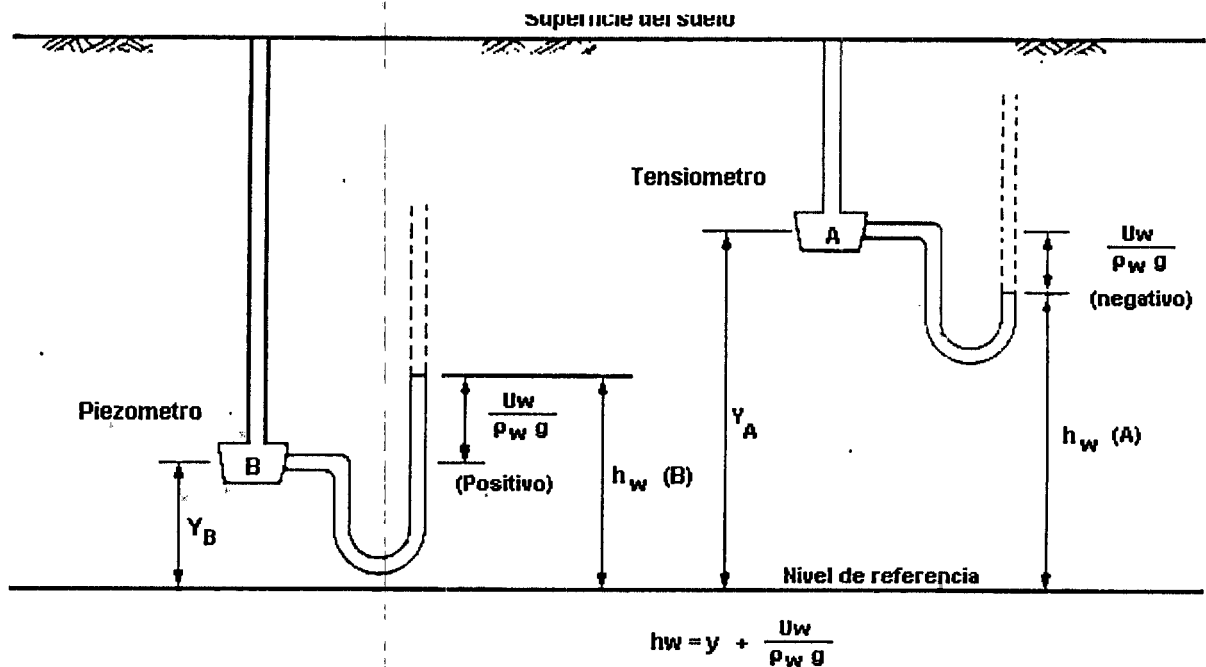


Figura 3.4 Concepto de potencial de carga en un suelo no saturado. (Ref 3)

La distancia entre la elevación del punto considerado y la referencia indican la carga de elevación ( $y_A$  y  $y_B$ ).

El piezómetro es utilizado para medir la presión del agua en un punto donde la presión es positiva (punto B de la Figura 3.4); y un tensiómetro puede ser utilizado para medir la presión del agua cuando la presión es negativa (punto A en la Figura 3.4).

El nivel del agua en un mecanismo puede ascender o descender dependiendo de la presión del agua en el punto considerado. Por ejemplo, el nivel del agua en el piezómetro asciende sobre la elevación del punto B a una distancia igual a la carga de la presión de agua, en el punto B.

Simultáneamente el nivel del agua en el tensiómetro desciende debajo de la elevación del punto A, a una distancia igual a la carga de la presión del agua. La distancia entre el nivel del agua en el aparato de medición y la referencia será la suma de la carga gravitacional y de presión (la carga hidráulica).

En la Figura 3.4 el punto A tiene mayor carga total que el punto B [ $hw(A) > hw(B)$ ]; por lo cual se espera que el agua fluirá del punto A al punto B, de acuerdo con el gradiente de la carga entre estos dos puntos. El potencial de conducción proporciona el flujo de la fase del líquido en la misma forma para un suelo saturado (punto B) y no saturado (punto A) (freeze y Cherry, 1979). El agua fluirá de un punto de mayor carga total a uno de menor, a pesar de que, la presión del agua sea positiva o negativa.

La succión osmótica algunas veces es incluida como una componente en la ecuación de la carga total por flujo. Sin embargo, es mejor observar el gradiente de la succión como el potencial de conducción necesario para los procesos de difusión osmótica (Corey y Kemper, 1961). La difusión osmótica es un fenómeno que se presenta cuando se mueven el constituyente iónico y molecular como resultado de su actividad cinética. Por ejemplo, un gradiente osmótico a través de una membrana semipermeable ocasiona el movimiento del agua a través de la membrana. En otras palabras, el volumen de la solución (agua pura y sales disueltas) en ausencia de una membrana semipermeable está gobernada por los gradientes de carga hidráulica. Por lo tanto, este volumen de fluido puede ser superior al volumen de agua analizado por separado mediante los procesos de difusión osmótica de los dos mecanismos independientes arriba involucrados (Croney, 1977).

### 3.3 Ley de Darcy.

El flujo de agua en un suelo no saturado se puede describir utilizando la ley de Darcy. Darcy (1956) postuló que la velocidad del flujo de agua a través de un suelo es proporcional al gradiente de carga hidráulica:

$$V_w = -K_w \left( \frac{\delta H_w}{\delta \gamma} \right) \quad (3.9)$$

Donde:

$V_w$  = Velocidad del flujo de agua.

$K_w$  = Coeficiente de permeabilidad con respecto a la fase del agua.

$\delta H_w / \delta y$  = Gradiente de carga hidráulica en la dirección "y" la cual puede ser designado como  $i_w$ .

Al cociente de proporcionalidad entre la velocidad de flujo de agua y el gradiente de carga hidráulica se le llama coeficiente de permeabilidad,  $k_w$ . El coeficiente de permeabilidad es relativamente constante para un suelo específico, saturado, además se puede también considerar para las direcciones "x y z". El signo negativo en la ecuación de la velocidad de flujo de agua indica que el flujo de agua se presenta en la dirección que reduce la carga hidráulica.

La ley de Darcy también es aplicable para el flujo de agua a través de un suelo no saturado (Bruckingham, 1907; Richard, 1931; Childs y Collis-George, 1950). Sin embargo, el coeficiente de permeabilidad en un suelo no saturado no puede ser considerado constante generalmente. Basta considerar, que, el coeficiente de permeabilidad está en función del contenido de agua, y de la succión mátrica del suelo.

El agua puede fluir únicamente a través de los espacios llenos con agua. Los poros llenos de aire son canales no conductores para el flujo de agua. Por lo tanto, los poros llenos de aire en un suelo no saturado se pueden considerar con comportamiento similar a la fase sólida y entonces el suelo puede ser tratado como un suelo saturado teniendo contenidos de humedad reducidos (Childs, 1969). Por lo que la validez de la ley de Darcy se puede verificar en un suelo no saturado en forma similar al verificado en un suelo saturado. Sin embargo, el volumen del agua (contenido de agua) podrá ser constante cuando el gradiente de carga hidráulica cambia.

Las condiciones para verificar la ley de Darcy en suelos no saturados tienen que ser constantes y los resultados se presentados en la Figura 3.5 (Childs y Collis – George, 1950).

$$k_w = \frac{\rho_w \delta}{\mu_w} K$$

- Gradiente de carga hidráulica = 1
- Gradiente de carga hidráulica = 0.75
- ◐ Gradiente de carga hidráulica = 0.50

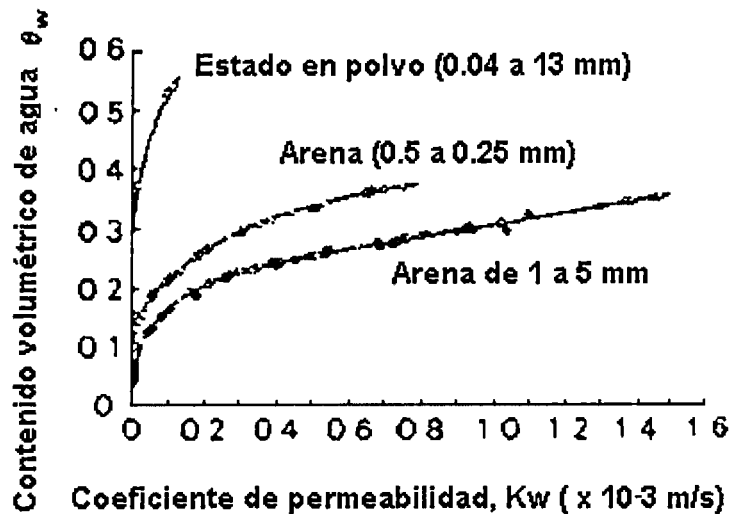


Figura 3.5 Verificación experimental de la ley de Darcy para suelos no saturados. (Ref 3)

Un perfil de suelo no saturado con contenido de humedad uniforme y carga de presión constante, se sometió a varios gradientes de carga gravitacional. Los resultados indican que para un contenido de humedad específico, el coeficiente de permeabilidad  $K_w$ , es constante, para varios gradientes de carga hidráulica (en este caso únicamente la carga gravitacional fue variada) aplicada al suelo. En otras palabras la velocidad del flujo de agua a través de un suelo no saturado es directamente proporcional al gradiente de carga hidráulica, el coeficiente de permeabilidad es constante en condiciones similares. Esto confirma que la ley de Darcy puede también aplicarse a estos suelo. En un suelo no saturado, sin embargo, la magnitud del coeficiente de permeabilidad podrá

cambiar para diferentes contenidos volumétricos de agua,  $\theta_w$ , como se presenta en la Figura 3.5.

### 3.4 Coeficiente de permeabilidad.

El coeficiente de permeabilidad de la fase líquida,  $k_w$ , es una medida del espacio disponible para el flujo de agua a través del suelo. El coeficiente de permeabilidad depende de las propiedades del fluido y del medio poroso. Diferentes tipos de fluido (agua y aceite) o diferentes tipos de suelo (arena y arcilla) producen diferentes valores para el coeficiente de permeabilidad.

$$K_w = \left( \frac{\rho_w g}{\mu_w} \right) K \quad (3.10)$$

Donde

$\mu_w$  = Viscosidad absoluta del agua.

$K$  = Coeficiente de permeabilidad intrínseco del agua.

La ecuación 3.10 muestra la influencia de la densidad,  $\rho_w$ , y la viscosidad del fluido,  $\mu_w$ , en el coeficiente de permeabilidad,  $k_w$ . La permeabilidad intrínseca del suelo,  $K$ , representa las características del medio poroso y es independiente de las propiedades del fluido.

A las propiedades de un fluido es común considerarlas constantes durante el proceso de ensaye. Las características del medio poroso son una función de las propiedades del volumen de la masa del suelo. La permeabilidad intrínseca es utilizada en numerosas disciplinas. Sin embargo, en la ingeniería geotécnica el coeficiente de permeabilidad,  $k_w$ , es el término más común.

### 3.5 Relación entre la permeabilidad y las propiedades volumétricas.

El coeficiente de permeabilidad,  $k_w$ , es función de dos o tres posibles propiedades volumétricas (Lloret y Alonso, 1980; Fredlund, 1981). En un suelo no saturado, el coeficiente de conductividad es función de la relación de vacíos (Lambe y Witman, 1979). Sin embargo el coeficiente de conductividad de un suelo



no saturado se toma generalmente constante cuando se analiza en forma semejante al de un flujo transitorio.

$$K_w = k_w(S, e) \quad (3.11)$$

$$K_w = k_w(e, \omega) \quad (3.12)$$

$$K_w = k_w(\omega, S) \quad (3.13)$$

Donde:

S = Grado de saturación.

e = Relación de vacíos.

$\omega$  = Contenido de humedad.

En un suelo no saturado, el coeficiente de conductividad se ve muy afectado por cambios combinados entre la relación de vacíos y el grado de saturación (o contenido de humedad); esto es debido a que el agua fluye a través de los poros llenos de agua; por lo tanto el porcentaje de los vacíos llenos con agua es un factor importante. Cuando un suelo se transforma en no saturado, primero el aire reemplaza algo del agua de los poros grandes y esto origina que el agua fluya a través de los poros pequeños con un incremento en la trayectoria de flujo. Un incremento constante en la succión mátrica del suelo propicia una reducción en el volumen de los poros ocupados por el agua. En otras palabras, el menisco se desarrolla completamente y cierra las partículas del suelo, ver la Figura 3.6. Como resultado el coeficiente de permeabilidad con respecto a la fase líquida disminuye rápidamente debido a que el espacio disponible para el flujo de agua se reduce.

### 3.6 Efecto de la variación del grado de saturación en la permeabilidad.

El coeficiente de conductividad de un suelo no saturado puede variar considerablemente durante el proceso de flujo, como resultado de los cambios en las propiedades volumétricas; el cambio en la relación de vacíos en un suelo no saturado puede ser pequeño, y este puede ser efecto secundario del coeficiente

de conductividad. Sin embargo el efecto del cambio en el grado de saturación puede ser muy significativo. Como resultado el coeficiente de conductividad se describe en función únicamente del grado de saturación,  $S$ , o el contenido volumétrico del agua,  $\theta_w$ .

### 3.7 Relación entre el coeficiente de conductividad y el grado de saturación.

El coeficiente de conductividad es una función que se obtiene de la curva de Succión Mátrica vs Grado de Saturación que es propuesta por Burdine (1952), Brooks y Corey (1964). La curva de Succión Mátrica vs Grado de Saturación presenta histéresis. Únicamente la curva de secado se utiliza en su derivación. En conclusión, la estructura del suelo es considerada incompresible.

Existen tres parámetros del suelo que pueden ser identificados en la curva de Succión Mátrica vs Grado de Saturación. Estos son el valor de la entrada del aire del suelo  $(U_a - U_w)_b$ , el grado de saturación residual,  $S_r$ , y el índice de distribución del tamaño de poro,  $\lambda$ , estos parámetros pueden ser fácilmente identificados si la condición de saturación se expresa en términos del grado de saturación efectivo,  $S_e$ , (Croney, 1954), obsérvese la Figura 3.7.

$$S_e = \frac{S - S_r}{1 - S_r} \quad (3.14)$$

Donde:

$S_e$  = Grado de saturación efectivo.

$S_r$  = Grado de saturación residual.

$S$  = Grado de saturación.

El grado de saturación residual,  $S_r$ , se define como el grado de saturación con el que un incremento en la succión mátrica no produce un solo cambio significativo en el grado de saturación, ver la Figura 3.7. Los valores para cualquier variación del grado de saturación, se presenta en forma decimal.

## FLUJO DEL AGUA

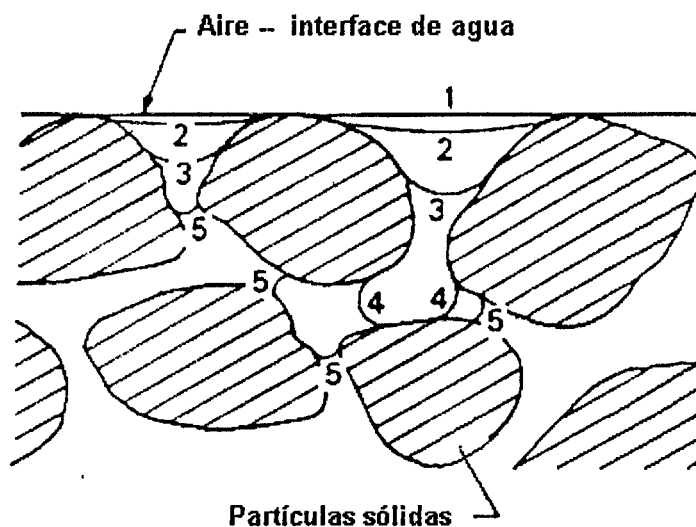


Figura 3.6 Desarrollo de un suelo no saturado mediante las curvas de las interfaces agua aire para diferentes estados de succión mátrica o grado de saturación. (Ref 3)

El grado de saturación residual puede calcularse en primer lugar para estimar el grado de saturación efectivo. El Grado de Saturación efectivo es gráfico vs Succión Mátrica como se ilustra en la Figura 3.7. Una línea horizontal y otra inclinada pueden ser pasadas por los puntos. Sin embargo los puntos de succión mátrica elevada puede no diferir de la línea recta utilizada para estimar el primer valor de grado de saturación residual. Por lo tanto, los puntos con elevada succión mátrica son forzados a alinearse con la línea recta para estimar un nuevo valor de  $S_r$ , vea la Figura 3.7. Una segunda estimación del grado de saturación residual se utiliza para recalculer el valor del grado de saturación efectivo. Una nueva gráfica en la curva de la Succión Mátrica vs Grado de Saturación Efectivo puede ser obtenida; el procedimiento se repite para todos los puntos de la pendiente que constituyen una línea recta, esto ocurre usualmente para una segunda estimación del grado de saturación residual.

El valor de entrada del aire del suelo,  $(U_a - U_w)_b$ , es el valor de la succión mátrica que debe ser excedido antes de que el aire de los poros sea retirado. También se refiere a la entrada de aire como la presión de desplazamiento, en ingeniería del

petróleo, o presión de burbujas en ingeniería de cerámica (Corey, 1977), y es una medida del máximo tamaño de poro en un suelo.

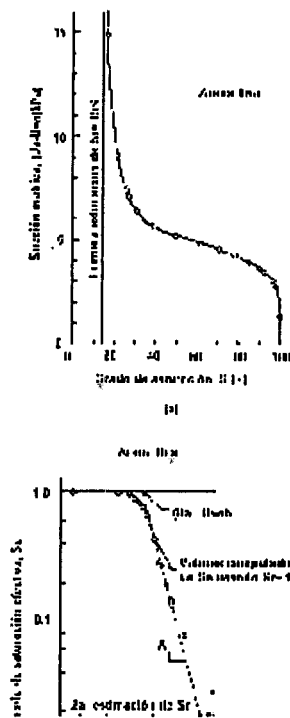


Figura 3.7. Determinación del valor de entrada de aire  $(U_a - U_w)_b$ , grado de saturación residual,  $S_r$ , y el índice de distribución de tamaño de poros,  $\lambda$ , a) Curva de Succión Mátrica vs Grado de Saturación. b) Curva de efecto del grado de Saturación vs Succión Mátrica. (Ref 3)

El punto de intersección de la línea recta inclinada y la ordenada de saturación ( $S_e = 1.0$ ) en la Figura 3.7, define el valor de la entrada de aire del suelo. La línea inclinada proporciona los puntos de mayor succión mátrica así como el valor de entrada de aire descritos por la ecuación:

$$S_e = \left[ \frac{(U_a - U_w)_b}{(U_a - U_w)} \right]^\lambda \quad \text{para } (U_a - U_w) > (U_a - U_w)_b \quad (3.15)$$

Donde:

$\lambda$  = Índice de distribución del tamaño de poro que se define como la pendiente negativa de la curva de Grado de Saturación vs Succión Mátrica.

Los suelos con amplio rango de tamaño de poro tienen valores pequeños, de  $\lambda$ . Para una distribución más uniforme del tamaño de poro, el valor para  $\lambda$  es grande. La Figura 3.8 presenta valores típicos de  $\lambda$  para varios suelos que se obtuvieron de la curva de Succión Mátrica vs Grado de Saturación.

$$K_w = K_s \quad \text{para } (U_a - U_w) \leq (U_a - U_w)_b \quad (3.16)$$

$$K_w = k_s Se^\delta \quad \text{para } (U_a - U_w) > (U_a - U_w)_b \quad (3.17)$$

Donde:

$K_w$  = Coeficiente de Conductividad con respecto a la fase líquida para el suelo saturado ( $S = 100\%$ ).

$\delta$  = Constante empírica

La constante empírica,  $\delta$ , esta relacionada con el índice de distribución del tamaño de poro.

$$\delta = 2 + \frac{3\lambda}{\lambda} \quad (3.18)$$

Las Tablas 3.1 presentan una serie de valores de  $\delta$  y el correspondiente índice de tamaño de poro,  $\lambda$ , para varios tipos de suelo.

El coeficiente de conductividad del agua  $k_w$ , que corresponde a varios grados de saturación, puede ser calculado utilizando la ecuación  $k_w = k_s Se^\delta$  y se puede expresar el coeficiente de permeabilidad,  $k_w$ , con relación a la fase líquida.

Los resultados experimentales para una grava arena expresada en términos de la permeabilidad relativa se muestra en la Figura 3.9. En el experimento un líquido de hidrocarburo fue utilizado en lugar del agua para producir una estructura del suelo más estable y que presenta propiedades de fluido. Los resultados son esencialmente los mismos para el flujo de agua debido a que la conductividad relativa no está en función de las propiedades del fluido. Sin embargo la interacción entre el agua y las partículas de suelo pueden producir alguna diferencia con los resultados obtenidos utilizando agua e hidrocarburos.

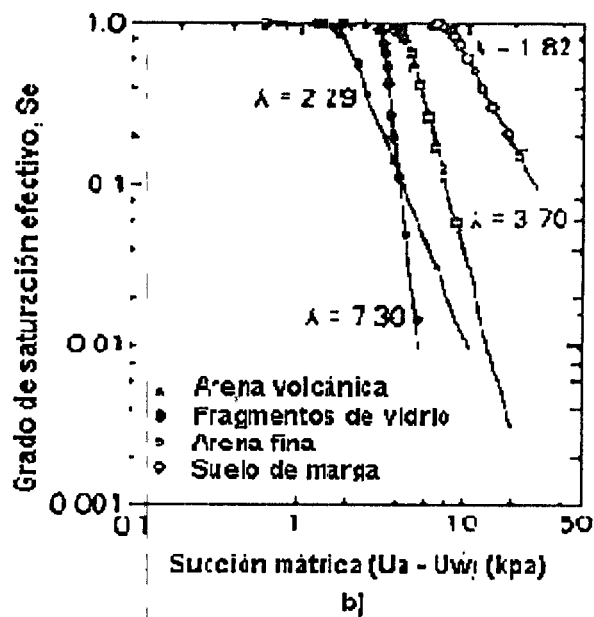
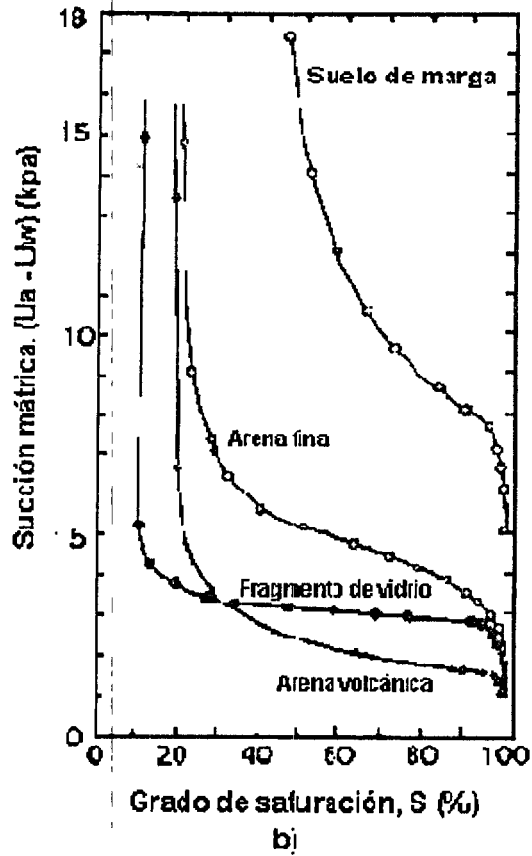


Figura 3.8. Curva de Succión Mátrica típica vs Grado de Saturación, para varios suelos, con su correspondiente valor de  $\lambda$ . a) Curva de Succión Mátrica vs Grado de Saturación. b) Grado de Saturación efectivo vs Succión Mátrica. (Ref 3)

Tabla 3.1 Valor de  $\delta$  y su correspondiente  $\lambda$  para varios tipos de suelo. (Ref 3)

Suelo	Valor de $\delta$	Valor de $\lambda$	Fuente
Arena uniforme	3.0	$\infty$	Irmay (1954)
Suelo y roca porosa	4.0	2.0	Corey (1954)
Depósito natural de arena	3.5	4.0	Averjanov (1950)

$$k_{rw} = \frac{k_w 100}{k_s} \quad (3.19)$$

### 3.8 Relación entre el coeficiente de Conductividad del agua y la Succión Mátrica.

El coeficiente de permeabilidad del agua con respecto a la fase sólida,  $k_w$ , puede también ser expresado como una función en la que la succión mátrica es sustituida por el grado de saturación efectivo,  $S_e$ , en la función de la permeabilidad,  $k_w = k_s S_e^{-\lambda}$  (Brooks y Corey, 1964). Otras relaciones entre el coeficiente de conductividad y la succión mátrica también son propuestas (Gardner, 1958<sup>a</sup>; Arbhahirama y Kridakorn, 1968) y se resumen en la Tabla 3.2

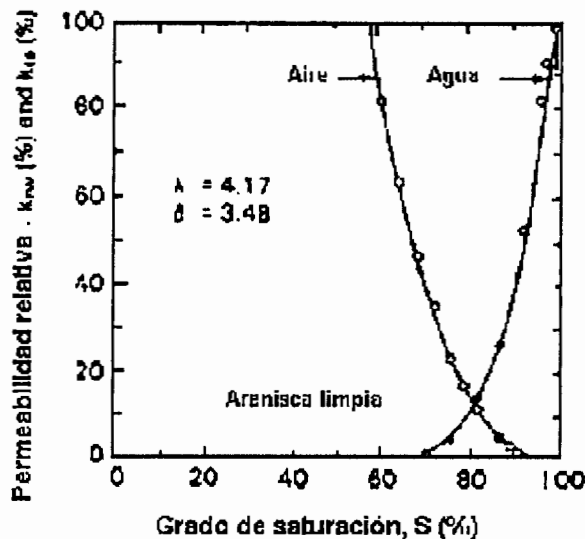


Figura 3.9. Permeabilidad relativa del agua y el aire en función del grado de saturación durante el drenaje. (Ref 3)

Tabla 3.2 Relaciones entre el coeficiente de permeabilidad del agua y la succión mátrica. (Ref 3)

Ecuaciones	Número	Fuente	Símbolos
$k_w = k_s$ for $(U_a - U_w) \leq (U_a - U_w)b$			
$k_w = k_s \left\{ \frac{(U_a - U_w)b}{(U_a - U_w)} \right\}^n$ for $(U_a - U_w) > (U_a - U_w)b$	(3.20)	Brooks and Corey (1964)	$\eta =$ constante empírica  $\eta = 2 + 3\lambda$
$k = \frac{k_s}{1 + a \left\{ \frac{(U_a - U_w)}{p_w g} \right\}^n}$	(3.21)	Gardner (1958a)	$a, n =$ constante
$k_w = \frac{k_s}{\left\{ \frac{(U_a - U_w)}{(U_a - U_w)b} \right\}^{n'} + 1}$	(3.22)	Arbahabhirama y Kridakom (1968)	$n' =$ constante

La relación entre el coeficiente de conductividad y la succión mátrica propuesta por Garner (1958<sup>a</sup>) en la Tabla 3.2, se presenta en la Figura 3.10.

La ecuación proporciona una función de conductividad más flexible la cual queda definida por las constantes "a" y "n". La constante "n" es la pendiente de la función, y la constante "a" está relacionada con el punto de ruptura de la función.

Cuatro funciones típicas con diferentes valores de "a" y "n" se ilustran en la Figura 3.10.

La función de conductividad se escribe en términos de la succión mátrica en la ecuación de Garner; sin embargo, esta ecuación puede también ser escrita en términos de la succión total.



### 3.9 Relación entre el Coeficiente de Conductividad y el Contenido Volumétrico del Agua.

El coeficiente de conductividad de la fase líquida,  $k_w$ , se puede también relacionar con el contenido volumétrico de agua,  $\theta_w$ , (Buckingham, 1907; Richards, 1931; Moore, 1939). Una función del coeficiente de conductividad,  $K_w(\theta_w)$ , se propone utilizando la configuración del espacio de poro lleno con agua (Childs y Collins-George, 1950): se considera que el suelo tiene una distribución variable en el tamaño de los poros y una estructura del suelo incompresible. La función de conductividad,  $K_w(\theta_w)$  se describe como la suma de una serie de términos obtenidos de la probabilidad estadística de interconexión entre los poros, de diversos tamaños, llenos de agua.

El contenido volumétrico de agua,  $\theta_w$ , puede presentarse en función de la succión mátrica ( $U_a - U_w$ ), y la gráfica es llamada curva característica suelo agua. Por lo tanto la función conductividad,  $k_w(\theta_w)$ , también puede ser expresada en términos de la succión mátrica (Marshall, 1958; y Millington y Quirk, 1959, 1961). Dicho de otra manera, la curva característica suelo agua puede ser vista como un indicador de la configuración de los poros llenos de agua. El coeficiente de conductividad es obtenido dividiendo la curva característica suelo agua en "m" intervalos iguales a lo largo del eje de las ordenadas, como se muestra en la Figura 3.11.

La succión mátrica corresponde al punto medio de cada intervalo que es utilizado para calcular el coeficiente de conductividad.

La función conductividad  $k_w(\theta_w)$  se obtiene basándose en la ecuación de Poiseuille. La siguiente función de conductividad tiene una forma similar a la función presentada por Kunzen y otros en (1986). La función es ligeramente modificada de acuerdo al uso del sistema de unidades SI y al cambio en la succión mátrica del agua de poro. Las variables utilizadas en la ecuación son ilustradas en la Figura 3.11.

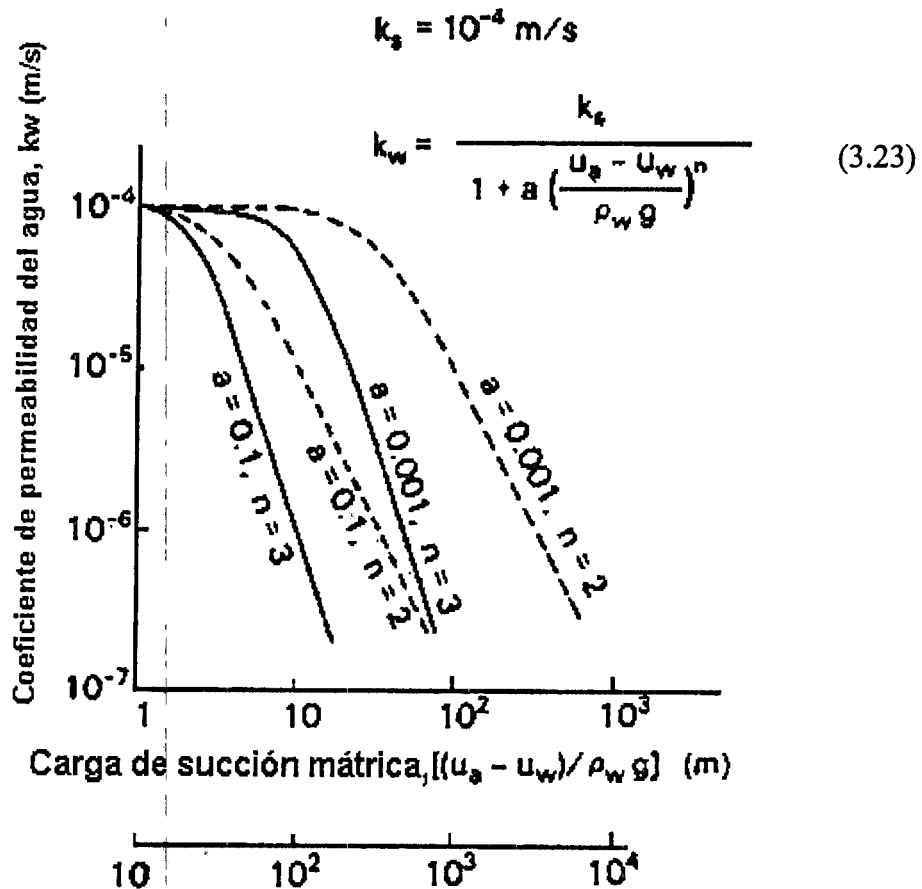


Figura 3.10. Ecuación de Garner para el coeficiente de conductividad del agua en función de la succión. (Ref 3)

$$K_w(\theta_w) = \frac{k_s}{k_{sc}} \frac{T_s^2 \rho_w g \theta_s^p}{2 \mu_w N^2} \sum_{j=1}^m (2j+1-2i) (u_a - u_w)_j^2 \quad (3.24)$$

Donde:

$K_w(\theta_w)$  = Calcula el coeficiente de conductividad (m/s) para un contenido volumétrico específico,  $(\theta_w)$ , correspondiente al  $i$ -ésimo intervalo.

$i$  = Número de intervalo, se incrementa con la disminución del contenido volumétrico de agua; por ejemplo,  $i = 1$ , identifica el primer intervalo cerrado correspondiente a la saturación del contenido volumétrico de agua,  $\theta_s$ ;  $i = m$  se utiliza para identificar el último intervalo correspondiente a los contenidos volumétricos de agua más bajos,  $\theta_L$ , en la curva experimental suelo agua.

$i$  = Un contador de  $i$  a  $m$ .

$k_s$  = Coeficiente que mide la permeabilidad saturada.

$k_{sc}$  = Calcula el coeficiente de permeabilidad saturada (m/s).

$T_s$  = Tensión superficial del agua (kN/m).

$\rho_w$  = Densidad del agua en kg/m<sup>3</sup>.

$g$  = Aceleración gravitacional (m/s<sup>2</sup>).

$\mu_w$  = Viscosidad absoluta del agua (N·s/m<sup>2</sup>).

$\theta_s$  = Contenido volumétrico de agua en saturación ( $S = 100\%$ ) (Green y Corey, 1971<sup>a</sup>).

$p$  = Es una constante que sirve para la interacción de los poros de varios tamaños; la magnitud de "p" puede ser considerada igual a 2.0 (Green y Corey, 1971a).

$m$  = Número total de intervalos entre el contenido volumétrico de agua saturada,  $\theta_s$ , y los menores contenidos volumétricos de agua,  $\theta_L$ , en la curva característica experimental suelo agua.

$N$  = Número total de intervalos calculados entre el contenido volumétrico de agua,  $\theta_s$ , y el contenido volumétrico de agua cero ( $\theta_w = 0$ ) (Nota:  $N = m(\theta_a/(\theta_s - \theta_L))$ ,  $m \geq N$ ; y  $m = N$  cuando  $\theta_L = 0$ ).

$(U_a - U_w)$  = Corresponde a la succión mátrica del punto medio del  $i$ -ésimo intervalo.

El cálculo del coeficiente de conductividad,  $k_w$ , para un contenido volumétrico de agua específico,  $(\theta_w)_i$ , involucra la suma del valor de la succión mátrica correspondiente a bajos contenidos volumétricos de agua  $(\theta_w)_i$ . Se han propuesto varios procedimientos para calcular la función de la conductividad  $k_w(\theta_w)$ , utilizando la ecuación 3.24. Básicamente, la diferencia entre los diversos procedimientos radica en la interpretación de la interacción de términos  $(\theta_s \wedge p)/N$  en la ecuación 3.24). El factor de ajuste,  $(k_s/k_{sc})$ , basado en el coeficiente de permeabilidad sirve para proporcionar un cálculo más aproximado del coeficiente de conductividad.

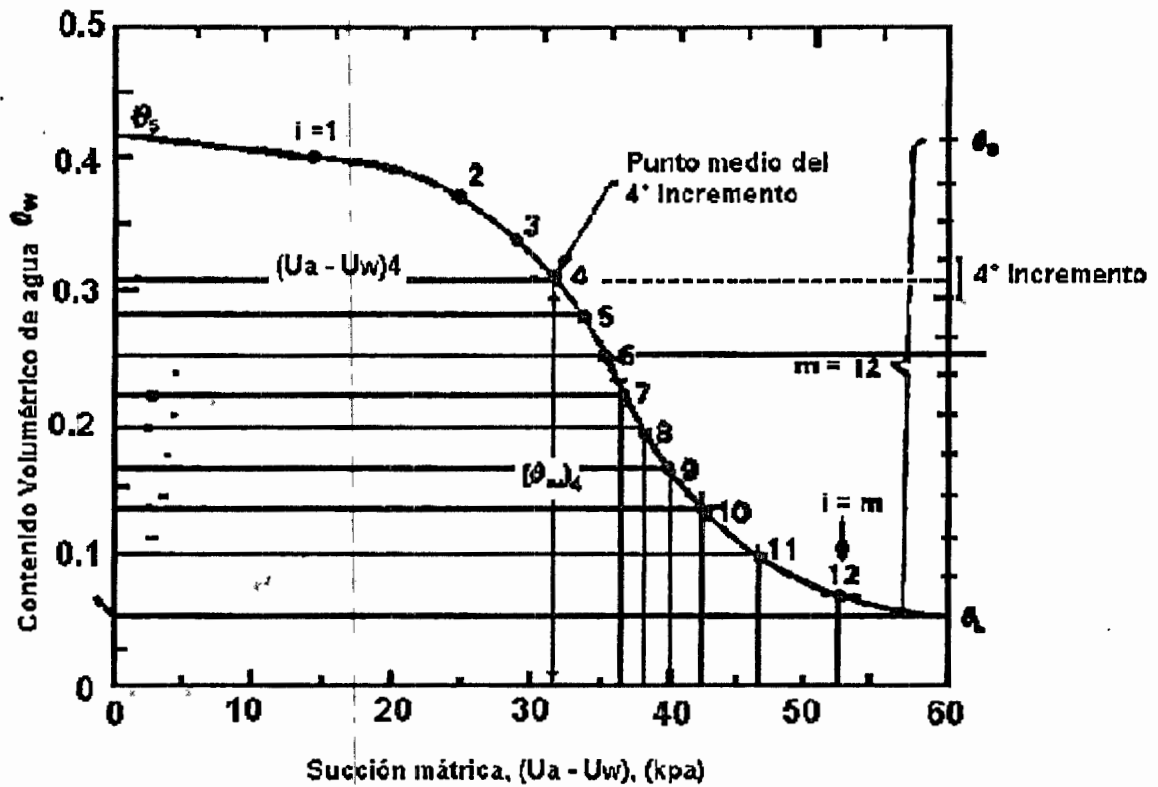


Figura 3.11 Curva Característica Suelo Agua. (Ref 3)

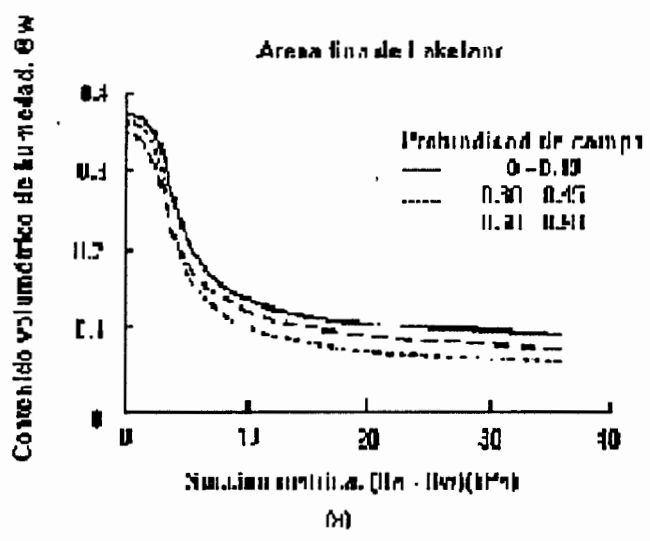
El procedimiento que se utiliza para la obtención de la función de la conductividad parece ser más adecuado para suelos arenosos teniendo una pequeña distribución de tamaño, muy uniformes (Nielsen y otros, 1972). Se presenta una comparación entre la función de conductividad,  $k_w(\theta_w)$ , calculada de la ecuación 3.24 y datos experimentales de una arena fina mostrados en la Figura 3.12 a y b. La curva característica suelo agua para las arenas y la función de permeabilidad se muestran en la Figura 3.12 a y b, respectivamente.

El coeficiente de conductividad,  $k_w$ , para un contenido volumétrico específico,  $\theta_w$ , es calculado directamente con la ecuación 3.24. La forma de la función de la conductividad está determinada por los términos dentro del signo que proporciona la suma de la ecuación de la curva característica suelo agua. Sin embargo la magnitud de la función de conductividad necesita ser ajustada de acuerdo con la medición del coeficiente de permeabilidad saturada,  $k_s$ , para utilizar el factor de ajuste. Por tanto si el coeficiente de permeabilidad saturado se mide, la función de la conductividad directamente predicha a partir de la curva característica suelo

agua, se debe a que todos los términos anteriores al signo de sumatoria en la ecuación 3.24, son considerados como un factor de ajuste; como resultado, de la función conductividad,  $k_w(\theta_w)$ , se puede escribir como lo muestra la ecuación 3.25.

$$K_w(\theta_w) = \frac{k_s}{k_{sc}} A_d \sum_{j=1}^m (2j+1-2i)(U_a - U_w)_j^{-2} \quad (3.25)$$

Donde  $A_d$  = es un factor de ajuste.



Profundidad de campo (m)	Kw medido	Kw Calculado	Ks metros/seg.
0 - 0.15	Δ	—	0.41 x 10E-4
0.30 - 0.45	•	---	0.36 x 10E-4
0.60 - 0.90	◦	- . - . - .	0.48 x 10E-4

Figura 3.12a). Curva característica suelo agua. Comparación entre la Conductividad Calculada y la Medida a una Arena Fina no saturada de un Lago. (Ref 3)

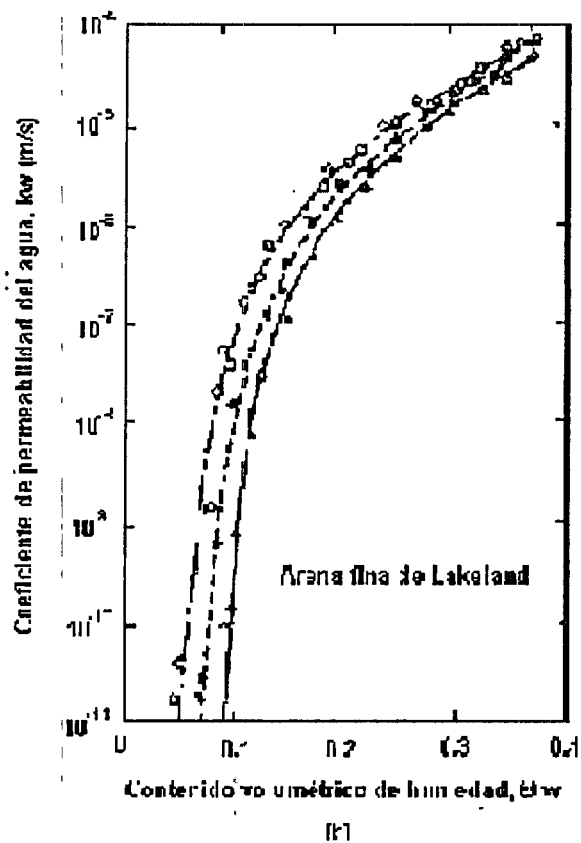


Figura 3.12b). Coeficiente de conductividad del agua en función del Contenido Volumétrico. Comparación hecha entre la Conductividad Calculada y la Medida a la Arena fina no saturada de un Lago. (Ref 3)

## PARTE II. CURVA CARACTERÍSTICA.

### CAPÍTULO IV. HISTORIA Y USOS GENERALES DEL CILINDRO EXTRACTOR DE MEMBRANA.

La idea de un cilindro extractor de membrana de presión tiene sus orígenes en el año de 1939 en los Estados Unidos de Norte América, en el laboratorio de Salinidad en Riverside, California. El laboratorio se estableció para estudiar las condiciones de salinidad del suelo en el sudoeste de los Estados Unidos en una zona de fuerte irrigación abajo de la línea de falla, una superficie de tierra muy productiva. El objetivo del laboratorio fue estudiar el problema de salinidad y hacer recomendaciones para efectuar cambios en la forma de irrigación de modo que las prácticas de campo disminuyeran el detrimento causado por las sales en el suelo; por esa razón el suelo necesita ser saneando de las sales para el cultivo de las plantas por un lado y además buscar la frecuente adaptación de las plantas, para hacerlas más resistentes al efecto de las sales.

En el laboratorio era necesario conocer el tipo de sales que se presentaban en el suelo y realizar una medición correcta de ellas. En algún tiempo los métodos disponibles para remover la humedad del suelo por análisis químico fueron bastante limitados y, en muchos casos, no confiables. Por lo que fue necesaria la extracción de la solución en todos los tipos de suelo y para cualquier condición de humedad a la cual se cultivan las plantas.

El Dr. Lorenzo A. Richard se encargó del trabajo de investigación del suelo en el Laboratorio de Salinidad apoyándose en la humedad de éste, P.E. Skaling unificó el Laboratorio de Salinidad poco antes de que trabajara estrechamente en su proyecto. Se diseñó una Cámara de Presión especial la cual utiliza una membrana de celulosa porosa fina, material que permite el flujo de agua a través de estos poros pero no el del aire, por lo que requiere niveles de presión constante dentro de la cámara.

Este diseño innovador permite remover con facilidad la humedad de las muestras de suelo bajo condiciones controladas para cualquier humedad de los poros, en el rango de saturado a seco.

El nuevo "Extractor de Membrana de Presión" fue originalmente diseñado para remover la humedad del suelo durante la realización de análisis químicos, lo cual demuestra que fue una herramienta poderosa, para estudiar la relación fundamental de la cantidad de humedad en el suelo y la fuerza que se desarrolla en él. El extractor de membrana de presión hace posible caracterizar al suelo por su humedad retenida, capacidad que ha revolucionado la práctica de la irrigación a través del mundo.

Actualmente, el Extractor de Membrana de Presión tiene los siguientes usos:

1. En el desarrollo de las curvas de humedad retenida en cualquier tipo de suelo, en corazones de suelo alterado e inalterado. Esto se podrá hacer cuando se requiera, basándose en los estándares de los métodos de ensaye de la Sociedad Americana de Métodos de Ensayes (ASTM).
2. De la misma forma en que se utiliza en las muestras de suelo, en otros materiales porosos como pasta de papel por ejemplo, se utiliza este equipo para conocer las condiciones de humedad para propósitos de ensayos.

Los estudios de problemas de flujo en suelos no saturados se utilizan en:

- a) Extracción de soluciones del suelo para análisis químico.
- b) Ultra filtración para remover materiales de alto peso molecular de soluciones como proteínas y bacterias.
- c) Calibración de varios tipos de dispositivos de medición eléctrico/humedad.

#### 4.1 Principios de operación del cilindro extractor de membrana.

El Cilindro Extractor es capaz de extraer la humedad de muestras de suelo, existente en los poros microscópicos, mediante la membrana de celulosa, húmeda que es colocada en el fondo de la cámara de extracción.

Cuando la presión del aire existente dentro del extractor de membrana de presión se incrementa por arriba de la presión atmosférica obliga al exceso de



agua a pasar a través de los microporos de la membrana de celulosa y además fuera del extractor. El aire a alta presión no fluirá a través de los poros de la membrana de celulosa impermeable ya que éstos están llenos con agua. La tensión superficial de la interface aire agua existente en los poros soporta la presión en una forma semejante a un diafragma de caucho flexible. Cuando la presión del aire dentro de extractor se incrementa, el radio de curvatura de la interface disminuye, ver la Figura 4.1.

La película de agua no se rompe cuando se tienen las máximas presiones para permitir que el aire atraviese la membrana de celulosa existente dentro del extractor, debido al pequeño diámetro de poro (24 Angstrom). Existe una correlación exacta entre la presión del aire dentro del extractor y el radio de curvatura del menisco que se forma en los orificios de la membrana de celulosa, en las interfaces de aire y del agua.

Cuando las muestras de suelo que previamente se saturaron, se colocan dentro del extractor de presión, y además si la presión del aire dentro del extractor se incrementa arriba de la presión atmosférica se provocará que el agua gravitacional que está en torno a cada una de las partículas de suelo, fluya y salga, a través de los poros de la membrana de celulosa. Cuando se aplica una presión de aire dentro del extractor, el agua existente dentro de los corazones de suelo fluirán hasta que la presión del agua gravitacional que envuelve cada una de las partículas de suelo sea la misma que la desarrollada en los poros de la membrana de celulosa y que corresponde a la curvatura asociada con la presión de la Figura 4.1.

Por ejemplo, si la presión del aire dentro del extractor se mantiene a  $9.855E-2$  Mpa y el flujo de agua que sale del extractor se interrumpe, entonces se dirá que la muestra de suelo que se encuentra dentro del extractor presenta "una succión de  $9.855E-2$  Mpa. Entonces por lo tanto el agua existente dentro de una muestra que se obtuvo en campo puede decirse que presenta también un valor de succión de cuando menos  $9.855E-2$  Mpa para estas condiciones. Si la presión del aire dentro del extractor se mantiene a  $1.4783$  Mpa el equilibrio en la succión del suelo podrá ser de  $1.4783$  Mpa.

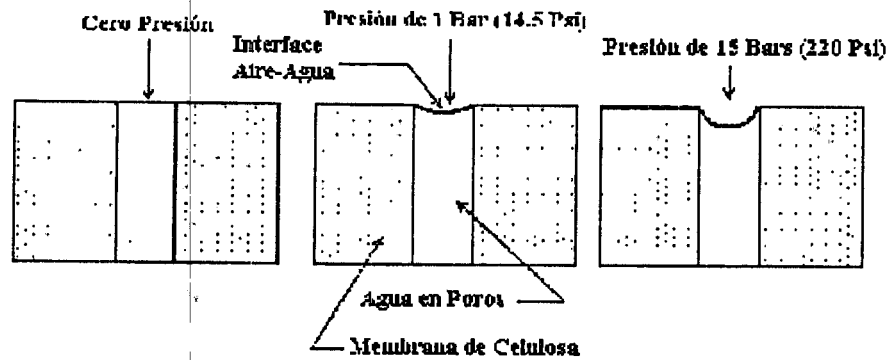


Figura 4.1 Detalle de la membrana microporosa. (Ref 7)

El Cilindro Extractor requiere una presión que esté regulada en todo su rango de operación y hasta alcanzar valores de 10.3481 Mpa. El uso del gas comprimido es muy limitado. Aire comprimido o Nitrógeno puede ser usado para estudios de la humedad retenida. La solución existente dentro de la muestra de suelo es extraída para análisis químicos. Se utiliza agua pura, Nitrógeno en tanque para evitar en lo posible alteraciones que podrán llegar procedentes del oxígeno comprimido o CO<sub>2</sub> en el aire.

Si el extractor es utilizado en forma extensiva para estudios de retención de la humedad, el aire comprimido de un compresor es la fuente de suministro más satisfactoria.

Nitrógeno o aire comprimido en tanques a 13.7975 Mpa, pueden ser adecuados cuando el extractor es operado en condiciones límites o donde la solución que se extrae servirá para análisis químico, como se indicó con anterioridad.

La magnitud de la presión (aplicada al extractor) con la cual el drenado de las muestras alcanza el equilibrio, debe ser lo más exacta posible. Por esta razón es muy importante tener un sistema de control apropiado para las distintas presiones.

Ver el diagrama del sistema de laboratorio como se muestra en la Figura 4.2, para el Cilindro Extractor se utiliza presión de aire regulada, suministrada por un compresor.

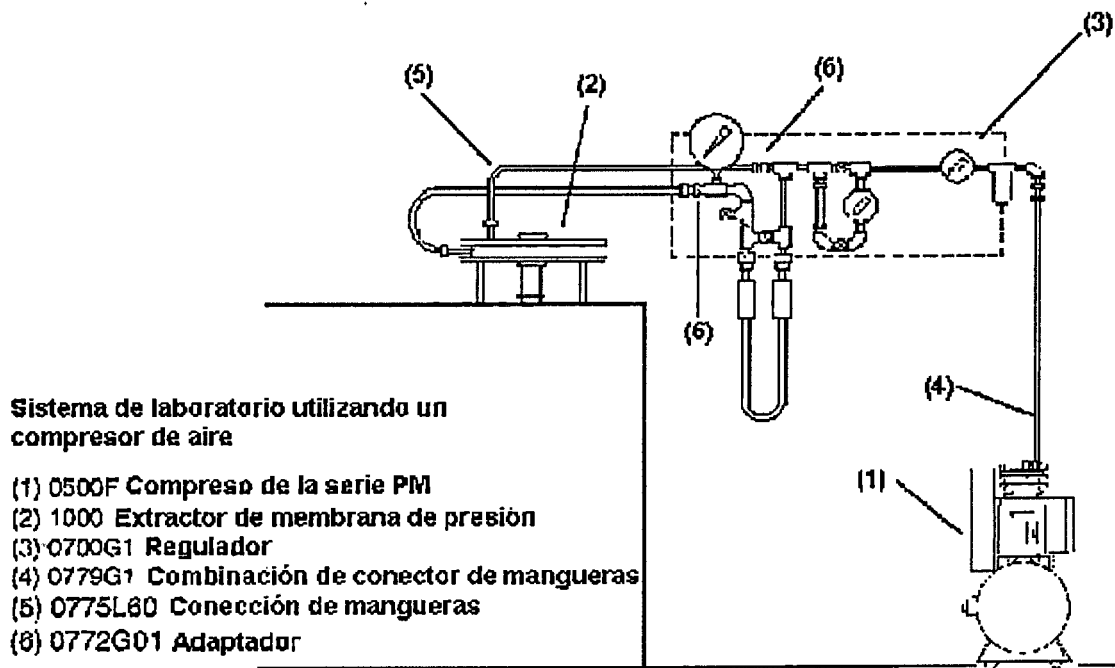


Figura 4.2 Diagrama del sistema de laboratorio para regular la presión del extractor. (Ref 7)

#### 4.2 Operación del regulador diferencial de mercurio.

El Regulador Diferencial de Mercurio proporciona diferentes presiones al forzar el diafragma de hule a comprimir el suelo, el que a su vez está en íntimo contacto con la membrana de celulosa, vea la Figura 4.3.

La presión del gas del lado derecho del tubo en U presiona la parte superior del Mercurio hacia el lado opuesto hasta que pase la curva, como se muestra en la Figura 4.3. Así la presión en la "salida 1" es siempre menor que en la "salida 2" debido al peso de la columna de Mercurio. El peso del mercurio sobrepuesto es el correspondiente a  $2.759 \times 10^{-2}$  Mpa. Entre la conexión de la salida 2, que se encuentra detrás del Diafragma de Compresión, y la salida 1 que va a la Cámara del Extractor, también se puede presentar una presión diferencial de  $2.759 \times 10^{-2}$  Mpa detrás del Diafragma de Compresión aparte de la presión de extracción.

El Diafragma de Compresión se utiliza principalmente en corazones de suelos arcillosos para mantenerlo contraído mientras que se remueve la humedad de la muestra durante períodos prolongados y en contacto con la Membrana de

Celulosa. Esto se aplica únicamente durante varias horas después de que se inició el ensaye.

#### 4.3 Preparación de las muestras de suelo.

Antes de introducir los corazones de suelo en el extractor, se le deben de realizar los estudios correspondientes, es decir, "preparar" la muestra pasándolas a través de un tamiz con orificios de 2 mm, para remover partículas de más de 2 mm y utilizar de esta manera todos los agregados menores. Es común utilizar 25 gr de muestra para cada uno de los suelo que se pretenda ensayar.

Los corazones de suelo inalterado también pueden ser introducidos. Los corazones de suelo deberán ser retenidos con un anillo durante el proceso de extracción y el extremo del corazón deberá ser cuidadosamente preparado para proporcionar una superficie plana y que esté en contacto con la membrana de celulosa sobre la cual serán colocados.

Al trabajar con corazones de muestras inalteradas, el muestreador de corazones de suelo proporciona resultados más efectivos. Los corazones de suelo son retenidos en cilindros de latón de 2 ¼ " de diámetro los que pueden presentar varias alturas.

Se han desarrollado un sin número de procedimientos para la preparación de muestras de suelo con la finalidad de realizar trabajos en el campo. En primer lugar se tratará a las muestras que son representativas del suelo en las condiciones de campo, de modo que tomando como base las gráficas de retención de la humedad obtenida así, se pueden aplicar a condiciones de campo similares.

Los detalles para preparar muestras se proporcionan en los estándares de la Sociedad Americana de Ensaye de Materiales (ASTM), Designada D421; "Práctica de Preparación en Seco de las Muestras de Suelo para Análisis del Tamaño de las Partículas y Determinación de las Constantes del Suelo".

### Regulador diferencial de Mercurio

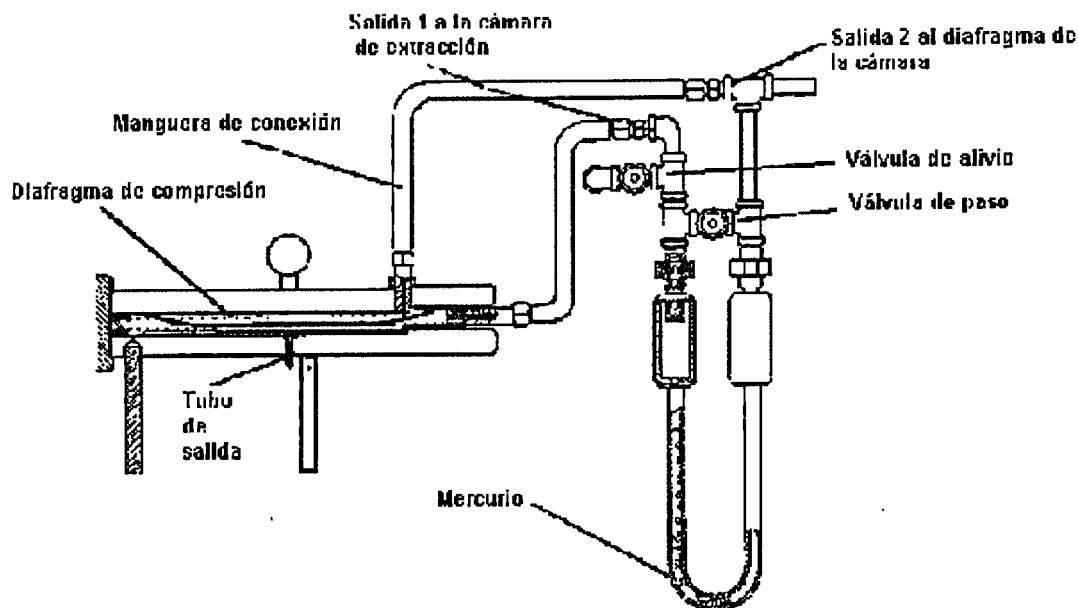


Figura 4.3 Diagrama del regulador diferencial de mercurio. (Ref 7)

#### 4.4 Operación del cilindro extractor de membrana.

En la realización de estudios de equilibrio de humedad, el Extractor de Membrana de Presión se ha utilizado principalmente en el rango de  $9.855E-2$  Mpa a  $1.4783$  Mpa. Debido al pequeño tamaño de los poros de la membrana de celulosa, la velocidad con la que el agua fluye a través de la membrana es muy baja, para presiones diferenciales, entre 0 y  $0.1035$  Mpa. Lo que provoca que el equilibrio se produzca después de mucho tiempo. Para estudios de equilibrio de humedad en el rango de 0 a  $9.855E-2$  Mpa, se podrá utilizar el Extractor de Placa de  $0.4927$  Mpa y además la Celda Plana de Presión.

Para estudios de equilibrio de humedad, es deseable obtener muestras de poca altura, con la finalidad de que se requiera el menor tiempo posible para que se alcance el equilibrio. El tiempo necesario para alcanzar el equilibrio varía con el cuadrado de la altura de la muestra. Por ejemplo, una muestra de suelo de 2 cm de altura, tomará un tiempo cuatro veces mayor para alcanzar el equilibrio que una muestra de 1 cm de altura. Siempre que sea posible, la altura de las muestras de suelo deben ser limitadas a 1 cm. El Anillo Retenedor de muestras de suelo

sugerido, es el que sujeta 25 gr de muestra de 1 cm de altura por 5 ½ cm de diámetro, es ideal para retener muestras preparadas.

Para lograr que sea extraída la humedad de muestras de suelo u otros materiales porosos, es indispensable que las muestras de suelos estén en íntimo contacto con la membrana de celulosa, dentro del Extractor. También es esencial saturar la muestra con agua antes de que se monte sobre la membrana de celulosa, con la finalidad de conectar la película de agua del suelo con la membrana de celulosa. Este procedimiento asegura la máxima velocidad, del flujo del agua de la muestra durante el proceso de extracción.

Es deseable que el Extractor de Membrana de Presión sea operado de acuerdo con la designación D3152 del Método de la Sociedad Americana de Ensayes (ASTM), titulado, "Método de Ensaye Estándar para la Relación Humedad Capilaridad en Suelos de Textura Fina, mediante el Extractor de Presión".

#### 4.5 Sugerencias.

Para realizar el estudio de retención de la humedad a una muestra de suelo preparada, se debe realizar lo siguiente, con la finalidad de colocar el montaje de la membrana de celulosa, será necesario seguir el procedimiento que a continuación se presenta:

- a) Se debe remover los tornillos sujetadores, del plato superior y el cilindro extractor.

Se centra el disco de Celulosa, el cual tiene que estar previamente sumergido en agua por lo menos de 10 a 15 minutos, después se coloca cuidadosamente sobre la pantalla del plato de drenado, se debe hacer el manejo de la membrana de celulosa con mucho cuidado (la que en condiciones secas permanece rígida), por lo cual se debe evitar hacer dobleces o plegados que pueden causar pequeñas roturas y sean las que posteriormente permitan la salida del aire durante el desarrollo de la corrida. Con la finalidad de evitar dificultades de

esa naturaleza conviene almacenar las membranas de celulosa en un sitio fresco y dentro de un contenedor que conserve la humedad.

Ahora colocar un arosello sobre la membrana de celulosa y sobre éste poner el cilindro procurando que el arosello penetre en la ranura del cilindro, posteriormente colocar sobre la ranura superior del cilindro un segundo arosello y encima de arosello la tapa del extractor de membrana, girar la tapa superior hasta que sus orificios coincidan con los orificios de la tapa inferior.

Es importante mantener las partículas de suelo alejadas del sitio donde hace contacto el arosello con la membrana de celulosa. Las partículas de arena podrán ser empujadas por la Membrana de Celulosa bajo el arosello debido a que está sujetado por el cilindro extractor y éste por los tornillos, lo cual causará fugas de aire a través de la Membrana de Celulosa. Para evitar esto se coloca un anillo delgado de estopilla o un material similar dentro del Cilindro Extractor.

Cuando se empieza a preparar muestras para estudios de retención de la humedad, colocar los anillos retenedores de las muestras de suelo sobre la membrana de celulosa, dentro del extractor, ver la Figura 4.4. En el extractor se podrán acomodar hasta 14 muestras cuando éstas son retenidas en los anillos. Cada anillo podrá contener una muestra de suelo 25 gr.

Se debe trasladar las muestras previamente preparadas, de 25 gr, y los anillos retenedores a las cajas contenedoras de muestras en donde se almacenarán. Por lo cual se recomienda colocar todas las muestras de suelo dentro de su respectivo anillo.

Una vez terminada la corrida se recomienda extraer todas las muestras de suelo, no dejar ninguna muestra dentro del contenedor porque esto provocará que se alteren. Durante la colocación, nivelar la muestra en el anillo y cubrirla con un cuadro de papel encerado.

Al iniciar la corrida se recomienda agregar cuidadosamente agua a la superficie entre la membrana de celulosa y el anillo que contiene las muestras provocando que exista un excedente de agua en todo el anillo contenedor.



Figura 4.4. Anillos Retenedores de muestras de suelo. (Ref 7)

b) Cerrado del Extractor.

Remueva el exceso de agua de la Membrana de Celulosa con una pipeta o jeringa de plástico. Colocar el segundo anillo en la ranura de la parte superior del cilindro extractor y sobre este el plato superior, alinearlos para que sus orificios coincidan con los del plato inferior. A continuación se insertan los tornillos sujetadores.

Aplicar un ajuste excesivo, a los tornillos, reduce la vida de los arosellos del cilindro extractor. Por lo que se recomienda utilizar un calibrador de torsión,

c) Conexión de la bureta para monitorear la salida del agua.

Conectar un pequeño tubo en la salida de la pantalla del plato de drenado en donde se encuentra una pequeña funda ajustada, para introducir un tubo de pequeño diámetro el cual se extiende en forma lateral hasta alcanzar una bureta, la bureta está sujeta por una abrazadera a una de las piernas del extractor. El gas puede difundirse en el agua y pasar continuamente a través de la membrana en forma de pequeñas burbujas junto con el agua excedente.

Se deben tomar lecturas periódicamente en la bureta hasta que el flujo se acerque al equilibrio. Si la presión en la cámara del extractor se mantiene constante, y no se observan cambios en la lectura de la bureta por un período de



varias horas o hasta días entonces se considerará que se ha alcanzado el equilibrio.

d) Modificaciones en la presión.

Antes de hacer modificaciones en la presión, se debe asegurar que todas las mangueras este muy bien conectadas con el regulador de presión.

También estar seguro de que la válvula del regulador Diferencial de Mercurio está completamente abierta. Esto prevendrá posibles daños al diafragma de compresión y/o alteraciones de la muestra dentro del extractor. A la vez también evitar que el mercurio pase a otras partes del sistema regulador en el momento en el cual se presente una entrada de aire rápido a través del tubo en U. Además la válvula de descarga debe mantenerse cerrada.

Ahora abra el regulador de presión lentamente y ajústelo a la presión de extracción deseada. En aquellos casos en los que se determina el contenido de humedad del punto de marchitamiento, el cual se presenta a una presión de 1.5177 Mpa, el agua presente en la muestra fluirá inmediatamente del extractor a la bureta y de la misma forma el nivel de la bureta se debe registrar hasta que se alcance el equilibrio.

Después de unas horas, la velocidad con la que sale el agua de las muestras de suelo disminuye de manera significativa y las muestras de suelo adquieren suficiente rigidez de tal forma que el diafragma que comprime a las muestras puede aplicarles apreciable presión o compactación; por lo que para aplicar compresión al diafragma se debe cerrar la válvula de paso. Entonces se habré un poco la válvula de escape, y se pueda escuchar que las burbujas pasan a través del mercurio que se encuentra en el tubo en U. Una vez que esto se consigue se cierra la válvula de escape. La presión atrás del diafragma de compresión es ahora de  $2.759E-2$  Mpa y es mayor que la presión de extracción. Esto se origina por la disminución de la presión en la cámara. Ahora es necesario provocar que la presión dentro de la cámara de extracción se eleve a su valor original. Esto se logra ajustando el regulador a la presión deseada.

La acción del diafragma mantiene las muestras firmemente en contacto con la membrana de celulosa y facilita la extracción en suelos de textura fina. El diafragma de compresión no es necesario para medios y suelos de textura cuarzosa.

Durante el proceso de extracción, pequeñas cantidades de aire se difunden en el agua y pasan a través de la membrana de celulosa, como resultado de las altas presiones que están dentro del extractor, el aire se separa de la solución cuando el agua sale del extractor a la presión atmosférica. La velocidad de difusión del aire es de 2 ml/min aproximadamente cuando la presión dentro del extractor es de 1.5177 Mpa. Cuando se utilizan bajas presiones, la velocidad de difusión es menor.

e) Remoción de las muestras.

Las muestras pueden ser removidas cuando las lecturas en la bureta indican que se ha alcanzado el equilibrio. En la mayoría de los suelos el equilibrio hidráulico se alcanzará en la membrana de celulosa entre 18 y 20 horas.

Al terminar el ensaye abrir la válvula de paso del primer regulador diferencial de mercurio. A partir de ahí cerrar lentamente el regulador de presión y abrir la válvula de salida hasta que toda la presión salga del extractor. A continuación remueva los tornillos sujetadores y el plato superior; y transferir las muestras a cajas de humedad después de liberar la presión y tan pronto como sea posible con la finalidad de evitar cambios en el contenido de humedad. Al finalizar la corrida desechar los discos de membrana de celulosa.

f) Determinación del contenido de humedad.

Después de transferir las muestras a las cajas de humedad, cuidadosamente pesar la caja y las muestras contenida. Colocar la caja con las muestras en un horno y secarlas a 105 °C hasta que su peso ya no disminuya. Determinar así el contenido de humedad. Este puede ser expresado como un porcentaje del peso seco del suelo. Si se conoce la densidad volumétrica del

suelo, entonces también se puede conocer el contenido de humedad volumétrica del suelo.

g) Desarrollo de las curvas de retención de la humedad.

Se podrán desarrollar las curvas de retención de la humedad con el extractor de membrana de presión en un rango de  $9.855E-2$  a  $9.855$  Mpa para cualquier tipo de suelo. Los puntos de la curva se pueden determinar de la misma manera que el contenido de humedad.

Correr muestras del mismo suelo para varias presiones de extracción como puede ser  $9.855E-2$  Mpa,  $0.2957$  Mpa,  $0.4927$  Mpa, etc. Cuando se presenta el equilibrio para cada presión de extracción, quitar las muestras y determinarles el porcentaje de humedad y de la misma manera realizarlo hasta con el porcentaje correspondiente a  $1.4783$  Mpa dado anteriormente. Entonces se colocarán los valores en una gráfica para producir la curva de retención de la humedad para ese suelo en particular.

#### 4.6 Resultados obtenidos.

En el desarrollo de esta investigación se trabajó con una arcilla CH de color negro claro y su peculiaridad es que al disminuir su contenido de humedad con facilidad, esta se agrietó y desintegró.

De la corrida realizada se obtuvieron 12 mediciones de la Succión vs Grado de Saturación, la fecha, la hora y el volumen de la bureta respectivamente. La curva isocaracterística se construyó a partir de  $3.45E-2$  Mpa y se llevó el ensayo hasta  $10.3481$  Mpa. A continuación se presentan en la Tabla 4.1 las lecturas realizadas durante la corrida.

Tabla 4.1 Se presentan los datos de las lecturas realizadas durante el ensaye.

No	Fecha	Hora	Presión Mpa	Lectura	No	Fecha	Hora	Presión Mpa	Lectura
1	30/03/00	10:10	0.0345	15.10	21	31/03/00	14:10	0.0345	9.60
2	30/03/00	10:27	0.0345	15.00	22	31/03/00	14:12	0.0345	23.00
3	30/03/00	10:37	0.0345	12.00	23	31/03/00	14:35	0.0345	22.00
4	30/03/00	11:15	0.0345	11.80	24	31/03/00	8:00	0.0345	13.20

5	30/03/00	12:29	0.0345	8.90	25	03/04/00	10:31	0.0345	13.00
6	30/03/00	15:17	0.0345	1.70	26	03/04/00	13:30	0.0345	0.50
7	30/03/00	15:18	0.0345	15.00	27	03/04/00	13:34	0.0345	19.40
8	30/03/00	15:34	0.0345	14.00	28	03/04/00	16:35	0.0345	15.50
9	30/03/00	16:40	0.0345	11.50	29	03/04/00	20:31	0.0345	12.50
10	30/03/00	19:41	0.0345	4.70	30	04/04/00	9:25	0.0345	5.70
11	30/03/00	19:42	0.0345	16.80	31	04/04/00	12:18	0.0345	4.50
12	30/03/00	19:58	0.0345	16.00	32	04/04/00	15:56	0.0345	3.30
13	30/03/00	20:00	0.0345	22.90	33	04/04/00	19:17	0.0345	2.80
14	31/03/00	8:50	0.0345	6.50	34	04/04/00	19:21	0.0345	16.00
15	31/03/00	8:57	0.0345	18.80	35	05/04/00	9:25	0.0345	11.80
16	31/03/00	10:29	0.0345	15.70	36	05/04/00	13:30	0.0345	12.90
17	31/03/00	11:19	0.0345	14.20	37	05/04/00	16:00	0.0345	10.70
18	31/03/00	12:54	0.0345	11.60	38	05/04/00	19:53	0.0345	9.90
19	31/03/00	13:08	0.0345	11.30	39	06/04/00	9:19	0.0345	7.50
20	31/03/00	14:00	0.0345	9.80	40	06/04/00	13:51	0.0345	6.90
41	06/04/00	16:58	0.0345	6.50	55	10/04/00	15:32	0.1035	16.20
42	06/04/00	20:40	0.0345	6.00	56	10/04/00	19:54	0.1035	16.00
43	07/04/00	9:51	0.0345	4.60	57	10/04/00	20:59	0.1035	15.80
44	07/04/00	13:51	0.0345	4.30	58	11/04/00	9:53	0.1035	14.40
45	07/04/00	17:03	0.0345	4.10	59	11/04/00	11:22	0.1035	14.40
46	07/04/00	18:33	0.0345	4.00	60	11/04/00	13:39	0.1035	14.20
47	08/04/00	9:48	0.0345	3.20	61	11/04/00	14:59	0.1035	14.10
48	08/04/00	11:52	0.0345	3.00	62	11/04/00	16:27	0.1035	14.00
49	08/04/00	11:54	0.0345	17.90	63	11/04/00	20:03	0.1035	13.80
50	08/04/00	19:46	0.0345	16.90	64	12/04/00	9:18	0.1035	13.20
51	09/04/00	10:34	0.0345	16.60	65	12/04/00	10:31	0.1035	14.90
52	10/04/00	9:37	0.0345	16.20	66	12/04/00	12:36	0.1035	13.10
53	10/04/00	12:44	0.0345	16.20	67	12/04/00	15:17	0.1035	13.00
54	10/04/00	15:22	0.0345	16.20	68	12/04/00	18:32	0.1035	12.90
					69	12/04/00	20:32	0.1035	12.90
	No		Wm+sh+f		70	13/04/00	9:46	0.1035	12.80
					71	13/04/00	16:10	0.1035	12.80
	1		265.75		72	13/04/00	16:10	0.2070	12.80
	2		239.02		73	13/04/00	19:20	0.2070	12.60
74	13/04/00	20:22	0.2070	12.50	81	25/04/00	12:27	0.2070	9.70
75	14/04/00	11:25	0.2070	11.00	82	25/04/00	16:36	0.2070	9.10
76	14/04/00	11:28	0.2070	18.80	83	25/04/00	18:46	0.2070	8.90
					84	25/04/00	19:05	0.2070	8.90
	No		Wm+sh+f		85	26/04/00	9:58	0.2070	8.00
					86	26/04/00	12:42	0.2070	7.90
	1		258.67		87	26/04/00	16:26	0.2070	7.70
	2		233.27		88	26/04/00	18:25	0.2070	7.60
					89	27/04/00	9:40	0.2070	7.10
77	25/04/00	8:38	0.2070	16.90	90	27/04/00	13:50	0.2070	7.00
78	25/04/00	8:57	0.2070	14.90	91	27/04/00	16:26	0.2070	7.00
79	25/04/00	9:20	0.2070	13.40	92	27/04/00	16:26	0.2070	7.00
80	25/04/00	10:47	0.2070	10.20					
	No		Wm+sh+						

			f						
	1		257.77						
	2		232.72		101	29/04/00	12:22	0.4139	10.50
					102	29/04/00	19:49	0.4139	10.20
93	27/04/00	16:45	0.4139	6.80	103	30/04/00	9:07	0.4139	9.70
94	27/04/00	18:50	0.4139	6.80	104	30/04/00	13:40	0.4139	9.60
95	27/04/00	18:51	0.4139	13.60	105	30/04/00	16:20	0.4139	9.50
96	28/04/00	9:43	0.4139	11.60	106	30/04/00	19:52	0.4139	9.40
97	28/04/00	13:29	0.4139	11.40	107	01/05/00	10:00	0.4139	9.00
98	28/04/00	15:38	0.4139	11.30	108	01/05/00	11:55	0.4139	8.90
99	28/04/00	18:58	0.4139	11.20	109	01/05/00	16:38	0.4139	8.80
100	29/04/00	9:35	0.4139	10.60	110	01/05/00	19:10	0.4139	8.70
111	02/05/00	9:53	0.4139	8.40	131	05/05/00	19:14	1.3797	12.50
112	02/05/00	12:00	0.4139	8.20	132	06/05/00	9:33	1.3797	12.00
113	02/05/00	13:11	0.4139	8.20	133	06/05/00	12:28	1.3797	11.90
114	02/05/00	16:55	0.4139	8.10	134	06/05/00	16:52	1.3797	11.70
115	02/05/00	20:16	0.4139	8.10	135	06/05/00	18:26	1.3797	11.50
116	02/05/00	20:17	0.8278	8.00	136	07/05/00	9:59	1.3797	11.00
117	02/05/00	21:15	0.8278	7.80	137	07/05/00	13:41	1.3797	10.80
118	02/05/00	21:15	0.8278	17.60	138	07/05/00	16:33	1.3797	10.70
119	03/05/00	9:44	0.8278	15.80	139	07/05/00	18:13	1.3797	10.60
120	03/05/00	13:15	0.8278	15.50	140	08/05/00	9:32	1.3797	10.10
121	03/05/00	17:36	0.8278	15.40	141	08/05/00	13:08	1.3797	10.00
122	03/05/00	20:13	0.8278	15.30	142	08/05/00	17:00	1.3797	9.90
123	04/05/00	10:18	0.8278	14.70	143	08/05/00	20:08	1.3797	9.80
124	04/05/00	12:34	0.8278	14.60	144	09/05/00	9:42	1.3797	9.80
125	04/05/00	17:27	0.8278	14.30	145	09/05/00	11:42	2.7594	9.80
126	04/05/00	20:29	0.8278	14.30	146	09/05/00	11:45	2.7594	9.70
127	04/05/00	20:30	1.3797	14.30	147	09/05/00	16:38	2.7594	8.20
128	05/05/00	10:28	1.3797	13.00	148	09/05/00	20:30	2.7594	7.90
129	05/05/00	13:46	1.3797	12.80	149	10/05/00	10:22	2.7594	7.70
130	05/05/00	16:40	1.3797	12.70	150	10/05/00	12:03	2.7594	7.20
151	10/05/00	17:03	2.7594	6.90	171	16/05/00	20:54	4.1392	16.10
152	10/05/00	19:25	2.7594	6.80	172	17/05/00	9:56	4.1392	15.70
153	11/05/00	9:53	2.7594	6.20	173	17/05/00	12:57	4.1392	15.70
154	11/05/00	13:47	2.7594	6.00	174	17/05/00	12:58	5.5190	15.70
155	11/05/00	16:28	2.7594	5.85	175	17/05/00	18:44	5.5190	15.40
156	11/05/00	9:28	2.7594	5.70	176	17/05/00	20:20	5.5190	15.40
157	12/05/00	10:00	2.7594	5.10	177	18/05/00	9:52	5.5190	15.00
158	12/05/00	12:00	2.7594	5.05	178	18/05/00	12:52	5.5190	15.00
159	12/05/00	16:55	2.7594	4.90	179	18/05/00	16:45	5.5190	14.90
160	12/05/00	20:00	2.7594	4.80	180	18/05/00	19:42	5.5190	14.80
161	13/05/00	9:44	4.1392	4.80	181	19/05/00	9:40	5.5190	14.55
162	13/05/00	9:45	4.1392	18.70	182	19/05/00	13:50	5.5190	14.50
163	13/05/00	12:40	4.1392	18.05	183	19/05/00	17:37	5.5190	14.50
164	13/05/00	16:30	4.1392	18.35	184	19/05/00	17:37	6.8987	14.50
165	13/05/00	19:18	4.1392	18.20	185	19/05/00	20:00	6.8987	14.40
166	14/05/00	9:32	4.1392	17.70	186	20/05/00	10:29	6.8987	14.00
167	14/05/00	11:34	4.1392	17.60	187	20/05/00	13:03	6.8987	13.90
168	16/05/00	10:44	4.1392	16.80	188	20/05/00	20:15	6.8987	13.70
169	16/05/00	13:20	4.1392	16.30	189	21/05/00	10:00	6.8987	13.50

170	16/05/00	16:25	4.1392	16.20	190	21/05/00	13:25	6.8987	13.40
191	21/05/00	18:05	6.8987	13.30	211	25/05/00	13:40	8.2785	11.20
192	21/05/00	20:02	6.8987	13.30	212	25/05/00	16:15	8.2785	11.10
193	21/05/00	20:04	8.2785	13.30	213	25/05/00	20:13	8.2785	11.10
194	22/05/00	7:38	8.2785	12.90	214	26/05/00	9:55	10.3481	10.70
195	22/05/00	13:50	8.2785	12.80	215	26/05/00	13:36	10.3481	10.70
196	22/05/00	16:09	8.2785	12.70	216	26/05/00	16:38	10.3481	10.68
197	22/05/00	19:50	8.2785	12.65	217	26/05/00	19:12	10.3481	10.60
198	23/05/00	7:38	8.2785	12.35	218	27/05/00	8:32	10.3481	10.50
199	23/05/00	13:40	8.2785	12.30	219	27/05/00	12:16	10.3481	10.40
200	23/05/00	16:25	8.2785	12.25	220	27/05/00	14:18	10.3481	10.40
201	23/05/00	20:07	8.2785	12.20	221	27/05/00	19:50	10.3481	10.30
202	24/05/00	9:20	8.2785	12.00	222	28/05/00	7:53	10.3481	10.10
203	24/05/00	13:58	8.2785	11.90	223	28/05/00	13:54	10.3481	10.00
204	24/05/00	16:20	8.2785	11.90	224	28/05/00	16:15	10.3481	9.95
205	24/05/00	20:00	8.2785	11.70	225	28/05/00	20:02	10.3481	9.90
206	25/05/00	9:45	8.2785	11.55	226	30/05/00	9:29	10.3481	9.70
207	25/05/00	15:00	8.2785	11.45	227	30/05/00	12:58	10.3481	9.65
208	25/05/00	16:50	8.2785	11.40	228	30/05/00	16:07	10.3481	9.60
209	25/05/00	18:39	8.2785	11.35	229	30/05/00	8:20	10.3481	9.50
210	26/05/00	9:43	8.2785	11.20	230	30/05/00	9:07	10.3481	9.50

Ahora se muestran los resultados que se obtuvieron en el ensaye, con los cuales se construirá la Curva Característica por Secado, los resultados aparecen en la Tabla 4.2.

Tabla 4.2 Valores de Grado de Saturación vs Carga de Presión.

Punto	Presión Mpa	Presión m	% Ga
1	0.034	3.47	99.01
2	0.103	10.50	91.19
3	0.207	21.10	85.73
4	0.414	42.20	80.45
5	0.827	84.30	78.43
6	1.379	140.57	73.80
7	2.758	281.14	69.19
8	4.137	421.71	67.75
9	5.516	562.28	62.34
10	6.895	702.85	61.67
11	8.274	843.43	57.94
12	10.342	1054.23	55.07

1 Mpa = 101.9367 m.

Se muestra a continuación la Figura 4.5. En donde se presenta la Curva Característica (Contenido Volumétrico de Agua vs Succión) obtenida a partir del ensaye de secado practicado al suelo de Jurica. En esta curva se puede observar, que presenta pendiente negativa, con tendencia uniforme.

También se presenta en la misma Figura 4.5 el ajuste de la curva característica mediante el procedimiento numérico de Van Genuchten, con el cual se obtienen los parámetros  $\alpha$ ,  $\beta$  y  $\delta$  respectivamente, la gráfica se realizó a partir de los datos encontrados, en la Tabla 4.3.

Tabla 4.3 Resultados obtenidos mediante el Cilindro Extractor de Membrana.

Punto	Succión m	$\theta_w$	$\theta_e$
1	1053.86	0.26	0.000
2	843.09	0.28	0.074
3	702.58	0.29	0.111
4	562.06	0.30	0.148
5	421.55	0.33	0.259
6	281.03	0.35	0.333
7	140.52	0.37	0.407
8	84.31	0.40	0.519
9	42.15	0.42	0.593
10	21.08	0.45	0.704
11	10.54	0.49	0.853
12	3.51	0.53	1.000

En la Figura 4.5 se muestran la Curva Característica por Secado utilizada para determinar los parámetros de Van Genuchten que mejor se ajustan a los resultados experimentales antes mostrados, los resultados fueron  $\alpha = 0.07$ ,  $\beta = 1.44$  y  $\delta = 0.306$  respectivamente.

## CURVA CARACTERÍSTICA

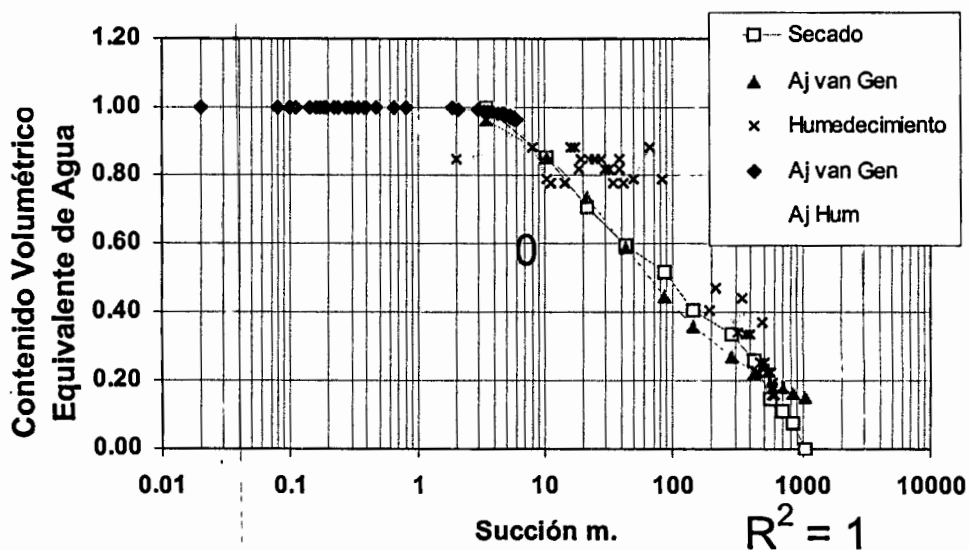


Figura 4.5 Curva Característica por Secado del Suelo de Jurica.

### 4.6 Obtención de la Curva Característica por Humedecimiento.

En la misma Figura 4.5 se presenta la Curva Característica por Humedecimiento, obtenida mediante el Permeámetro de Perfil Instantáneo.

Los resultados obtenidos mediante el Permeámetro de Perfil Instantáneo aparecen en la Tabla 4.4.

Tabla 4.4. Resultados obtenidos mediante el Permeámetro de Perfil Instantáneo.

	$\Psi_m$	$\Theta_\omega$		$\Psi_m$	$\Theta_\omega$
1	610.601	0.303	16	534.149	0.320
2	600.408	0.303	17	533.129	0.320
3	596.330	0.310	18	521.916	0.320
4	593.272	0.308	19	518.858	0.290
5	590.214	0.303	20	512.742	0.290
6	590.214	0.310	21	512.742	0.329
7	589.195	0.310	22	510.703	0.323
8	587.156	0.310	23	507.645	0.290
9	582.059	0.312	24	491.335	0.290
10	577.982	0.303	25	487.258	0.290
11	576.962	0.310	26	481.142	0.360
12	557.594	0.320	27	479.103	0.290
13	549.439	0.320	28	472.987	0.329
14	543.323	0.320	29	448.522	0.320



15	538.226	0.320	30	444.444	0.320
31	391.437	0.350	46	27.523	0.489
32	371.050	0.350	47	24.465	0.489
33	336.391	0.379	48	22.426	0.489
34	311.927	0.353	49	19.368	0.489
35	211.009	0.387	50	18.349	0.481
36	192.661	0.369	51	18.349	0.481
37	83.588	0.472	52	17.329	0.498
38	67.278	0.498	53	16.310	0.498
39	48.930	0.472	54	14.271	0.469
40	40.775	0.469	55	11.213	0.469
41	38.736	0.481	56	10.194	0.472
42	38.736	0.489	57	8.155	0.498
43	34.659	0.469	58	8.155	0.498
44	31.600	0.481	59	2.039	0.489
45	29.562	0.481			

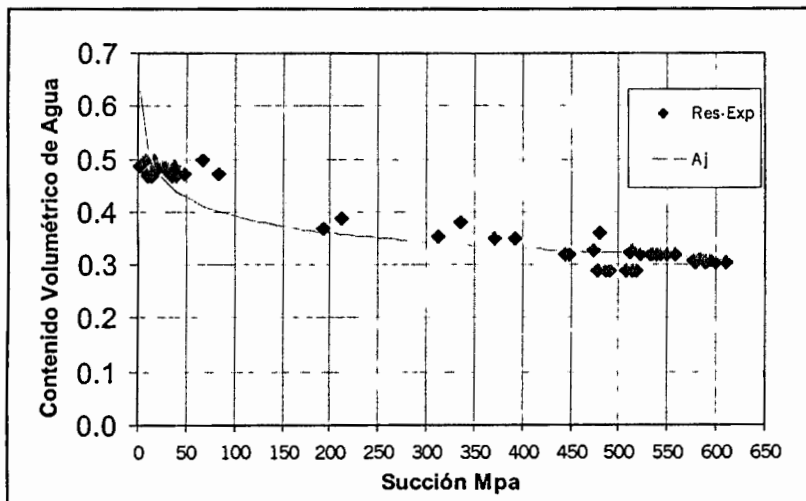


Figura 4.6. Curva Característica por Humedecimiento, del Suelo de Jurica.

#### 4.6.1 Obtención de la Curva Característica por Humedecimiento.

A continuación se presenta la secuela seguida para desarrollar la Curva Característica por Humedecimiento utilizando el Permeámetro de Perfil Instantáneo.

1. Ordenar las lecturas de la presión de poro de acuerdo al tiempo, en el cual se realizaron, y además ubicar su posición de acuerdo a la posición de cada uno de los puertos de lectura.

2. Obtenga los intervalos de tiempo entre cada una de las lecturas, en segundos.
3. Determina los incrementos en la presión de poro entre el primer puerto y el siguiente, después entre el segundo y el tercero, y así sucesivamente hasta llegar al último puerto; y además determinar la distancia de separación entre cada uno de los puertos de lectura. Se determinarán los incrementos en la presión de poro para cada una de las lecturas realizadas.
4. Con la información del inciso anterior se obtiene los gradientes de succión para cada una de las lecturas.
5. Se determina el valor promedio de los gradientes de la presión de poro entre cada dos perfiles de lectura consecutivos.
6. Se determina la succión promedio entre cada uno de los puertos consecutivos, para cada una de los perfiles desarrollados.
7. Se determina el promedio de las succiones en el perfil que se promedió con anterioridad (obtenida en el inciso anterior) y siguiente para cada uno de los puertos de lectura.
8. Se efectúa la sumatoria de la presión de poro para cada uno de los puertos y para cada una de las lecturas de presión de poro realizadas.
9. Se determina el porcentaje de la succión total que le corresponde a cada puerto en cada uno de los perfiles de lectura y se distribuye la succión.
10. Conocida la velocidad de aplicación del agua y el gradiente del tiempo entre cada una de las lecturas se determina el volumen aplicado entre cada una de las lecturas.
11. Se divide el volumen del Permeámetro de Perfil Instantáneo entre el número de puertos (en este caso fue de 7) y así se obtiene el volumen que le corresponde a cada anillo, que se tomará como volumen de la muestra.
12. El volumen de agua obtenido en el inciso 10, se distribuye entre cada uno de los puertos (anillos), en atención al porcentaje de succión que le corresponde.
13. Se determina el gasto que fluyó en cada uno de los anillos dividiendo el volumen de agua de cada anillo entre el intervalo de tiempo en el cual se realizaron las lecturas. Al inicio de la prueba se distribuye en el primer anillo,

pero conforme transcurre el tiempo, se analiza en el segundo, en el tercero y así hasta el final.

14. Se determinan los incrementos del gasto en cada uno de los anillos y para cada una de las lecturas.
15. Se determinó el gasto promedio entre dos puertos de lecturas.
16. Se determina la velocidad de flujo en cada uno de los anillos.
17. Se divide la velocidad de flujo promedio entre el correspondiente gradiente de la presión de poro para obtener los coeficientes de conductividad.
18. Se obtienen los pares de succión promediada y su correspondiente coeficiente de conductividad correspondiente con los cuales se elabora la curva de conductividad hidráulica.

## CAPITULO V. CONDUCTIVIDAD HIDRAULICA.

### 5.1 Método del Perfil Instantáneo.

El método del Perfil Instantáneo utiliza un perfil transitorio, del Contenido Volumétrico de Agua vs Succión además de la ley de Darcy, para calcular la Conductividad Hidráulica. Esta definición es una de las más generalizadas utilizada en la literatura de los suelos. El método del Perfil Instantáneo también incluye el ensaye por extracción, el cual se lleva a efecto utilizando el drenaje gravitacional (Watson, 1966); la extracción se presenta cuando el agua es sacada mediante la aplicación de la succión mátrica (Richards y Weeks, 1953), aplicando velocidad de flujo (Overman y West, 1972), o evaporación, utilizando un cuarto en el que su aire se encuentra a alta temperatura (por ejemplo Wind, 1968; Arya y otros, 1975; Boels y otros, 1978; Van Grinsven y otros, 1985; Wendroth y otros, 1996). El otro procedimiento se realiza por absorción experimental, en donde el agua es agregada a una velocidad muy lenta (Hamilton y otros, 1981; Daniel, 1982; Abu-Heijleh y otros, 1993; Meerdink y otros, 1966). Este procedimiento es similar al anterior sólo que en lugar de extraer el agua, esta se le induce al espécimen de suelo.

El método del Perfil Instantáneo es un método de estado variable que puede ser utilizado tanto en el laboratorio como in situ. El método utiliza un espécimen de suelo cilíndrico el cual es sometido al flujo de agua en uno de sus extremos. El método de ensaye se puede realizar de diversas formas. Las principales diferencias son el proceso de flujo utilizado, la medición del gradiente de la carga hidráulica y la velocidad de flujo. El gradiente de la carga hidráulica y la velocidad de flujo en varios puntos situados a lo largo del espécimen se obtiene utilizando diversos procedimientos (Klute, 1972).

El método más reciente es el que emplea la medición simultánea del perfil del Contenido de Agua y Succión (Meerdink y otros, 1966; Malichi y otros, 1992) pero la conductividad hidráulica se puede calcular si se mide únicamente el perfil de Succión Mátrica o el Contenido Volumétrico de Agua. Si por separado únicamente se mide uno de los parámetros ya sea por humedecimiento o secado,

a partir de la curva característica suelo agua se infiere el otro parámetro que se desconoce (por ejemplo Khire y otros, 1995; CEC, 1997; ver la Figura 4.6 o también puede estimarse utilizando un método iterativo que emplee una descripción analítica de la curva característica suelo agua (por ejemplo Wedroth y otros, 1993).

El ensaye normalmente se realiza en un permeámetro de pared rígida orientado vertical u horizontalmente. Un esquema del permeámetro utilizado por Meerdink y otros, 1996 se muestra en la Figura 5.1. Durante el proceso del ensaye se determina el Contenido Volumétrico de Agua y la Succión Mátrica (o total) que se indujo en el suelo, en dos o más puntos a lo largo del espécimen. El método más confiable para determinar el Contenido volumétrico de Agua en campo es el Reflectómetro (Meliki y otros, 1992; Meerdink y otros, 1996; Hudson y otros, 1996), aunque la Resistencia Eléctrica es un método que también se puede utilizar. La succión se mide utilizando Tensiómetros (succión mátrica < 90 kpa) o con Psicrómetros de Termopar (succión de 100 a 8000 kpa). Las mediciones se pueden efectuar en varios puntos si es posible, sin embargo, se pueden obtener resultados favorables si son utilizados uno o dos puntos de medición.

En el proceso de ensaye del espécimen de suelo, el flujo de agua se puede agregar o remover, en la Figura 6.6 se presenta el dispositivo utilizado para suministrar el agua. Sin embargo el ensaye por extracción se realiza por remoción de todo el volumen de agua que se encuentra dentro del espécimen mediante la aplicación de un proceso de drenaje por gravedad, aplicando succión mátrica, o evaporación. Es muy aceptable aplicar un procedimiento que utiliza el drenaje gravitacional, o bien un trabajo de succión mátrica en suelos de granos cuarzosos de gran permeabilidad hidráulica cercana al contenido residual de agua. Por el contrario el drenaje gravitacional es impráctico para suelos con gran contenido de partículas finas; debido a que una succión del orden del valor de la entrada del aire evita significativamente el flujo bajo un gradiente gravitacional. Para suelos arcillosos la evaporación es el único método de extracción práctico para obtener conductividades hidráulicas correspondientes a contenidos de agua significativamente inferiores al de saturación.

El ensaye por absorción se lleva a efecto induciendo agua en uno de los extremos del espécimen a una velocidad muy baja con la cual se presenta una variación muy suave en el contenido de agua del perfil. El agua durante el ensaye puede ser adicionada utilizando un sistema de goteo, aunque resulta más conveniente aplicarlo utilizando una bomba de flujo como la que se muestra en la Figura 6.6, (Daniel, 1982; Abu-Hejlich y otros, 1993; Meerdink y otros, 1996; Hudson y otros, 1996). Hamilton y otros, 1981 señalan que una velocidad de inducción constante permite obtener resultados óptimos.

Utilizando el primer procedimiento, el contenido volumétrico de agua y la presión del agua de poro se miden en forma independiente. Cuando el flujo de agua se presenta en dirección horizontal, da como resultado que los efectos del gradiente de la carga gravitacional sean despreciables. El gradiente de la carga hidráulica y la velocidad de flujo varían con el tiempo durante el ensaye. La distribución del contenido volumétrico de agua se utiliza para calcular las velocidades de flujo. El gradiente de presión del agua de poro se obtiene con las mediciones realizadas por el sistema de lecturas, tal como se muestra en la Figura 5.2. El gradiente de la carga gravitacional se determina a partir de la diferencia entre las elevaciones.

Utilizando el segundo procedimiento, se mide la distribución del contenido volumétrico agua del suelo y, la presión del agua de poro se infiere a partir de la curva característica suelo agua. Utilizando el tercer procedimiento, se mide la distribución del agua de poro en el suelo y el contenido de agua se infiere de la curva característica suelo agua. Para realizar la lectura de la presión del agua de poro al suelo se tiene que utilizar tensiómetros o psicrómetros.

En cuanto a los procedimientos anteriores, el primero parece ser el más satisfactorio. Todas las variables del procedimiento del Perfil Instantáneo están basados en los mismos principios teóricos. El gradiente de la carga hidráulica y la velocidad de flujo se determinan en forma inmediata para diferentes tiempos, después de que el agua empezó a fluir, en la Figura 5.3 se muestra el marco de carga que proporciona la velocidad al agua seleccionada, que se induce al suelo.

El ensaye por extracción se presenta cuando se propicia el flujo de agua fuera del espécimen de suelo.

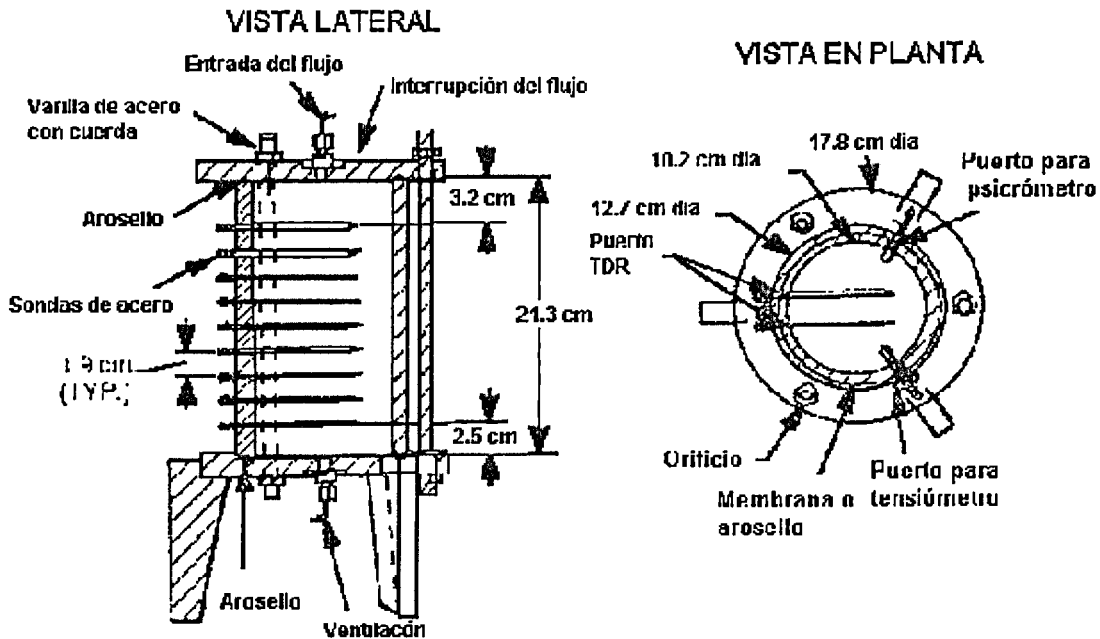


Figura 5.1 Permeámetro utilizado por Meerdink et al., 1966 para el ensaye de Perfil Instantáneo. (Ref 1)

Dentro de los procedimientos por extracción, la evaporación, se induce permitiendo que el agua salga del espécimen, el cual esta expuesto a la atmósfera. Una vez que el flujo empieza, la conductividad hidráulica del suelo disminuye en forma marcada hasta el final del proceso de evaporación (Wind 1968). Si la velocidad de evaporación se reduce para prevenir la terminación del ensaye, la evaporación se puede incrementar mediante el paso del aire a través de la superficie utilizando un ventilador. Algunas veces se utiliza un ventilador de aire (por ejemplo Arya y otros, 1975), pero este procedimiento no es recomendable, debido a que las condiciones no son isotérmicas e inducen también flujo de agua. (Van Grinsler y otros, 1985).

Los cambios en el contenido volumétrico de agua están relacionados con el cambio en la presión del agua de poro (succión mátrica) como se puede observar en la curva característica suelo agua de la Figura 4.6. Las velocidades de

flujo se calculan a partir de los cambios en el contenido volumétrico de agua. La relación entre la velocidad de flujo y el gradiente de carga hidráulica (presión del agua de poro) proporciona el coeficiente de conductividad, medición que se efectúa en diferentes posiciones a lo largo del espécimen y a diferentes tiempos durante el proceso de variación del flujo, lo que produce una serie de coeficientes de conductividad, ver la Tabla 5.6 que proporciona los valores de  $k_w$  calculados. Cada conductividad corresponde a una succión mátrica en particular o Contenido Volumétrico de Agua, la Figura 5.11 muestra las curvas de conductividad. El método no requiere considerar la uniformidad de las propiedades hidráulicas del suelo, como es el caso del método del estado constante.

El procedimiento siguiente ilustra un ensaye de permeabilidad realizado utilizando el proceso de humedecimiento. En donde el espécimen de suelo compactado se introduce en un permeámetro cilíndrico, que se muestra en la Figura 5.4. Los extremos del permeámetro tienen placas con aro sellos. El agua se suministra en la placa del extremo izquierdo utilizando una aguja hipodérmica y se distribuye en la superficie mediante el uso de discos de papel filtro; la Figura 5.5 muestra la placa lateral de uno de los extremos del permeámetro. El aire que se encuentra dentro del espécimen es ventilado a la atmósfera a través de una aguja hipodérmica en la placa del extremo derecho; en la cual también se colocan discos de papel filtro. Se encuentran ubicados varios puertos a lo largo de las paredes del permeámetro para la instalación de los Psicrómetros.



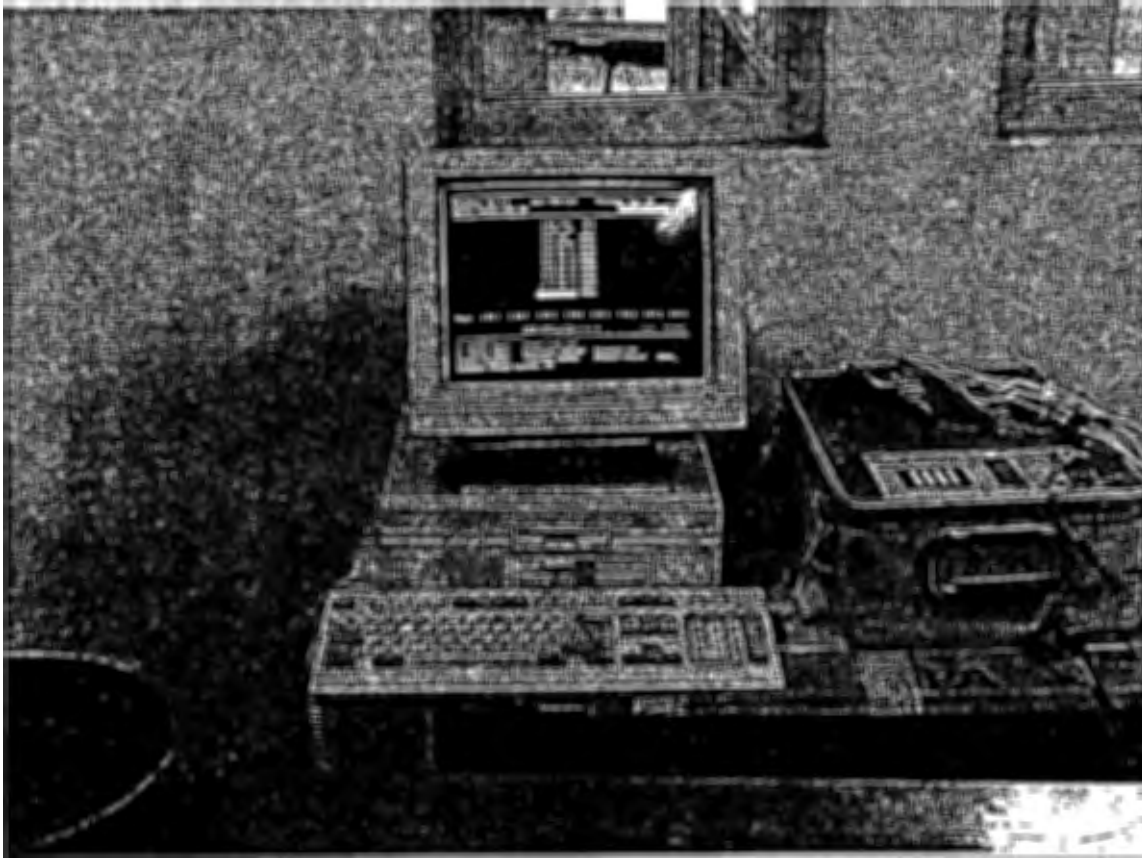


Figura 5.2. Pantalla del programa que realiza las mediciones de la succión al suelo, mediante los Psicrómetros de termopar.

Los tensiómetros o psicrómetros se introducen en los puertos del permeámetro y a la vez en los pequeños orificios taladrados en el espécimen de suelo; la Figura 5.6 ilustra como se introducen los Psicrómetros en los puertos de medición. El aparato debe ser colocado en una cámara de temperatura controlada con alta humedad relativa cuando los Psicrómetros vayan a ser utilizados.

El ensaye por absorción se inicia con un espécimen de suelo no saturado, hasta llevarlo a condiciones de saturación. La succión inicial en primer lugar se determina varias veces para observar que no se presenten variaciones significativas en su valor es decir hasta que se alcancen las condiciones de equilibrio. Las condiciones de equilibrio son entonces alteradas por una lenta inyección de agua dentro del espécimen, utilizando una aguja hipodérmica. La

velocidad del flujo del agua puede ser seleccionada de tal forma que la presión del agua de poro cambia lentamente a lo largo de la muestra.

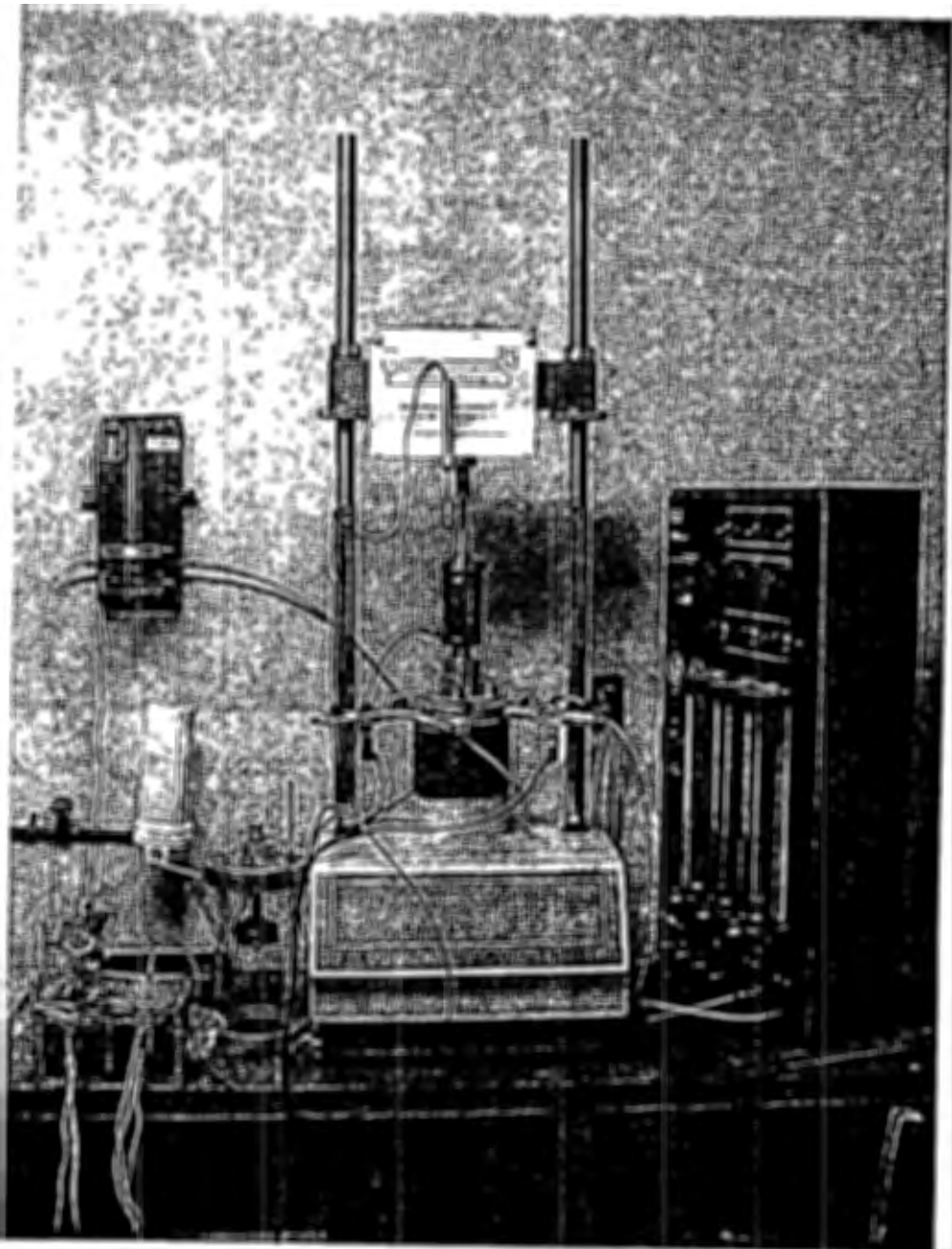


Figura 5.3 Marco de carga utilizado durante el ensayo de Conductividad.

En la Figura 5.7 se presenta una serie de perfiles de succión, determinados a un espécimen de suelo, generados durante el tiempo en el cual la humedad del suelo alcanza su equilibrio. Durante el desarrollo de un ensayo se puede prever un exceso de humedad cercano a la saturación en cualquier parte

del suelo. Las velocidades de flujo comúnmente satisfactorias están en el rango de 0.2 a 5 cm<sup>3</sup>/día (Daniel, 1983). La succión es medida en varios intervalos de tiempo (por ejemplo cada 24 hrs); la Tabla 5.2 muestra las lecturas de los psicrómetros. Los psicrómetros pueden ser remplazados con tensiómetros cuando la succión del suelo es menor de 0.09 Mpa.



Figura 5.4 Sección transversal del permeámetro de Perfil Instantáneo.

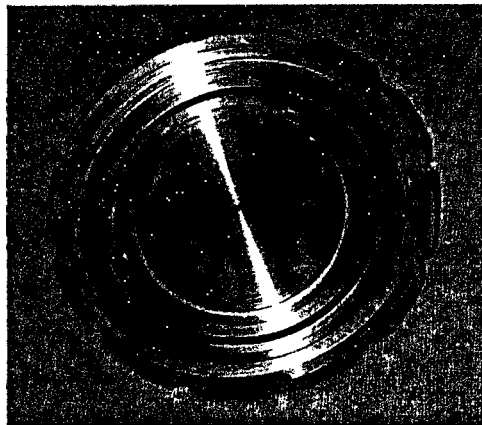


Figura 5.5. Placa metálica que cubre los extremos del Permeámetro de Perfil Instantáneo.

## VISTA EN PLANTA

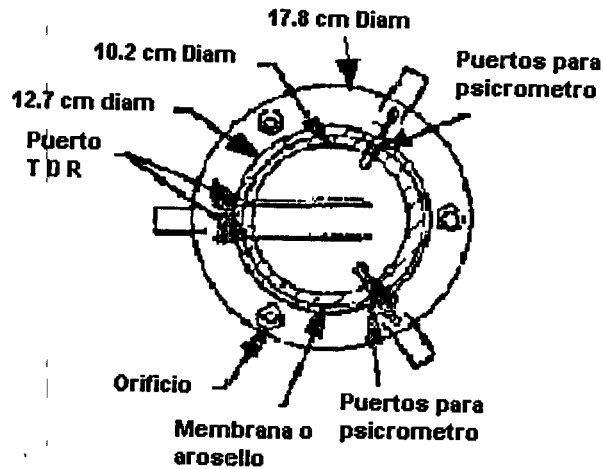


Figura 5.6 Detalle de colocación de los Psicrómetros en los puertos de lectura. (Ref 1)

El ensaye se termina cuando la presión del agua de poro a la entrada del permeámetro (lado izquierdo) empieza a ser positiva, ver la Figura 5.7. La presión del agua de poro positiva podrá producir flujo por las paredes del permeámetro o alrededor de los tensiómetros. Con respecto a la terminación del ensaye, el espécimen de suelo se divide en varias secciones para medir el contenido de agua final. El contenido volumétrico de agua obtenido a lo largo del espécimen es gráficoado contra su correspondiente succión para producir la curva característica suelo agua de la Figura 4.6. Y como resultado de las mediciones independientes, se puede obtener el contenido volumétrico de agua a partir de la succión o bien la succión a partir del contenido volumétrico de agua, relación que utiliza la curva característica suelo agua, de la muestra que se ensaya (por humedecimiento o por secado). El ensaye completo puede durar dos o tres semanas.

Tabla 5.1 Información registrada durante una lectura de Succión en el suelo.

	105	11	200	141	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30	32	34	36	38	40	42	44	46	48	50	52	54	YMPe	
1	109	21.6	-9.8	19.7	19.3	17.8	7.2	3.6	3.1	3.0	2.9	2.8	2.8	2.7	2.7	2.6	2.6	2.6	2.5	2.4	2.5	2.4	2.4	2.4	2.3	2.3	2.3	2.3	2.2	2.2	2.2	2.1	19.7	5.4
2	111	21.6	-5.5	14.2	14.1	13.7	11.2	3.0	0.2	-0.2	-0.3	-0.4	-0.5	-0.5	-0.5	-0.6	-0.6	-0.7	-0.7	-0.7	-0.8	-0.8	-0.8	-0.9	-0.9	-1.0	-1.0	-1.0	-1.1	-1.1	-1.1	-1.1	14.2	3.9
3	114	21.5	-5.9	17.1	15.8	12.1	3.6	0.4	-0.2	-0.4	-0.5	-0.6	-0.6	-0.7	-0.7	-0.8	-0.8	-0.9	-1.0	-1.0	-1.1	-1.1	-1.1	-1.1	-1.2	-1.2	-1.3	-1.3	-1.4	-1.4	-1.4	-1.5	17.1	4.7
5	118	21.5	-6.4	11.8	10.3	7.2	2.5	-0.2	-0.8	-1.0	-1.1	-1.2	-1.3	-1.3	-1.4	-1.4	-1.5	-1.5	-1.6	-1.7	-1.7	-1.8	-1.8	-1.8	-1.9	-1.9	-1.9	-2.0	-2.0	-2.1	-2.1	11.8	3.3	
6	109	21.4	-8.8	17.4	15.6	10.4	4.0	1.0	0.0	-0.3	-0.6	-0.7	-0.8	-0.9	-1.0	-1.1	-1.2	-1.3	-1.4	-1.4	-1.5	-1.6	-1.7	-1.8	-1.8	-1.9	-1.9	-2.0	-2.0	-2.1	-2.1	17.4	4.8	
7	111	21.4	-8.3	13.4	12.1	10.5	8.2	5.3	2.6	0.9	0.1	-0.4	-0.6	-0.8	-0.9	-1.0	-1.1	-1.2	-1.2	-1.3	-1.4	-1.5	-1.6	-1.6	-1.7	-1.8	-1.9	-2.0	-2.1	-2.2	-2.2	13.4	3.7	
4	114	21.4	-6.2	19.7	6.8	0.4	-0.1	-0.3	-0.4	-0.4	-0.5	-0.6	-0.6	-0.7	-0.8	-0.8	-0.9	-0.9	-1.0	-1.1	-1.1	-1.1	-1.1	-1.2	-1.2	-1.3	-1.3	-1.4	-1.5	-1.6	-1.6	-1.7	19.7	5.5

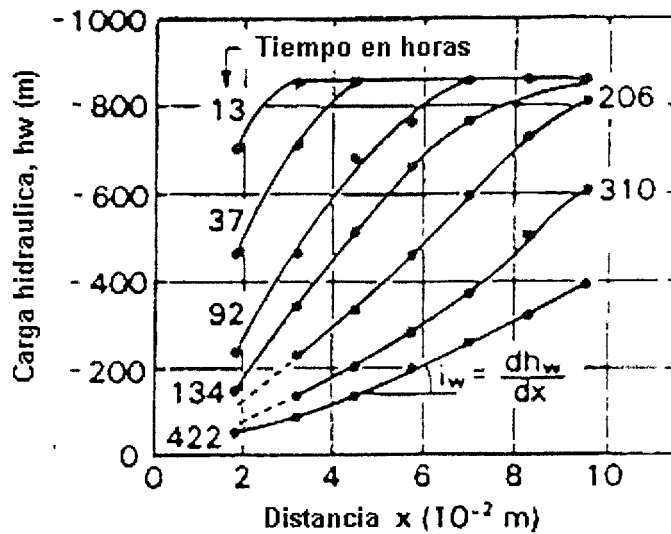


Figura 5.7 Perfiles de succión o carga hidráulica vs distancia, de Hamilton et. al, 1981. (Ref 3)

## 5.2 Cálculo de la Conductividad Hidráulica por el procedimiento del perfil instantáneo.

Los cálculos para obtener el coeficiente de Conductividad se realizan graficando la Succión vs Distancia, en varios puntos de un perfil a lo largo del espécimen, ver la Figura 5.7. La succión se obtiene con las lecturas realizadas con los Psicrómetros. El perfil de succión total se obtiene mediante los psicrómetros, las lecturas anteriores serán validas cuando el gradiente de succión osmótica no influye, y además en donde se desprecia la presión de entrada del aire. La presión del agua de poro se puede dividir por el peso unitario del agua ( $\gamma_w$ ) para dar la carga de presión. El gradiente de carga hidráulica (gradiente de la presión del agua de poro) en un punto del espécimen para un tiempo específico es igual a la pendiente de la carga hidráulica, ver la Figura 5.7.

$$i_{ave} = \frac{dh_w}{dx} = \frac{d\psi}{dx} \quad (5.1)$$

Donde:

$i_{ave}$  = Es el gradiente de la carga hidráulica en un cierto punto para un tiempo específico.

$dhw/dx$  = Es la pendiente de la carga hidráulica del perfil en un punto considerado.

El contenido volumétrico de agua se obtiene con el volumen de agua inyectada y distribuida entre cada una de las secciones, apoyándose en la distribución de la succión del suelo, y el volumen de cada una de las secciones en las que se dividió el permeámetro para realizar las lecturas. El valor absoluto de la presión del agua de poro registrada por los psicrómetros es igual a la succión mátrica. La velocidad de flujo,  $V_w$ , en un punto, es igual al volumen de agua que fluye a través del área de la sección transversal del espécimen,  $A$ , durante un intervalo de tiempo,  $dt$ , el agua fluye del lado izquierdo del permeámetro al derecho sin que se presente la salida del agua hacia fuera.

Por lo tanto, el volumen total de agua que pasa en un punto del espécimen de suelo, en un periodo de tiempo, es igual al volumen de agua que atraviesa hacia el lado derecho del espécimen durante ese periodo de tiempo específico.

El volumen total de agua presente entre el punto  $j$  y el lado derecho del espécimen (por ejemplo el punto  $m$ ) en un tiempo específico se obtiene por integración del perfil del contenido volumétrico de agua sobre el intervalo de tiempo específico, vea la Figura 5.8.

$$V_w = \int_j^m \theta_w(x) A \, dx \quad (5.2)$$

Donde:

$V_w$  = Volumen total del agua en el suelo entre el punto  $j$  y el extremo derecho del espécimen designado como punto  $m$ .

$\theta_w(x)$  = Perfil del contenido volumétrico de agua en función de la distancia,  $x$ , para un tiempo específico.

A = Area de la sección transversal del espécimen.

La diferencia en el volumen de agua,  $dV$  calculado entre dos tiempos consecutivos (por ejemplo un intervalo) es la cantidad de flujo de agua que pasa a través del punto J durante un intervalo de tiempo considerado, ver la Figura 5.8.

$$V_w = \frac{dV_w}{A dt} \quad (5.3)$$

La velocidad de flujo corresponde a un valor promedio del gradiente de carga hidráulica obtenido en dos tiempos consecutivos. El coeficiente de conductividad,  $k_w$ , se calcula dividiendo la velocidad de flujo,  $V_w$ , entre el gradiente de carga hidráulica promedio,  $i_{ave}$ .

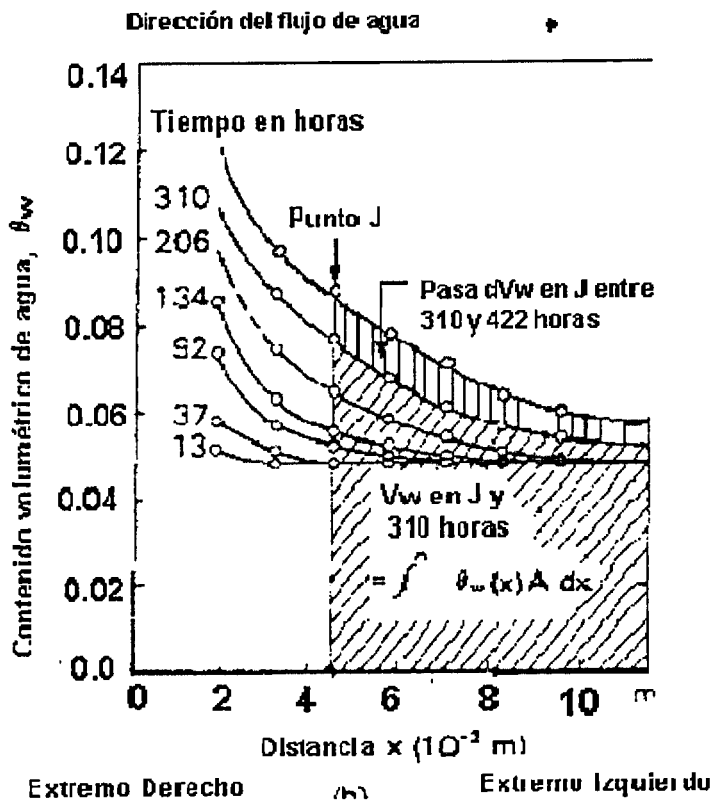


Figura 5.8 Perfil del Contenido Volumétrico de Agua vs Distancia, de Hamilton et al, 1981. (Ref 3)

$$K_w = \frac{V_w}{i_{ave}} \quad (5.4)$$

Los cálculos para obtener el coeficiente de conductividad se pueden repetir para diferentes punto y a diferentes tiempos. Como resultado se obtienen diferentes coeficientes de conductividad que corresponden a varios contenidos de agua o valores de succión obtenidos durante un ensaye; como se observa en la Figura 5.9.

El gradiente hidráulico en cada punto  $j$  de los perfiles de  $\Psi$  vs  $X$  se determina con el tiempo, por ejemplo:

$$\frac{dh}{dx} = 1 + \left( \frac{d\psi}{dx} \right)_{i,j} \quad (5.5)$$

$$\frac{dh}{dx} = \left( \frac{d\psi}{dx} \right)_{i,j} \quad (5.6)$$

Donde  $t_j$  es  $t$  o  $t'$ . La ecuación 5.5 se utiliza para flujo vertical mientras que la 5.6 se utiliza para flujo horizontal. Los cálculos se efectúan con ambas ecuaciones para cada uno de los puntos en el suelo que es instrumentado. El gradiente hidráulico para el periodo de tiempo entre  $t$  y  $t'$  se toma como la media aritmética del gradiente hidráulico calculado con las ecuaciones 5.5 y 5.6 entre  $t$  y  $t'$ . Cuando se utiliza la succión en las ecuaciones 5.5 y 5.6, la diferencia en la succión osmótica entre dos punto se considera despreciable (Daniel, 1982; Meerdink y otros, 1996).

Al comparar los resultados de Conductividades Hidráulicas medidas utilizando el método del Perfil Instantáneo y otros métodos que no son comunes puede observarse que presentan resultados muy parecidos. Por ejemplo, Eching y otros, 1994; reportaron buena concordancia entre la Conductividad Hidráulica medida utilizando el método del Perfil Instantáneo y el método de Extracción en un paso. Meerdink y otros, 1996; reportaron un comportamiento parecido en la Conductividad Hidráulica utilizando el procedimiento de evaporación y las Conductividades Hidráulicas medidas en campo para dos suelos arcillosos. Wendroth y otros, 1993; utilizaron la Conductividad Hidráulica no saturada medida utilizando el método del Perfil Instantáneo (evaporación) para entrar a un modelo



numérico. Este modelo fue utilizado para simular flujo en una columna de suelo similar al usado en el ensaye. Se predijeron perfiles de Contenido Volumétrico de Agua vs la Succión Mátrica para calcular la Conductividad Hidráulica. Por otro lado se obtuvieron Conductividades Hidráulicas casi idénticas mediante el Perfil Instantáneo y las obtenidas con el programa simulador. De forma similar, Khire y otros, 1995; utilizaron la Conductividad Hidráulica medida mediante el Perfil Instantáneo para realizar una predicción del equilibrio del agua en un relleno instrumentado. Ahí se utilizó la Conductividad Hidráulica medida y la predicha observando que se ajustaron en gran medida. Además se estimó la Conductividad Hidráulica utilizando una función semiempírica, y utilizando los parámetros que describieron la curva característica, se obtuvo poca concordancia con las mediciones y con el equilibrio del agua predicho.

### 5.3 Ensaye de permeabilidad realizado al suelo de Jurica, utilizando el método del Perfil Instantáneo.

En primer lugar se elaboró un espécimen de suelo remoldeado con las relaciones volumétricas de campo, sólo que con una humedad inferior al contenido de agua natural (32 %) y que fue del 20 al 23 %, con la finalidad de que el grado de saturación estuviera cercano al 50% y así los psicrómetros pudieran realizar mediciones de la presión de poro dentro de su rango de trabajo, consultar el Anexo D.

Una vez preparado el espécimen de suelo, se colocaron los discos de papel filtro en ambos extremos del espécimen y a continuación las tapas protectoras, así mismo en cada uno de los puertos ubicados en las paredes del permeámetro se colocaron los psicrómetros; en el extremo izquierdo del permeámetro se conectó la fuente de agua, mediante una aguja hipodérmica. Una vez colocado lo anterior se determinó la magnitud de la presión de poro del espécimen en las condiciones iniciales de la prueba, se continuo haciendo mediciones de la succión hasta que se mantuvo estable, después de realizar la primera medición en la que se observó la presión de poro estable, se inició la aplicación del flujo de agua con una velocidad conocida (constante) y, a la vez,

tomando en cuenta las propiedades fundamentales del suelo se puede estar en condiciones de predecir con cierto grado de aproximación el momento en el cual la muestra se saturará.

La velocidad de aplicación del agua es constante durante todo el ensaye. Durante la aplicación del flujo se efectúan mediciones periódicas de la presión de poro utilizando los psicrómetros, estas mediciones se realizan continuamente hasta el momento en el que el espécimen se satura. Una vez que se tiene cada una de las lecturas se elaboran los perfiles de Succión vs Distancia y posteriormente se obtiene una gráfica con todos los perfiles encontrados; además, en cada una de las mediciones se conoce el tiempo en el cual se realizó, de modo que entre cada uno de los perfiles se sabe cual es el intervalo de tiempo transcurrido y el valor de la presión de poro de cada uno de los puertos, así como el volumen de agua que se suministró a la muestra.

Una vez determinado el valor de la presión de poro se determina el grado de saturación, utilizando la curva característica suelo agua del suelo de Jurica, la cual se determinó previamente, mediante el Permeámetro de Perfil Instantáneo, de modo que a cada valor de succión le corresponde un Contenido Volumétrico de Agua específico. Es importante mencionar que para determinar los valores del contenido volumétrico del agua máximo y mínimo se procedió a ajustar la curva característica utilizando la ecuación de Van Genuchten, observar la Figura 4.6 por lo que fue necesario determinar primero los coeficientes  $\alpha$ ,  $\beta$  y  $\delta$ , posteriormente trazar la curva característica suelo agua completa que sirve para obtener los valores del grado de saturación para cualquier presión que caiga dentro de la curva característica corregida.

Una vez obtenido el grado de saturación y si además se conoce la sección del espécimen, su volumen y el intervalo de tiempo transcurrido entre las lecturas; se obtiene la velocidad con la cual se presenta el flujo en dicho punto y a la vez se conoce el gradiente de carga hidráulica de modo que con ellos se calculará el valor de la Conductividad Hidráulica del suelo entre dos perfiles de Succión vs Distancia consecutivos y, para cada uno de los puertos. Se determinan un conjunto de valores de la conductividad para cada una de las lecturas de la

succión; de modo que se obtendrá una serie de puntos dentro de una gráfica de Succión vs Conductividad, de donde se determinará la curva de mejor tendencia, que representa a la curva de Conductividad Hidráulica vs Succión, de un suelo parcialmente saturado, en este capítulo se analiza la curva del suelo de Jurica.

A continuación se presentan los resultados del ensaye de conductividad, en la Tabla 5.2, en la cual aparecen los resultados obtenidos de las mediciones realizadas por los psicrómetros durante el ensaye.

Tabla 5.2 Lecturas de succión obtenidas mediante los psicrómetros.

Lectura	P-1 $\Psi$ Mpa	P-2 $\Psi$ Mpa	P-3 $\Psi$ Mpa	P-4 $\Psi$ Mpa	P-5 $\Psi$ Mpa	P-6 $\Psi$ Mpa	P-7 $\Psi$ Mpa
GGF260	5.41	3.92	4.72	5.45	3.25	4.83	3.70
GGF261	5.23	5.02	5.33	5.36	4.96	5.53	4.79
GGF262	5.23	5.02	5.33	5.36	4.36	5.53	4.79
GGF263	5.38	4.41	5.12	5.41	5.64	5.47	4.80
GGF264	5.43	4.46	5.17	5.34	5.70	5.48	4.95
GGF265	5.59	5.22	5.56	5.21	4.31	5.80	4.96
GGF266	5.67	5.28	5.66	5.29	3.66	5.79	5.09
GGF267	5.77	5.40	5.71	5.21	0.68	5.92	4.98
GGF268	5.71	5.50	5.73	5.15	2.07	5.88	4.92
GGF269	3.06	5.39	5.76	5.33	3.84	5.89	5.03
GGF270	0.82	5.47	5.78	5.23	3.30	5.99	4.98
GGF271	0.07	0.45	5.77	5.11	0.28	5.74	4.80
GGF272	-0.03	0.26	5.79	4.36	0.25	5.82	4.82
GGF273	-0.03	0.26	5.79	4.36	0.25	5.82	4.82
GGF274	0.11	0.37	5.84	4.36	0.40	5.73	4.95
GGF275	0.16	0.38	5.85	4.40	0.38	4.72	4.70
GGF276	0.08	0.27	5.71	5.12	0.18	0.24	4.78
GGF277	0.08	0.19	0.28	5.01	0.18	0.33	1.89
GGF278	0.17	0.24	0.40	4.64	0.31	0.25	0.78
GGF279	0.00	0.31	0.40	4.26	0.35	0.38	0.48
GGF280	-0.03	0.02	0.14	5.03	-0.06	0.15	0.23
GGF281	-0.17	0.22	0.34	2.07	0.29	0.33	0.48
GGF282	0.66	-0.04	0.11	0.31	-0.11	-0.10	0.10

En la Figura 5.9 se muestra los perfiles de Succión vs Distancia, obtenidos a partir de los datos presentados en la Tabla 5.2 y de la posición de cada uno de los puertos; es importante mencionar que se presentan aquellos perfiles que tuvieron un comportamiento apegado a los perfiles reportados en la literatura.

Ahora se presenta la Tabla 5.3 en la cual aparecen los valores de la succión utilizados para elaborar los perfiles de Succión vs Distancia de la figura 5.9.

Tabla 5.3. Valores de la Succión (Mpa) con los cuales se elaboraron los perfiles de Succión vs Distancia presentados en la Figura 5.9.

Lectura	Distancia cm.	Puerto 1 Mpa 4.475	Puerto 5 Mpa 6.781	Puerto 2 Mpa 9.203	Puerto 6 Mpa 11.427	Puerto 3 Mpa 13.931	Puerto 7 Mpa 16.162	Puerto 4 Mpa 18.659
GGF266	1	5.67	3.64	5.28	5.79	5.66	5.09	5.24
GGF269	2	3.06	3.84	5.39	5.89	5.76	5.03	5.33
GGF270	3	0.82	3.30	5.47	5.99	5.78	4.98	5.23
GGF273	4	-0.03	0.25	0.26	5.82	5.79	4.82	4.36
GGF275	5	0.16	0.38	0.38	4.72	5.85	4.70	4.40
GGF276	6	0.08	0.18	0.27	0.24	5.71	4.78	5.12
GGF277	7	0.08	0.18	0.19	0.33	0.26	1.89	5.01
GGF278	8	0.17	0.31	0.24	0.25	0.40	0.78	4.64
GGF280	9	-0.03	-0.06	0.02	0.15	0.14	0.23	5.03
GGF281	10	-0.17	0.29	0.22	0.33	0.34	0.48	2.07
GGF282	11	0.66	-0.11	-0.04	-0.10	0.11	0.10	0.31

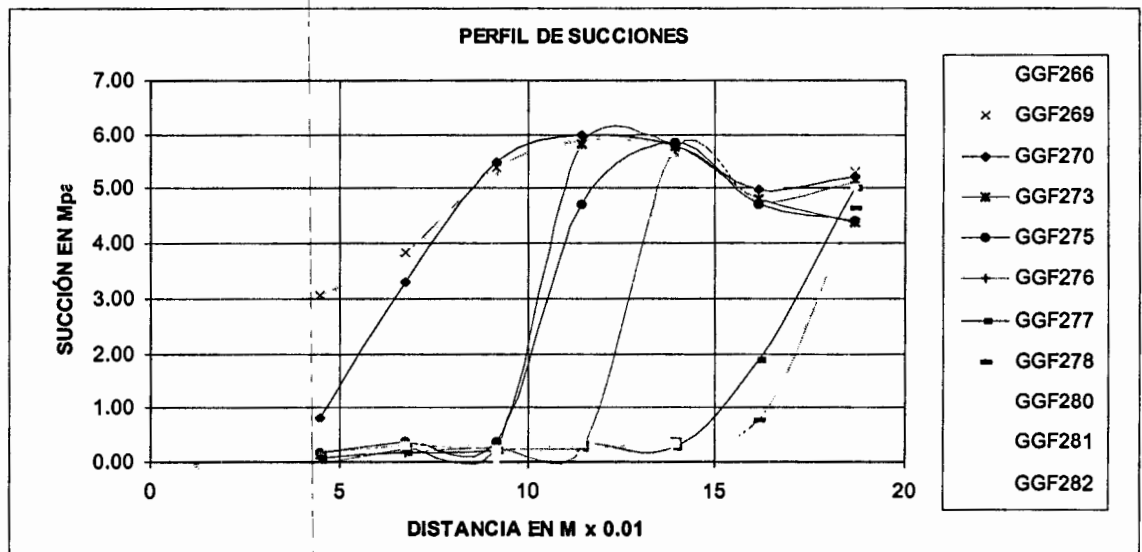


Figura 5.9 Perfil de Succión Vs Distancia obtenido del Permeámetro de Perfil Instantáneo.

En la Tabla 5.4 se presentan los valores de  $i_{ave}$ , determinados a partir de la Tabla 5.3.

Tabla 5.4. Valores  $i_{ave}$ , obtenidos mediante la ecuación 5.1.

Lecturas	Puertos	P 1-5	P 5-2	P 2-6	P 6-3	P 3-7	P 7-4
		Mpa/m	Mpa/m	Mpa/m	Mpa/m	Mpa/m	Mpa/m
GGF266		0	0	0	0	0	0
GGF269		33.82	0	0	0	0	0
GGF270		107.55	89.60	0	0	0	0
GGF273							
GGF275		9.54	0.00	195.14	45.13	0	0
GGF276		4.34	3.72	-1.349	218.45	-41.685	0
GGF277				6.29	-3.14	73.06	124.95
GGF278					5.99	17.033	154.59
GGF280					-0.399	4.0341	192.23

Los valores de Kw se presentan en la Tabla 5.5. y su gráfica corresponde a la Figura 5.10.

Tabla 5.5 Valores de kw en función de la succión desarrollada.

	$\Psi$ Mpa	Kw m/s
1	0.001	2.25E-06
2	0.13	4.65E-08
3	0.19	2.99E-08
4	0.23	4.92E-08
5	0.26	2.05E-08
6	0.27	2.33E-08
7	0.33	2.02E-08
8	0.59	6.51E-09
9	1.08	1.52E-09
10	2.06	3.86E-09
11	2.55	8.86E-10
12	2.63	4.87E-10
13	2.71	5.95E-10
14	2.98	6.62E-10
15	3.45	6.95E-10
16	4.39	3.97E-09
17	5.29	3.02E-09

## CURVAS DE CONDUCTIVIDAD

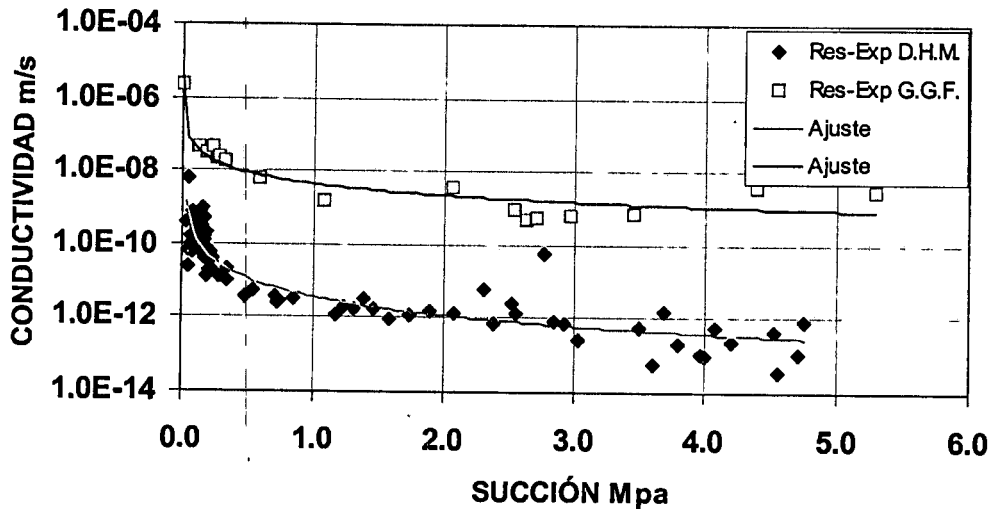


Figura 5.10 Curvas de Conductividad Hidráulica del suelo de Jurica, Qro. De G. Gallegos F. (arriba), y la de D. Hurtado M (abajo), en la cual se analizó un suelo del tipo MH.

Se puede apreciar que siguen una tendencia muy parecida a las que se han reportado en la literatura de los suelos, Hamilton et al. 1981. Aunque la tendencia de ambas curvas es semejante, sus valores son diferentes.

### 5.4 Ventajas y Desventajas del método.

La principal ventaja del método del Perfil Instantáneo, radica en el hecho de que el ensaye se efectúa significativamente rápido, comparándolo con el método del Estado Constante o con el método de Extracción Multipasos, la Conductividad Hidráulica y la Curva Característica Suelo Agua se obtienen simultáneamente proporcionando los perfiles de Succión vs Contenido Volumétrico de Agua que se determinan mediante la mediciones de la Conductividad Hidráulica y la Presión de Poro, por lo que para un contenido volumétrico de agua dado, se obtiene la humedad que pasa en diferentes puntos dentro del espécimen (ver Watson, 1966; Vachaud 1967), en donde el método de ensaye se puede adaptar para ensayar especímenes no saturados (ver Khire y otros, 1995). Las principales desventajas de este método son el error inducido por las secciones

promedio en el frente de humedecimiento, en donde la Conductividad Hidráulica podrá variar mucho en magnitud, así mismo el efecto con el que contribuye el flujo de vapor el cual es ignorado en el análisis. La influencia de estos errores se puede reducir usando una corrección iterativa, procedimiento que describe Wind, 1968. La corrección por flujo de vapor frecuentemente no se realiza, sin embargo, Tamari y otros, 1993 demostraron que el flujo de vapor es usualmente muy pequeño y que se puede despreciar. Otra desventaja adicional obedece a que el estado de esfuerzos no se controla.

La Figura 5.10 muestra resultados del coeficiente de Conductividad Hidráulica,  $k_w$ , de laboratorio para una arcilla en función de la succión. El ensaye de conductividad se realizó utilizando el método del Perfil Instantáneo (absorción). Algunos problemas en cuanto al procedimiento de ensaye se pueden consultar utilizando el procedimiento del método del Estado Constante el cual es similar al descrito anteriormente.

### 5.5 Determinación de la Conductividad Hidráulica por el procedimiento de Van Genuchten.

Cuando se tiene una curva característica suelo agua obtenida por cualquier procedimiento descrito en la literatura de los suelos no saturados es frecuente encontrar que la curva característica suelo agua no cuenta con suficientes puntos para quedar completamente descrita, desde un contenido volumétrico de agua residual a un contenido volumétrico de agua saturado, por lo cual es necesario recurrir al uso de funciones de ajuste propuestas por diferentes autores como es el caso de la función propuesta por Van Genuchten, 1980; Ecuación 5.7, que servirá para determinar los valores de entrada en ambos extremos de la curva característica suelo agua; como lo son el contenido volumétrico de agua residual y el saturado.

$$\theta_e = \left\{ \frac{1}{[1 + (\alpha \psi_m)^\beta]} \right\}^\delta \quad (5.7)$$

$\theta_e$  es el contenido volumétrico equivalente de agua para cualquier punto y  $\alpha, \beta$  y  $\delta$  son parámetros de ajuste de la función de van Genuchten;  $\delta = (\beta - 1) / \beta$ . Estos parámetros se determinan mediante la optimización por el método de mínimos cuadrados, procedimiento empleado por un programa de ajuste desarrollado por Van Genuchten y otros, 1991 para poder realizar las mediciones de  $\theta_m$  y  $\theta_r$  respectivamente, ver la Figura 4.6.

Además la conductividad hidráulica se determina a partir de la curva características suelo agua medida. Van Genuchten, 1980 propone la función 5.8 para determinar el valor de la conductividad hidráulica relativa ( $k_r$ ) que se obtuvo de comparaciones realizadas entre los resultados obtenidos de los ensayos y los obtenidos mediante la función de ajuste propuesta por el mismo autor, la cual queda expresada como sigue.

$$k_r = \frac{\left[1 - (\alpha \psi_m)^{\beta-1} \left[1 + (\alpha \psi_m)^\beta\right]^{-\delta}\right]^2}{\left[1 + (\alpha \psi_m)^\beta\right]^{\delta/2}} \quad (5.8)$$

En donde  $\alpha, \beta$  y  $\delta$  son los parámetros antes definidos, Van Genuchten considera que el medio poroso consta de una distribución del tamaño de los poros, aleatoria.

Con base en la información anterior los coeficientes  $\alpha, \beta$  y  $\delta$  presentaron los valores de 0.07, 1.44 y 0.306 respectivamente. A continuación se muestra la Tabla 5.6 la cual presentan los valores de las succiones registradas durante el ensaye y aplicando la Ecuación 5.8 se determinó la conductividad relativa  $K_r$  de Van Genuchten y con la Ecuación 6.2, se determinó la conductividad hidráulica efectiva.

Tabla 5.6 Resultados de la Conductividad Hidráulica Relativa y Efectiva.

	$\Psi$ Mpa	$k_r$ m/s	$k_w$ m/s
1	0.00	9.71E-1	2.25E-06
2	0.13	7.63E-01	1.72E-06
3	0.19	7.26E-01	1.63E-06
4	0.23	7.04E-01	1.58E-06



5	0.26	6.86E-01	1.54E-06
6	0.27	6.81E-01	1.53E-06
7	0.33	6.57E-01	1.48E-06
8	0.59	5.69E-01	1.28E-06
9	1.08	4.63E-01	1.04E-06
10	2.06	3.35E-01	7.53E-07
11	2.55	2.91E-01	6.55E-07
12	2.63	2.85E-01	6.41E-07
13	2.71	2.79E-01	6.27E-07
14	2.98	2.60E-01	5.85E-07
15	3.45	2.30E-01	5.18E-07
16	4.39	1.84E-01	4.15E-07
17	5.29	1.51E-01	3.40E-07

La gráfica de los resultados de la Tabla 5.6 se muestra en la Figura 5.11.

#### 5.6 Cálculo de $k_w$ usando la Curva Característica Suelo Agua por el método de Fredlund.

La curva característica mostrada en la Figura 4.6 (curva de Secado) facilita el cálculo de la función  $k_w(\theta_w)$ . La curva de secado se divide en "10" intervalos iguales, en el eje de las ordenadas. Sabiendo  $\theta_s = 0.53$  y que  $\theta_r = 0.26$  la diferencia será  $\Delta\theta = 0.27$ , si este valor lo dividimos entre 10 obtendremos la magnitud de cada uno de los intervalos que en este caso será  $\Delta\theta/10 = 0.027$  de modo que el punto  $i=1$  tendrá un valor de  $\theta_w = 0.53 - (0.027/2)$ , debido a que se encuentra a la mitad del primer intervalo a partir de  $\theta_s$ .

En forma sucesiva se determinan los contenidos volumétricos de agua para cada punto intermedio entre cada uno de los intervalos; y para cada uno de éstos se determina a la vez la magnitud de la presión de poro correspondiente. A continuación se presenta en la Tabla 5.7, los valores del Contenido Volumétrico de Agua y su Presión de Poro correspondiente.

A cada punto intermedio de los segmentos en que fue dividida la curva característica, le corresponde un Contenido Volumétrico de agua,  $(\theta_w)_i$  y una presiones de poro  $(U_a - U_w)_i$ ; éstos puntos se numeran a partir del punto 1, en el lado izquierdo, hasta el 10 que se ubica en el extremo derecho de la curva característica.

Tabla 5.7. Contenido Volumétrico de Agua y Succión mátrica de los puntos intermedios de cada segmento en que se dividió la curva Característica Suelo Agua de Jurica, Querétaro.

	$\theta_w$	$\Psi$ Mpa
	0.53	0.01
1	0.516	0.06
2	0.489	0.10
3	0.462	0.14
4	0.435	0.23
5	0.408	0.37
6	0.381	0.64
7	0.354	1.13
8	0.327	2.13
9	0.300	4.30
10	0.273	9.49

Tabla 5.8 Obtención del factor Ksc a partir de la ecuación 3.20.

i	j	(2j+1-2i)	Ad	(Ua - Uw)	(Ua - Uw) <sup>2</sup>	S
				Mpa		
0	0	1	1	0.010	10000.0000	10000.00
	1	3	1	0.070	204.1166	612.35
	2	5	1	0.108	85.0866	425.43
	3	7	1	0.172	33.7408	236.19
	4	9	1	0.281	12.6573	113.92
	5	11	1	0.474	4.4593	49.05
	6	13	1	0.827	1.4629	19.02
	7	15	1	1.504	0.4422	6.63
	8	17	1	2.868	0.1216	2.07
	9	19	1	5.783	0.0299	0.57
	10	21	1	12.456	0.0064	0.14
						1465.36
					Ksc =	1465.36

Tabla 5.9. Calculo de coeficiente Kw (m/s) de acuerdo con la ecuación 3.21.

j	Ks	Ksc	Ad	Ad * Ks/Ksc	(2j+1-2i)	(Ua - Uw)	(Ua - Uw) <sup>2</sup>	(2j+1-2i) (Ua - Uw) <sup>2</sup>	$\Sigma_i$	Kw (qw) m/s
0	2E-06	1465.357	1	1.535E-09	1	0.010	10000.000	10000.000	1.000	2.2500E-06
1	2E-06	1465.357	1	1.535E-09	2	0.070	204.117	408.233	1123.233	1.7247E-06
2	2E-06	1465.357	1	1.535E-09	4	0.108	85.087	340.347	715.000	1.0979E-06
3	2E-06	1465.357	1	1.535E-09	6	0.172	33.741	202.445	374.653	5.7527E-07

4	2E-06	1465.357	1	1.535E-09	8	0.281	12.657	101.258	172.208	2.6442E-07
5	2E-06	1465.357	1	1.535E-09	10	0.474	4.459	44.593	70.950	1.0894E-07
6	2E-06	1465.357	1	1.535E-09	12	0.827	1.463	17.554	26.357	4.0470E-08
7	2E-06	1465.357	1	1.535E-09	14	1.504	0.442	6.190	8.803	1.3516E-08
8	2E-06	1465.357	1	1.535E-09	16	2.868	0.122	1.945	2.612	4.0110E-09
9	2E-06	1465.357	1	1.535E-09	18	5.783	0.030	0.538	0.667	1.0244E-09
10	2E-06	1465.357	1	1.535E-09	20	12.456	0.006	0.129	0.129	1.9794E-10
							Σ	1123.233		

El procedimiento anterior se recomienda para suelos arenosos, cuya distribución de sus poros sea relativamente estrecha.

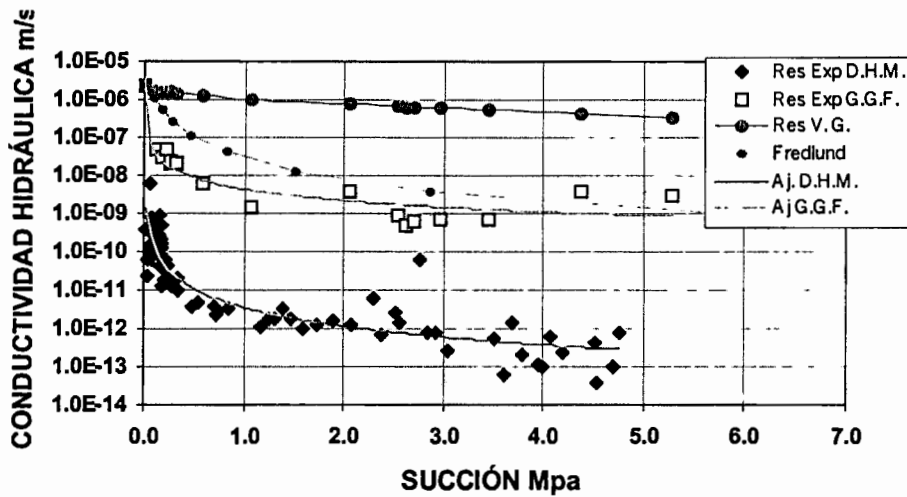


Figura 5.11. Comparación de las curvas de Conductividad Hidráulica obtenidas por los métodos de Perfil Instantáneo, Van Genuchten y por el procedimiento de Fredlund; así como la curva obtenida por el D. Hurtado M. en un suelo del tipo MH.

### PARTE III. FLUJO CON PANTALLA VERTICAL.

#### CAPITULO VI. DESCRIPCIÓN DEL MODELO CON PANTALLA VERTICAL.

Con la finalidad de reproducir los efectos que sufren las construcciones que se localizan sobre los suelos expansivos o no saturados; en particular las relacionadas con las vías terrestres las cuales son constantemente dañadas por el efecto de los cambios de humedad en el suelo, por la existencia de alguna fuente de humedecimiento como lo puede ser el agua de un río, por el agua de lluvia o por flujo de vapor de agua.

Con esta finalidad se pretende reproducir el extremo de la sección transversal de una carretera, en donde la parte que está sometida a la acción del flujo de agua es la que se ubica en el lado derecho (cuneta) y la parte que no recibe directamente la acción hidratante representa la porción de suelo que se ubica debajo de la estructura carretera; por lo que al someter uno de los extremos a la acción del agua los gradientes de energía que se presentan provocarán que se establezca el flujo de agua o de vapor de agua de la parte de menor succión a la de mayor succión.

Este modelo busca experimentar la variación de la humedad y volumen del efecto provocado por la acción del agua y por la colocación de una pantalla vertical, la cual evitará que el agua llegue rápidamente a la zona protegida. La pantalla se ubicará a diferentes alturas en cada una de las corridas, con la finalidad de saber cual es la profundidad de colocación más adecuada para un gasto determinado, buscando evitar en lo más posible el efecto de la acción hidratante del agua y de ese modo emplear soluciones correctivas que eviten los daños causados en estas estructuras colocadas sobre los suelos expansivos que abundan en el estado de Querétaro.

A continuación se presenta la descripción de las partes del modelo con pantalla vertical, utilizado en el experimento.

El modelo de laboratorio consiste en un recipiente cúbico de acrílico de dimensiones interiores 10 x 20 x 12 cm respectivamente, como se aprecia en el Figura 6.1 y 6.2.

La pantalla vertical consiste en una placa de acrílico de 12 mm de espesor la cual presenta dos líneas de arosellos que sirve para proporcionar un mejor ajuste entre la pantalla vertical y el modelo de laboratorio. Justamente debajo de la pantalla de acrílico se coloca un ajuste en cada extremo con la finalidad de colocar la pantalla a diferentes alturas y poder observar el efecto que la pantalla ocasiona al flujo de agua en los suelos expansivos, este detalle puede observarse en la Figura 6.3.

Además este modelo cuenta con una serie de puertos de medición ubicados en uno de sus lados, los cuales servirán para insertar los psicrómetros. La ubicación de los puertos puede apreciarse en las Figuras 6.1 y 6.2.

En cada uno de los puertos se encuentra una conexión hermética la cual sirve para dar un mejor confinamiento a los psicrómetros y a la vez evitar las perdidas de humedad de la muestra de suelo que se pretenda ensayar. Los detalles de estos puertos se aprecian en la Figura 6.4.

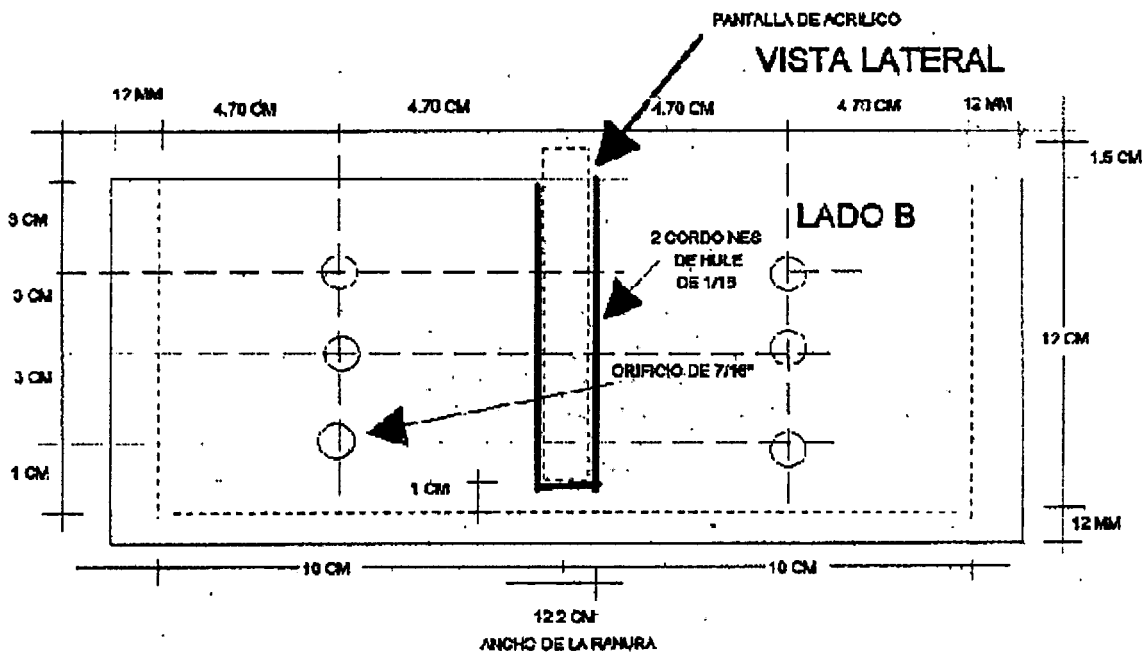


Figura 6.1 Vista lateral del modelo de laboratorio con Pantalla Vertical.

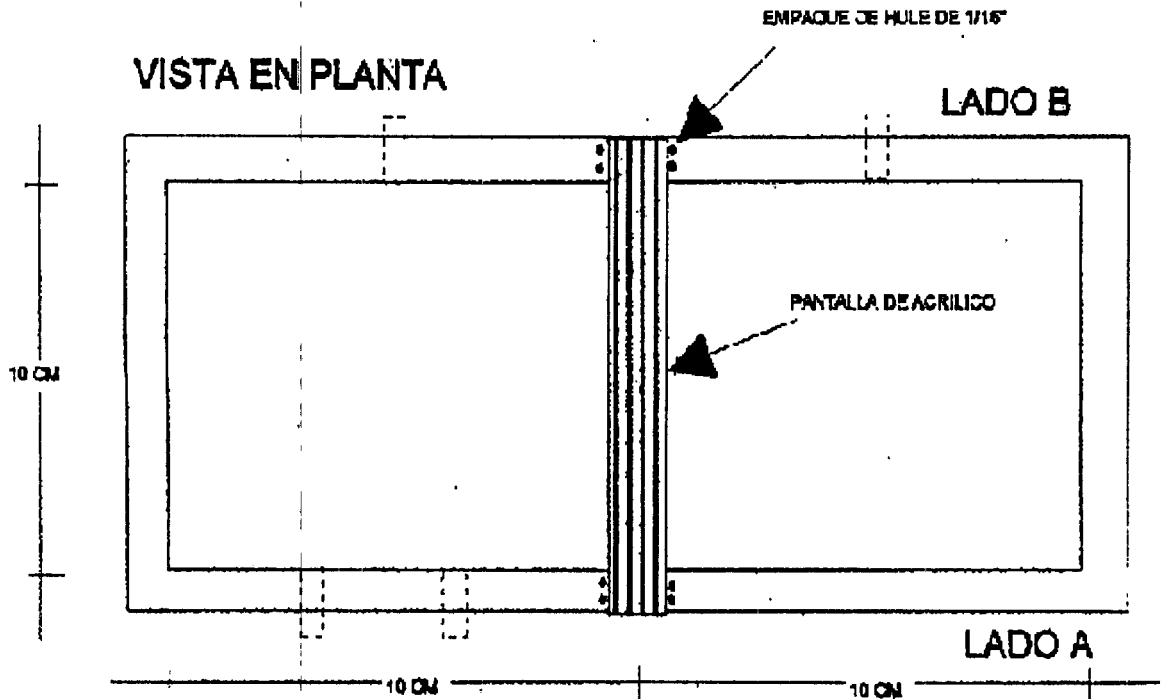


Figura 6.2 Vista en planta del modelo de laboratorio con pantalla vertical.

Con la finalidad aplicar un gasto de agua constante y que éste sea distribuido de manera uniforme en toda la superficie de la muestra de suelo a ensayar, en el lado derecho o en el izquierdo, los detalles del dispositivo distribuidor se presentan en la Figura 6.5.

Además al modelo de laboratorio se le suministra agua con el mismo dispositivo que se le suministra al Permeámetro de Perfil Instantáneo, observar la Figura 6.6.

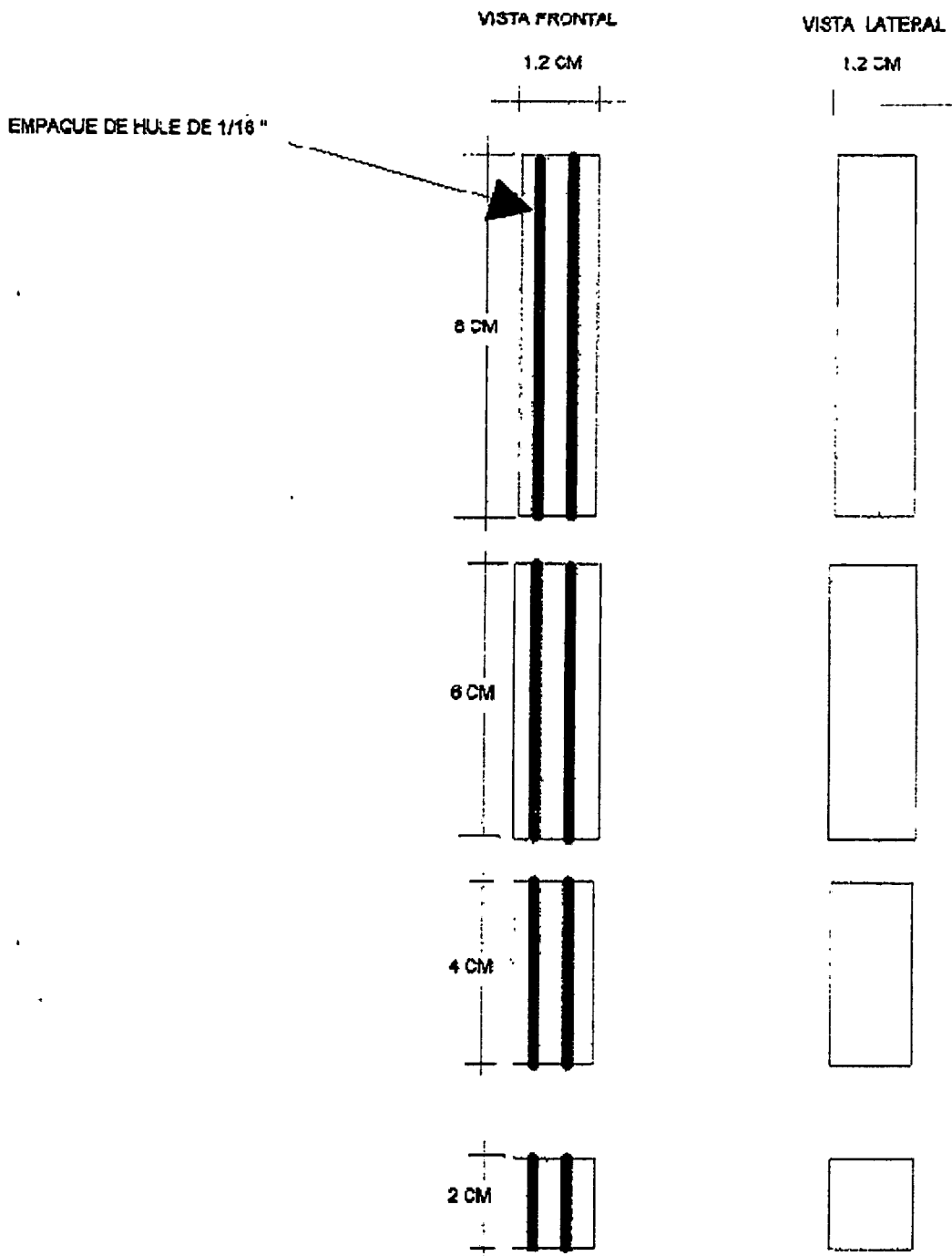


Figura 6.3 Ajuste de acrílico para el modelo de laboratorio con Pantalla Vertical.

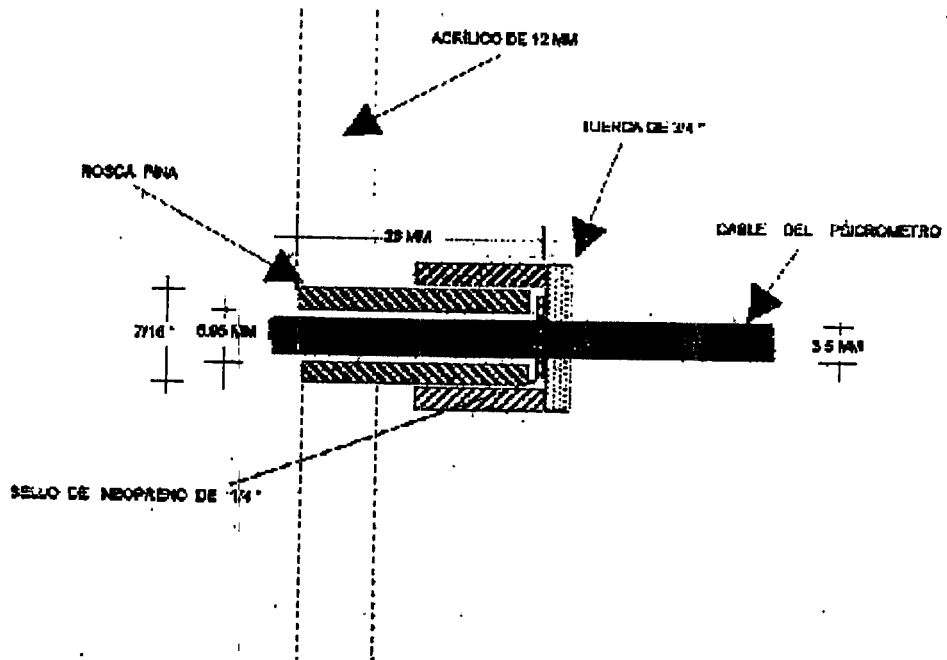


Figura 6.4 Conexión hermética usada en cada uno de los puertos.

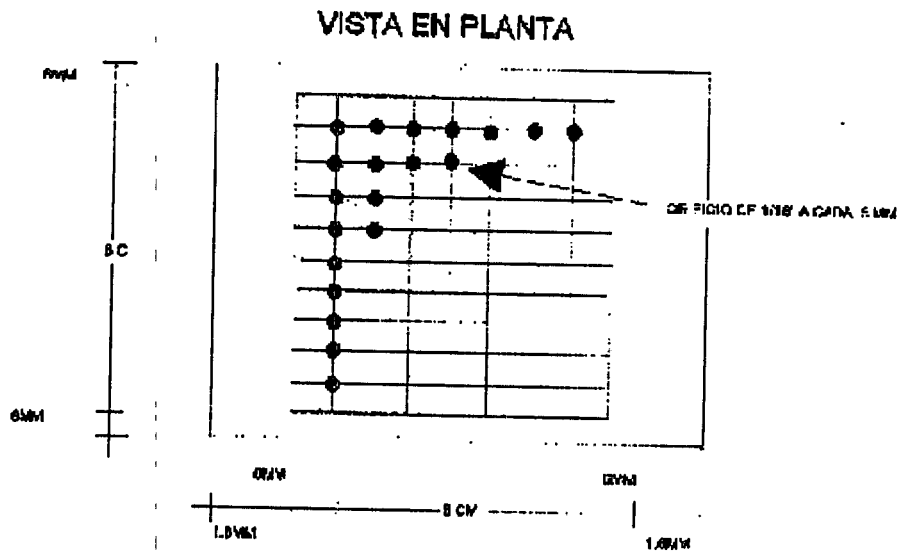


Figura 6.5. Dispositivo que distribuye el agua sobre el modelo.



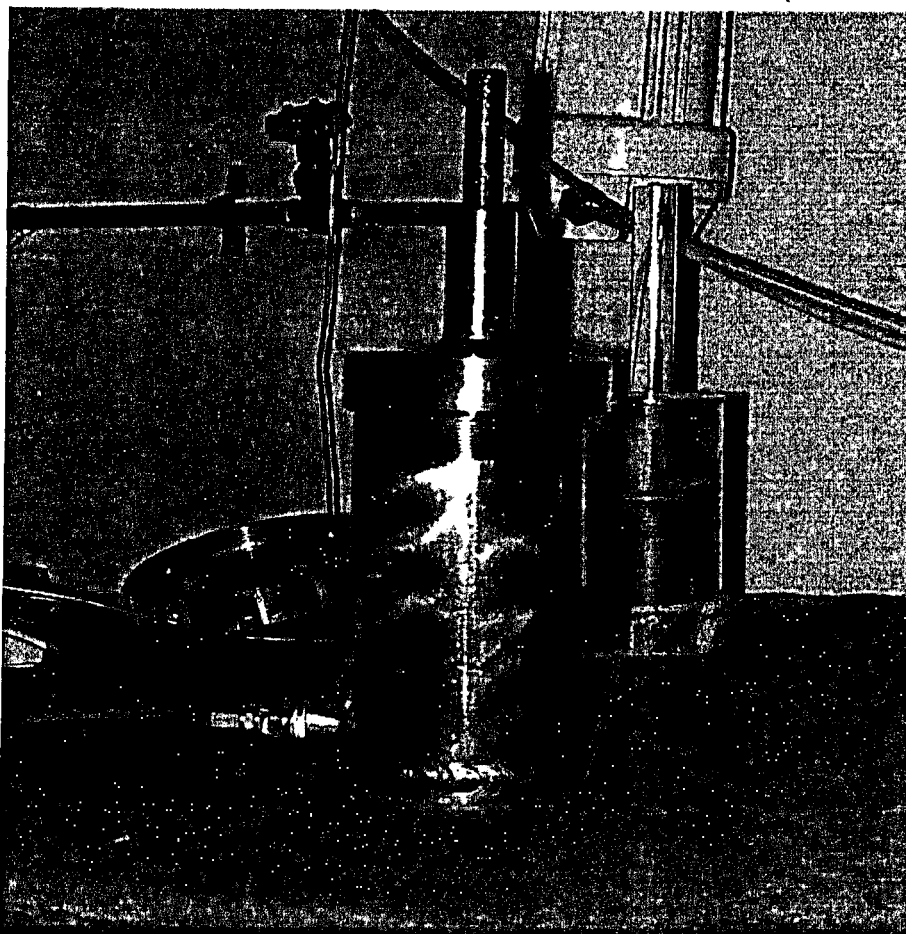


Figura 6.6 Dispositivo para suministra el agua al modelo con Pantalla Vertical.

### 6.1 Obtención de los perfiles de presión de agua de poro vs No de puerto del modelo de laboratorio con Pantalla Vertical.

El procedimiento de medición se menciona en el Anexo C. A continuación se presentan las lecturas de succión realizadas con el modelo con pantalla vertical, las cuales aparecen en la Tabla 6.1.

Tabla 6.1. Lecturas realizadas durante el ensaye del modelo de laboratorio con Pantalla Vertical.

Fecha	Lectura	Hora	Deformación mm	Velocidad Mm/min
16/05/00	L365	16:30	9.90	-

	L366	20:55	9.90	-
17/05/00	L367	9:56	9.90	-
	L368	12:56	9.90	-
		11:10		0.01
18/05/00	L369			
19/05/00	L370	17:40	10.00	0.01
	L371	10:00	10.00	0.01
20/05/00	L372	10:30	10.00	0.01
		11:10		0.01
	L373	13:03	9.90	0.01
	L374	20:15	9.90	0.01
21/05/00	L375	10:56	9.85	0.01
		7:00-11:00		0.01
	L376	13:25	9.85	0.01
	L377	18:03	9.86	0.01
	L378	20:00	9.86	0.01
22/05/00		7:00-7:37		0.01
	L379	7:38	9.86	0.01
	L380	13:50	9.845	0.01
	L381	16:07	9.843	0.01
	L382	19:47	9.819	0.01
23/05/00	L383	7:37	9.812	0.01
	L384	13:38	9.810	0.01
	L385	16:22	9.809	0.01
	L386	20:05	9.800	0.01
24/05/00	L387	9:16	9.789	0.01
	L388	13:55	9.771	0.01
	L389	16:20	9.771	0.01
	L390	20:00	9.770	0.01
25/05/00	L391	9:42	9.762	0.01
	L392	15:00	9.745	0.01
	L393	16:47	9.742	0.01
	L394	18:38	9.741	0.01
26/05/00	L395	9:40	9.775	0.01
	L396	15:40	9.810	0.01
	L397	16:15	9.835	0.01
	L398	20:11	9.889	0.01
27/05/00	L399	9:47	10.269	0.01
	L400	13:35	10.382	0.01
	L401	16:36	10.488	0.01
	L402	19:10	10.580	0.01
28/05/00	L403	8:30	11.02	0.01
		4:30-8:30		0.01
	L404	12:11	11.109	0.01
	L405	14:15	11.174	0.01
	L406	19:47	11.308	0.01
29/05/00	L407	7:50	11.636	0.01
	L408	13:50	11.842	0.01
	L409	16:12	11.917	0.01
	L410	20:00	12.053	0.01
30/05/00	L411	9:26	12.540	0.01
	L412	12:51	12.668	0.01
	L413	16:05	12.793	0.01

	L414	20:20	12.961	0.01
31/05/00	L415	9:05	13.489	0.01
	L416	13:06	13.685	0.01

La Tabla 6.2 aparecen los valores de la succión obtenidos mediante las diferentes lecturas realizadas en el ensaye del modelo con pantalla vertical.

Tabla 6.2. Valores de Succión determinados con el modelo de laboratorio.

Lectura	Tiempo Días	P-1 Succión Mpa	P-2 Succión Mpa	P-3 Succión Mpa	P-4 Succión Mpa	P-5 Succión Mpa	P-6 Succión Mpa
L365	0.00	2.97	4.43	5.35	5.48	3.26	4.98
L366	0.18	0.12	0.08	0.11	0.05	0.11	0.14
L367	0.73	0.77	2.77	4.79	3.71	1.87	1.26
L368	0.85	0.88	2.97	4.88	3.61	1.85	2.44
L369	1.78	-0.04	2.74	3.98	4.18	4.21	3.89
L370	2.63	3.3	4.15	4.07	4.24	3.94	4.39
L371	2.73	2.75	3.91	3.67	3.72	3.70	3.47
L372	2.75	3.58	4.17	4.12	4.19	4.10	3.80
L373	2.83	3.89	4.04	3.96	4.10	4.05	3.75
L374	3.13	0.74	4.21	4.17	4.26	4.19	3.67
L375	3.55	0.67	3.55	4.36	4.58	4.37	4.08
L376	3.65	0.32	3.21	4.19	4.32	4.24	3.98
L377	3.84	0.23	2.95	4.08	4.34	4.26	3.97
L378	3.92	-0.04	2.74	3.98	4.18	4.21	3.69
L379	4.38	-0.06	1.77	4.15	4.44	4.31	4.09
L380	4.64	0.12	1.90	3.96	4.49	4.36	4.16
L381	4.74	-0.07	1.02	3.86	4.43	4.36	4.17
L382	4.89	0.06	0.68	3.80	4.43	4.31	4.14
L383	5.38	0.11	0.18	3.63	4.59	4.46	4.33
L384	5.63	0.15	0.18	3.45	4.69	4.52	4.43
L385	5.75	0.01	0.04	3.16	4.49	4.43	4.29
L386	5.90	0.30	0.27	2.83	4.54	4.49	4.35
L387	6.45	0.10	0.12	1.08	4.78	4.64	4.58
L388	6.64	0.21	0.21	0.54	4.74	4.65	4.6
L389	6.74	0.18	0.16	0.25	4.53	4.53	4.49
L390	6.90	0.16	0.14	0.18	4.72	4.65	4.58
L391	7.47	0.12	0.10	0.13	4.84	4.72	4.74
L392	7.61	-0.02	0.00	-0.02	4.52	4.56	4.53
L393	7.68	-0.01	0.00	-0.01	4.92	4.74	4.77
L394	7.76	0.00	0.01	0.01	4.83	4.71	3.79
L395	8.38	0.13	0.09	0.11	4.76	4.77	2.12
L396	8.63	-0.01	-0.01	-0.02	4.62	4.68	4.82
L397	8.66	-0.03	-0.01	-0.03	4.29	4.56	4.71

L398	8.82	-0.05	-0.04	-0.06	3.95	4.48	4.76
L399	9.39	-0.02	-0.02	-0.05	0.87	3.66	4.88
L400	9.55	-0.01	-0.01	-0.03	0.12	3.09	4.82
L401	9.65	0.02	0.01	0.01	0.04	2.47	4.84
L402	9.76	-0.02	-0.01	-0.05	-0.02	1.69	4.78
L403	10.15	0.06	0.04	0.05	0.13	0.29	4.63
L404	10.30	0.00	-0.03	-0.01	0.1	0.20	4.48
L405	10.39	0.17	0.13	0.13	0.15	0.29	4.46
L406	10.62	-0.06	-0.04	-0.07	0.03	0.10	4.09
L407	11.12	0.17	0.12	0.16	0.13	0.21	3.66
L408	11.37	0.03	0.02	0.04	0.14	0.20	3.33
L409	11.47	0.10	0.09	0.1	0.02	0.07	3.11
L410	11.63	0.19	0.15	0.16	0.12	0.18	2.68
L411	12.02	-0.04	-0.05	-0.06	-0.04	0.00	1.09
L412	12.17	0.16	0.12	0.14	0.02	0.09	0.74
L413	12.43	-0.04	-0.03	-0.04	-0.03	0.01	0.25
L414	12.60	0.17	0.13	0.14	0.11	0.16	0.27
L415	13.13	0.09	0.04	0.08	0.08	0.12	0.14
L416	13.30	0.12	0.08	0.11	0.05	0.11	0.14

En la Figura 6.7 se presenta una serie de perfiles de la succión registrada en cada uno de los puertos de lectura. Al analizar cada uno de los perfiles se puede observar una considerable disminución de la succión en la parte izquierda de la muestra y en forma inversa, en el lado derecho, hay pérdidas en la humedad; lo que provoca que la succión se incremente, para evitar esto debe cubrirse la muestra lo mejor posible en las superficies superior de ambos lados de la pantalla vertical, y con ello evitar que se registren pérdidas en la humedad. Este problema dificultó poder observar claramente la variación de la succión en el proceso de saturación del suelo así como la expansión que se presentó en él, una vez que se inició el proceso de saturación.

#### 6.1 Programa para el análisis de flujo de agua en un medio poroso variablemente saturado, por el método de elemento finito.

Se describe el programa de simulación de flujo en suelos no saturados, 3DFEMWATER (Three dimensional Finite Element Model of Water Flow through Unsaturated Media).

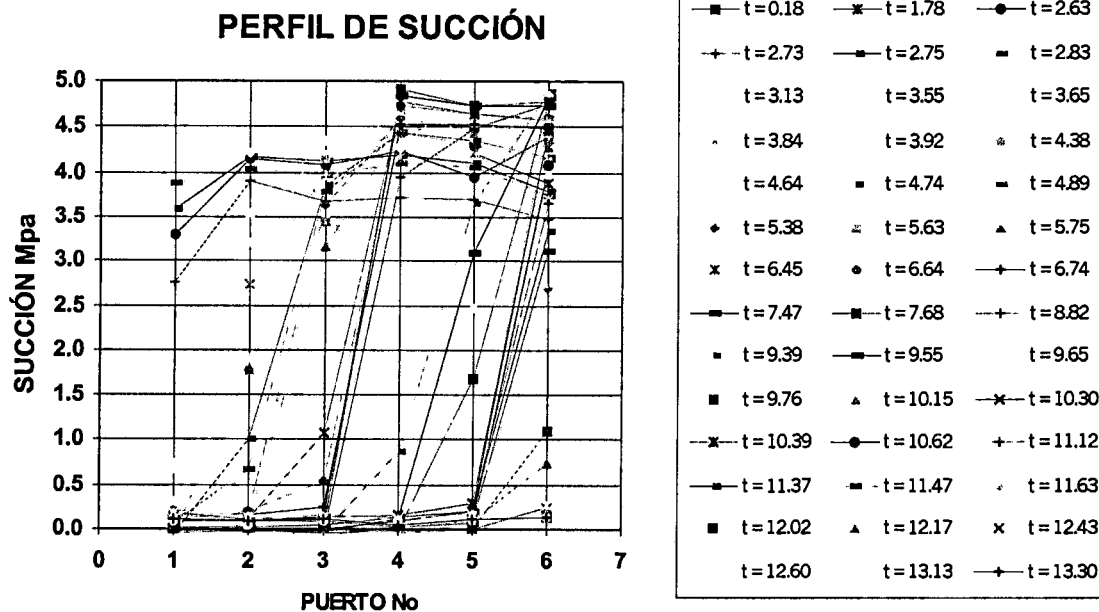


Figura 6.7 Perfiles de Succión en los puertos de lectura del Modelo con Pantalla Vertical.

1. Trata a medios heterogéneos y anisótropicos consistentes de tantas formaciones geológicas como se desee.
2. Considera que las fuentes de presión distribuidas y puntuales, dependen del espacio y del tiempo.
3. Acepta cuatro tipos de condiciones de frontera (Dirichet –carga constante o concentrada- Flujo especificado, Neuman, –Gradiente de carga de presión especificado o flujo dispersivo especificado- La condición de frontera variable simula evaporación/infiltración en las interfaces suelo aire.

El 3DEFEMWATER puede ser utilizado para investigar flujo superficial. Tiene la versatilidad y flexibilidad de modelar un amplio rango de problemas reales; el modelo está diseñado para:

- Trata medios heterogéneos y anisótropicos consistentes de muchas formaciones geológicas.

- Considera que las inyecciones/extracciones distribuidas y puntuales dependen del espacio y del tiempo.
- Acepta condiciones iniciales prescritas simulando una versión de estado estacionario del sistema considerado.
- Trata con variaciones de carga transitoria sobre una frontera de carga fija (Diriclet).
- Maneja flujos dependientes del tiempo debido a un gradiente de presión variable a lo largo de una frontera con gradientes de carga presión específico (Neumann).
- Trata de flujos totales dependientes del tiempo y distribuidos sobre una frontera de flujo específico (Cauchy).
- Automáticamente determina la variación de las condiciones de frontera como lo son la evaporación, infiltración, o filtración en las interfaces entre el suelo y el aire.
- Incluye las componentes de la conductividad hidráulica diagonal en la ecuación modificada de Richards para tratar con casos en los cuales el sistema de coordenadas no coincide con las direcciones principales del tensor de conductividad hidráulica.
- Incluye dos opciones (iteraciones de Block de subregiones sucesivas e iteraciones puntuales sucesivas) para resolver las ecuaciones matriciales linealizadas.
- Ajusta automáticamente el tamaño del inverso del tiempo cuando las condiciones de frontera o las inyecciones/extracciones cambian abruptamente.

## 6.2 Experiencia requerida para aplicar el 3DFEMWATER.

La experiencia requerida y la sofisticación del 3DFEMWATER limita el número de personas que puede usarlo. Se espera que lo usen personas que tengan experiencia en modelos numéricos con una base fuerte de conocimientos en hidrogeología.

### 6.2.1 Forma de implementar un modelo de estudio.

El estudio del programa proporciona flexibilidad en la definición del modelo hidrogeológico.

La geometría de campo, en la distribución espacial de los pozos afecta fuertemente el flujo subsuperficial en escalas regionales y locales. Usando el modelo, un investigador puede considerar la influencia de un campo de pozos en el sistema de flujo regional. En la escala local, los efectos de penetración parcial asociada con los intervalos de protección pueden también considerarse, así como los patrones de flujo localizados, los cuales resultan de perturbaciones del campo de flujo y la naturaleza heterogénea del medio geológico.

El modelo permite también examinar la influencia de cambios temporales en la producción de los pozos. Las variaciones temporales se pueden considerar en conjunto con los cambios temporales en la recarga y en la evapotranspiración.

Como se dijo antes, el modelo no está limitado a la discretización del campo de flujo en bloques prismáticos de formas regulares (por ejemplo prismas triangulares y rectangulares). Existe la consideración de que la naturaleza homogénea de un sistema modelado está principalmente limitado por la disponibilidad de los datos o el poder del equipo de computo utilizado. Esta es una limitación práctica del grado de heterogeneidad, el cual puede ser simulado. Apoyándose en las limitaciones del tamaño de bloque, que son necesarias para solucionar los problemas de convergencia y el número de bloques que una computadora puede manejar a la vez, de manera eficiente. Con estas limitantes, al usar el modelo se busca, minimizar el grado en el cual la influencia del suelo y la heterogeneidad del tipo de roca afecta el sistema de flujo.

Como el modelo de flujo simula condiciones de saturación variable, se puede generar un modelo más preciso de almacenamiento de agua en sistemas no confinados. El usuario puede considerar drenaje (y el relleno) de los poros arriba del nivel freático, los cuales pueden humedecerse por el efecto de cambios que se presentan al momento de la extracción de pozos, en la recarga y evapotranspiración del sistema de flujo.

### 6.2.2 Marco teórico.

El modelo fue desarrollado en FORTRAN-77, se diseñó para simular el movimiento de humedad a través de un medio poroso con saturación variable. Las aplicaciones típicas incluyen:

Estudio de la influencia de los estados transitorios, tales como esquemas de producción de pozos o el efecto de las condiciones de sequía, en las elevaciones del nivel freático y, la generación de campos de flujo para examinar la influencia de procesos físicos tales como lluvia y evapotranspiración en el movimiento de contaminantes disueltos a través de la zona vadosa de los acuíferos.

### 6.3.3 Ecuaciones constitutivas.

La ecuación que gobierna el flujo de agua a través de un medio poroso de saturación variable, derivado a partir de las leyes de conservación de la masa y momento, se puede escribir:

$$F(h) = \nabla \cdot [k(h) \cdot (\nabla h + \nabla z)] + q \quad (6.1)$$

Donde:

$h$  = Carga de presión(L).

$z$  = Distancia al nivel de referencia.

$K(h)$  = Conductividad hidráulica efectiva (L/T).

$F(h)$  = Capacidad de almacenamiento de agua (1/L).

$q$  = Término inyección/extracción ( $L^3/T/L^3$ ).

$t$  = Tiempo.

$\nabla$  = Gradiente.

$\nabla \cdot$  = Divergencia.

La ecuación 6.1 se conoce como ecuación de Richards y difiere de la ecuación para flujo saturado a través de medios porosos en la no linealidad de la conductividad hidráulica y en los términos de almacenamiento. La conductividad

$$k(h) = k_r k_s \quad (6.2)$$



hidráulica efectiva puede describirse como el producto de los términos no lineal y constante en la forma:

En donde  $k_r$  es la permeabilidad relativa, cuyo valor va desde 0.0 hasta 1.0 y  $k_s$  es la conductividad hidráulica saturada (L/T). La conductividad hidráulica saturada es una propiedad de flujo de los medios porosos y del fluido, la cual es determinada por pruebas realizadas bajo condiciones de saturación. Representa un valor máximo posible de la conductividad hidráulica efectiva. El término permeabilidad relativa describe la influencia del contenido de agua en la magnitud de la conductividad hidráulica efectiva. El rango de valores de la permeabilidad relativa cercanos al valor mínimo reflejan una reducción en la conductividad hidráulica hasta un contenido residual de agua, y valores cercanos al máximo de 1:00 reflejan condiciones saturadas.

El cambio en la permeabilidad relativa obedece a los cambios en la humedad, los cuales resultan del movimiento preferencial del agua a través de ciertas trayectorias, debido a la influencia de las fuerzas capilares. Como el suelo llega a estar menos saturado, el agua es drenada más fácilmente por las estructuras con poros de radio más grande y el flujo de agua es más restringido en las regiones de poros con radios más pequeños; así como el agua retenida en capas cercanas a las partículas de suelo. Como resultado, el agua incrementa las restricciones hacia trayectorias de radios más pequeños lo que se traduce en una reducción en el promedio espacial de la conductividad hidráulica efectiva.

El decremento en la conductividad hidráulica efectiva, como reflejo de la conductividad relativa, queda descrita por pares de curvas "humedad suelo", empíricas. Estas curvas detallan la relación entre el contenido de agua y la carga de presión y entre la conductividad hidráulica y el contenido de agua. Las curvas de humedad del suelo son algunas veces descritas como coeficientes y exponentes de funciones analíticas estándar (Brooks and Corey, 1966, Mualem, 1976, Van Genuchten, 1980). El programa 3DFEMWATER permite al usuario definir las curvas utilizando las funciones de Van Genuchten, 1980; como series de pares de valores de conductividad Relativa vs Contenido de Humedad y de

Contenido de Humedad vs Carga de Presión dada en forma tabular. Las relaciones de Van Genuchten encontradas en 3DFEMWATER están dadas por las ecuaciones 5.7 y 5.8.

Las curvas típicas de humedad del suelo generadas por las ecuaciones 5.7 y 5.8 se presentan en la Figura 6.7.

El término o coeficiente de capacidad de agua se puede escribir en la forma:

$$F(h) = \frac{d\theta_w}{dh} \quad (6.3)$$

Debe notarse que debido a la influencia relativamente pequeña de la compresibilidad en la capacidad de almacenamiento de agua en la zona no saturada (con respecto al potencial de drenaje), la compresibilidad del suelo y del agua se ignoran en el coeficiente de almacenamiento. Cuando se utilizan funciones analíticas para describir la no linealidad de la conductividad relativa, la derivación con respecto a la carga de presión del contenido de agua vs la función de carga de presión debería también ser analíticamente definida.

La ecuación que gobierna el flujo saturado representa un caso límite de la ecuación de Richard donde la permeabilidad relativa tiene un valor constante de 1.0 y la capacidad de almacenamiento de agua es una constante igual a la fluencia específica para un acuífero no confinado o bien el almacenaje específico para un acuífero confinado.

## 6.2 Condiciones de frontera y términos inyección/extracción transitoria.

Las soluciones únicas para problemas de flujo variablemente saturado son generadas resolviendo la ecuación de Richards en conjunto con:

- 1) Un paquete de condiciones de frontera que define el límite físico del sistema modelado.
- 2) Donde son apropiados, los términos inyección/extracción aplicados al sistema, ver la Figura 6.7. Las condiciones de frontera disponibles en el modelo del programa incluye fronteras de carga constante (Diriclet),

fronteras de flujo específico (Cauchy), fronteras de gradiente de carga presión específica (Neuman) y fronteras variables (flujo de carga dependiente). La carga de presión específica (Neuman) y las fronteras variables (flujo de carga dependiente). La carga constante o frontera de Diriclet, son fronteras definidas por las cargas de presión preescritas en los nodos de las fronteras especificadas, así que:

$$h = h_d(X_b, Y_b, Z_b, t) \text{ en } B_d \quad (6.4)$$

Donde:

$h_d$  = Carga de presión específica (L)

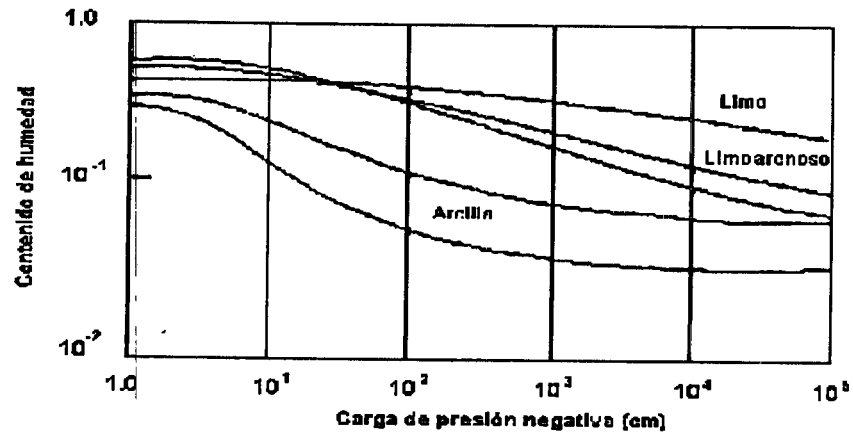
$B_d$  = Porción de frontera del sistema sujeta a las condiciones de frontera de Diriclet.

$X_b, Y_b, Z_b$  = Coordenadas espaciales en la frontera (L).

Las fronteras Diriclet son usadas comúnmente para definir el perímetro del cuerpo de agua, la localización del nivel freático, y la salida superficial de embalses u otros depósitos sanitarios que contienen niveles específicos de agua. Las cargas de presión especificadas pueden ser constantes o permitir la variación con el tiempo, reflejando procesos físicos tales como fluctuaciones en el nivel del agua asociadas con cambios estacionales en las proporciones de lluvia y evapotranspiraciones.

La frontera de flujo específico (Cauchy) representa la parte de la frontera del sistema donde se presentan procesos de infiltración o evapotranspiración que pueden ser cuantificadas. Las condiciones de frontera de flujo especificado pueden escribirse:

$$-n \cdot k_r k_s \cdot (\nabla h + \nabla z) = q_c(X_b, Y_b, Z_b, t) \text{ en } Q_c \quad (6.5)$$



(a)

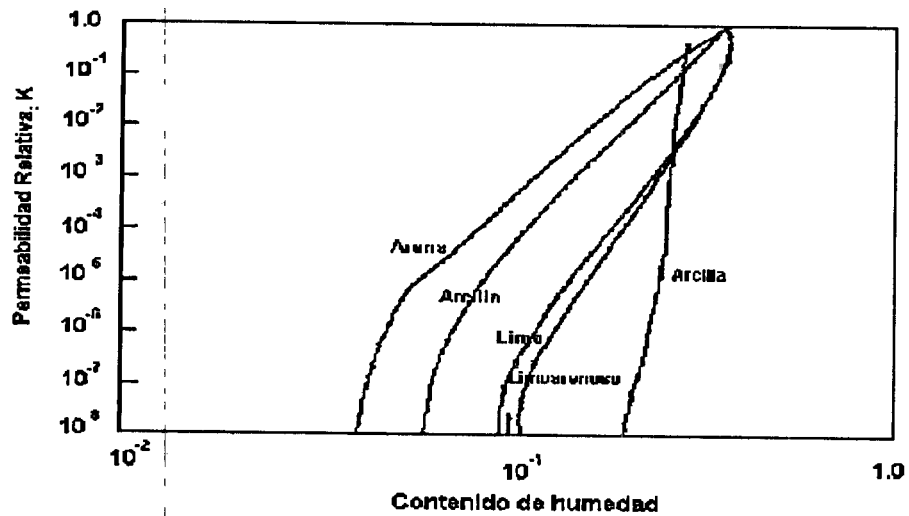


Figura 6.7. Gráfica logarítmica de relaciones constitutivas para arena, arcilla, limo, y limo arenoso: a) contenido de humedad vs carga de presión y, b) Conductividad Relativa vs Contenido de Humedad (basado en información presentada por Carsel y Parrish, 1988). (Ref 6)

Donde:

$n$  = Vector unitario externo normal a la frontera.

$\nabla h$  = Gradiente de carga de presión.

$\nabla z$  = Gradiente de gravedad.

$Q_c$  = Parte de la frontera del sistema sujeta a una condición de frontera de flujo especificado.

$K_r$  = Conductividad Relativa.

$K_s$  = Conductividad Hidráulica Saturada (L/T).

La condición de flujo específico es análoga a una condición de frontera de Neumann, para problemas de flujo saturado, difiriendo sólo en la naturaleza no lineal de la conductividad hidráulica efectiva. La frontera especificada es simulada por relaciones de flujo de agua asignada a lo largo de los lados del elemento especificado. La razón del flujo vs perfil de tiempo puede ser introducida para tomar en cuenta los cambios estacionales o variaciones con el tiempo en las proporciones de lluvia y evapotranspiración. Las condiciones de frontera por omisión para el programa son una condición de frontera de flujo especificado igual a cero,  $q_c = 0$ .

Además, en el programa se incluye una condición de frontera de gradiente de carga de presión especificada (Neumann), en la forma:

$$-nk_s \cdot \nabla h = q_n(X_b, Y_b, Z_b, t) \text{ en } B_n \quad (6.6)$$

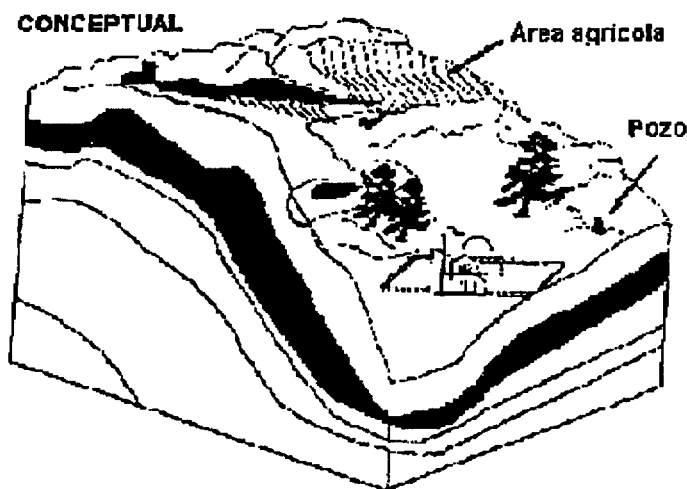


Figura 6.8 Condiciones de frontera del sistema. (Ref 6)

Donde  $q_n$  (L/T) es la porción del flujo de la frontera atribuible al gradiente de carga de presión, y  $B_n$  es la zona de la frontera del sistema sujeta a una condición de carga presión especificada. Para problemas de flujo no saturado, la presencia de esta opción proporciona al usuario una manera eficiente para evaluar sistemas con zonas vadosas y verticalmente extensas. El área de interés es tan importante como lo es el estudio de la capilaridad arriba del nivel freático. La condición de frontera del gradiente de carga de presión especificado permite al usuario truncar el sistema arriba del nivel freático, sin conocer flujos o cargas de presión a priori, observar la Figura 6.9. Escogiendo la opción de condición de

frontera con gradientes de carga de presión especificado para las caras de los elementos que definen la frontera superior del sistema, y haciendo el flujo  $q_n$  igual a cero, la frontera superior alcanza una frontera de drenaje gravitacional. Esto es equivalente a que el programa permita al usuario especificar un flujo a lo largo de una frontera superior horizontal de  $q_c = krks$ . Esta consideración de cambio vertical cero en la carga de presión cercana a la frontera superior es una suposición razonable para condiciones de flujo lentamente variable y representa condiciones de frontera del afluente que es usualmente asumido para experimentos de drenaje de campo. Esta condición de frontera no es apropiada para modelar en zonas saturadas.

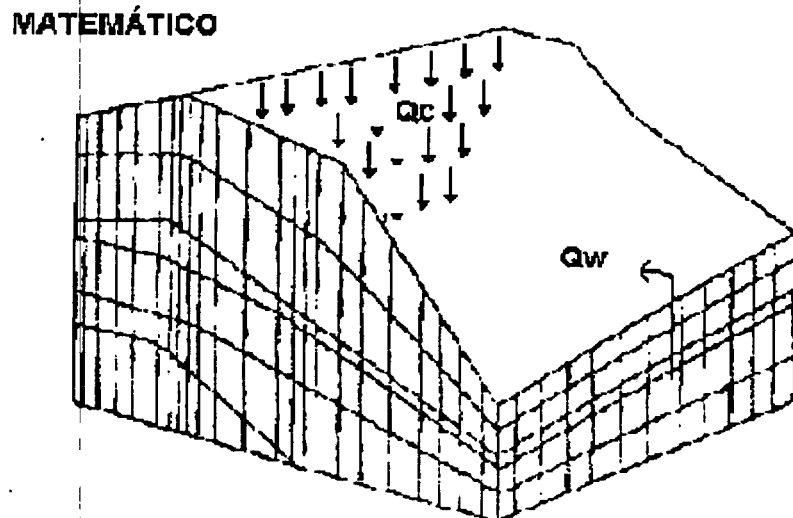


Figura 6.9 Modelo conceptual y aproximación matemática para un sistema de flujo variablemente saturado. Con el sistema modelado, los términos transitorios de inyección / extracción pueden aplicarse como inyecciones / extracciones puntuales o bien como inyecciones / extracciones distribuidas. (Ref 6)

La condición de frontera variablemente compuesta representa una frontera combinada de flujo/Diriclet especificado. Esto se permite para relaciones infiltración/evapotranspiración variables en el tiempo con límites puestos en las cargas de presión máximas y mínimas, las cuales pueden alcanzar los nodos de la

$$h = h_p(X_b, Y_b, Z_b, t) \text{ en } B_v \quad (6.7)$$

frontera. Las condiciones de frontera variables durante los periodos de precipitación son:

o

Y durante periodos sin precipitación son:

$$-n \cdot k_r k_s \cdot (\nabla h + \nabla z) = q_p(X_b, Y_b, Z_b, t) \text{ en } B_v \quad (6.8)$$

$$h = h_p(X_b, Y_b, Z_b, t) \text{ en } B_v \quad (6.9)$$

$$h = h_m(X_b, Y_b, Z_b, t) \text{ en } B_v \quad (6.10)$$

$$-n \cdot k_r k_s \cdot (\nabla h + \nabla z) = q_e(X_b, Y_b, Z_b, t) \text{ en } B_v \quad (6.11)$$

Donde

$h_p$  = Carga de presión (L).

$q_p$  = Razón de infiltración máxima (L/T).

$h_m$  = Carga de presión mínima (L).

$q_e$  = Razón de evapotranspiración máxima (L/T).

$B_v$  = Zona de la frontera del sistema sujeta a una condición de frontera variable.

Físicamente, el límite de carga de presión máximo en la frontera previene la generación del acumulamiento de agua superficial inapropiado. La mínima deformación por carga de presión impide el proceso de evaporación desde el secado del suelo cerca de la frontera hasta niveles de humedad más bajos que los niveles de saturación residual. La condición de fronteras variables puede utilizarse para aproximar caras de filtración en el área de estudio.

Términos inyección/extracción, tal como se representa por el término  $q(L^3/T/L^3)$  en la ecuación 6.1, son tomados en cuenta por el programa. Tal como las condiciones de frontera, los términos inyección/extracción pueden ser constantes o variar con el tiempo. Están disponibles dos opciones inyección/extracción en el programa. La primera es una opción para inyección/extracción distribuida y la segunda es una opción para inyección/extracción puntual.

La opción de fuente distribuida es una intensidad de abastecimiento que es integrada sobre el volumen de un elemento. El usuario prescribe una intensidad de abastecimiento o fuente,  $q_2(L^3/T/L^3)$ , o relación de flujo por unidad de volumen para aproximar la influencia de varios pozos en un elemento.

La opción de inyección/extracción puntual es generalmente utilizada para presentar la producción de pozos o la inyección de éstos. Los pozos se representan como flujos de agua,  $q(L^3/T)$ , aplicados a un punto nodal o representan más bien un intervalo de filtración, una columna de puntos nodales, ver la Figura 6.11.

Si verticalmente se utilizan nodos adyacentes para representar el intervalo discretizado de un pozo, el flujo volumétrico debería estar distribuido entre los nodos. La distribución más apropiada del flujo total es una porción de la conductancia efectiva de cada nodo lo cual se define como:

$$C_e = 0.5[(k_s)_{n-1}L_{n-1} + (k_s)_nL_n] \quad (6.12)$$

Donde  $n - 1$  y  $n$  son índices referidos al elemento perteneciente al nodo y el elemento arriba del nodo respectivamente. Y  $0.5 L$  es la mitad del espesor de un elemento.

Las condiciones de frontera variables con el tiempo y el flujo inyección/extracción o razón de intensidad de flujo están definidos por una serie de puntos en el tiempo y valores ajustados. Estos valores ajustados se utilizan para ensamblar una gran tabla de la cual se obtienen los valores apropiados usando una interpolación lineal en un tiempo específico de análisis. Los valores



constantes pueden especificarse asignando el mismo valor a un juego de dos pares de puntos tiempo/datos, asegurándose que el tiempo de simulación está totalmente salvado.

### 6.2.1 Condiciones iniciales.

La solución de la ecuación de Richard requiere además inicializar los valores de carga de presión tales como:

$$h = h_i(X, Y, Z) \text{ en } R \quad (6.13)$$

Donde  $h_i$  es la distribución de la carga de presión inicial (L), y R es la región de interés, ver la Figura 6.12. Además de proporcionar un marco de referencia para análisis transitorio, las condiciones iniciales se utilizan para colocar los parámetros no lineales al comienzo de la simulación. Para problemas transitorios, una serie de valores en la carga de presión iniciales apropiados se puede incorporar directamente o puede derivarse de una simulación de estado estacionario.

### 6.2.2 Estado estacionario.

Cuando se analiza la influencia de esfuerzos transitorios, tales como los esquemas de producción de un pozo y sus condiciones de sequía, en el sistema de flujo, debe asumirse un punto de inicio. El usuario define las condiciones de frontera y los parámetros de flujo, lo mejor posible; entonces hace una simulación inicial para permitir al sistema alcanzar un equilibrio o estado transitorio, observe la Figura 6.13.

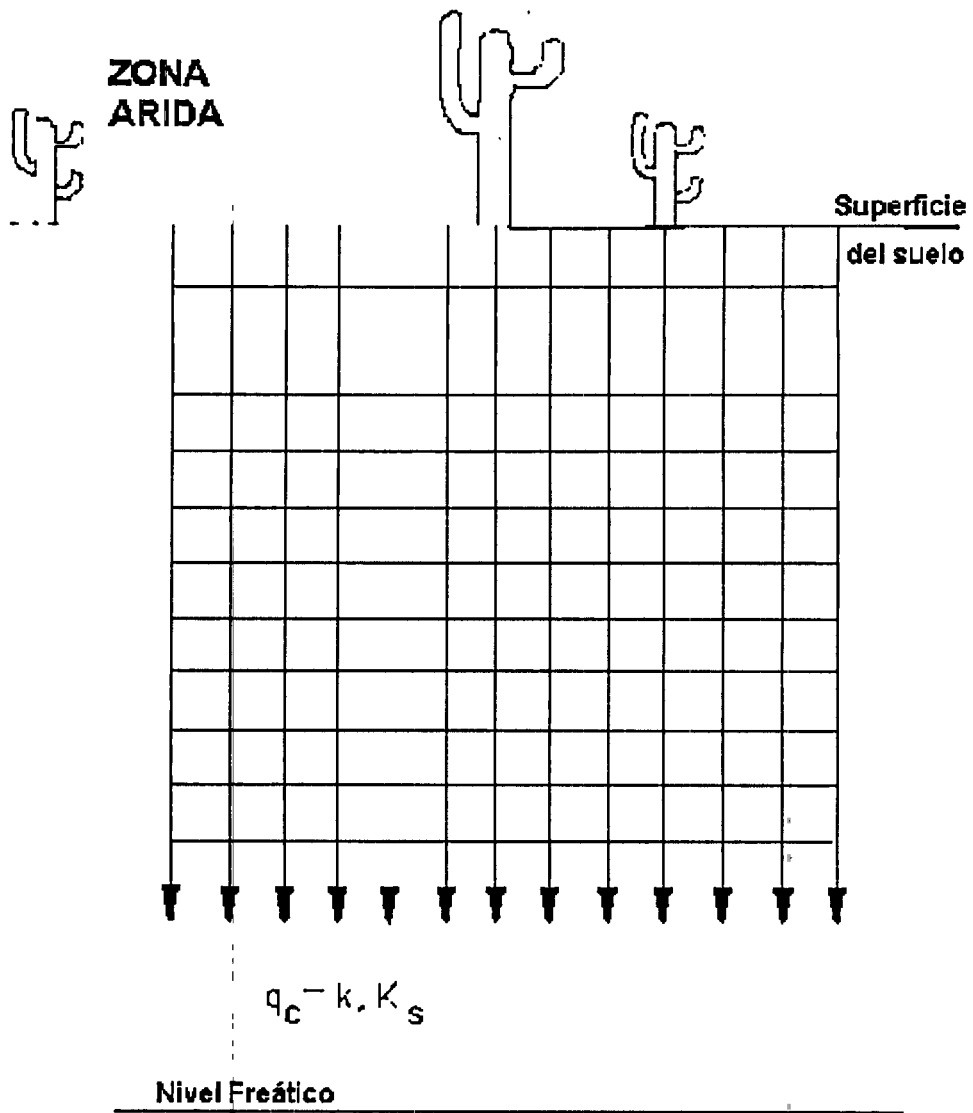


Figura 6.10. Uso de una condición de frontera de gradiente de carga de presión para simular una porción de la zona no saturada. (Ref 6)

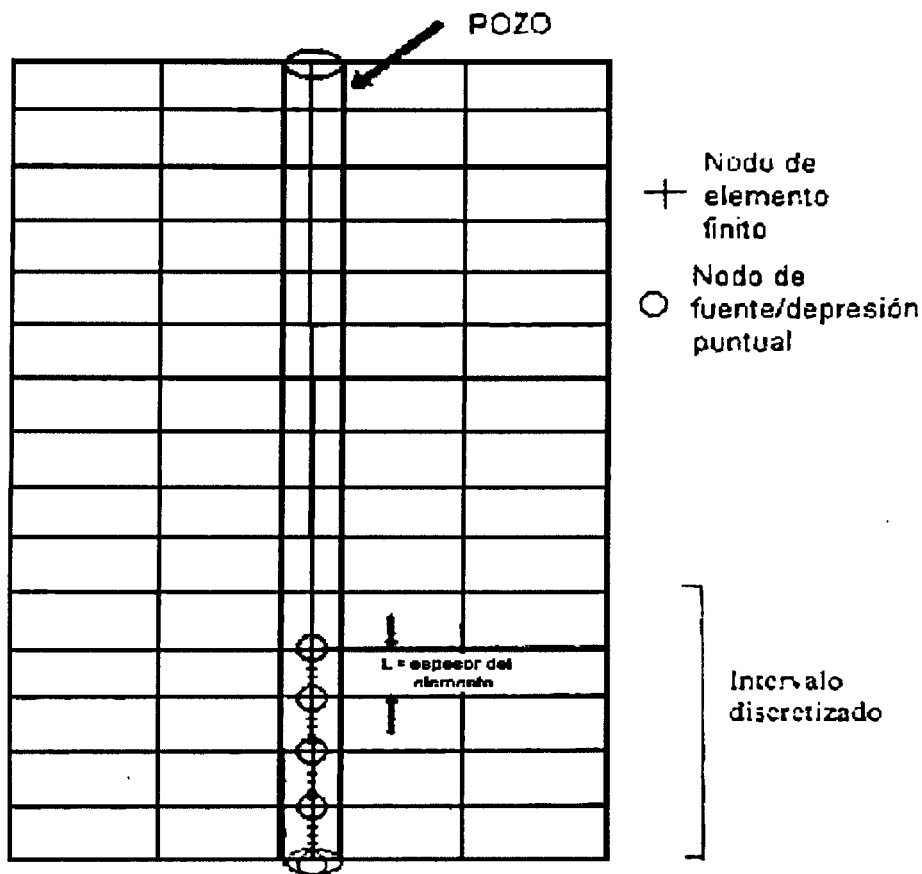


Figura 6.11 Se utiliza una serie de nodos para representar un intervalo del pozo discretizado. (Ref 6)

La simulación del estado transitorio define entonces la carga de presión para todos los puntos en el sistema desde las condiciones iniciales, donde se inició con simulación transitoria. Aunque el sistema actual nunca es realmente un estado estacionario, utilizando condiciones de frontera promediadas (por ejemplo la lluvia, etc.) se genera un punto de inicio razonable. Si la simulación de estado estacionario falla en la convergencia o si los resultados son un campo de datos pobre, entonces las condiciones de frontera y/o los parámetros de flujo deben ajustarse para mejorar las condiciones iniciales. El estado estacionario o condición de equilibrio se genera removiendo el término temporal de la ecuación 6.1. El sistema se define entonces como el equilibrio alcanzado bajo condiciones promedio.

Además, al ser usado en condiciones iniciales para una simulación transitoria, la opción de flujo de estado estacionario puede utilizarse en conjunto con una simulación de transporte transitorio. Una vez que el sistema de flujo alcanza generalmente el equilibrio bajo esfuerzos no cambiantes más rápidos que un problema de transporte de soluciones asociadas, utilizando un campo de flujo de estado estacionario y condiciones promedio para definir la porción advectiva del transporte del soluto que proporcionará una buena aproximación del cambio de distribución del soluto en el tiempo. Se puede considerar el ahorro de esfuerzos del equipo de computo dada la incertidumbre de los parámetros del sistema y se puede alcanzar una aproximación aceptable.

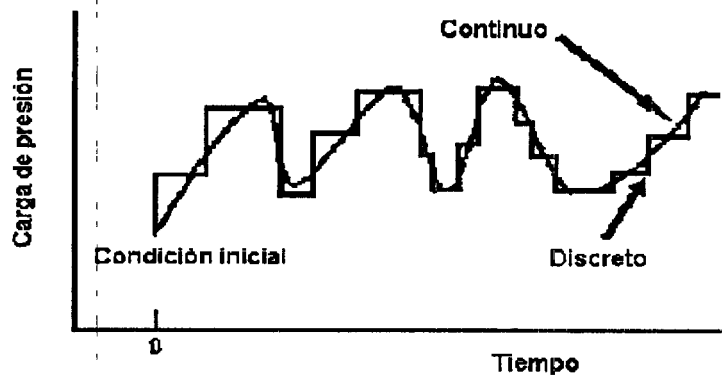


Figura 6.12. Carga de Presión vs Tiempo en un punto nodal del sistema discretizado de elementos finitos. (Ref 6)

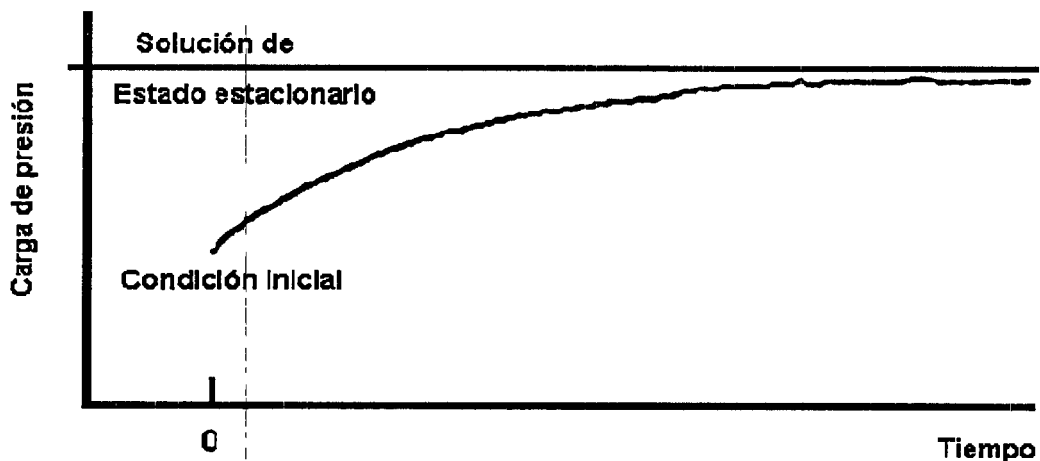


Figura 6.13. Carga de Presión vs Tiempo en un punto nodal donde la solución del estado estacionario está siendo aproximada. (Ref 6)

### 6.2.3 Aproximación numérica.

El modelo fue desarrollado para resolver la ecuación de flujo variablemente saturado descrita en la sección 6.0. En el modelo, la ecuación 6.1 de Richard es aproximada utilizando la técnica de elemento finito de Galerkin. El término del tiempo integrado en la ecuación 6.1, se aproxima utilizando diferencias en el tiempo hacia atrás o centrales (Crank-Nicholson). La no linealidad del sistema se trata utilizando iteraciones de Picard y el juego de ecuaciones lineales que se resuelven utilizando el método iterativo de bloque.

#### 6.2.3.1 Formulación de Galerkin.

En el programa, la ecuación de Richard se aproxima utilizando el método de elemento finito de Galerkin (Pinder y Gray) donde la variable dependiente, la carga de presión, es aproximada por una función de prueba, de la forma:

$$h = N_j(x_i, t) h_j(t) \quad j = 1, 2, \dots, n \quad (6.14)$$

Donde  $N_j(x_i, t)$  es función de forma tridimensional y  $h_j(t)$  son valores nodales de carga de presión en un tiempo  $t$  para el nodo  $n$  en el cual está

comprendida la rejilla de elementos finitos de la Figura 6.14.

Sustituyendo la función de prueba en la ecuación 6.1 y aplicando el criterio de Galerkin, un juego de ecuaciones de mínimo peso residual, se generan de la forma:

$$\int_{R_s} W_i \left[ F(h) \frac{\partial h}{\partial t} - \nabla \cdot [k_r, k_s \cdot (\nabla h + \nabla z)] \right] - q \, dR = 0 \quad (6.15)$$

Donde  $W_i$  es la función de peso y  $R_s$  es el volumen simulado.

Para el método de Galerkin, las funciones de peso son lo mismo que las funciones de forma. Sustituyen  $W_i = N_i$  y la ecuación 6.1 en la ecuación 6.15, resulta en:

$$\int_{R_s} \left[ F(h) \frac{\delta(N_j h_j)}{\delta} - \nabla [k_r k_s \cdot (h_j \nabla N_j + \nabla z)] - q \right] dR = 0 \quad (6.16)$$

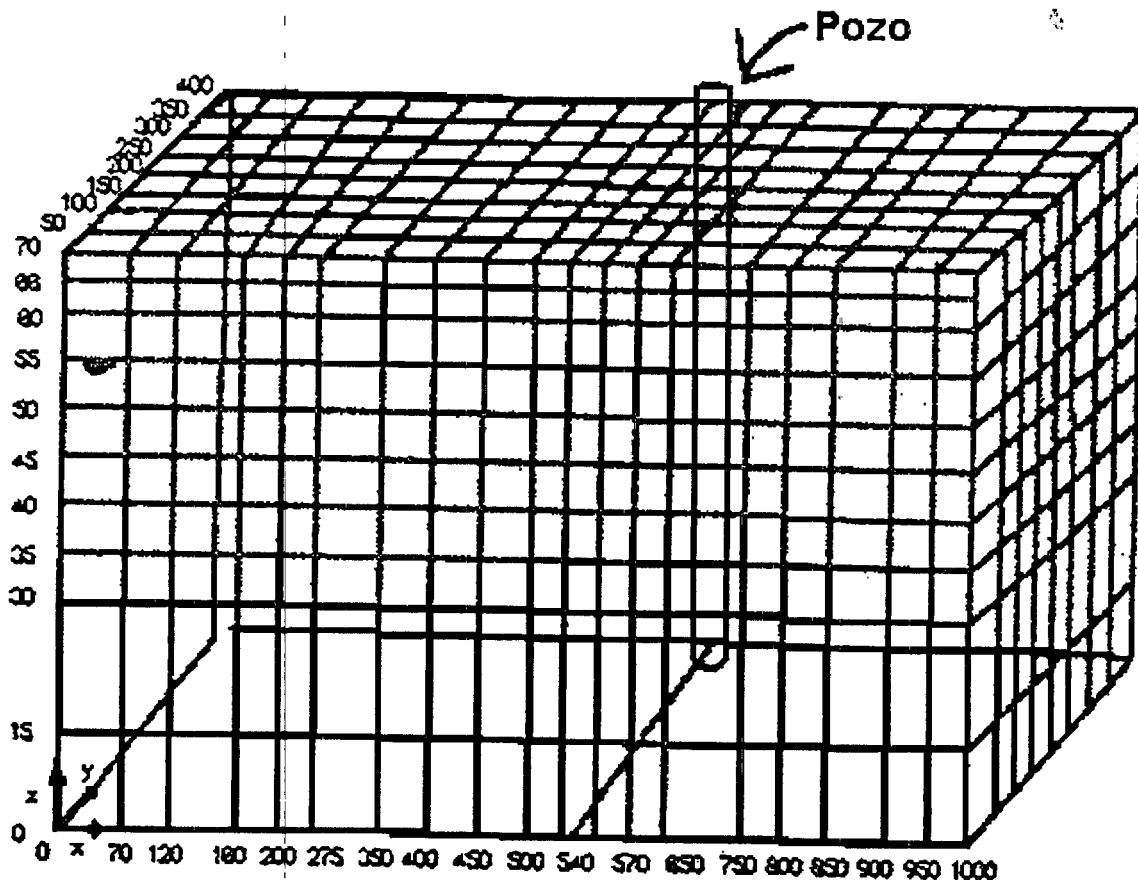


Figura 6.14 Sistema discretizado de elementos finitos para la extracción de un pozo simple en un medio poroso variablemente saturado. (Ref 6)

$$i=1,2,3,\dots,n$$

$$j=1,2,3,\dots,n$$

Donde  $n$  es el número de nodos. La integración por partes puede utilizarse para simplificar la ecuación 6.15 de la derivada de segundo orden, dejando un juego de ecuaciones de la forma:

$$\int_{R_s} F(h) N_i \frac{\partial N_j h_i}{\partial t} dR + \int_{R_s} k_r k_s \nabla N_i \bullet (h_j \nabla N_j + \nabla z) dR$$

$$(6.17)$$

$$- \int_{B_s} N_i n \bullet k_r k_s \bullet (h_j \nabla N_j + \nabla z) dB - \int_{R_s} N_i q dR = 0$$

Donde  $B_s$  es la frontera de la región. Las integrales dadas en la ecuación 6.16, se toman de toda la región modelada, y puede ser remplazada por la suma de las integrales tomadas de los elementos individuales que constituyen el sistema discretizado de elementos finitos.

Esta aproximación de elementos finitos genera un juego de ecuaciones nodales de la forma:

$$A_{ij} \frac{dh_j}{dt} + B_{ij} h_j = C \quad i = 1, 2, \dots, n \quad j = 1, 2, \dots, n \quad (6.18)$$

Donde

$$A_{ij} = \sum_{k=1}^m \int_{R_e} F(h) N_i' N_j^e dR \quad (6.19)$$

$$B_{ij} = \sum_{k=1}^m \int_{R_e} \nabla N_i^e \bullet k_r k_s \bullet \nabla N_j^e dR \quad (6.20)$$

Y

$$C_j = \sum_{k=1}^m \left[ -k_r k_s \bullet \nabla N_i^e \bullet \nabla z dR + \int_{R_e} N_i^e q dR + \int_{B_s} N_i^e n \bullet k_r k_s \bullet (h_j \nabla N_j^e + \nabla z) dB \right] \quad (6.21)$$

Donde  $m$  es el número de elementos en los que fue discretizado el sistema y de denota las funciones elementales.

### 6.3 Técnicas de solución.

Para resolver la serie de ecuaciones diferenciales ordinarias lineales presentadas en la ecuación 6.18, 6.19, 6.20 y 6.21, el diferencial del tiempo se reemplaza por una formulación de diferencias finitas resultando una ecuación de trabajo para el programa, de la forma:

$$\frac{A_{ij}}{\Delta t_k} (h_j^{k+1} - h_j^k) + w B_{ij}^{k+1} + (1-w) B_{ij}^{k+1} h_j^k = C_i^{k+w} \quad (6.22)$$

Donde  $k+w$  representa el nivel del tiempo actual,  $k$  es el nivel de tiempo previo,  $\Delta t$  es el intervalo de tiempo actual y  $w$  es la función de peso de tiempo (1.0 = hacia atrás en el tiempo; 0.5 = Crank – Nicholson o centrado en el tiempo).

Para cada intervalo de tiempo, el método de solución envuelve un esquema iterativo hacia fuera y hacia adentro, ver la Figura 6.15, donde las iteraciones de afuera controlan la convergencia de los términos no lineales en las ecuaciones. Para cada iteración no lineal, el juego linealizado de ecuaciones se resuelve utilizando la conductividad hidráulica relativa y el coeficiente de almacenamiento obtenido usando los valores de carga de presión generados durante la iteración no lineal previa (de afuera). La conductividad relativa y el coeficiente de almacenamiento para la primera iteración en un intervalo de tiempo se basan en los valores de las cargas de presión del intervalo de tiempo anterior; o para el primer intervalo de tiempo, de las condiciones iniciales.

Debido a la naturaleza fuertemente no lineal de las curvas de humedad del suelo, el esquema de iteraciones externas puede volverse inestable. Para ayudar a solucionar este problema algunas veces se amortiguan los cambios iterativos en la carga de presión. Un método que amortigue los cambios iterativos que se efectúan a través de un factor de sub-relajación. La implementación de un factor de sub-relajación para las iteraciones externas en el programa es como sigue:

$$h_1^{r+1} = (1-u)h_1^r + u h_1^{r+1} \quad (6.23)$$



Donde  $u$  es el factor de sub-relajación externo y  $r$  es el número de iteraciones. Si es necesario amortiguar, se debe utilizar valores menores que 1. La aceleración o sobre-relajación ( $1.0 < u < 2.0$ ) generalmente no se recomienda para iteraciones no lineales porque la solución puede llegar a hacerse inestable.

Para simulaciones transitorias, la reducción del tamaño del intervalo de tiempo puede ayudar a incrementar la estabilidad del esquema de solución. Nótese que algunas veces los problemas de estado estacionario dificultan la solución. En este caso, algunas veces es válido tratar una aproximación de la solución transitoria, utilizando intervalos de tiempo expandidos para aproximarse a la solución en estado estacionario.

Para cada iteración no lineal, un juego de ecuaciones simultáneas lineales se resuelven utilizando un esquema iterativo de block. El usuario define un juego de subregiones (o bloques) previa prescripción de los nodos contenidos en cada subregión (Figura 6.15). El programa entonces genera una serie de arreglos de conductividad indicando:

1. Los nodos contenidos en cada subregión.
2. Para cada sub-region, todos los otros nodos encontrados en los elementos que pertenecen a ese nodo, y
3. Cuáles de esos nodos adyacentes están localizados en la misma subregión.

Las ecuaciones nodales para cada subregión definidas en la ecuación 6.18, (las contribuciones de nodos adyacentes caen fuera de la subregión) se resuelven al multiplicar los términos de la matriz por las cargas de presión nodales apropiadas. Estas cargas de presión se generan durante la última solución directa para la subregión que contiene los nodos adyacentes.

Las subregiones se definen como planos nodales, Figura 6.16, permitiendo al usuario trabajar con un semi-ancho de banda mínimo cuando se demanda la solución directa. El semiancho de banda se define como uno más la diferencia más grande entre el número del nodo asociado con la ecuación nodal y los otros nodos encontrados en los elementos de los cuales el nodo es parte y está también en el mismo bloque con el nodo. Como una regla general, las subregiones

comprendidas en franjas nodales verticales o subverticales proporcionan los semianchos de banda más pequeños y cumplirán bien en el método iterativo de bloque, aunque esto puede no siempre ser el caso. Para algunos problemas, la partición horizontal puede ser ventajosa. La lógica iterativa de bloque contiene un factor de relajación el cual puede utilizarse para sobre relajar la solución y ayudar a acelerar la razón de convergencia. Implementando el esquema interno de sobre relajación, queda como sigue:

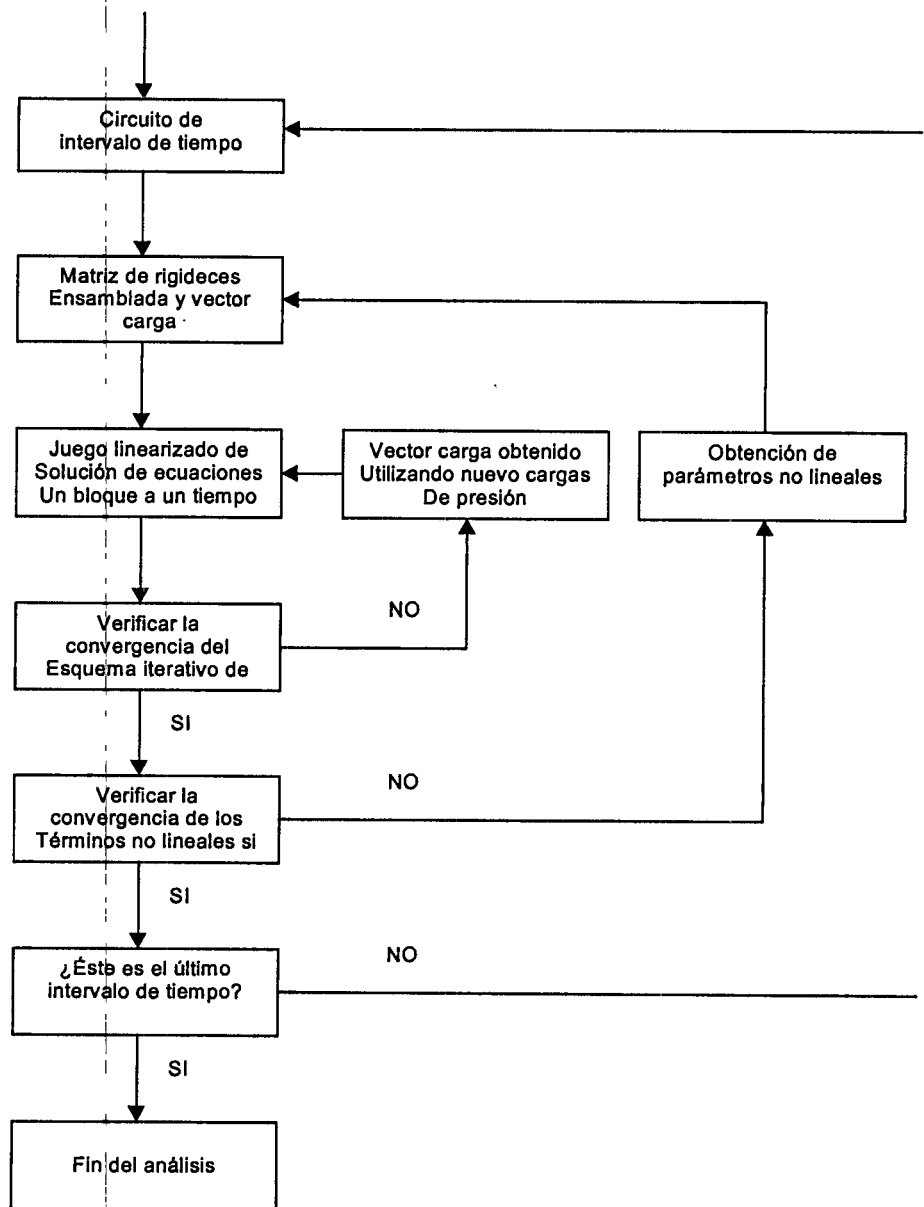


Figura 6.15 Esquema de solución para un análisis de flujo no saturado. (Ref 6)

$$h^{s+1} = (1 - \omega)h_i^s + \omega h_i^{s+1} \quad (6.24)$$

Donde se denota el número de iteración interna y  $\omega$  es el factor de sobre relajación. El valor óptimo del factor de sobre relajación usualmente cae entre 1.5 y 1.9. Un buen punto de inicio es 1.72.

#### 6.4 Resultados obtenidos del modelo numérico.

Se menciona que los datos para entrar al programa son presentados en el Anexo E.

El modelo de pantalla vertical fue discretizado en 17 columnas (lado mayor) y a su vez se discretizó en 10 renglones, en el sentido transversal se analizó todo el ancho del modelo. Con esta discretización se subdividió el modelo en 396 nodos dando un total de 161 elementos, la figura que muestra esta discretización se muestra en la Figura 6.18.

Al realizar la corrida del modelo numérico se realizaron 40 lecturas las cuales aparecen a continuación en la Tabla 6.3. En esta tabla se presentan los resultados determinados en los puertos del 1 al 6.

Tabla 6.3. Resultados de la carga de presión determinados con el programa 3DFEMWATER.

Lectura	Tiempo	Succión	Succión	Succión	Succión	Succión	Succión
	Días	Mpa	Mpa	Mpa	Mpa	Mpa	Mpa
		P-1	P-2	P-3	P-4	P-5	P-6
		1	2	3	4	5	6
L-1	0.0160	4.64	4.80	4.81	4.81	4.81	4.81
L-2	0.0360	4.52	4.79	4.81	4.81	4.81	4.81
L-3	0.0610	4.57	4.80	4.81	4.81	4.81	4.81
L-4	0.0923	4.83	4.81	4.81	4.81	4.81	4.81
L-5	0.1313	5.20	4.83	4.81	4.81	4.81	4.81
L-6	0.1801	5.48	4.84	4.81	4.81	4.81	4.81
L-7	0.2412	5.45	4.83	4.81	4.81	4.81	4.81
L-8	0.3175	4.88	4.79	4.81	4.81	4.81	4.81
L-9	0.4128	3.68	4.74	4.80	4.81	4.81	4.81
L-10	0.5321	2.14	4.74	4.81	4.81	4.81	4.81
L-11	0.6811	1.03	4.90	4.81	4.81	4.81	4.81
L-12	0.8673	0.54	5.08	4.81	4.81	4.81	4.81

L-13	1.1002	3.67	4.24	4.79	4.81	4.81	4.81
L-14	1.3912	0.26	2.18	4.82	4.81	4.81	4.81
L-15	1.7550	0.20	0.84	4.84	4.81	4.81	4.81
L-16	2.1550	0.16	0.42	3.60	4.81	4.81	4.81
L-17	2.5550	0.13	0.27	1.66	4.81	4.81	4.81
L-18	2.9550	0.12	0.20	0.72	4.81	4.81	4.81
L-19	3.3550	0.13	0.16	0.40	4.81	4.81	4.81
L-20	3.7550	0.10	0.14	0.27	4.81	4.81	4.81
L-21	4.1550	0.09	0.12	0.21	4.81	4.81	4.81
L-22	4.5550	0.08	0.11	0.17	4.81	4.81	4.81
L-23	4.9550	0.08	0.10	0.14	4.81	4.81	4.81
L-24	5.3550	0.07	0.09	0.12	4.81	4.81	4.81
L-25	5.7550	0.07	0.08	0.10	4.81	4.81	4.81
L-26	6.1550	0.06	0.07	0.09	4.81	4.81	4.81
L-27	6.5550	0.06	0.06	0.07	4.81	4.81	4.81
L-28	6.9550	0.05	0.06	0.06	4.81	4.81	4.81
L-29	7.3550	0.05	0.05	0.05	4.79	4.81	4.81
L-30	7.7550	0.04	0.04	0.05	4.69	4.81	4.81
L-31	8.1550	0.04	0.04	0.04	3.93	4.79	4.81
L-32	8.5550	0.04	0.04	0.04	2.18	4.72	4.81
L-33	8.9550	0.03	0.04	0.04	1.03	4.25	4.76
L-34	9.3550	0.03	0.03	0.05	0.58	1.14	4.79
L-35	9.7550	0.03	0.03	0.03	0.39	1.41	4.69
L-36	10.1550	0.03	0.03	0.03	0.29	0.79	4.04
L-37	10.5550	0.03	0.03	0.03	0.24	0.52	2.65
L-38	10.9550	0.03	0.03	0.03	0.20	0.38	1.49
L-39	11.3550	0.03	0.03	0.03	0.17	0.30	0.89
L-40	11.7550	0.03	0.03	0.03	0.15	0.25	0.59

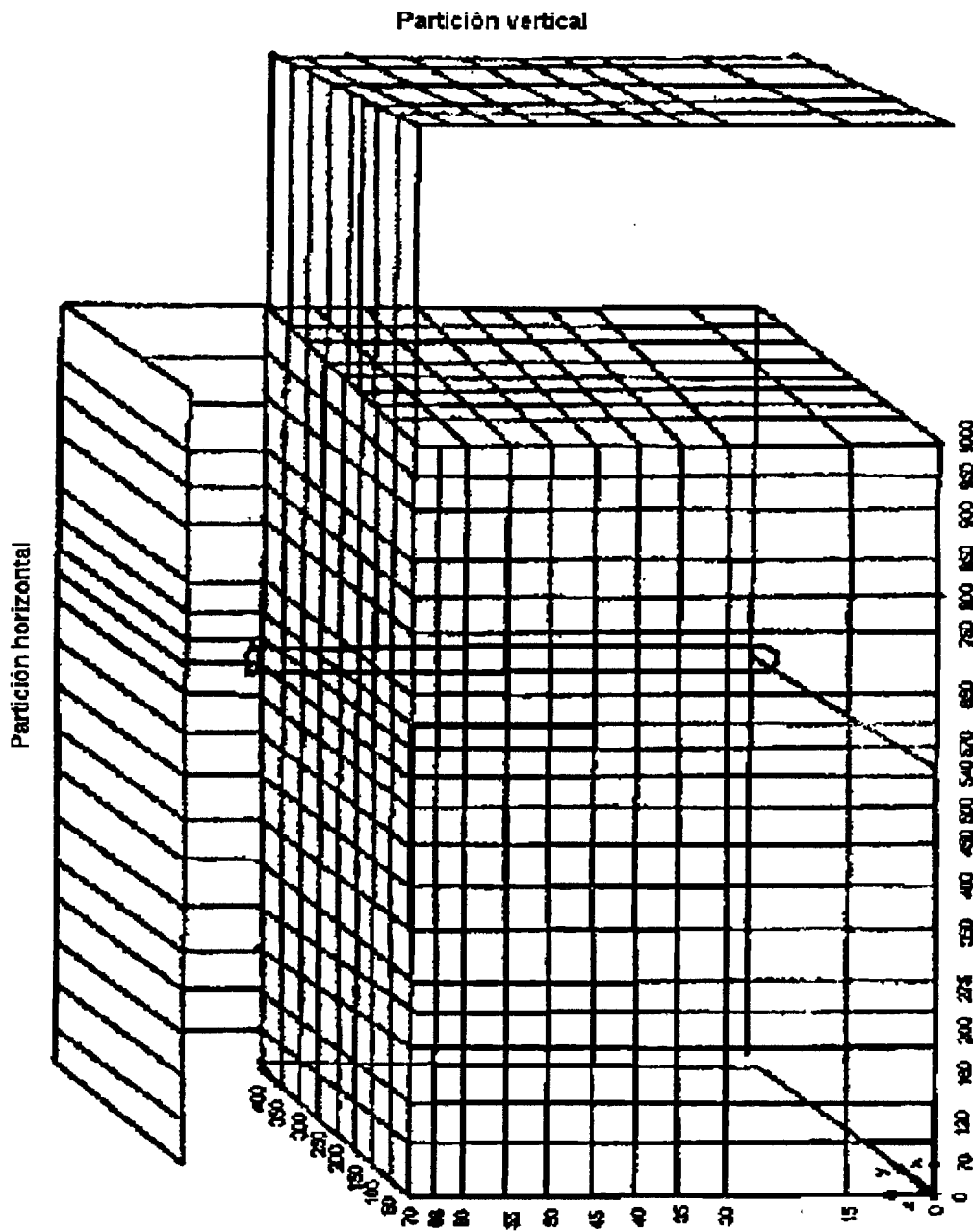
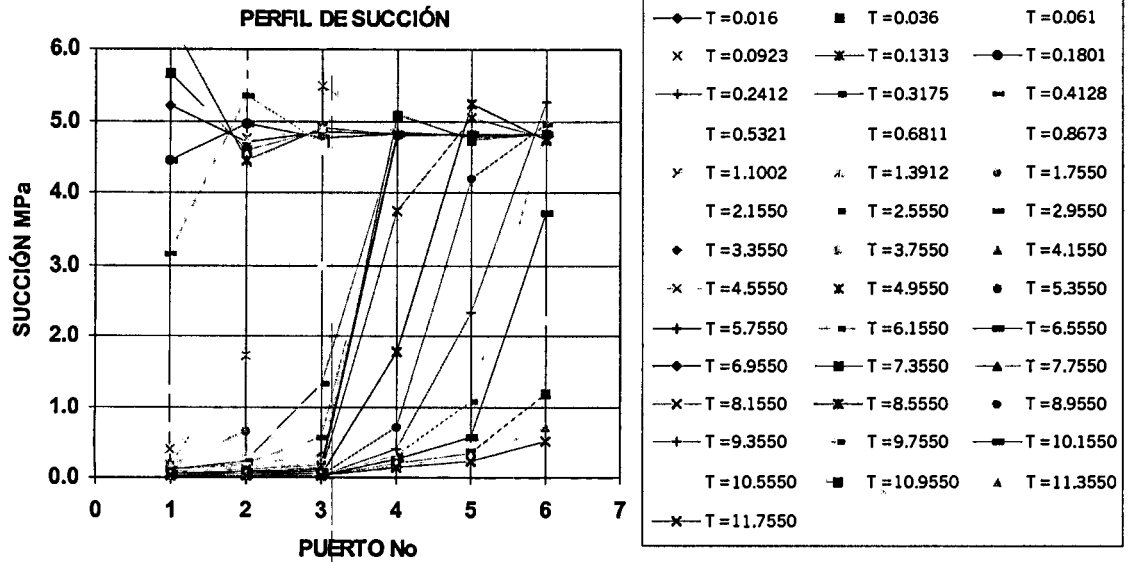
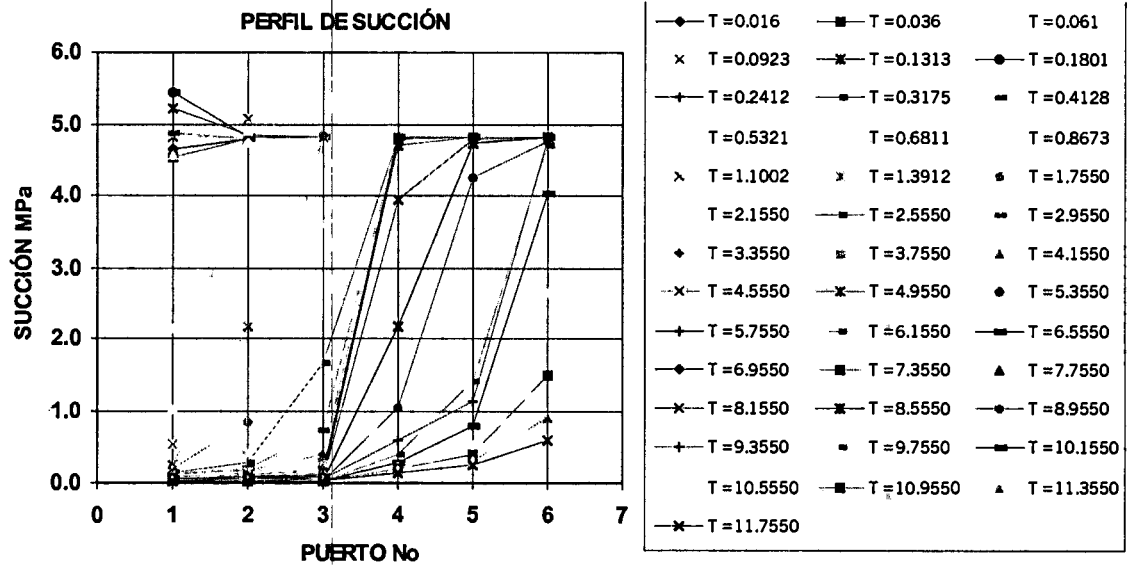


Figura 6.16 Uso de particiones nodales horizontales o verticales en el método iterativo de bloque. (Ref 6)

La Figura 6.17b presenta una serie de perfiles determinados a partir de los datos que aparecen en la Tabla 6.3.



(a)



(b)

Figura 6.17. Se presenta una serie de perfiles de Succión vs No de Puerto determinados mediante el programa 3DFEMWATER. a) Con un mallado grueso. b) Con un mallado fino.

## 6.5 Discretización del modelo con pantalla vertical.

A continuación se presenta la forma en la cual fue discretizado el modelo con pantalla vertical para ser analizado mediante el programa numérico 3DFEMWATER.

Se puede observar que los nodos del modelo se tomaron a partir de la parte inferior izquierda, hacia la parte superior del mismo y una vez que se analizan en ese sentido se procedió a analizar los inmediatos siguientes hacia el lado derecho. Se muestra también que el número de los elementos analizados utilizando la misma nomenclatura.

Se realizó la discretización del modelo en primer lugar para la sub-región frontal y en segundo lugar para la sub-región posterior del modelo.

En la discretización del modelo se consideró como unidad de longitud el metro.

A continuación se presentan la distribución isocaracterística de la presión de poro en el Modelo con Pantalla Vertical obtenido mediante el programa 3DFEMWATER en cada uno de los tiempos preestablecidos.

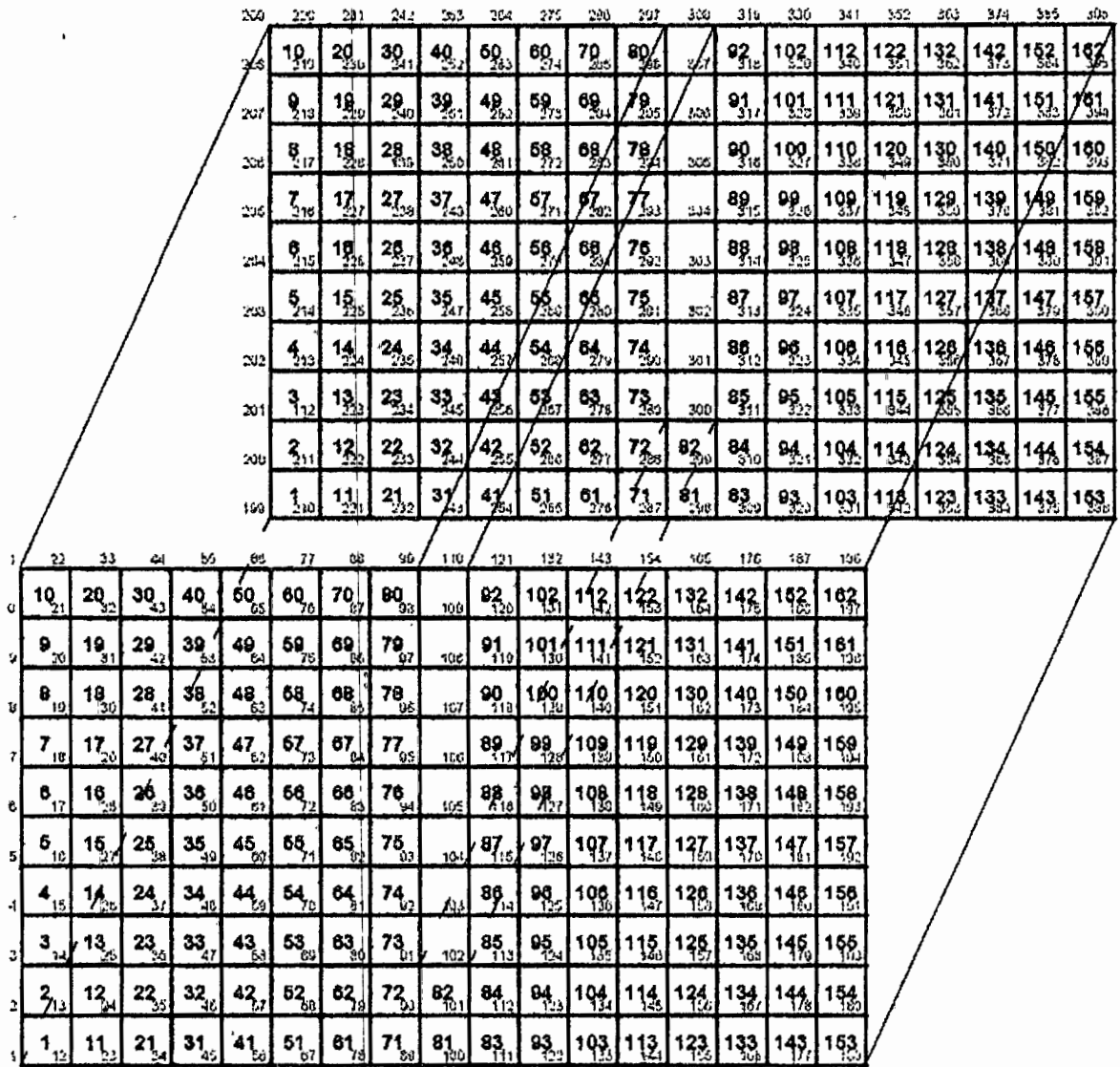
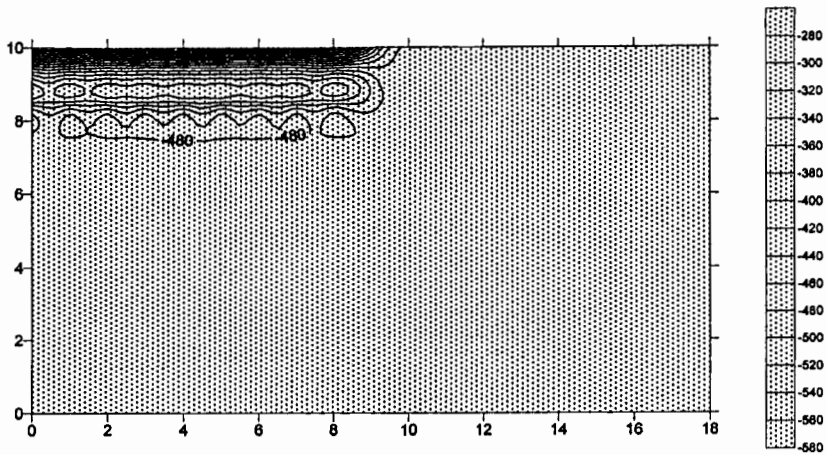
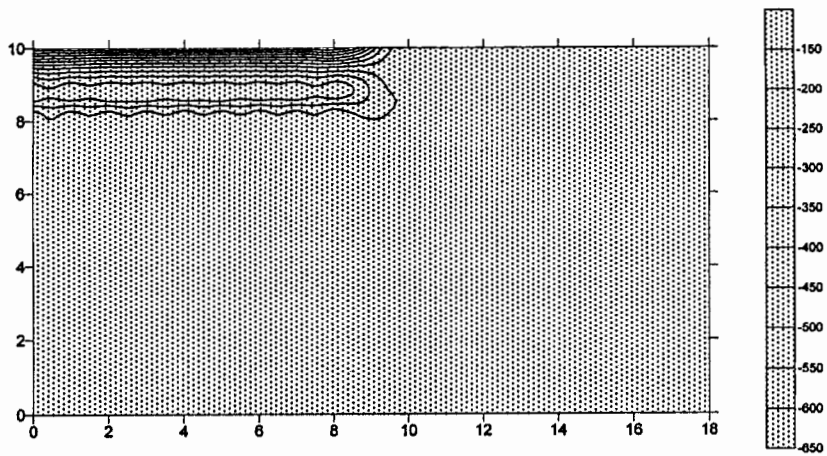


Figura 6.18. Discretización del modelo con Pantalla Vertical.

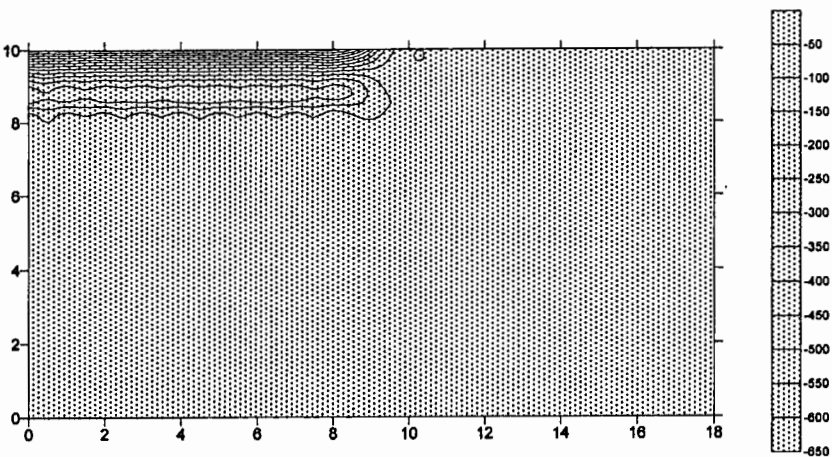




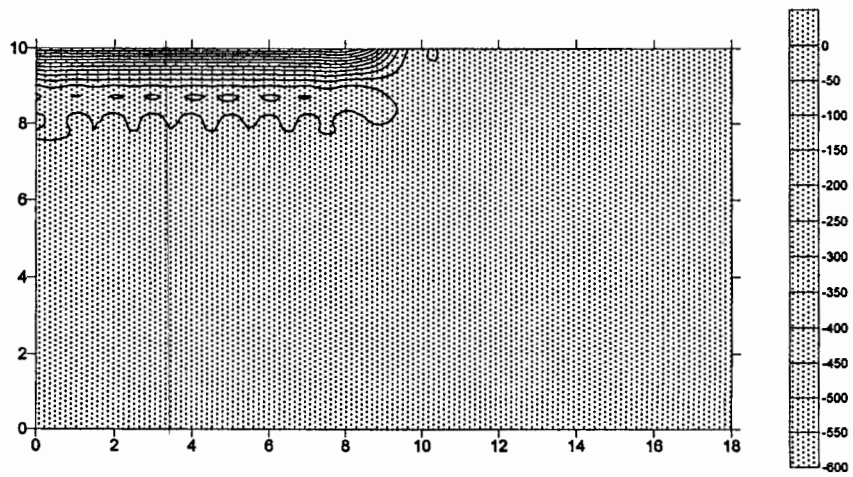
Lectura 1.  $T = 0.016$  Días.



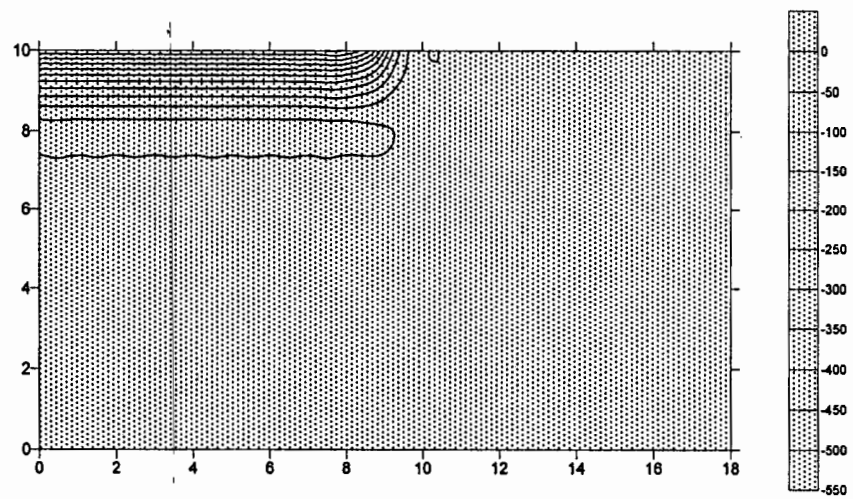
Lectura 2.  $T = 0.036$  Días.



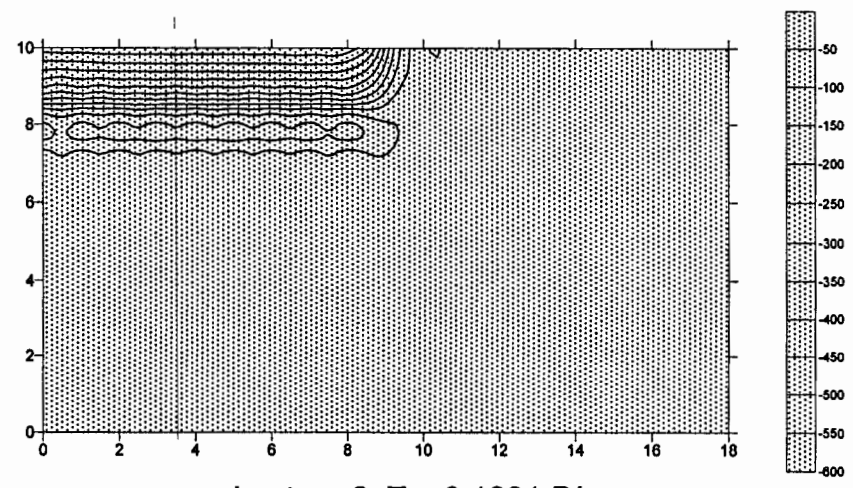
Lectura 3.  $T = 0.061$  Días.



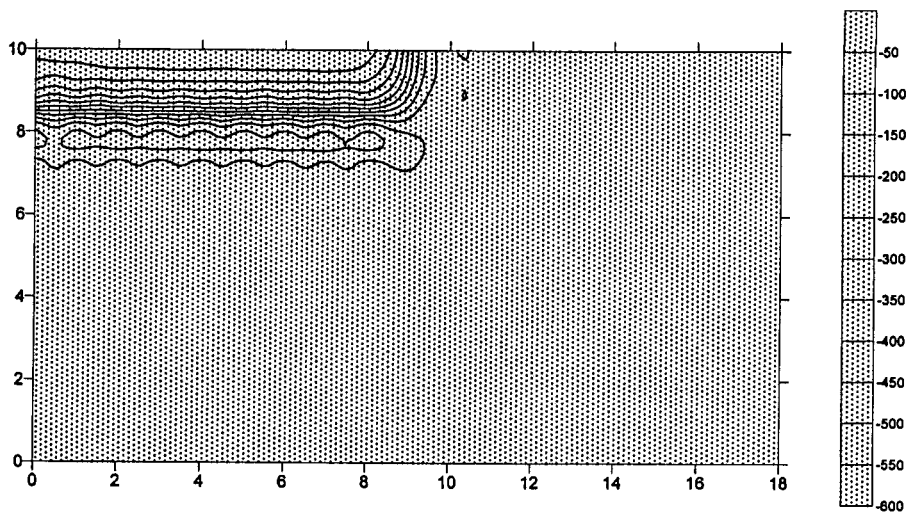
Lectura 4.  $T = 0.0923$  Días.



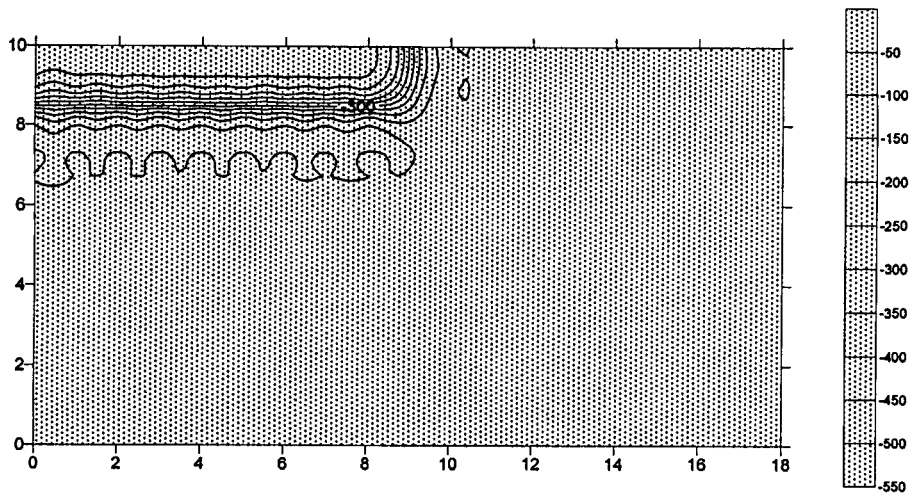
Lectura 5.  $T = 0.1313$  Días.



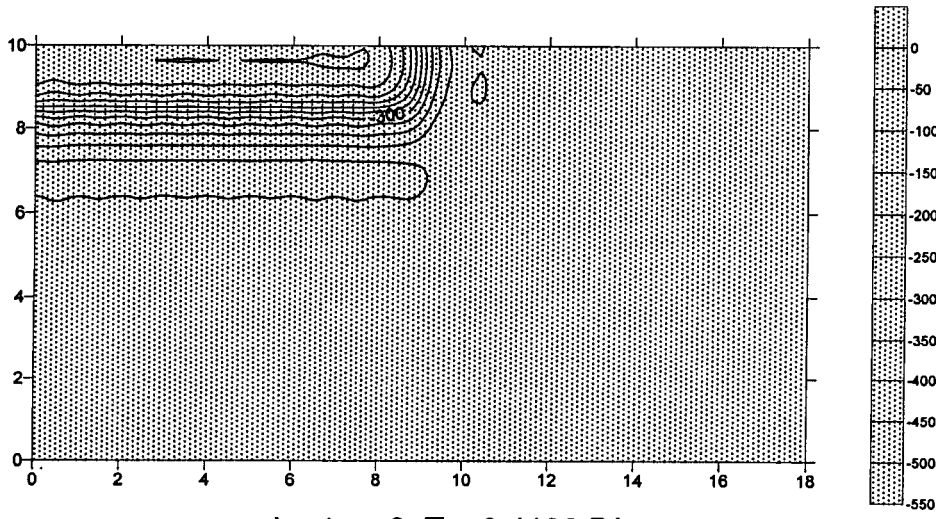
Lectura 6.  $T = 0.1801$  Días.



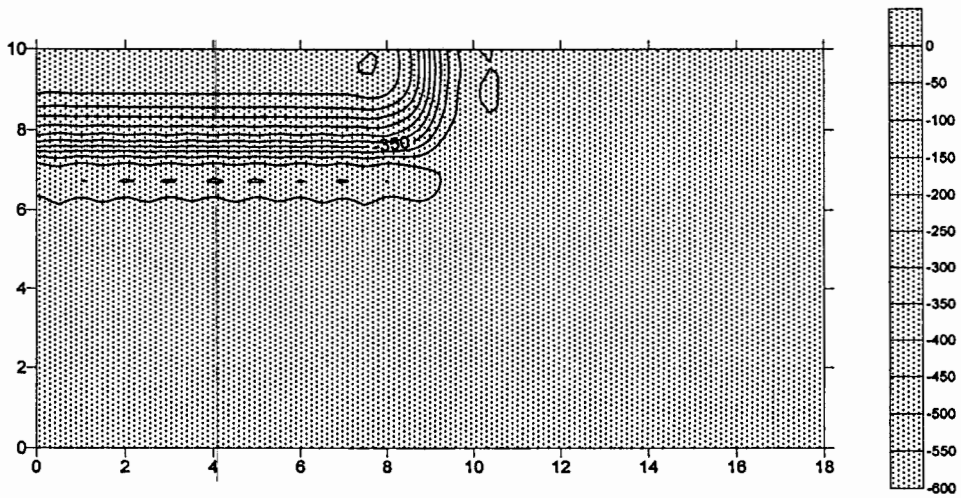
Lectura 7. T = 0.2412 Días.



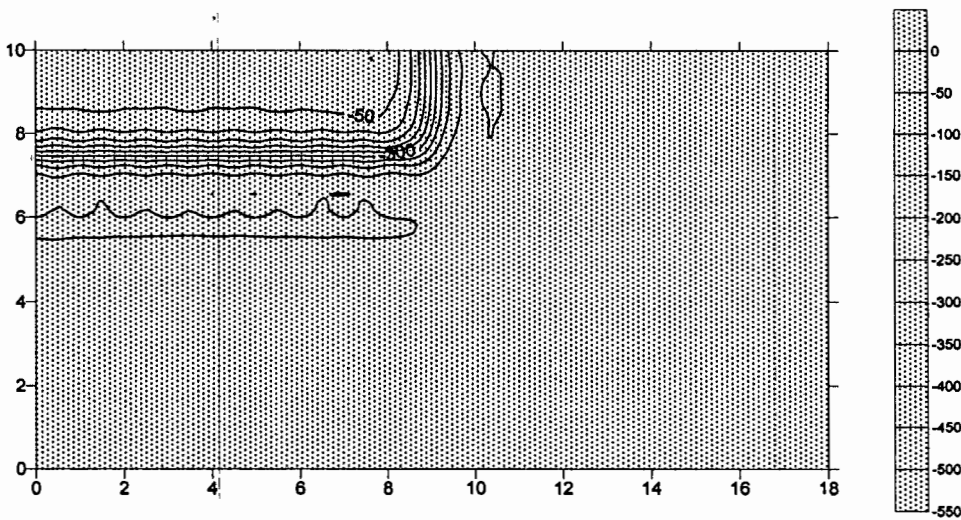
Lectura 8. T = 0.3175 Días.



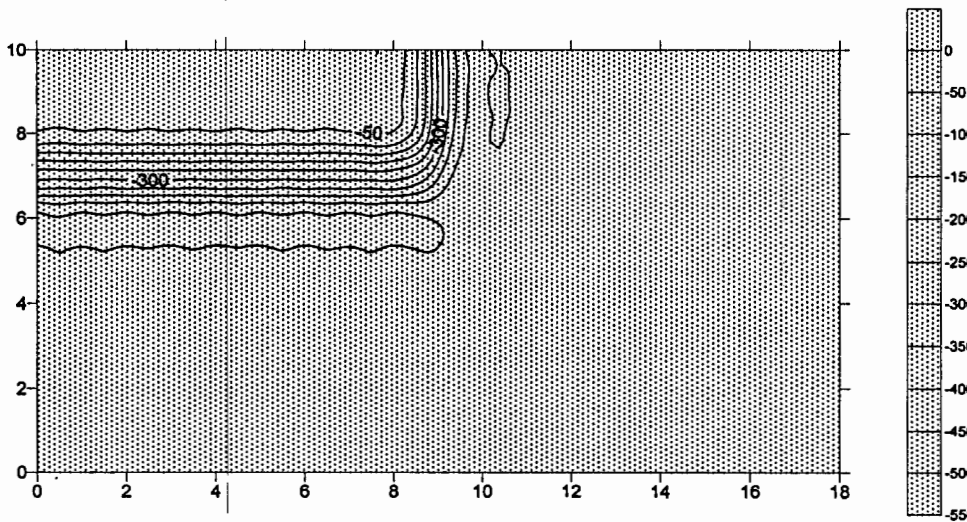
Lectura 9. T = 0.4128 Días.



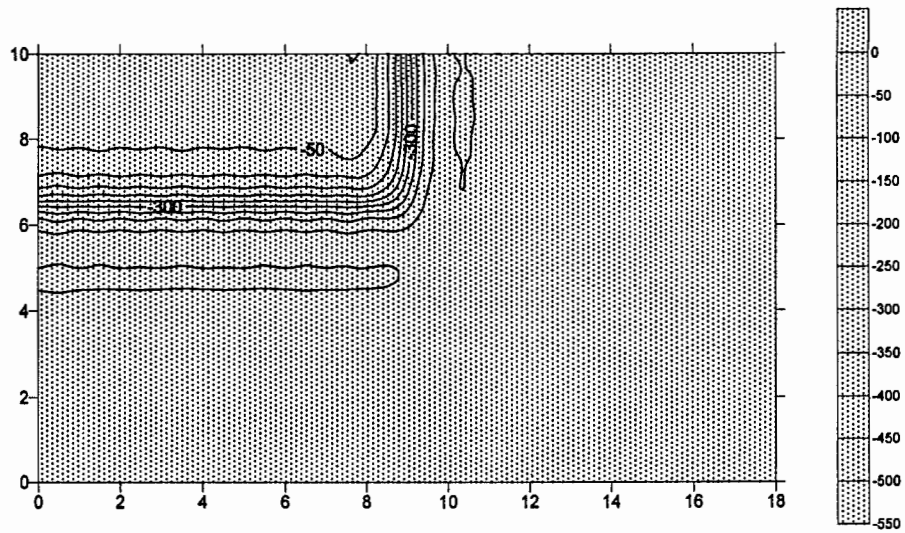
Lectura 10.  $T = 0.5321$  Días.



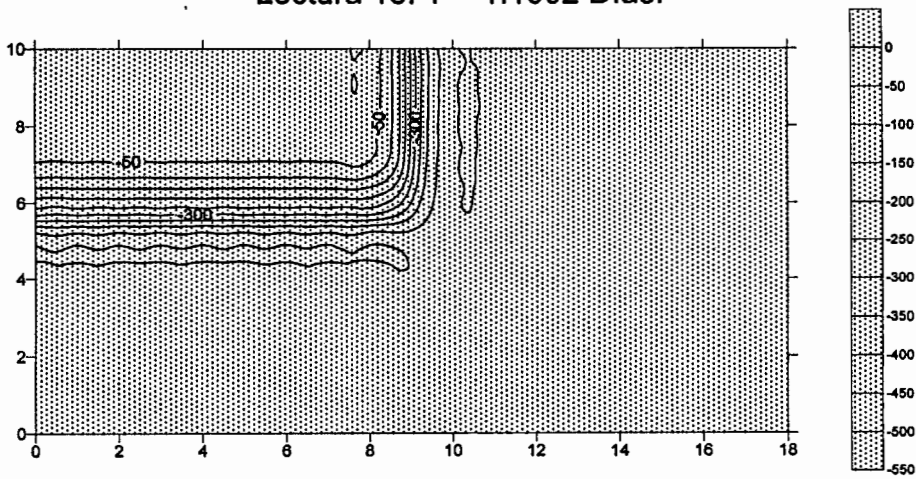
Lectura 11.  $T = 0.6811$  Días



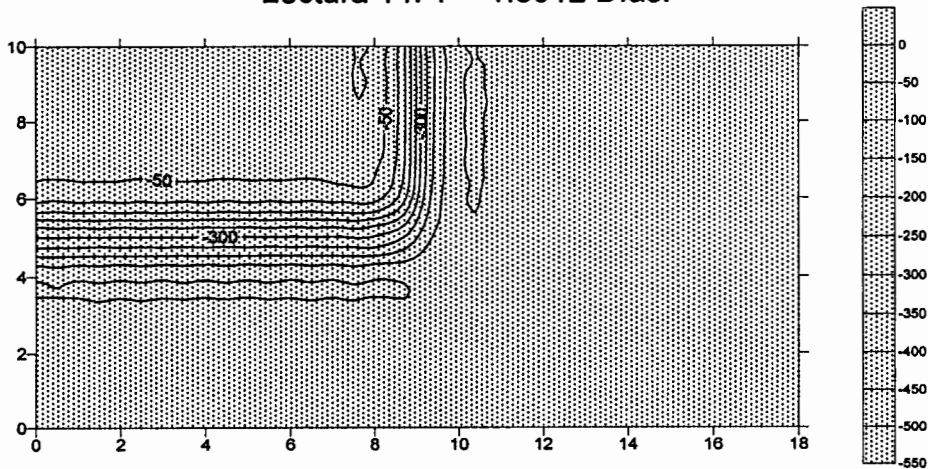
Lectura 12.  $T = 0.8673$  Días.



Lectura 13.  $T = 1.1002$  Días.

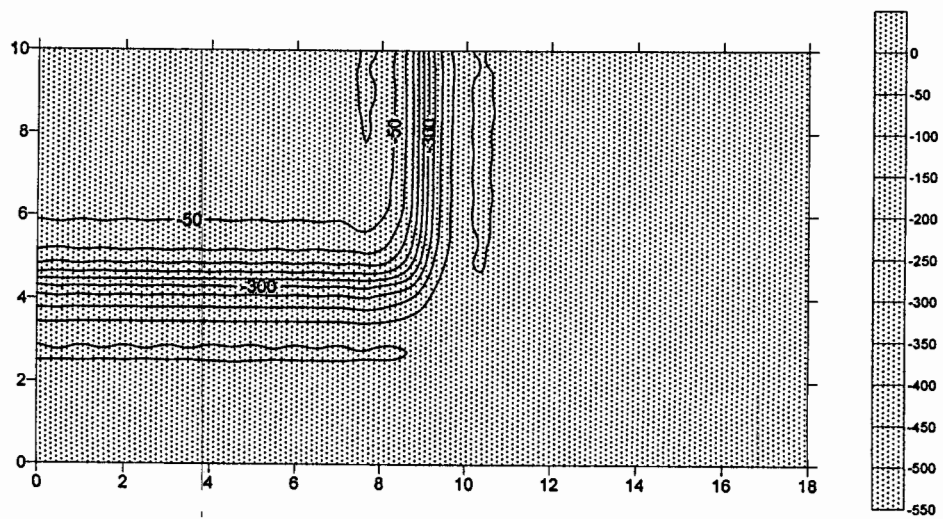


Lectura 14.  $T = 1.3912$  Días.

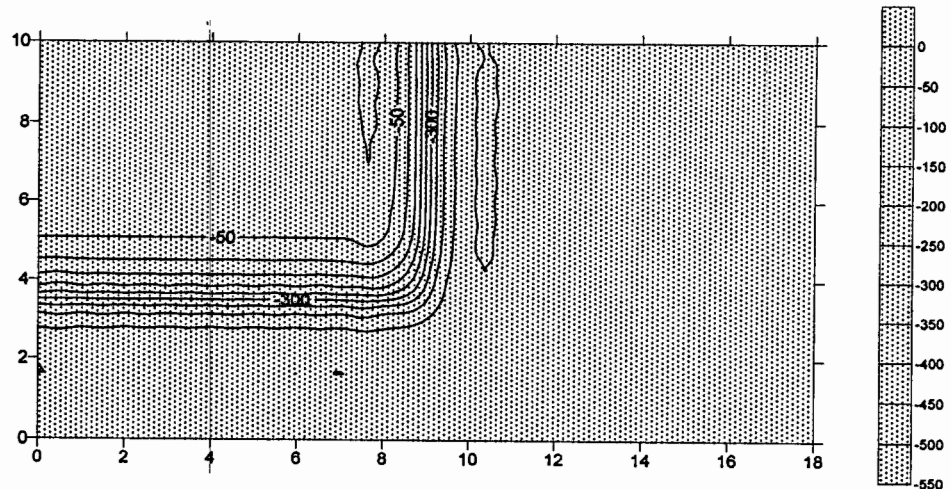


Lectura 15.  $T = 1.7550$  Días.

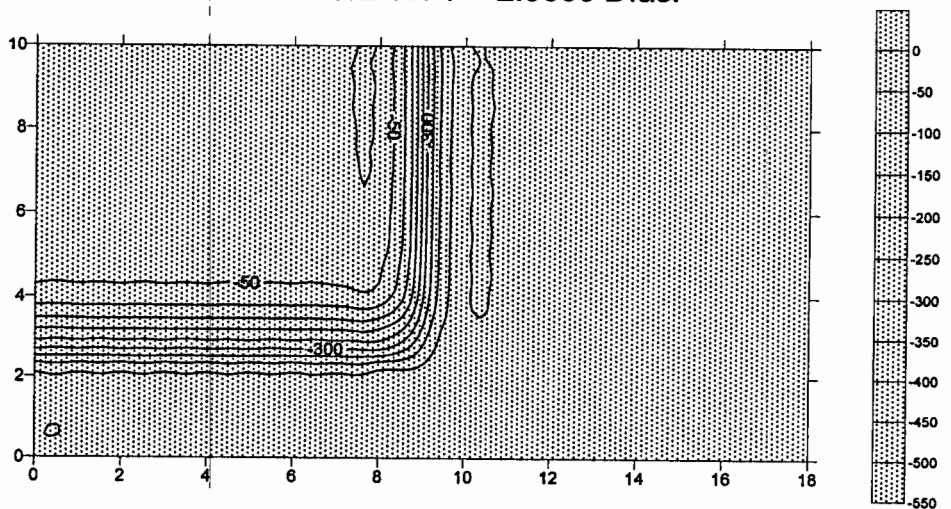




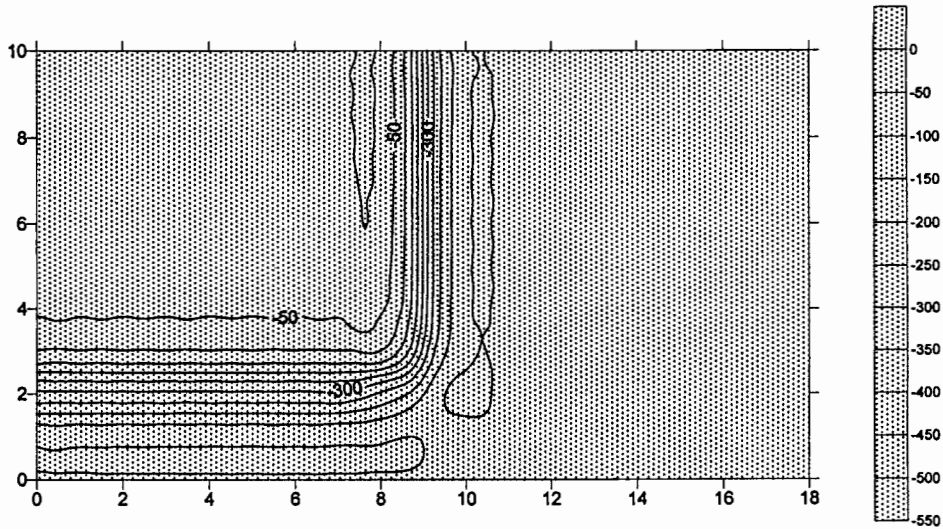
Lectura 16. T = 2.1550 Días.



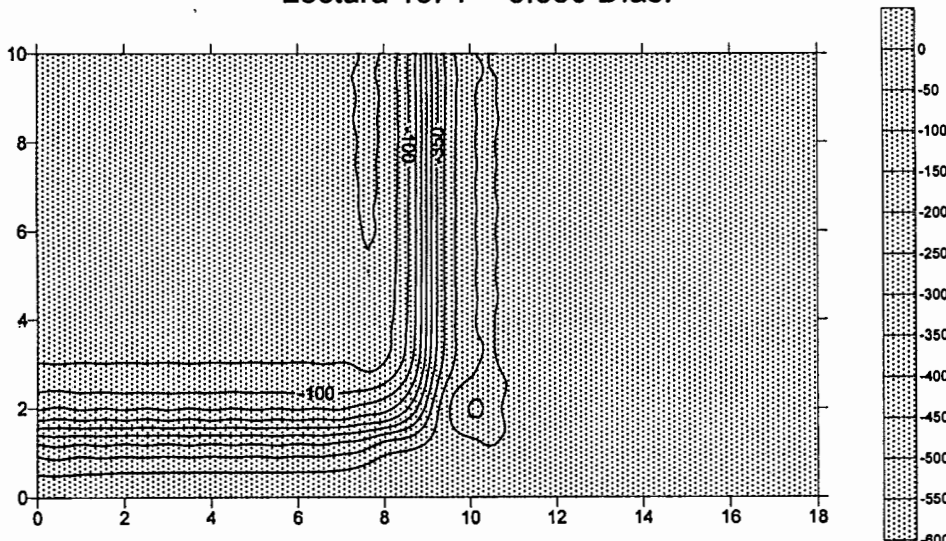
Lectura 17. T = 2.5550 Días.



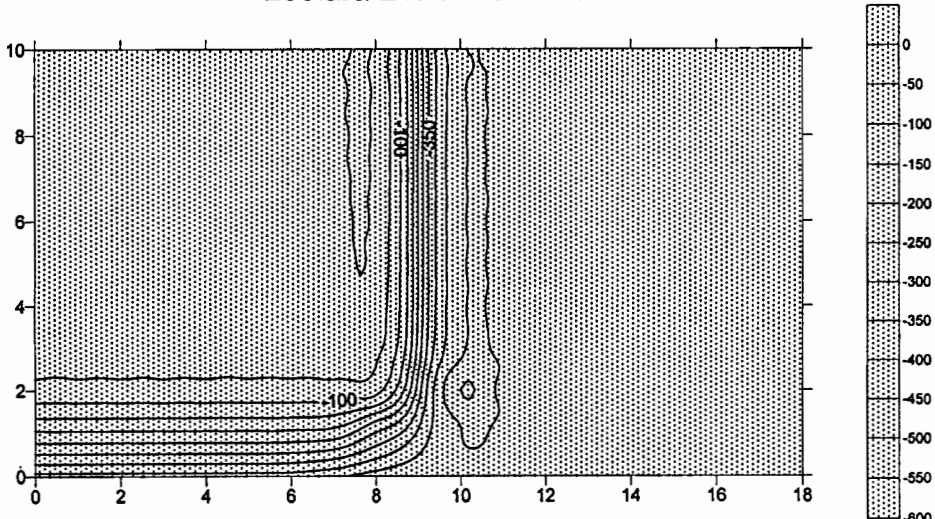
Lectura 18. T = 2.9550 Días.



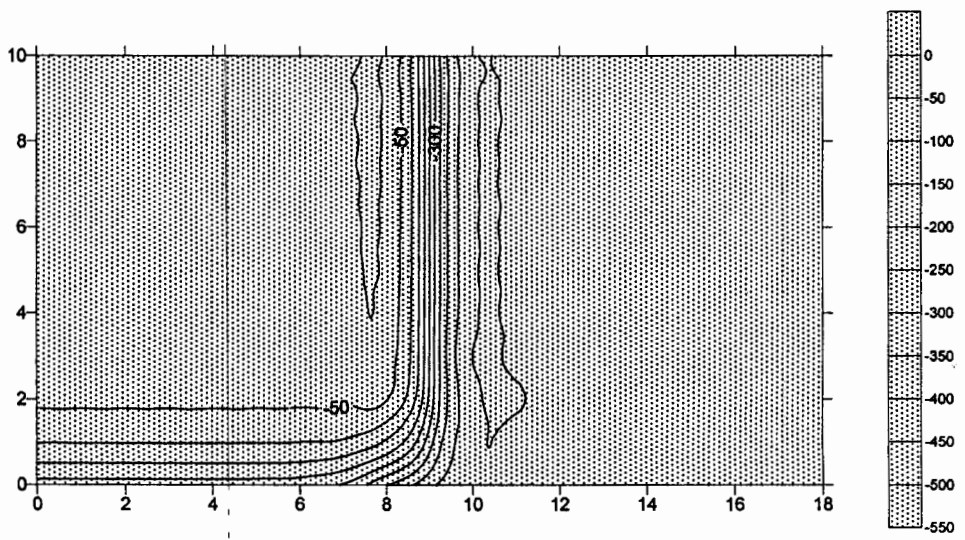
Lectura 19. T = 3.350 Días.



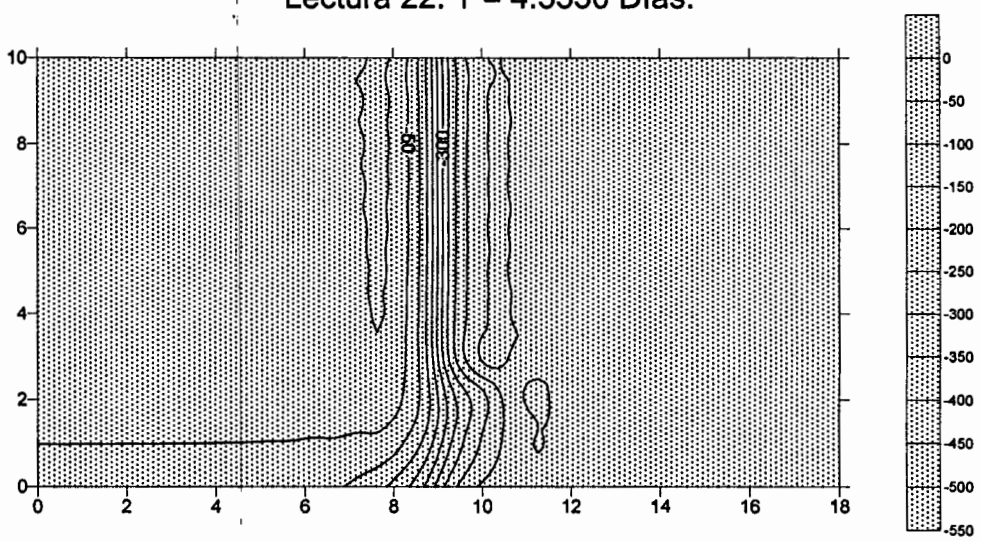
Lectura 20. T = 3.750 Días.



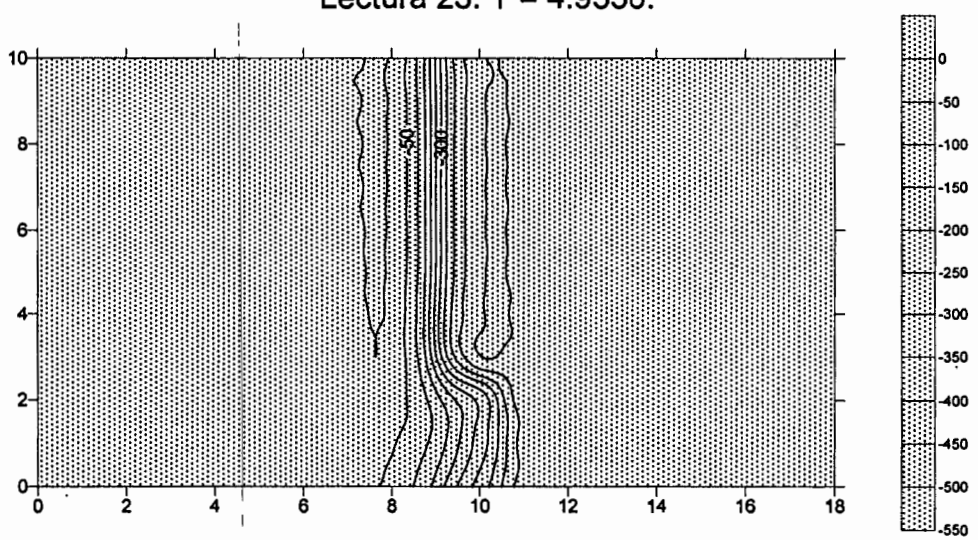
Lectura 21. T = 4.1550 Días.



Lectura 22.  $T = 4.5550$  Días.

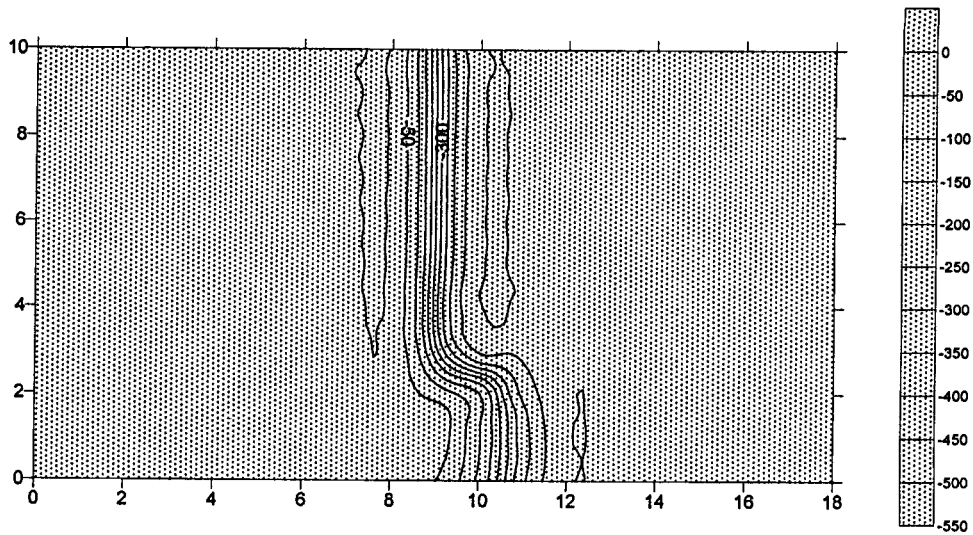


Lectura 23.  $T = 4.9550$ .

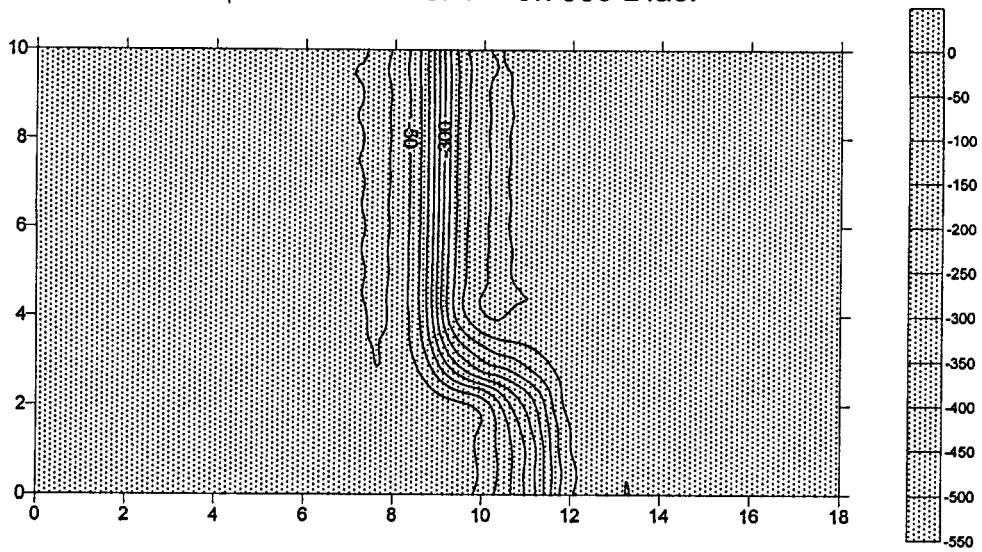


Lectura 24.  $T = 5.3550$  Días.

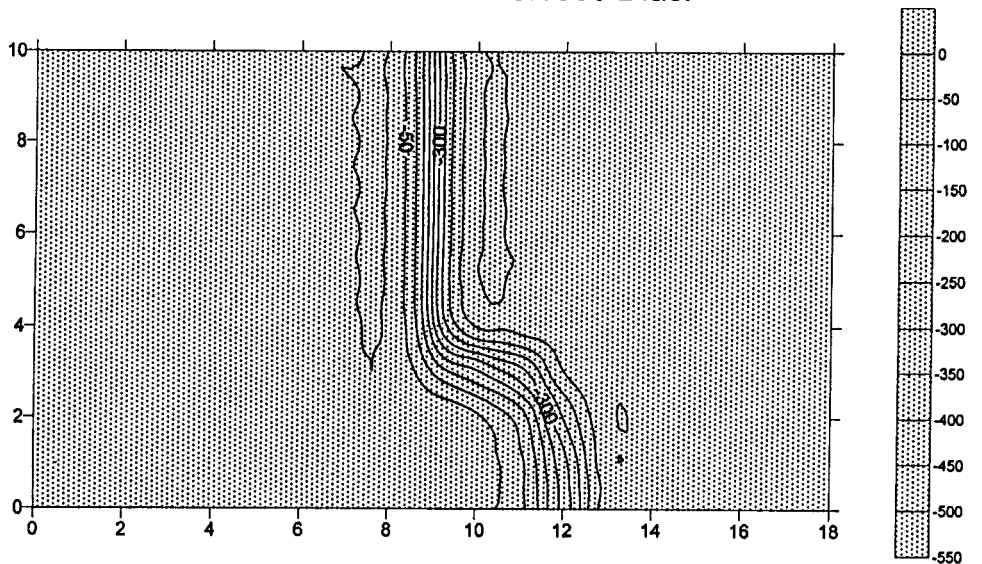




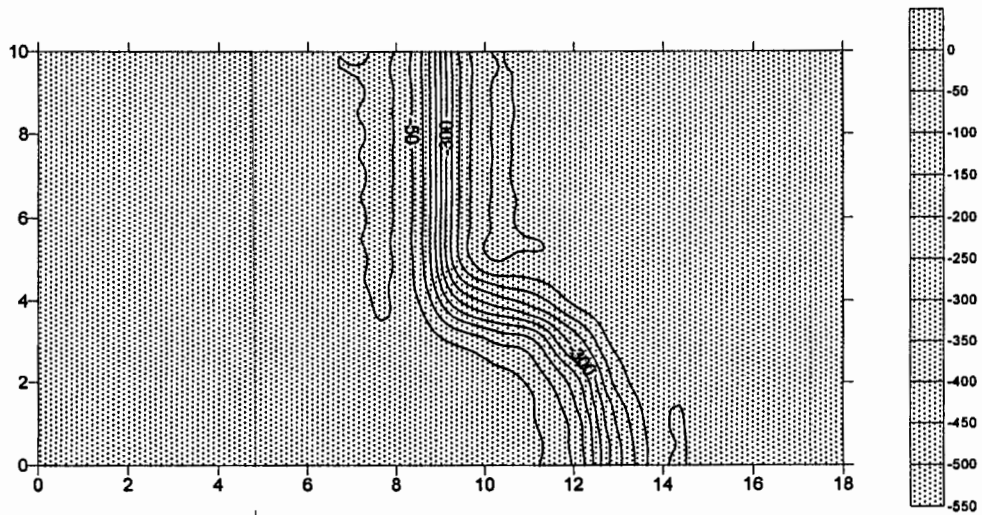
Lectura 25. T = 5.7550 Días.



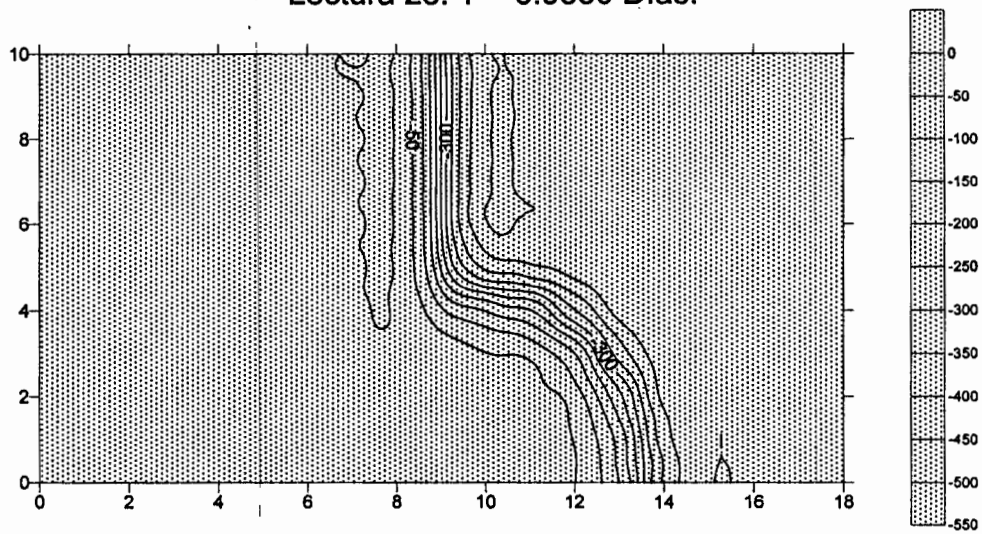
Lectura 26. T = 6.1550 Días.



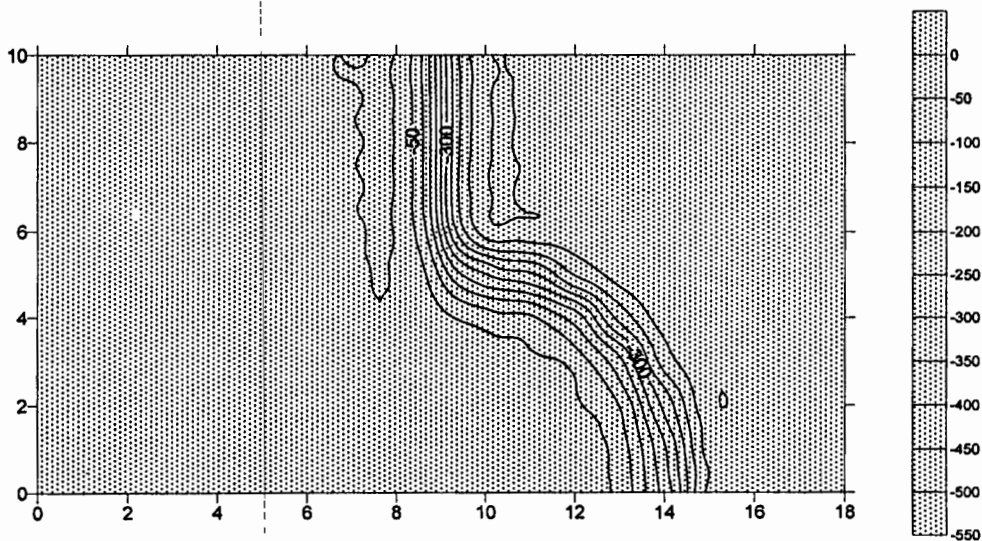
Lectura 27. T = 6.5550 Días.



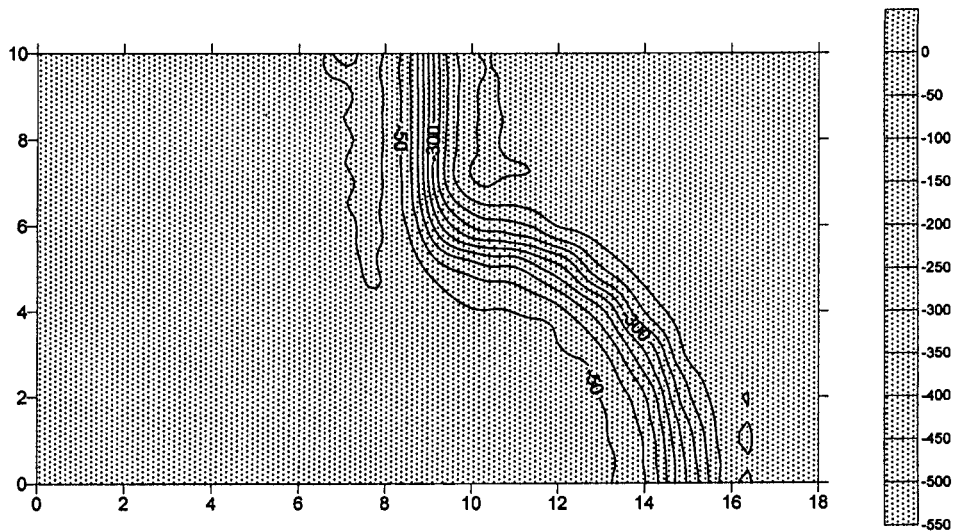
Lectura 28. T = 6.9550 Días.



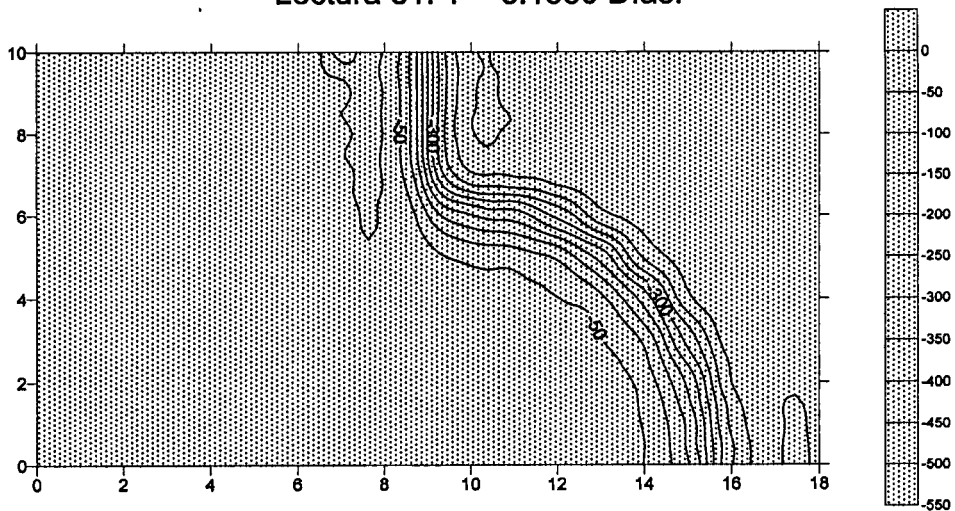
Lectura 29. T = 7.3550.



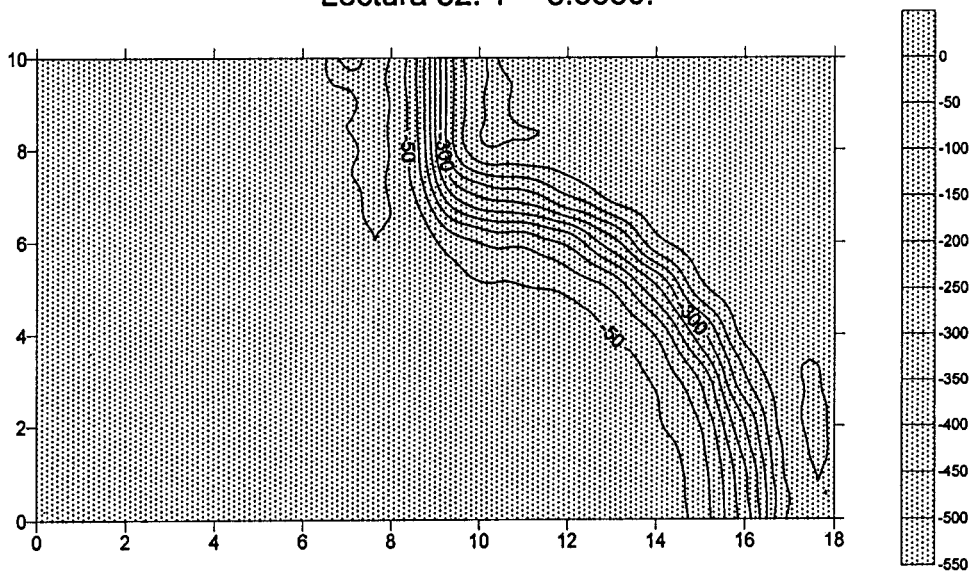
Lectura 30. T = 7.7550 Días.



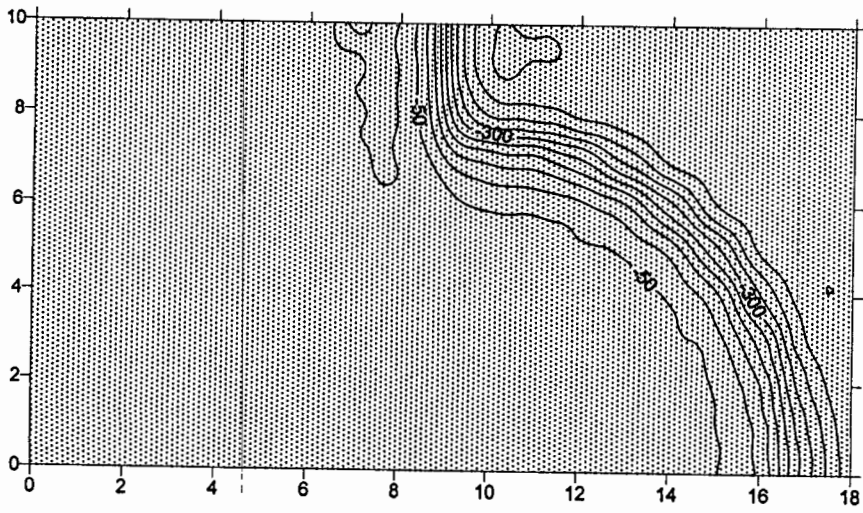
Lectura 31.  $T = 8.1550$  Días.



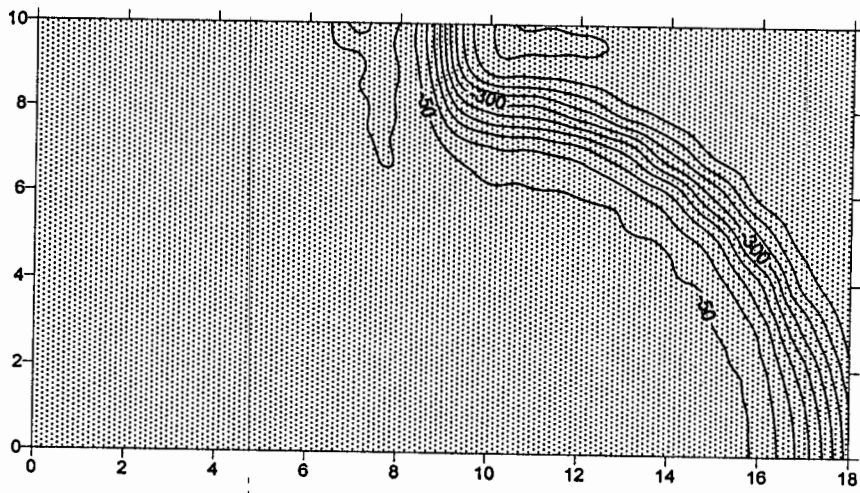
Lectura 32.  $T = 8.5550$ .



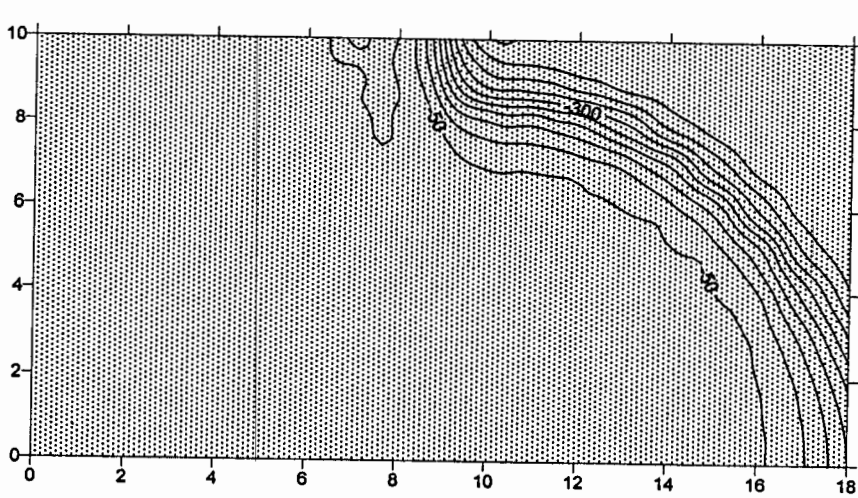
Lectura 33.  $T = 8.9550$  Días.



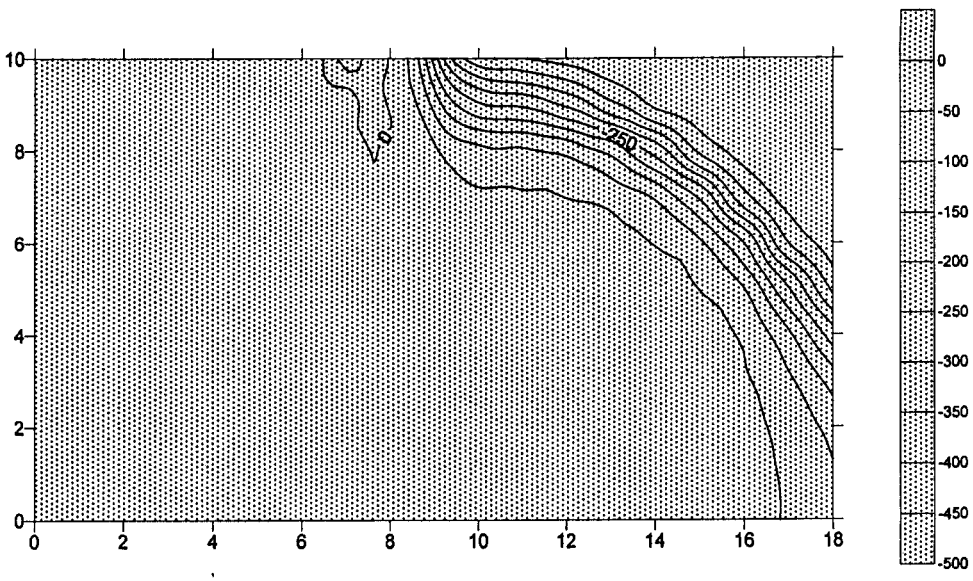
Lectura 34. T = 9.3550 Días.



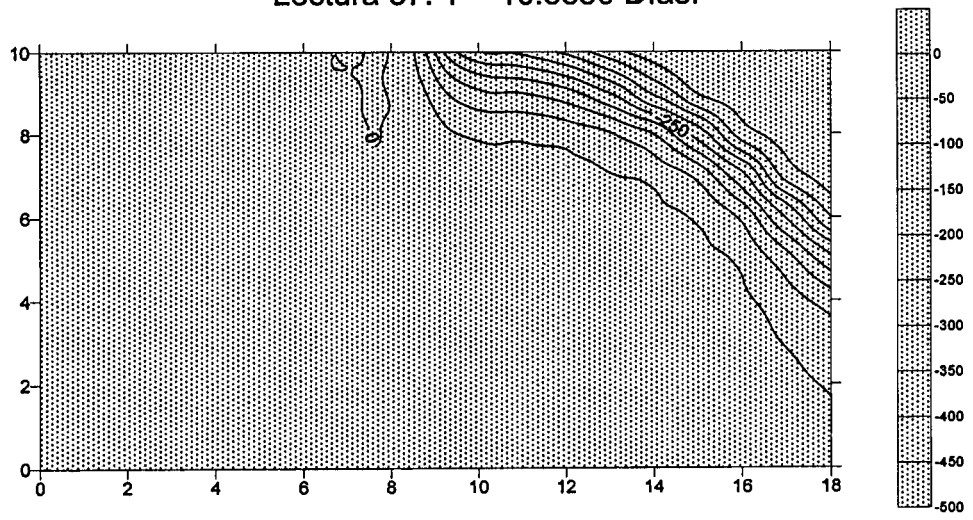
Lectura 35 T = 9.7550 Días.



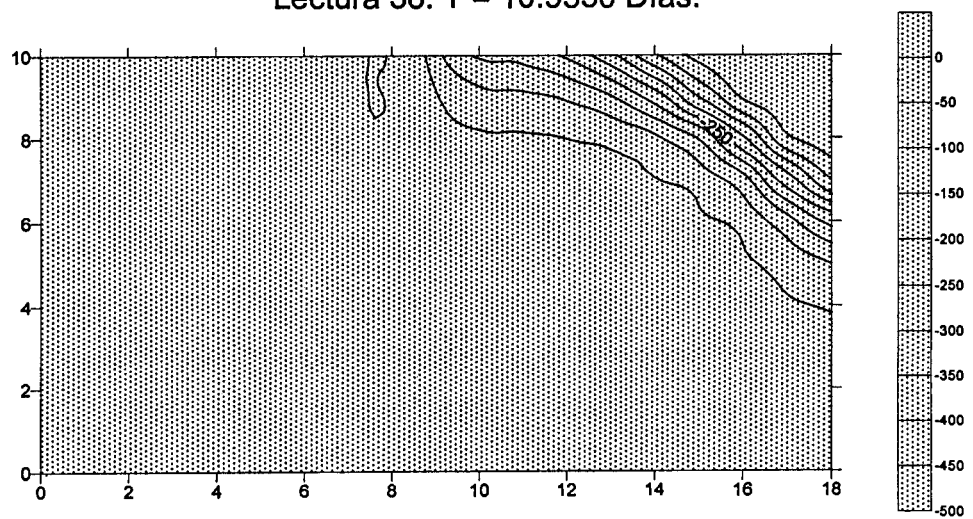
Lectura 36. T = 10.1550 Días.



Lectura 37. T = 10.5550 Días.

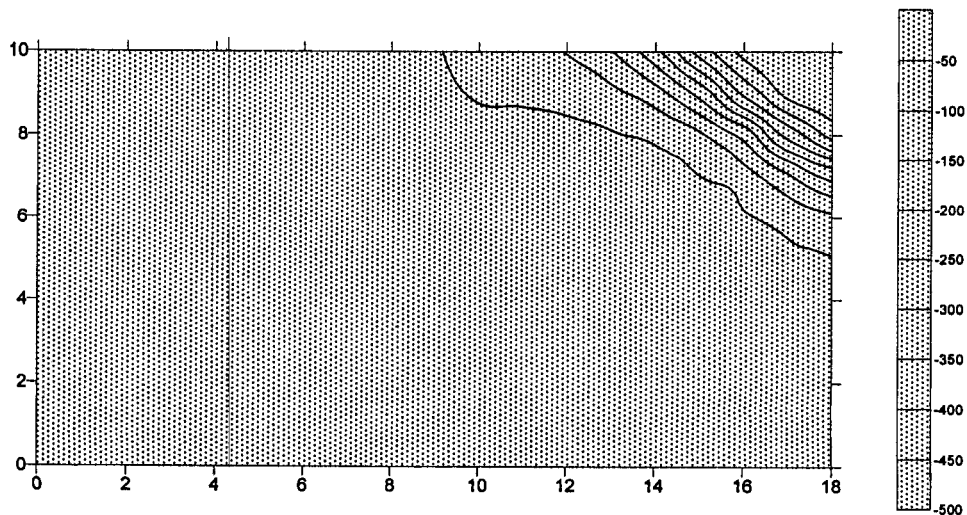


Lectura 38. T = 10.9550 Días.



Lectura 39. T = 11.3550 Días.





Lectura 40. T = 11.7550 Días.

## 6.6 Conclusiones.

De las observaciones realizadas a los perfiles de Succión vs Distancia obtenidos tanto por el modelo de laboratorio con pantalla vertical así como por el programa numérico 3FEMWATER se puede expresar lo siguiente.

### *Modelo con Pantalla Vertical:*

Las lecturas realizadas al inicio del ensaye presentan valores de succión del orden de 4 Mpa en promedio pero en el puerto 1 y 2 registran valores de succión del orden de 3.6 Mpa respectivamente.

En lo que respecta a las lecturas intermedias realizadas mediante el Modelo con Pantalla Vertical se aprecia un incremento en la Succión en un valor del orden de 0.75 Mpa en los puertos 4, 5 y 6. Además los puertos 1, 2 y 3 muestran una disminución gradual en el valor de la Succión hasta llegar a la saturación.

Los últimos 15 perfiles presentan una disminución gradual en la Succión sin presentar mucha arraticidad, es decir son muy uniformes, hasta alcanzar lecturas cercanas a cero, momento en el que se alcanza la saturación.

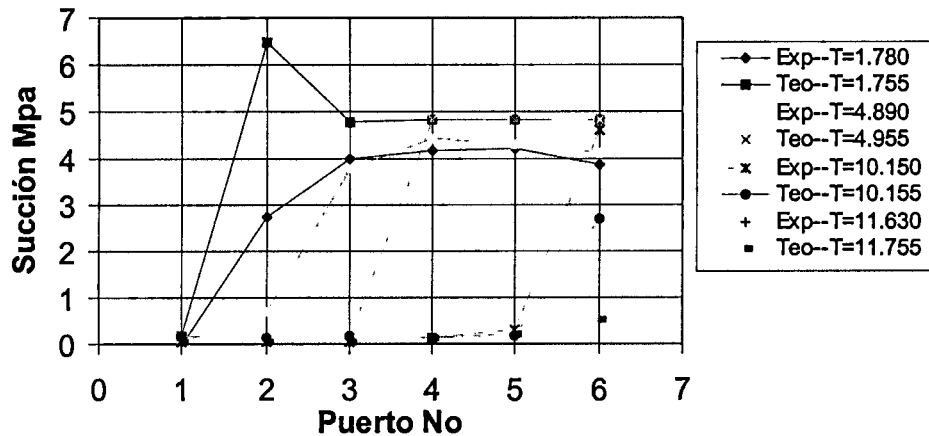
Durante el ensaye se obtuvieron 47 perfiles en un tiempo de 10.2 días.

### Programa 3DFEMWATER:

Los primeros seis perfiles presentan Succiones uniformes del orden de 4.8 Mpa, aunque se presenta al inicio del ensaye un incremento en la magnitud de la succión del primer puerto en una magnitud de 0.75Mpa; los tres perfiles siguientes muestran una disminución de la succión en el primer puerto y a la vez un incremento de succión en el segundo puerto del orden 0.5 Mpa. Ya una vez que se llegó a la saturación del puerto inicial el comportamiento es semejante para los perfiles siguientes hasta llegar al perfil No 18, de este perfil y hasta el No 30 se presenta una disminución en la velocidad de humedecimiento, a partir del perfil No 31 la velocidad de humedecimiento se incrementa y el comportamiento de los perfiles es muy apropiado hasta llegar a la saturación completa del puerto No 6.

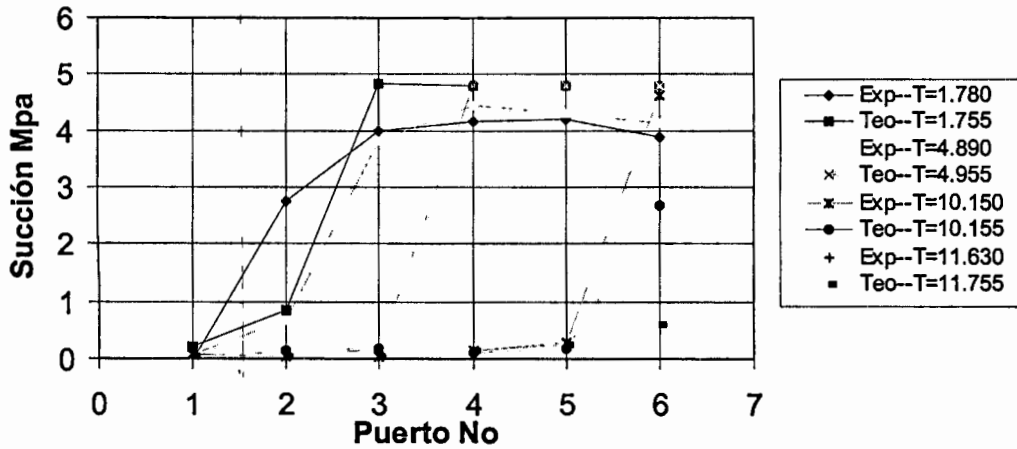
Durante la corrida se realizaron 40 lecturas en un tiempo de 11.755 días.

### COMPARACIÓN DE LOS PERFILES



(a)

### COMPARACIÓN DE LOS PERFILES



(b)

Figura 6.19. a). Comparación de los perfiles determinados mediante el Modelo con Pantalla Vertical y los determinados con el programa 3DFEMWATER. a) Cuando el mallado es grueso. b) Cuando el mallado es fino.

Se presenta en la Figura 6.20 la comparación de los perfiles obtenido con el programa 3DFEMWATER cuando el mallado es fino pero variando el incremento del tiempo (para cuando  $\Delta t = 0.016$  Días y cuando  $\Delta t = 0.005$  Días respectivamente).

Tabla 6.4 Resultados obtenidos para un  $\Delta t = 0.016$  Días.

Lectura No	Tiempo Días	Succión Mpa P 1	Succión Mpa P 2	Succión Mpa P 3	Succión Mpa P 4	Succión Mpa P 5	Succión Mpa P 6
		1	2	3	4	5	6
L-15	1.755	0.18	6.46	4.78	4.81	4.81	4.81
L-23	4.955	0.07	0.10	0.14	4.82	4.81	4.81
L-36	10.155	0.03	0.03	0.03	0.26	0.56	3.73
L-40	11.755	0.03	0.03	0.03	0.15	0.23	0.52



Tabla 6.5 Resultados obtenidos para un  $\Delta t = 0.005$  Días.

Lectura	Tiempo	Succión	Succión	Succión	Succión	Succión	Succión
No	Días	Mpa	Mpa	Mpa	Mpa	Mpa	Mpa
		P 1	P 2	P 3	P 4	P 5	P 6
		1	2	3	4	5	6
L-15	1.755	4.78	6.47	1.78	4.81	4.81	4.81
L-23	4.955	0.14	0.10	0.07	4.82	4.80	4.81
L-36	10.155	0.03	0.03	0.03	0.26	0.56	3.73
L-40	11.755	0.03	0.03	0.03	0.15	0.23	0.51

### Comparación de Perfiles

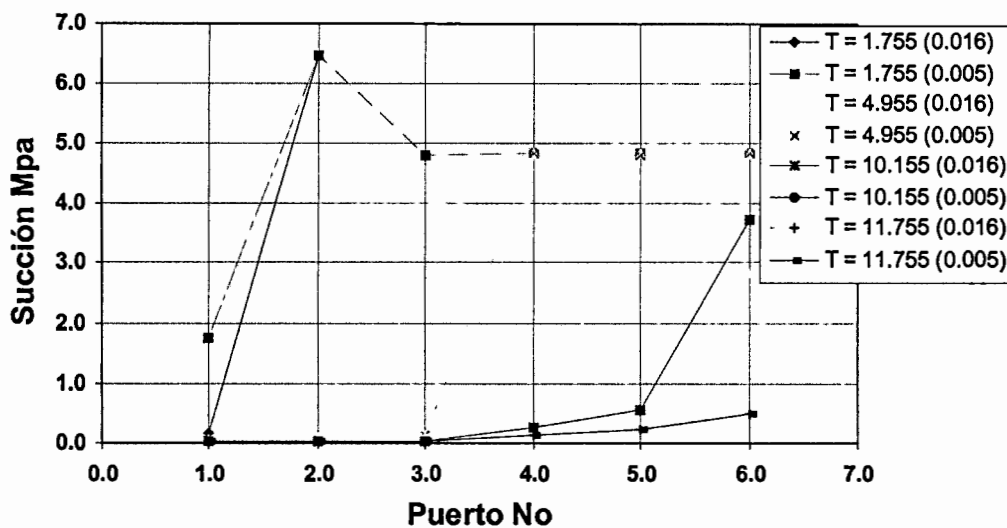


Figura 6.20 Comparación de los perfiles de Succión obtenidos mediante el programa 3DFEMWATER con  $\Delta t = 0.016$  Días y  $\Delta t = 0.005$  Días.

En la Figura 6.21 se presenta la deformación vertical que experimenta el modelo de laboratorio al ser sometido a un proceso de humedecimiento, el cual fue de 9.02 %, de esta información se puede inferir que el mismo efecto de deformación lo sufren las carreteras ubicadas sobre los lugares que presenta suelos expansivos y que están siendo sometidos a cambios en su contenido de humedad, particularmente en un proceso de humedecimiento.

## DEFORMACIÓN VERTICAL

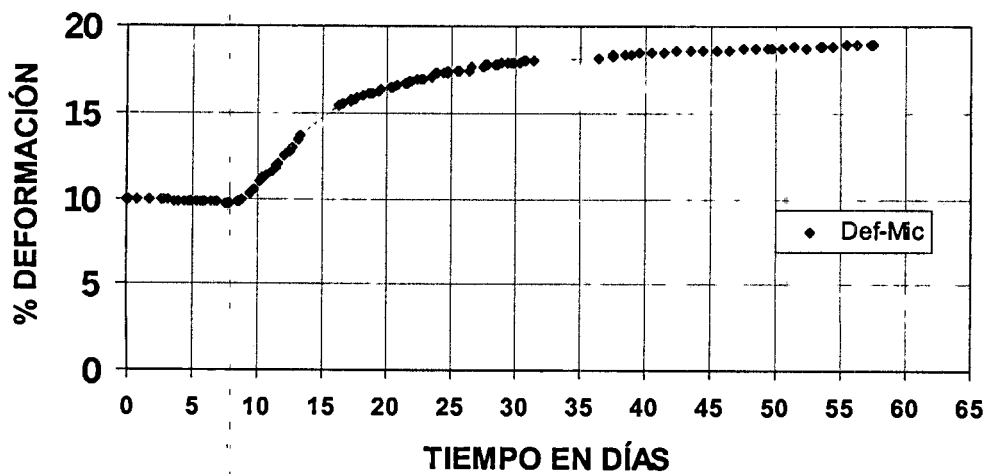


Figura 6.21. Se presenta la expansión que el Modelo con Pantalla Vertical experimentó durante el ensaye.

## CAPITULO VII. CONCLUSIONES OBTENIDAS EN EL DESARROLLO DE LA INVESTIGACIÓN.

### 7. CONCLUSIONES.

#### **CILINDRO EXTRACTOR DE MEMBRANA.**

- Es una herramienta útil para obtener la curva Característica Suelo Agua por secado, para suelos que van desde arcillosos hasta arenosos.
- Para facilitar la determinación del Contenido Volumétrico de Agua es necesario realizar una lectura minuciosa del agua que es drenada de la muestra al exterior, mediante la bureta. Además se debe determinar la altura de la muestra al inicio y al final del ensaye.

#### **PERMEAMETRO DE PERFIL INSTANTÁNEO.**

- Permite obtener la curva característica por Secado o por Humedecimiento.
- Permite obtener la curva de Conductividad Hidráulica del suelo.

Nota.- En suelos arenosos.

#### **MODELO CON PANTALLA VERTICAL.**

- Simula en buena medida el comportamiento real que presentan las carreteras desplantadas sobre suelos expansivos.
- Con este modelo se puede determinar la profundidad que debe tener la pantalla vertical de una carretera para que se reduzca el efecto nocivo del suelo húmedo y con ello la expansión de este.
- Se aprecia que las deformaciones superficiales no se presentan en forma instantáneo sino entre los 10 y 30 días después de iniciado el proceso de humedecimiento.

#### **PROGRAMA 3FEMWATER.**

- Proporciona mayor información de la distribución de la humedad, partiendo de las propiedades reales del medio analizado.
- Para realizar una simulación con este programa se requieren solo unos cuantos minutos.

- Entre más fino es el mallado que se utilice para modelar el flujo de agua en el programa numérico los perfiles que se obtengan presentan tendencias más parecidas a la de los perfiles obtenidos mediante el Modelo con Pantalla Vertical.
- De la misma forma entre más pequeño es el incremento de tiempo que se utilice en la modelación del flujo los resultados son más aproximados a los reales.

El programa puede ser de utilidad en el análisis de las Vías Terrestres (carreteras) desplantadas sobre suelos expansivos. Para poder hacer uso de los resultados obtenidos mediante el Modelo con Pantalla Vertical y con el programa Numérico 3DFEMWATER se hacen las siguientes recomendaciones.

1. En cuanto al *Modelo de Laboratorio con Pantalla Vertical*: El Modelo con Pantalla Vertical puede ser operado por cualquier persona que tenga conocimientos sobre las propiedades de los suelos; en particular la energía del agua existente en los suelos finos. Además es necesario conocer los procedimientos de medición de esta energía (Succión), así como las técnicas modernas para este propósito, además de amplios conocimientos de Hidráulica, Geohidrología y Computación.
2. En lo que respecta al programa 3DFEMWATER. Se requiere que el usuario conozca el funcionamiento de éste, desde como introducir la información de entrada, las condiciones para las que se diseñó el modelo, el funcionamiento de éste y la interpretación de sus resultados.

## 7.2 Recomendaciones para hacer uso de los resultados.

Revisar los Perfiles de Succión vs Distancia que presenta la literatura. Además se recomienda hacer una depuración de los perfiles tanto del Modelo con Pantalla Vertical, como de los perfiles obtenidos mediante el programa 3DFEMWATER.

*Para los perfiles obtenidos mediante el Modelo con Pantalla Vertical se recomienda:*

- Hacer lecturas en intervalos de tiempo apropiados para poder comparar la variación de la succión.

*Para los perfiles obtenidos por el programa 3DFEMWATER se recomienda:*

- Observar el comportamiento de los perfiles iniciales, y dejar solo aquellos que tengan un comportamiento similar a los perfiles reportados en la literatura y que además presente comportamiento apropiado.
- Se recomienda graficar los valores de la carga de succión, tomando como base la discretización del modelo, con la finalidad de observar la evolución de la presión de poro que se presentará en el transcurso del tiempo.

El uso del Modelo con Pantalla Vertical y el programa Numérico 3DFEMWATER, puede resultar atractivo para poder simular flujo de agua o cualquier tipo de infiltración en la inmediata vecindad de las vías de comunicación para reducir el deterioro de éstas y además para bajar los costos de mantenimiento, si durante el diseño de las vías de comunicación, estas se simulan bajo las condiciones a las que estarán sometidas en el campo. Por lo cual se recomienda como una herramienta útil el uso del Modelo con Pantalla Vertical y el programa 3DFEMWATER.

## ANEXO A

### Preparación de los corazones de suelo utilizado en la determinación de la curva característica Suelo Agua.

#### A.1 Material necesario.

- Cilindro contenedor de muestras de suelo de 5 cm de diámetro x 4 cm de altura.
- Cuchillo
- Equipo de cómputo
- Disket 3 1/2".
- Muestra de suelo
- Agua
- Cilindro contenedor de Nitrógeno comprimido.
- Flanera
- Horno de temperatura constante de 105 grados Centígrados.
- Balanza de 0.01 gr de aproximación.
- Manta para retener los corazones de suelo dentro del cilindro contenedor
- Sellador
- Toallas de papel
- Cilindro Extractor de Membrana.
- Regulador de Presión
- Ligas de hule

#### A.2 Descripción del procedimiento de ensaye.

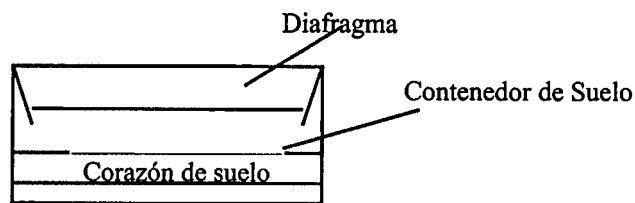
Preparación y colocación de la probeta de suelo dentro del Cilindro Extractor.

Nota: La preparación del corazón de suelo debe hacerse en un cuarto húmedo.

1. Hágase una descripción detallada de la muestra de suelo, prestando particular atención a lo siguiente (1) estratificación y/o falta de homogeneidad, que afectará la selección de la parte de la muestra que será ensayada: (2)

presencia de partículas gruesas; (3) consistencia. Frecuentemente es necesario preparar una sección del material y saturarlo (en algunos casos) o secarla parcialmente antes de seleccionar la parte de la muestra que se empleará.

2. Determine la presión vertical efectiva a que estuvo sometida la muestra in-situ.
3. Obtención del espécimen. El procedimiento para fabricarlo es el que se menciona en el Anexo D. Mida el diámetro y la altura en el interior del contenedor, se recomiendan diámetros de 5 cm y alturas de 1 cm o bien que el corazón no presente un peso superior a 25 gr. Las herramientas de labrado deberán provocar que la muestra se ajuste al anillo de tal forma que el espécimen tenga dimensiones ligeramente superiores a las del contenedor, por lo que se requerirá presión para insertar el corazón de suelo dentro del contenedor y para posteriormente colocar el diafragma sobre el corazón.
4. Determine el peso del contenedor de la muestra de suelo en gr.



5. Corte el excedente de suelo de la parte inferior de modo que la superficie inferior quede plana.
6. Coloque un material que envuelva al corazón de suelo y al contenedor de éste para que permita pesarlos antes y después de que sean sometidos a la presión de extracción con la finalidad de que no pierda algunas de sus partículas.
7. Determine el peso del contenedor más el corazón de suelo.
8. Introduzca tanto el contenedor y el corazón de suelo dentro del cilindro extractor.
9. Verificar que la Membrana de Celulosa Micro porosa quede completamente extendida y adherida al plato de drenado.
10. Coloque el ajuste de sujeción del Cilindro Extractor.
11. Conectar la manguera de drenado con la bureta para medir el agua extraída.

12. Realizar frecuentemente lecturas en la bureta para determinar el tiempo en el cual se alcanza el equilibrio, para la presión previamente dada.
13. Se extrae el contenedor junto con el corazón de suelo y se le determina su peso.
14. Introducir nuevamente al contenedor y el corazón de suelo y repetir los pasos del 7 al 13 sucesivamente hasta llegar a la presión máxima de extracción que se previó.
15. Remueva el corazón de suelo del contenedor y determine el contenido de agua.
16. Cuidadosamente obtenga el grado de saturación correspondiente a cada uno de los valores de la presión de extracción.
17. Elabore las curvas características de succión contra el grado de saturación.

#### A.3 Posibles errores.

1. Se pueden presentar pérdidas de peso en los corazones de suelo.
2. Pérdida de presión de extracción por fugas y otros.
3. Errores en la determinación de peso del contenedor y del corazón de suelo.
4. Aplicación de una presión de extracción errónea.
5. Errores en las lecturas de la bureta.
6. Intervalo de tiempo entre las lecturas inapropiado.
7. Pérdida de humedad del corazón de suelo durante el ensayo.

#### A.4 Observaciones.

- A.- Se debe determinar con anterioridad el peso específico de los sólidos del suelo que se pretenda ensayar.
- B.- Se debe obtener el contenido de humedad natural del suelo antes y después de la prueba.
- C.- Obtenga el peso volumétrico de la muestra.



D.- Determine la relación de vacíos.

E.- Realizar el labrado de la muestra con cuidado, evitando que la probeta labrada e introducida dentro del contenedor de suelo pierda parte del suelo que la compone y se vea reducido así su peso.

## ANEXO B

### Elaboración de los corazones de suelo utilizados en el Permeámetro de Perfil Instantáneo.

#### B.1 Material necesario.

- Permeámetro de Perfil Instantáneo.
- Dispositivo para proporcionar el agua a la velocidad deseada.
- Molino de Nixtamal para desleznar los grumos del suelo.
- Malla No 10.
- Martillo de compactación Proctor
- Papel Filtro.
- Cuter.
- Equipo de Cómputo.
- Sistema de Control de lecturas CR-7 (Dataloger).
- Diskets 3 ½".
- Agua.
- Horno de temperatura constante de  $105\text{ }^{\circ}\text{C} \pm 2^{\circ}\text{C}$ .
- Flaneras.
- Balanza con precisión de 0.01 gr.
- Psicrómetros de Termopar.
- Pinzas.
- Lleve alem.
- Cuarto con temperatura constante.
- Piseta

#### B.2 Descripción del procedimiento de ensaye.

Preparación del corazón de suelo para el ensaye de conductividad hidráulica mediante el procedimiento del Perfil Instantáneo, además de la realización de los cálculos correspondientes.

1. Sométase una cantidad de 2 kg de suelo a un proceso de secado al horno hasta alcanzar peso constante.
2. Al suelo seco se le aplica un trabajo de desintegración de grumos de modo que el material pase por la malla No 10.
3. Se elabora el corazón de suelo en el interior del permeámetro de Perfil Instantáneo; para lo cual es necesario preparar una muestra de suelo que cumpla con las siguientes características  $e = 1.24$ ,  $\omega = 20 \%$ ,  $G_w = 42.82 \%$ ,  $\gamma_d = 1.17 \text{ ton/m}^3$ ; además para fabricar un corazón con estas características fue necesario aplicar al suelo una energía de compactación de  $2.0 \text{ kg cm/cm}^3$  aplicadas en 5 capas y a cada capa se le proporcionó 5 golpes.
4. Elaborar dos discos de papel filtro buscando que queden lo más justo posible al diámetro interior del permeámetro los cuales se colocarán en el lado derecho e izquierdo del permeámetro antes de que sean colocadas las tapas.
5. Se procede a colocar las tapas del permeámetro en los lados izquierdo y derecho para evitar que se produzcan pérdidas de humedad durante la prueba por efectos de la temperatura.
6. Se colocan los Psicrómetros de termopar en cada uno de los puertos existentes en las paredes del permeámetro.
7. Se conectan los Psicrómetros al Sistema de Control de Mediciones, en nuestro caso se trata del Dataloger tipo CR-7; y se realiza una lectura para determinar el valor de la presión de poro existente en ese momento.
8. El equipo se deja reposar por un periodo de 24 horas buscando que se homogenice la humedad en el corazón de suelo fabricado.
9. Se realizan una nueva lectura de la presión de poro existen en el suelo por ensayar.

10. Se comparan las lecturas anterior y siguiente para verificar que ambas lecturas presente la mejor similitud posible y en el caso contrario se repitan los pasos del 8 al 10, hasta que esta condición se cumpla, una vez que las lecturas de la presión de poro se han estabilizado se continúa el proceso.
11. Se conecta el sistema que proporciona el gasto constante para iniciar el proceso de inducción de agua en el corazón de suelo.
12. A partir de ese momento se registra el tiempo en el cual se efectúa las lecturas de la presión de poro del suelo.
13. Tomar tantas lecturas como sea posible de tal modo que este proceso termine cuando el corazón de suelo se encuentre saturado.
14. Una vez terminado el proceso de suministro de agua, al suelo, se procede a desmontar el permeámetro de perfil instantáneo.
15. Se debe determinar el contenido de humedad en los puntos cercanos a cada uno de los puertos donde se efectuaron las mediciones de la presión de poro.
16. Se obtiene una tabla con los resultados obtenidos de las lecturas, en cada tiempo especificado, así como la presión de poro en ese preciso instante.
17. Con la información de la tabla anterior y además con las coordenadas de posición de los puertos (en el eje horizontal), se elabora una serie de perfiles de Presión del Agua de Poro vs Distancia (m).
18. Con la gráfica de todos los perfiles de Presión de Poro vs Distancia se determinan los gradientes tanto de presión de poro ( $\Delta\psi$ ), como del tiempo ( $\Delta t$ ), entre cada dos perfiles consecutivos de tal forma que se obtienen una serie de estos valores para cada uno de los puertos de lectura.
19. Se elabora una tabla con los valores de los gradientes de la presión de poro, obtenidos,  $\Delta\psi$ , y gradiente del tiempo,  $\Delta t$ , respectivamente.
20. Se obtiene la Conductividad Hidráulica utilizando los valores de la tabla anterior y además utilizando la Ley de Darcy.
21. Se elabora una tabla con los valores de la Conductividad Hidráulica y los de la Presión de Poro.
22. Se traza la mejor curva de Conductividad Hidráulica contra la presión de poro a partir de los datos obtenidos en el laboratorio.

23. Se obtiene la curva de Conductividad Hidráulica Relativa,  $k_r$ , según la ecuación de Van Genuchten.

24. Se obtiene la Conductividad Hidráulica,  $k_w$ , mediante el procedimiento de Fredlund.

## ANEXO C

### Ensaye del suelo en el Modelo con Pantalla Vertical.

#### C.1 Material necesario.

- Cuchillo
- Equipo de cómputo
- Disket 3 1/2"
- Muestra de suelo
- Agua
- Flanera
- Horno de temperatura constante de 105 grados Centígrados.
- Balanza de 0.01 gr.
- Cinta teflón.
- Dispositivo para aplicar agua a una presión regulada.
- Marco de carga.
- Regulador de Presión.
- Hule adherible.
- 6 Psicrómetros.
- Deformímetro.

#### C.2 Descripción del procedimiento de ensaye.

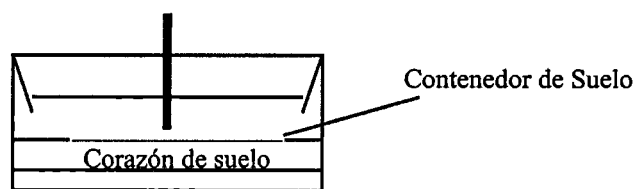
Preparación y colocación de la probeta de suelo dentro del Modelo con Pantalla Vertical.

Nota: La preparación del corazón de suelo debe hacerse en un cuarto húmedo.

1. Hágase una descripción detallada de la muestra de suelo, prestando particular atención a lo siguiente (1) estratificación y/o falta de homogeneidad, que afectarán la selección de la muestra que será ensayada: (2) presencia de

partículas gruesas; (3) consistencia. Frecuentemente se necesita saturar la muestra de suelo para facilitar la elaboración del corazón (en algunos casos) o secarla parcialmente antes de seleccionar la parte de la muestra que se empleará.

2. Determine la presión vertical efectiva a la que estuvo sometida la muestra in-situ.
3. Obtención del espécimen. El procedimiento para fabricarlo es el que se menciona en el Anexo D, solo que el volumen del material necesario cambia. En cuanto a las dimensiones interiores del modelo con pantalla vertical, se recomiendan que el suelo quede a 1 o 2 cm abajo de las paredes del modelo con pantalla vertical. Las herramientas de labrado deberán provocar que la muestra se ajuste al modelo de tal forma que el espécimen tenga dimensiones ligeramente superiores a las del contenedor, por lo que se requerirá presión para insertar el corazón de suelo dentro del contenedor.
4. Determine el peso del contenedor de la muestra de suelo en gr.



5. Corte el excedente de suelo de la parte superior de la muestra y además busque que la superficie inferior de la muestra quede plana.
6. Se cubre la parte superior del modelo con hule adherible procurando que el suelo quede cubierto lo más hermético posible.
7. Instale los psicrómetros en cada uno de los puertos de lectura.
8. Colocar el dispositivo para suministrar el agua a la velocidad previamente fijada.
9. Colocar el deformímetro justo en la parte del centro, del corazón de suelo, pero en el lado contrario a donde se aplica el agua.
10. Se conectan los psicrómetros al dispositivo de lecturas (Dataloger) CR-7.

11. Se realizan lecturas antes del ensaye para determinar el tiempo en el cual se alcanza el equilibrio de la presión de poro, y una vez alcanzado se aplica el flujo de agua y además se continúan haciendo lecturas para determinar los perfiles de Succión vs Distancia; Así mismo se realizan las lecturas con el deformímetro y se registra el día y la hora en la cual se realizaron, hasta que el suelo se sature ó bien que las lecturas de los psicrómetros no registren ya succión, y además hasta que el deformímetro no presente cambios significativos.
12. Remueva el corazón de suelo del contenedor y determínele su contenido de agua justo cerca de los puertos de lectura.
13. Cuidadosamente obtenga el grado de saturación que corresponda en cada uno de los puertos.
14. Elabore los perfiles de Succión vs No Puerto.

#### C.3 Posibles errores.

- A. Obstrucción del dispositivo que suministra el agua.
- B. Atoramiento de la prensa de carga.
- C. Errores en la lectura de la deformación.
- D. Errores en la determinación del grado de saturación del suelo.
- E. Intervalo de tiempo entre las lecturas inapropiado.
- F. Pérdida de humedad del suelo durante el ensayo.

#### C.4 Observaciones.

- A.- Se debe determinar con anterioridad el peso específico de los sólidos del suelo que se pretenda ensayar.
- B.- Obtener el Contenido de Humedad del suelo antes y después de la prueba.
- C.- Obtenga el Peso Volumétrico de la Muestra.
- D.- Determine la Relación de Vacíos.



E.- Realizar el labrado de la muestra con cuidado, evitando que la probeta introducida dentro del contenedor de suelo se pierda y se vea reducido así el peso de la muestra.

### ANEXO D.

#### Energía de compactación de los corazones de suelo fabricados, que se utilizaron en los ensayos.

D.1 En la fabricación de los corazones de suelo remoldeado que se utilizaron en el Permeámetro de Perfil Instantáneo, en el Permeámetro de Carga Variable, Extractor de Membrana de Presión y el Modelo con Pantalla Vertical; se utilizó el suelo de Jurica tal y como fue recuperado del lugar, solo que se redujo su contenido de humedad.

En primer lugar se obtuvo una cantidad de material suficiente para elaborar el espécimen, al que se sometió a un proceso de secado por un periodo de 24 hrs o hasta obtener el peso constante. Posteriormente se determinaron las relaciones volumétricas que describen al suelo que se presenta en la Figura D.1

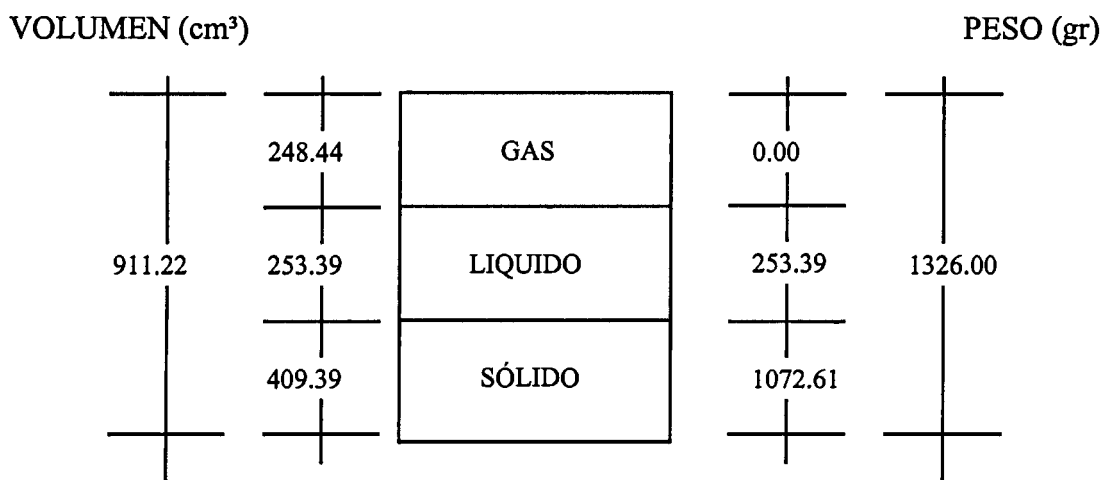


Figura D.1 Diagrama que muestra las relaciones del suelo utilizado durante los ensayos.

A la porción de suelo (1072.61 gr) que fue secado se le agregó una cantidad de agua suficiente (253.39 cm<sup>3</sup>), para obtener un contenido de humedad de 23.62 % con un grado de saturación del 50 %, esto con la finalidad de que el grado de saturación del espécimen de suelo estuviera dentro del rango de medición de los psicrómetros y con ello fuera posible realizar las lecturas correspondientes, así como un peso volumétrico seco de 1.18 ton/m<sup>3</sup> teniendo presente que la relación de vacíos del suelo inalterado se determinó en 1.23.

## D.2 Procedimiento de compactación del corazón de suelo.

Con la finalidad de obtener un peso volumétrico seco de 1.18 ton /m<sup>3</sup> se procedió a determinar la energía de compactación necesaria para lograr este peso específico. A continuación se presentan las características de los ensayos de compactación que sirvieron para determinar la energía de compactación necesaria.

### Ensayos Realizados

	1	2	3	4	5	6	7
N.- Número de golpes	12	20	30	3	10	13	15
n.- Número de capas	3	3	3	3	3	3	3
W.- Peso del pistón compactación	2.45	2.45	2.45	2.45	2.45	2.45	2.45
h.- Altura de caída	46.50	46.50	46.50	46.50	7.50	7.50	7.50
V.- Volumen del suelo compactado	0.945	0.945	0.945	0.945	0.945	0.945	0.945
E.- Energía de compactación	4.342	7.236	10.85	1.085	0.584	0.759	0.875

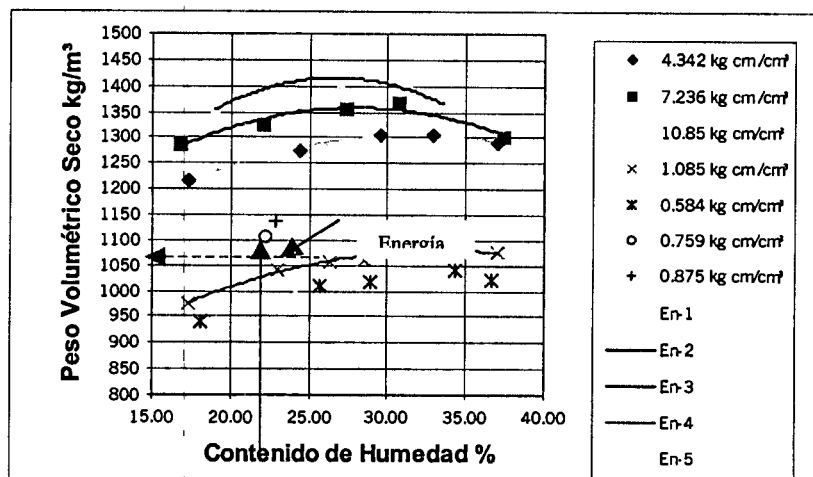


Figura D.2 Curvas de compactación Proctor obtenidas con diferentes energías.

A la porción de suelo utilizada para la determinación de cada uno de los puntos de las curvas de energías de compactación se le agregó una cantidad de agua necesaria para obtener los contenidos de humedad que cubriera por lo menos 2 puntos en cada una de las ramas de la curva de compactación. El agua se agregó procurando distribuirla uniformemente y mezclando el suelo directamente con las manos, protegidas con guantes de hule. Una vez agregada el agua a las muestras de suelo, estas se dejaron reposar en un cuarto húmedo por un periodo de 24 a 48 hrs. Después de transcurrido el tiempo de curado se procedió a realizar la compactación. La compactación se efectuó en tres capas, considerando porciones de material iguales y procurando tener en la 3° capa un exceso de suelo compactado entre 0.6 y 1.2 cm por arriba del nivel superior del cilindro de compactación; esto se realizó con la finalidad de garantizar un enrase adecuado. La compactación se efectuó colocando el cilindro sobre una base rígida de concreto.

Para determinar el peso húmedo del material compactado, se extrajo la muestra completa del cilindro mediante un extractor y se cortó longitudinalmente, extrayéndose material de la parte central para determinar así el contenido de humedad.

Con los valores del peso de la muestra compactada y su correspondiente contenido de humedad, se calcularon los Pesos Volumétricos Secos del suelo mediante la ecuación D.1.

$$\gamma_d = \gamma_m / (1 + \omega) \quad (D.1)$$

Donde

$\gamma_d$ .- Peso volumétrico seco del suelo compactado.

$\gamma_m$ .- Peso volumétrico húmedo del suelo compactado.

$\omega$ .- Contenido de Humedad del suelo compactado.

La Figura D.2. ilustra los resultados de las pruebas de compactación en la que se graficó los valores de  $\omega - \gamma\delta$  para las siete energías de compactación escogidas.

Cuando los suelos de un lugar son muy sueltos o cuando, éstos, con facilidad se intemperizan al estar en contacto con el aire: además cuando presenta índices de consistencia inapropiados, el grado de saturación muy alto o muy reducido o cualquier otra característica indeseable para elaborar especímenes que sirvan para ser utilizados en el Permeámetro de Perfil Instantáneo, Permeámetro de Carga Variable, con el Cilindro Extractor de Membrana y con el Modelo de Pantalla Vertical, se recurrirá a la elaboración de especímenes de suelo remoldeado. La elaboración de corazones de suelo remoldeado puede ser una alternativa de solución teniendo cuidado en conservar características como:

El Peso Volumétrico Seco

La Relación de Vacíos.

El Grado de Saturación.

Cualquier alteración de las propiedades físicas de una masa de suelo requerirá que se investigue la variación que se pueda presentar en los resultados.



202	8	11	0.00D0	0.1D0	0.03D0	0.01D0	0.0D0	0.0D0
203	8	11	0.00D0	0.1D0	0.04D0	0.01D0	0.0D0	0.0D0
204	8	11	0.00D0	0.1D0	0.05D0	0.01D0	0.0D0	0.0D0
205	8	11	0.00D0	0.1D0	0.06D0	0.01D0	0.0D0	0.0D0
206	8	11	0.00D0	0.1D0	0.07D0	0.01D0	0.0D0	0.0D0
207	8	11	0.00D0	0.1D0	0.08D0	0.01D0	0.0D0	0.0D0
208	8	11	0.00D0	0.1D0	0.09D0	0.01D0	0.0D0	0.0D0
209	8	11	0.00D0	0.1D0	0.10D0	0.01D0	0.0D0	0.0D0
298	8	11	0.10D0	0.1D0	0.0D0	0.01D0	0.0D0	0.0D0
299	8	11	0.10D0	0.1D0	0.01D0	0.01D0	0.0D0	0.0D0
300	8	11	0.10D0	0.1D0	0.02D0	0.01D0	0.0D0	0.0D0
301	8	11	0.10D0	0.1D0	0.03D0	0.01D0	0.0D0	0.0D0
302	8	11	0.10D0	0.1D0	0.04D0	0.01D0	0.0D0	0.0D0
303	8	11	0.10D0	0.1D0	0.05D0	0.01D0	0.0D0	0.0D0
304	8	11	0.10D0	0.1D0	0.06D0	0.01D0	0.0D0	0.0D0
305	8	11	0.10D0	0.1D0	0.07D0	0.01D0	0.0D0	0.0D0
306	8	11	0.10D0	0.1D0	0.08D0	0.01D0	0.0D0	0.0D0
307	8	11	0.10D0	0.1D0	0.09D0	0.01D0	0.0D0	0.0D0
308	8	11	0.10D0	0.1D0	0.10D0	0.01D0	0.0D0	0.0D0

C \*\*\*\*\* DATA SET 8: SUBREGIONAL DATA

4									
1	3	1	99	0					
0	0	0	0	0	END OF NNPLR(K)				
1	98	1	1	1					
0	0	0	0	0	END OF GNLR(I,1)				
1	98	1	100	1					
0	0	0	0	0	END OF GNLR(I,2)				
1	98	1	199	1					
0	0	0	0	0	END OF GNLR(I,3)				
1	98	1	298	1					
0	0	0	0	0	END OF GNLR(I,4)				

C \*\*\*\*\* DATA SET 9: ELEMENT INCIDENCES

1	9	1	1	12	210	199	2	13	211	200	1
11	9	1	12	23	221	210	13	24	222	211	1
21	9	1	23	34	232	221	24	35	233	222	1
31	9	1	34	45	243	232	35	46	244	233	1
41	9	1	45	56	254	243	46	57	255	244	1
51	9	1	56	67	265	254	57	68	266	255	1
61	9	1	67	78	276	265	68	79	277	266	1
71	9	1	78	89	287	276	79	90	288	277	1
81	0	0	89	100	298	287	90	101	299	288	0
82	0	0	90	101	299	288	91	102	300	289	0
83	9	1	100	111	309	298	101	112	310	299	1
93	9	1	111	122	320	309	112	123	321	310	1
103	9	1	122	133	331	320	123	134	332	321	1
113	9	1	133	144	342	331	134	145	343	332	1
123	9	1	144	155	353	342	145	156	354	343	1
133	9	1	155	166	364	353	156	167	365	354	1
143	9	1	166	177	375	364	167	178	376	365	1
153	9	1	177	188	386	375	178	189	387	376	1
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

END OF

IE

C \*\*\*\*\* DATA SET 11: INITITAL CONDITIONS

1	8	11	-490.0D0	0.0D0	0.0D0
2	8	11	-490.0D0	0.0D0	0.0D0
3	8	11	-490.0D0	0.0D0	0.0D0
4	8	11	-490.0D0	0.0D0	0.0D0



### ***Bibliográfica Consultada:***

- A. Pérez G. y J. Horta R. Medición de la Succión en arcillas CH no saturadas de Querétaro. Reunión Nacional de Mecánica de Suelos (Morelia 1996).
- A. Pérez G. y D. Hurtado M. Manual de Utilización del Psicrómetro para Medir la Succión en Suelos No Saturados. U.A.Q.
- A. Pérez G. y D. Hurtado M. Medición de la Conductividad Hidráulica de un Suelo no Saturado. Universidad Autónoma de Querétaro, México.
- A. Trejo M. Casos Prácticos para el Dictamen de Estructuras Dañadas por Suelos Expansivos. Reunión Nacional de Mecánica de Suelos (Morelia 1996).
- Benson C. y Gribb M. (1997). Measuring Unsaturate Hydraulic Conductivity in the Laboratory and the Fiel. Unsaturated Soil Engineering Practice. ASCE GSP No 68.
- Curso Internacional de Suelos Expansivos. U. A. Q. y Universidad de Laval (Canadá).
- Cruz A. Profesor de la maestría en Mecánica de Suelos de la SEPI-ESIA-IPN.
- D. Hurtado M. Trabajo de Investigación. U. A. Q. México.
- Dineen, A. M. Ridley. The Soil Moisture Characteristic Curve-The Influence of Hysteresis on its Measurement and Interpretation. Imperial College of Cience, Technology and Medicine, London, England. IX Congreso Panamericano de Mecánica de Suelos (Brasil 1999).
- Fredlund. Soil Mechanics for Unsaturated Soil. John Wille and Sons Inc.
- G. Fredlund, Anqing Xing, and Shangyan Huang. Predicting the Permeability Function for Unsaturated Soil Using the Soil - Water Characteristics Curve. Department of Civil Engineering, Univerity of Saskatchewan, Saskatoon, S. K. S7N 0W0, Canada.
- Geotechnical Special Publication No 68. Unsaturate Soil Engineering pp 137-141. ASCE.
- G. F. Preciado C. Estudio de la Influencia de las Variables de Compactación en las Características Expansivas de los Suelos de Jurica. Tesis de Maestría U.A.Q. (1998).



- J. A. Zepeda G. y M.L. Pérez R. Reflexiones sobre el Comportamiento de los Suelos No Saturados. Reunión Nacional de Mecánica de Suelos (Morelia 1996).
- J. Pierre B. Experimental Soil Mechanics (1997). Practice Hall.
- L.A. Kratz de Oliveira, A.M. Ridley, F. Schnaid, W. Y. Gehling and L.A. Bressani. Rainfall and Evaporation Effect on Matric Suctions in a Granite Residual Soil. Federal University of Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil. IX Congreso Panamericano de Mecánica de Suelos (Brasil 1999).
- Litton R. L. The Characterization of Expansive Soil in Engineering.
- M. A. Soto y O. M. Vilar. Estudio de la Conductividad Hidráulica en Suelos No Saturados. Universidad de Sao Paulo, Departamento de Geotecnia, Sao Carlos; SP - Brasil. IX Congreso Panamericano de Mecánica de Suelos (Brasil 1999).
- M.G. Gojo. Interpretación Racional de las Curvas Características Suelo Agua Universidad Nacional de Córdoba Argentina. IX Congreso Panamericano de Mecánica de Suelos (Brasil 1999).
- Mitchel. Fundamentals of Soil Behavior(1993). Wiley Inter Cience.
- M.L. Pérez R. Succión y Comportamiento Esfuerzo Deformación de Suelos Expansivos de Jurica y Tejeda, Querétaro. Tesis de Maestría. U.A.Q. 1993.
- N. John and M. Devora. Expansive Soil. John Wiley and Sons Inc.
- P. K. Robertson and P. W. Mayne. Vol 1 y 2. Geotechnical Site Characterization (1998). Balkeman.
- R.M. Poot L. Modelo Constitutivo para Suelos no Saturados Expansivos. Tesis de Maestría U.A.Q. (1999).
- S.K. Vanapalli, D. G. Fredlung, and D.E. Pufahl. Relationship between Soil-Water Characteristics Curve and the As-Compacted Water Content versus Soil Suction for a Clay Till.. Department of Civil Engineering, University of Saskatchewan, Saskatoon, Canada. IX Congreso Panamericano de Mecánica de Suelos (Brasil 1999).
- Te-Fu-Chiu and Charles D. Shackelford. Unsaturated Hydraulic Conductivity of Compacted Sand-Kaolin Mixtures. Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering/ February 1998 pp 161-167.

- T. López L. Resistencia al Esfuerzo Cortante en Arcillas de Jurica, Querétaro. Tesis de Maestría. U.A.Q 1996.
- Wm. Reed David. A. Grower's Guide to Water, Media, and Nutrition for Greenhouse Crops. Ball Publishing (1996).

### ***Referencias Bibliográficas.***

1. Benson C. y Gribb M. (1997). Measuring Unsaturate Hydraulic Conductivity in the laboratory and the Fiel. Unsaturate Soil Engineering Practice. ASCE GSP No 68.
2. D. Hurtado M y A. Pérez G. Permeabilidad en Suelos Parcialmente Saturados (Trabajo de investigación). U.A.Q. (1998).
3. D.G.Fredlund. and H. Rahardjo. Soil Mechanics for Unsaturated Soil. A Wiley- and Sons, Inc (1993).
4. H.D. Foth and L.M. Turh. Fundamentos de la ciencia de los suelo. El agua del suelo cap. 4. Cia. Editorial Continental S.A. 2° edic. en español 1975.
5. J. D. Nelson y D. J. Miller. Expansive soil. Heave prediction cap. 4. Edit. John Wiley Sons, inc. Colorado, Octubre de 1991.
6. M.L. Pérez R. y E. Rojas G. Flujo Permanente en Suelos No Saturados y su Aplicación a las Cimentaciones sobre Suelos Expansivos (Proyecto Doctoral). U.A.Q. (1998).
7. Soilmoisture equipment corp. Operating principles new pressure membrane extractor.
8. U.A.Q. y U. Labal (Canada). Curso Internacional de suelos arcillosos, Qro, Mex., 1989.