

MANUAL DE LABORATORIO

FÍSICA DE SUELOS

Warren Forsythe



IICA
#LME-25
1985
MFN-1478



editorial IICA

Digitized by Google

MANUAL DE LABORATORIO

FISICA DE SUELOS

This One



T2CS-C8T-TTLU

Digitized by Google

MANUAL DE LABORATORIO

FISICA DE SUELOS

WARREN FORSYTHE

**INSTITUTO INTERAMERICANO DE COOPERACION PARA LA
AGRICULTURA
San José, Costa Rica
1985**

© Warren Forsythe
© para esta edición, IICA, 1975

Primera edición: 1975
Primera reimpresión: 1980
Segunda reimpresión: 1985

Prohibida la reproducción parcial o total de esta obra sin autorización del Instituto Interamericano de Cooperación para la Agricultura – IICA –.

Diseño de cubierta: Corporación D'Argenta y Mario Loaiza
Composición de texto: Formas y Estilos en Textos, S.A.
Editora de la obra: Matilde de la Cruz
Editor de la Serie: Julio Escoto B.

IICA

LME-25 Forsythe, Warren

Física de suelos : manual de laboratorio. –
1a. ed. 2a. reimpresión. – San José, Costa Rica : IICA, 1985, c1975.

viii, 212 p. – (Serie de Libros y Materiales
Educativos / IICA ; no. 25)

ISBN 92-9039-052-2

1. Física de suelos. I. Título. II. Serie.

AGRIS F22



DEWEY 631.43

Serie de Libros y Materiales Educativos No. 25

Este libro fue publicado por el Servicio Editorial del Instituto Interamericano de Cooperación para la Agricultura – IICA –. La Serie de Libros y Materiales Educativos tiene como fin contribuir al desarrollo agrícola del continente americano.

San José, Costa Rica, 1985

CONTENIDO

	Pag.
PREFACIO	ix
AGRADECIMIENTOS	xi
 CAPITULO 1. INSTRUCCIONES PARA EL LABORATORIO Y PARA EL MUESTREO, 1	
Cuidado del equipo	1
Forma de realizar los experimentos	1
Precisión de las mediciones en el experimento. Incertidumbre y límites de confianza	2
Exactitud de una medición	4
Sensibilidad de una medición	5
Mediciones precisas de valores verdaderos fijos	5
Mediciones de valores verdaderos aleatorios	6
Muestreo de dos etapas de Stein	7
Cifras significativas	9
Propagación de cifras significativas en los cálculos	10
Informe	10
Preguntas	12
Bibliografía	13
 CAPITULO 2. INSTALACION DE EQUIPO EN EL LABORATORIO, 14	
Especificaciones generales	14
Cuidado de las bombas de presión	15
Pruebas para equipo de presión	15
Conexiones	15
Reguladores de presión	16
Preparación de las latas para muestras de suelo	16
Material informativo sobre el equipo	16
 CAPITULO 3. LA HUMEDAD DEL SUELO, 17	
Introducción	17
Interpretación de los límites de confianza de la humedad	19
Propósito del experimento	20
Materiales	20
Procedimiento	20
Informe	22
Preguntas	25
Bibliografía	26

CAPITULO 4. DENSIDAD DE LAS PARTICULAS DE SUELO. METODOS CON AGUA Y CON QUEROSENO, 28

METODO CON AGUA.	28
Introducción	28
Materiales	28
Procedimiento	29
Informe	30
METODO CON QUEROSENO	34
Introducción	34
Materiales	35
Procedimiento	35
Informe	37
Preguntas	37
Bibliografía	38

CAPITULO 5. DENSIDAD APARENTE, POROSIDAD Y ESPACIO AEREO, 39

Introducción	39
Materiales	41
Procedimiento	42
Informe	43
Preguntas	43
Bibliografía	45

CAPITULO 6. ANALISIS DE LA DISTRIBUCION DEL TAMAÑO DE LAS PARTICULAS, 46

Introducción	46
Método	50
Materiales	59
Procedimiento	60
Resultados y cálculos	65
Informe	67
Preguntas	67
Bibliografía	68

CAPITULO 7. CONSISTENCIA DEL SUELO, 70

Propósito	70
Introducción	70
Instrucciones generales	71
LIMITE PLASTICO (INFERIOR O LIMITE DE FRAGMENTACION)	72
Materiales	72
Procedimiento	72

LIMITE LIQUIDO O LIMITE DE FLUJO	73
Materiales	73
Procedimiento	73
Punto adhesivo	73
Informe	76
Preguntas	76
Bibliografía	76

CAPITULO 8. LA PENETRABILIDAD DEL SUELO Y SU RESISTENCIA AL CORTE, 77

Introducción	77
El corte en el suelo	77
ENSAYO DE LA PENETRABILIDAD DEL SUELO	89
Materiales	89
Procedimiento	90
Informe	90
Preguntas	90
ENSAYO DE LA RESISTENCIA TANGENCIAL DEL SUELO	92
Materiales	92
Procedimiento	92
Informe	93
Preguntas	93
Bibliografía	95

CAPITULO 9. SUCCION DEL AGUA DEL SUELO, 97

Introducción	97
El tensiómetro y el potencial de presión (succión)	98
El potencial de presión como parte del potencial total	100
La succión matricial (succión del agua del suelo) y la succión total del suelo	101
El potencial hidráulico	101
Carga de presión, carga de gravedad y carga hidráulica	102
La lectura de los tensiómetros	103
Materiales	106
Procedimiento	106
Informe	112
Preguntas	115
Bibliografía	116

CAPITULO 10. DRENAJE Y EQUILIBRIO DE UNA COLUMNA MOJADA 118

Introducción	118
Condiciones de la columna mojada	121
Materiales	126
Procedimiento	127
Informe	130
Preguntas	133
Bibliografía	134

CAPITULO 11. CURVAS DE DESABSORCION DE MUESTRAS NO ALTERADAS, 137

Introducción	137
Principio del aparato	143
Materiales	146
Procedimiento	147
Informe	150
Preguntas	153
Bibliografía	154

CAPITULO 12. INFILTRACION DE AGUA EN EL SUELO Y CAPACIDAD DE CAMPO, 157

Introducción	157
La ecuación racional	159
Ecuación de Horton	159
Ecuación de Kostyakov	160
La Ecuación de Philip	161
Capacidad de campo	162
Materiales	163
Procedimiento	164
Informe.	166
Preguntas	168
Bibliografía	169

CAPITULO 13. CONDUCTIVIDAD HIDRAULICA DEL SUELO EN MUESTRAS NO ALTERADAS, 171

Introducción	171
Materiales	174
Procedimiento	174
Informe	176
Preguntas	178
Bibliografía	179

CAPITULO 14. FORMULAS DE DRENAJE INTERNO, 180

Introducción	180
Ascenso del nivel freático	181
Diagnóstico de los casos de flujo permanente y flujo transitorio	182
Criterio para el diseño	183
Caso de flujo permanente. Aplicabilidad de las fórmulas de Hooghoudt y Ernst	184
Fórmula de Hooghoudt	185
Fórmula de Ernst	190
Caso de flujo transitorio. Fórmula de Glover/Dumm	201
Bibliografía	207

Indice de materias	209
Indice de autores	211

PREFACIO

Este manual fue elaborado especialmente para los estudiantes que se preparan para la enseñanza y la investigación en Física de Suelos, en las Facultades de Agricultura de las Universidades Latinoamericanas. El material fue planeado para once sesiones semanales de laboratorio, con una duración cada una de tres horas más el tiempo que los estudiantes deben dedicar entre sesiones, para tomar los datos experimentales.

Algunos de los experimentos tienen una duración de dos semanas o más, por lo que es conveniente programar dos o tres experimentos simultáneamente. Varios de ellos se adaptan a prácticas corrientes de Física de Suelos que se llevan a cabo en un curso de Edafología, tales como la humedad del suelo, la densidad aparente, la densidad de los sólidos, la distribución del tamaño de las partículas del suelo, su consistencia, su penetrabilidad y la succión del agua del suelo.

Todos los experimentos de este manual se pueden realizar con equipo corriente de laboratorio, pero en varios casos se dan algunas sugerencias para demostrar principios en los cuales puede usarse equipo más sencillo y barato, que se puede construir con materiales simples y disponibles localmente.

Para los investigadores incluye: análisis de propiedades y procesos físicos correlacionados con el crecimiento de la planta, tales como espacio aéreo, succión del agua del suelo y penetrabilidad; y otras mediciones para diseños de sistemas agrícolas y manejo del suelo, como conservación de suelos y aguas e irrigación y drenaje.

Además contiene los conceptos básicos de la técnica de muestreo y de análisis estadístico, correspondientes a muestras no alteradas para poder evaluar la variabilidad de las muestras, tal como se encuentran en el campo.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece a la Fundación Kellogg y al Instituto Interamericano de Cooperación para la Agricultura, la ayuda económica otorgada, que le permitió preparar esta obra para su publicación en la Serie de Libros y Materiales Educativos.

También queda en deuda con el Ing. Edilberto Camacho, por su ayuda en la redacción del texto, con la Sra. Mireya Sánchez de Vega, por la mecanografía de los originales y con el Dr. Gilberto Páez, por sus consejos en los Capítulos 1 y 11.

CAPITULO 1

INSTRUCCIONES PARA EL LABORATORIO Y PARA EL MUESTREO

CUIDADO DEL EQUIPO

A cada estudiante se le asignará un estante y el equipo de laboratorio necesario para realizar los experimentos. Al terminar cada experimento el estudiante o los estudiantes que intervengan en él, deberán dejar limpia la mesa de trabajo y el equipo usado y devolver los instrumentos en buenas condiciones.

FORMA DE REALIZAR LOS EXPERIMENTOS

- a. Lea cuidadosamente las instrucciones.
- b. Mantenga la mesa del laboratorio limpia todo el tiempo.
- c. No eche nunca suelo en el lavadero; éste debe vaciarse en un recipiente y botarse afuera.
- d. Cuide bien los instrumentos; lea siempre las instrucciones de cada uno y nunca force un aparato.
- e. No manche con tinta las latas que use para las muestras; utilice un lápiz de cera o una etiqueta de cinta de enmascarar para marcarlas.
- f. Asegúrese de que el instrumento esté calibrado y estandarizado a su punto de referencia; y que las balanzas, estén niveladas y funcionando bien.
- g. Anote todos los datos del experimento en un cuaderno empastado en el preciso momento en que ocurren los hechos. El registro de los datos debe hacerse en forma de cuadro siempre que sea posible. Cada experimento debe llevar la fecha y un comentario sobre sus resultados.
- h. Los suelos usados en los experimentos, deben identificarse indicando textura, origen y lugar.

PRECISION DE LAS MEDICIONES EN EL EXPERIMENTO. INCERTIDUMBRE Y LIMITES DE CONFIANZA

La precisión de las mediciones en el experimento depende mayormente de la precisión del instrumento, de la naturaleza y del tamaño de la muestra y del experimentador. La precisión es la desviación de los datos obtenidos en un ensayo del promedio de los mismos. Con mucha desviación o dispersión la precisión es baja y con poca desviación es alta (ver Figura 1.1a).

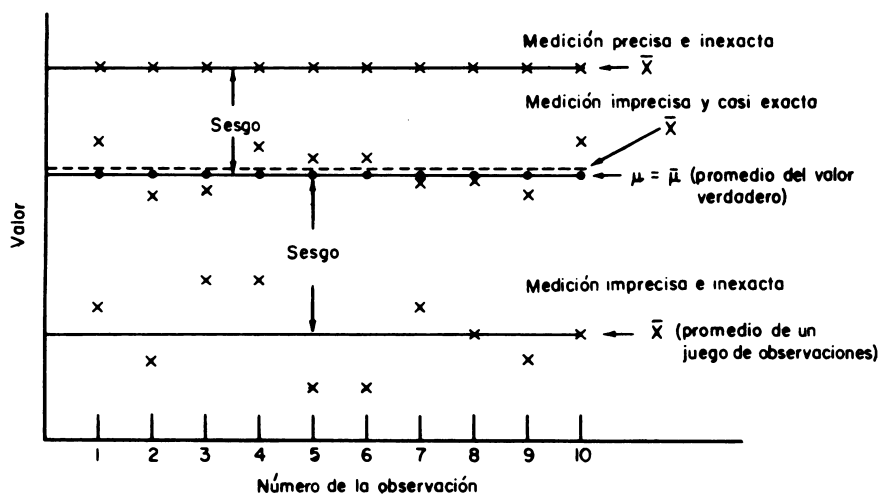


Fig. 1.1a. Caso de valor verdadero fijo, con tres juegos de observaciones que representan diferentes tipos de medición. (x) valor de la observación. (•) Valor verdadero μ .

Cuando se dice que un instrumento tiene un 100% de seguridad hasta el más cercano 0,1 unidad, se puede considerar que éste permite leer con una confianza de $\pm 0,05$ de unidad o sea, $+0,05 - (-0,05) = 0,1$ porque la incertidumbre o error máximo en el juicio visual del operador será la mitad de la última unidad legible del instrumento. Si la incertidumbre o error máximo legible es igual o mayor que la incertidumbre máxima del mecanismo del instrumento, la lectura indica el error máximo del instrumento. Si hay 100% de probabilidad de que el error es menor del error máximo del instrumento, esto significa que para varias repeticiones de una lectura con un valor dado, que se puede representar como el promedio de las lecturas, ca-

da una de ellas tendrá 100% de probabilidad de estar dentro de los siguientes límites de confianza:

$$\text{promedio} \pm 0,05 \text{ de unidad} \quad [1]$$

El error máximo puede expresarse en forma absoluta o relativa. La forma absoluta es por ejemplo, $\pm 0,05$ de unidad; en cambio la forma relativa sería la siguiente:

$$\frac{\pm 0,05 \text{ de unidad}}{\text{promedio de la lectura}} \quad [2]$$

Si se puede medir 10 cm con un error máximo absoluto de $\pm 0,05$ cm, el error máximo relativo sería mayor que cuando se puede leer 300 cm con un error máximo absoluto $\pm 0,05$ cm. El error máximo relativo es de gran importancia para evaluar la medición y generalmente se expresa en porcentaje. Con base en este principio, su tamaño puede controlarse variando el valor del error máximo absoluto y el tamaño de la muestra de un suelo. Si se quiere pesar una muestra de suelo hasta un error máximo relativo de 1% de la masa del suelo, se puede pesar una muestra de 1 g de masa con un error máximo absoluto de $\pm 0,005$ g o una muestra de 10 g de masa con un error máximo absoluto de $\pm 0,05$ g.

Los límites de confianza de un valor de predicción expresados en la ecuación [1] se pueden representar en forma más general de la siguiente manera (Steel y Torrie⁹):

$$LC = \text{Promedio} \pm t_{\alpha} s \left(\frac{n + 1}{n} \right)^{1/2} \quad [3]$$

donde:

LC = Límite de confianza de un valor de predicción;

t_{α} = valor de t al nivel de probabilidad α . El parámetro t se usa como criterio de pruebas de diferencia y es igual a:

$$\frac{\bar{X} \text{ (promedio de las observaciones)} - \mu \text{ (parámetro de la población)}}{s_{\bar{X}} \text{ (error estándar de } \bar{X})}$$

$$s_{\bar{X}} \text{ (error estándar de } \bar{X})$$

(ver Steel y Torrie⁹ y Calzada Benza¹).

$$s = \text{desviación estándar} = \sqrt{\frac{\sum (X_i - \bar{X})^2}{n - 1}}$$

n = número de lecturas u observaciones

X_i = cualquier observación individual

$\bar{X}$ = el promedio de las observaciones.

Para expresar los límites de confianza es común escoger probabilidades de 95% ó 99%. Los límites de confianza constituyen una medida de la precisión de un instrumento o de un ensayo. La precisión de un instrumento trata de la medida de la dispersión de las repeticiones de la lectura de una muestra del promedio de las mismas. Es común expresar la precisión de una balanza en términos de su desviación estándar (Committee on balances and weights²). En poblaciones de distribución normal cuando el número de repeticiones es grande (mayor de 30), los límites de confianza determinados por una variación de $(\bar{X} \pm 1 s)$ tienen una probabilidad de contener las observaciones en 68,2% de los casos; los determinados por una variación de $(\bar{X} \pm 2 s)$ 95,4% de las observaciones y los determinados por $(\bar{X} \pm 3 s)$ 99,9% de probabilidad.

La precisión de un ensayo depende de la naturaleza y del tamaño de la muestra. Para la definición de la precisión del instrumento se empleó en el párrafo anterior, el caso con varias repeticiones de la lectura de una sola muestra. En la realidad un ensayo comprende la medición de varias muestras. La dispersión en los valores de las lecturas también puede tener su origen en la variabilidad del material de la muestra. Cuando la exactitud del ensayo no se afecta, la práctica en el análisis de suelos consiste en mezclar bien una muestra inventario para reducir la variabilidad en las repeticiones. Además, el tamaño de la muestra para el análisis influye sobre la variabilidad. Por ejemplo, se cree que una muestra de alrededor de 1 g es la muestra mínima para determinar la densidad de los sólidos de un suelo. Por lo tanto, una muestra de 0,01 g de suelo no podrá representar un promedio típico de la densidad del suelo de la muestra inventario.

EXACTITUD DE UNA MEDICION

En contraste con la precisión de una medición, la cual trata de la dispersión de varias repeticiones del ensayo, la exactitud

de una medición trata de la desviación del valor de una observación, en relación con el valor verdadero del parámetro del sistema o medio que se mide. La exactitud trata de medir el sesgo (“bias” en inglés) que existe en la observación (ver Figura 1.1a). El sesgo puede ocurrir en el instrumento o en el procedimiento del ensayo pero es corregible (Calzada Benza¹, Strobel¹⁰). En los análisis de laboratorio puede corregirse por medio de calibración y muestras de control. En la determinación de retención de humedad en los análisis de suelos, el sesgo puede originarse por el uso de muestras alteradas, y en los suelos derivados de cenizas volcánicas, por usar muestras secadas al aire. El error debido al sesgo puede ser sistemático (constante) o aleatorio. El error sistemático se detallará más adelante, donde se podrá apreciar que un método puede tener mucha precisión pero poca exactitud.

SENSIBILIDAD DE UNA MEDICION

La sensibilidad de una medición depende de la sensibilidad del instrumento y la del procedimiento. Generalmente ésta es el cambio verdadero de una propiedad bajo medición necesario para provocar un cambio detectable y legible en el indicador del instrumento. La precisión de la sensibilidad de una medición indicaría su confiabilidad.

MEDICIONES PRECISAS DE VALORES VERDADEROS FIJOS

En el laboratorio hay muchas mediciones que son precisas, es decir, que los mismos valores se esperan dentro de los límites dados de la precisión del experimento. Ejemplo: dentro de $\pm 0,1\text{ g}$ o dentro $\pm 5\%$ del valor.

Para revisar la técnica del análisis generalmente se hacen ensayos en triplicado y si todos los resultados se ajustan a las especificaciones, se saca un promedio de ellos. Si uno de los valores se desvía más allá del límite de las especificaciones, se saca un promedio de los dos valores conformantes. Si la técnica en el procedimiento se controla, basta hacer duplicados para revisarla.

Muchos ensayos de laboratorio de suelos siguen las normas anteriormente citadas; sin embargo, es necesario mezclar bien la muestra inventario “stock sample” para poder aplicar dichas normas, porque se sabe que hay mucha variabilidad en las pro-

propiedades de un suelo en distancias muy cortas. Para análisis químicos de suelos se usan muestras tamizadas y mezcladas. Para algunos análisis físicos se puede usar ese procedimiento; ejemplo: distribución del tamaño de las partículas, densidad de los sólidos y retención de agua de muestras alteradas. Si la muestra inventario es compuesta, representa varios lugares y se obtiene un promedio de la propiedad sin saber su dispersión con respecto a su ubicación. La precisión y la exactitud aplicadas a muestras con un valor verdadero fijo se presentan en la Figura 1.1a.

MEDICIONES DE VALORES VERDADEROS ALEATORIOS

Comparación de promedios. Las muestras que se usan para medir ciertas propiedades del suelo no se pueden mezclar porque las propiedades dependen del estado del suelo *in situ*. Esto se puede apreciar si se considera la densidad aparente, la resistencia al corte, la penetrabilidad, la conductividad hidráulica, la infiltración y la retención del agua de muestras no alteradas. Como el suelo varía de un lugar a otro, no se pueden sacar muestras duplicadas y usar las normas para ensayos precisos de valores verdaderos fijos, porque es muy probable que la muestra vecina presente una variación. Esto se debe a que el suelo representa un caso de muestras con valores verdaderos aleatorios (ver Figura 1.1b). Si se tienen dos muestras se hace referencia

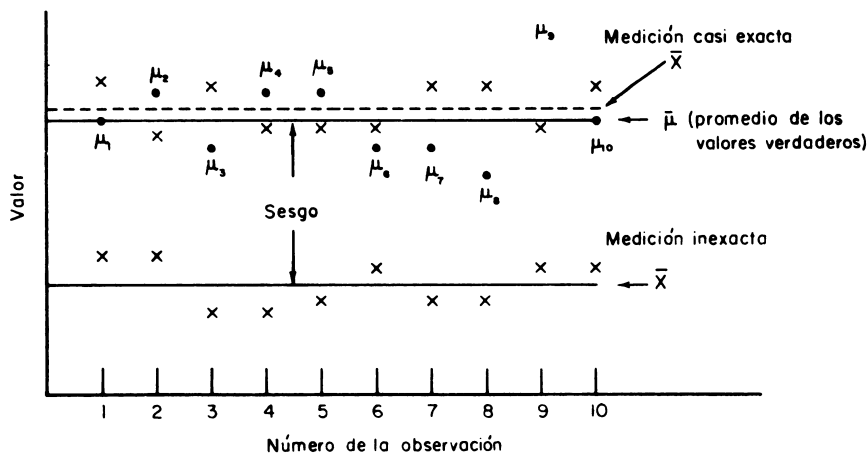


Fig. 1.1b. Caso de valor verdadero aleatorio, con dos juegos de observaciones que representan diferentes tipos de medición. (x) Valor de la observación. (•) Valor verdadero μ .

al promedio y al intervalo de las muestras (desviación estándar de dos muestras). Si se tiene más de dos muestras, se determina el promedio y la desviación estándar y la desviación estándar del promedio. El estimado de la desviación estándar mejora con un mayor número de muestras.

El número de muestras necesarias para lograr una precisión dada (desviación del promedio) para un nivel dado de probabilidad es:

$$n = \frac{t_{\alpha}^2 s^2}{D^2} \quad [4]$$

donde:

s = desviación estándar;

t_{α} = valor de t con $(n-1)$ grados de libertad a un nivel dado de probabilidad α ;

D = precisión deseada.

MUESTREO DE DOS ETAPAS DE STEIN

En la práctica no se sabe de antemano la desviación estándar de la propiedad del suelo que se quiere medir. Una vez que se establezca la unidad de muestreo en el campo, por ejemplo 20 m x 20 m x 50 cm de profundidad, es necesario establecer la precisión deseada, o sea, la diferencia de los promedios de las unidades de muestreo que se quiere detectar. Por ejemplo, si se mide la densidad aparente, se puede establecer que es necesario encontrar diferencias en los promedios de las unidades de muestreo de 0,1 g/ml. Se puede apreciar que la precisión establecida dependería de los propósitos del estudio y de los recursos disponibles.

En el primer viaje de campo hay que escoger un número arbitrario de muestras, n_1 , que puede ser $n = 5$. Con n_1 muestras se calcula s_1 y este valor se usa en la ecuación [4] con la D escogida para calcular n . Así se puede calcular el número de muestras n_2 , que hay que tomar durante el segundo viaje para obtener la precisión deseada (Petersen y Calvin⁷ Steel y Torrie⁹). El cálculo sería así:

$$n = n_1 + n_2 \quad [5]$$

$$n_2 = n - n_1 \quad [6]$$

de la ecuación [4]

$$n = \frac{s_1^2 t_\alpha^2}{D^2} \quad [7]$$

combinando [6] y [7]

$$n_2 = \frac{s_1^2 t_\alpha^2}{D^2} - n_1 \quad [8]$$

donde:

n_1 = número de muestras tomadas durante el primer viaje al campo;

n_2 = número de muestras adicionales que deben tomarse durante el segundo viaje;

s_1 = desviación estándar calculada de n_1 observaciones.

Esta técnica de comparar promedios de diferentes parcelas o unidades de muestreo es útil para estudios de evaluación en general y para evaluar respuestas a tratamientos.

Caracterización del campo y las unidades de muestreo

Para evaluar la capacidad de un campo como medio para el desarrollo de las plantas, debe considerarse la población estadística de la serie de volúmenes de suelo ocupados por las plantas (Jackson⁴) y usar como la unidad de muestreo un espacio de suelo ocupado por las raíces de una planta (Forsythe³).

Cuando el problema es la caracterización del campo con fines de diseño, la unidad de muestreo es un volumen de suelo que corresponde al tamaño probable de una unidad de diseño. Por ejemplo, la conductividad hidráulica se determinaría, para un volumen de suelo que quede entre dos drenajes, con un espaciamiento probable (el diseño probable), y para fines de riego la infiltración se determinaría para un área que corresponda a

una unidad probable de aplicación de agua. La unidad de muestreo puede ser también igual a la unidad de observación o unidad experimental (Steel y Torrie⁹).

Para caracterizar el volumen de muestreo de zonas radicales grandes hay que utilizar el submuestreo, por ejemplo: en árboles (Petersen y Calvin⁷). También debe hacerse para la caracterización de las unidades de diseño, por su tamaño. Los límites de confianza de los valores de una predicción son una forma de indicar la distribución de los valores de las propiedades de las unidades de muestreo (Forsythe³). La ecuación [3] se utiliza para este propósito.

Errores más comunes

a. **Error aleatorio.** En un número grande de determinaciones de valores por muchas repeticiones, se encontraría que las observaciones varían dentro de ciertos límites. La forma de la curva de frecuencia de estos valores determinará la precisión de la operación. El intervalo de los límites de la distribución puede depender del instrumento o del procedimiento usado. Este tipo de desviación del verdadero valor de la medida se llama error aleatorio (ver Figura 1.1b, el caso de la medición casi exacta). En determinaciones precisas se supone que la distribución tiene un intervalo muy estrecho y generalmente se usan muestras duplicadas; la segunda muestra sirve para verificar la técnica del operador.

b. **Error sistemático.** Este tipo de error se debe a una falla, a un sesgo en el instrumento o a una falla en su calibración o en su procedimiento, que aparece constantemente en todos los resultados. Este error se reproduce y no se elimina mediante el empleo de muchas repeticiones. Hay que darse cuenta de que pueden obtenerse resultados malos aunque haya mucha concordancia entre las repeticiones (ver Figuras 1a y 1b). En este caso es necesario tomar en cuenta el método o el instrumento para corregir este error.

CIFRAS SIGNIFICATIVAS

El número de las cifras significativas dentro de una cantidad, no depende del signo decimal, si no del número de dígitos confiables y característicos de la cantidad. Por ejemplo: en 0,025, los tres números después de la coma decimal son confia-

bles. En cambio, si la cantidad es 25.000 y se sabe que el tercer dígito es confiable, se debe escribir el número como: $2,50 \times 10^4$ 25.000 ó 25.0×10^3 .

En la práctica, los registros de datos se hacen con una cifra adicional a la última cifra significativa. En los resultados sólo se emplean las cifras significativas.

PROPAGACION DE CIFRAS SIGNIFICATIVAS EN LOS CALCULOS

Por lo general, en un experimento se miden varias cantidades a varios niveles de precisión, es decir, hasta un número dado de cifras decimales o hasta tantas cifras significativas.

En los cálculos se combinan cifras a diversos grados de precisión y hay que saber la manera en que estas combinaciones afectan al resultado final. Las reglas siguientes son muy útiles:

- a. En las sumas y en las restas no se deben retener más cifras decimales que las confiables en la cantidad que tiene el menor número de cifras decimales confiables.
- b. En las multiplicaciones y en las divisiones no se deben retener más cifras significativas que las cifras confiables en el factor; o en otras palabras, las cantidades a multiplicarse o dividirse deben tener el mismo número de cifras significativas. Se recomienda mantener una cifra más de las que las reglas indican hasta obtener el resultado final (Minor⁵).
- c. En todas las computaciones logarítmicas, se debe retener una cantidad de cifras decimales en la mantisa del logaritmo, igual a la de cifras significativas en la cantidad tratada (Smythe y Michels⁶).

Generalmente los cálculos incluyen una combinación de las operaciones matemáticas descritas en las reglas. Al realizar un cálculo es necesario aplicar las reglas para evaluar su efecto total. (Para mayor información consúltase a Minor⁵ y a Olson, Koch y Pimentel⁶).

INFORME

Título: describa el título del trabajo completo.

Fecha: anote la fecha de la realización del trabajo y del informe.

Propósito: describa brevemente el propósito.

Método y materiales: describa el procedimiento del suelo, la ubicación, la fecha de realización del experimento o del muestreo.

Resultados: presente los resultados en cuadros de registros o de cálculo bien planeados. Considere primero los pasos del cálculo, divídalos en pasos convenientes, anotando cada uno en una columna del cuadro.

Los resultados de los cálculos deben aparecer solamente con el número de cifras significativas correspondiente al método. Siempre que sea posible prepare los gráficos y los títulos adecuadamente, usando la mayor parte del espacio para presentar los datos. Marque los puntos experimentales con círculos, cuadritos, cruces, u otros. Los datos con intervalos de clases se representan con barras.

Generalmente, los puntos experimentales se conectan por medio de rectas, excepto cuando el propósito del experimento es determinar alguna función con una curva. En los gráficos, la escritura debe ser clara y las unidades estar bien descritas. Los resultados variables deben presentarse como promedio con una medida de su dispersión (error estándar), a menos que las instrucciones del experimento indiquen lo contrario. Los resultados de ensayos precisos de valores verdaderos constantes deben incluir valores duplicados.

Conclusiones: deben ser breves.

Contestaciones a las preguntas: todas las preguntas que se hacen deben contestarse.

Bibliografía: se recomienda seguir las normas utilizadas por el Instituto Interamericano de Ciencias Agrícolas, de las cuales se dan dos ejemplos a continuación y la referencia bibliográfica completa como pie de página, para mayor información:

HENDERSON, S. M. A basic concept of equilibrium moisture. *Agricultural Engineering* 33(1):29-32. 1952.

INSTITUTO INTERAMERICANO DE CIENCIAS AGRICOLAS DE LA OEA. Redacción de referencias bibliográficas. Normas oficiales del IICA. 2 ed. Turrialba, Costa Rica, IICA-CIDIA, 1972. 37 p. (IICA, Bibliotecología y Documentación no. 4).

BAVER, L. D. Soil physics. 3 ed. New York, Wiley, 1956. 489 p.

En las citas de los informes se deben usar los nombres de los autores y las fechas o los números que identifiquen las citas dentro de la bibliografía del informe. Ejemplo: (Henderson, 1952).

Formación de archivos: el estudiante interesado en su carrera, debe formar para referencias futuras, un archivo de bibliografía clasificado por materias en tarjetas de 5 x 3 pulgadas.

PREGUNTAS

- 1) ¿Cómo se cuida el lavadero del laboratorio?
- 2) ¿Cómo se cuidan las latas de las muestras durante su uso?
- 3) ¿Cuál es la precisión de una medición?
- 4) ¿Cómo se puede expresar la precisión de una medición?
- 5) ¿Cuál es la exactitud de una medición?
- 6) ¿Cómo se puede mejorar la exactitud?
- 7) ¿Cuál es la diferencia entre la exactitud y la precisión de una medición?
- 8) ¿Cuál es la técnica para tratar mediciones precisas de valores verdaderos constantes? ¿Qué condición previa debe tener la muestra inventario?
- 9) ¿Cuál es la técnica para tratar mediciones de valores verdaderos variables? ¿Cuál es el procedimiento para mejorar la precisión de dichas mediciones?
- 10) Nombre dos criterios para determinar el volumen de la unidad de muestreo en el campo.
- 11) Si un instrumento para medir la densidad aparente puede sacar muestras de 500 ml de volumen, ¿qué técnica usaría

para caracterizar unidades de muestreo de suelo de los siguientes volúmenes: 500 ml, 900 ml, 3 litros y 2 metros cúbicos?

- 12) ¿Si un ensayo tiene una confiabilidad de 2 cifras significativas cómo usaría los siguientes datos para cálculos?
(a) 2,6789; (b) 2; (c) 2,6; (d) 2,53; (e) 2,50.
- 13) ¿Qué base se usa para determinar el número de cifras significativas en los resultados de un informe?

BIBLIOGRAFIA

1. AMERICAN CHEMICAL SOCIETY. DIVISION OF ANALITICAL CHEMISTRY. Terminology for describing the performance of analytical and other precise balances; 1954 report and recommendations of the Committee on Balances and Weights. *Analytical Chemistry* 26(7):1190–1192. 1954.
2. CALZADA BENZA, J. Métodos estadísticos para la investigación. Lima, s.e., 1964. pp. 197, 244.
3. FORSYTHE, W. M. Importancia de la variabilidad de las propiedades del suelo para evaluarlas en su manejo. *Turrialba* 20:445–451. 1970.
4. JACKSON, M. L. Soil chemical analysis. Englewood Cliff, N.J., Prentice–Hall, 1958. 498 p.
5. MINOR, R. S. Physical measurements. I. Mechanics properties of matter heat and sound. Berkeley, Calif., Associated Students Store. 1957. 180 p.
6. OLSON, A. R., KOCH, C. R. y PIMENTEL, G. C. Introductory quantitative chemistry. San Francisco, Freeman, 1956. 470 p.
7. PETERSEN, R. G. y CALVIN, L. P. Sampling. In Black, C. A. ed. *Methods of soil analysis. I. Physical and mineralogical properties, including statistics of measurement and sampling*. Madison, Wisc., American Society of Agronomy, 1965. pp. 54–72. (Agronomy Series no. 9).
8. SMYTHE W. R. y MICHELS, W. S. Advanced electrical measurements. New York, Van Nostrand, 1932. 240 p.
9. STEEL, R. G. D. y TORRIE, J. H. Principles and procedures of statistics. New York, McGraw-Hill, 1960. pp. 43, 47.
10. STROBEL, H. A. Chemical instrumentation. Reading, Mass., Addison-Wosley, 1960. pp. 15.

CAPITULO 2

INSTALACION DE

EQUIPO EN EL LABORATORIO

ESPECIFICACIONES GENERALES

Un laboratorio de física debe incluir:

- a. Mesas de trabajo con buena luz donde hallan: agua corriente, agua destilada, desagües y electricidad en varios puntos de las mesas. (Los desagües pueden consistir en varios huecos a lo largo de las mesas, los cuales pueden estar cubiertos). También se necesita: aire, vacío y gas.
- b. Mesas de concreto con patas de acero sobre las cuales se puedan colocar las balanzas.
- c. Lugares con ventilación para:
 - 1) un calentador eléctrico;
 - 2) un horno de secamiento;
 - 3) preparar el suelo (puede ser un invernadero).
- d. Espacios adecuados con estantería para:
 - 1) almacenar muestras; y
 - 2) guardar el equipo.
- e. Lugares con buena ventilación para instalar las bombas.
- f. Huecos en el piso que estén cubiertos y que sirvan para drenaje cuando así se requiera.
- g. Un cuarto con temperatura constante, lo que facilita la determinación de la distribución del tamaño de las partículas por sedimentación y otros estudios. Este cuarto debe tener electricidad, agua y desagüe. En las zonas tropicales, la temperatura puede controlarse por medio de aparatos de aire acondicionado.

CUIDADO DE LAS BOMBAS DE PRESION

El aceite de las bombas de presión debe cambiarse cada tres meses. Es conveniente dejar en ellas una etiqueta que indique la fecha en que deberá hacerse el siguiente cambio.

Los cilindros de almacenaje deben drenarse periódicamente sobre todo en zonas de alta humedad relativa, ya que después de un tiempo de uso el agua se acumula en ellas. Se recomienda colocar un sistema no corrosivo de absorción de humedad antes de la entrada del conducto de succión de las bombas de presión y vacío, para evitar la acumulación excesiva de agua en los cilindros.

Estas bombas deben tener una buena ventilación para evitar sobrecalentamiento y no se deben guardar sustancias corrosivas cerca de ellas.

Su conexión debe ser directa al panel eléctrico para evitar bajas dañinas de voltaje en la línea.

PRUEBAS PARA EQUIPO DE PRESION

Los equipos comerciales para trabajos con presión tienen incorporado en su diseño, un factor de seguridad contra la explosión. Si se necesita elaborar un aparato o una conexión de presión en el laboratorio, debe probarse la resistencia contra fallas con una presión del doble del valor máximo que se espera usar en el experimento. Para esta prueba de resistencia debe llenarse de agua el aparato o conexión a fin de evitar la explosión en caso de falla, cosa que ocurriría si éste contuviera aire comprimido; lo anterior se aplica para probar tubos de vidrio, de plástico, de metal y tanques de presión.

CONEXIONES

En muchos experimentos se necesitan conexiones de diferentes tipos. Para conducir agua en experimentos de relaciones agua-suelo, se usa un tubo de polietileno con 1/8 pulgada (0,32 cm) de diámetro externo, el cual es muy conveniente, por su resistencia y flexibilidad. Este tubo se puede conectar con otros más grandes por medio de huecos en los que se colocan tapones de hule sólido para uniones. El tapón de hule que debe tener un diámetro externo adecuado se perfora de manera que el tubo de polietileno entre ajustado en él, dando así lugar a un buen sello contra presiones y succiones moderadas (0,5 de bar), ver el experimento: succión del agua del suelo, del Capítulo 9.

Para conectar tubos de plástico con conexiones de rosca es conveniente usar las uniones metálicas que se utilizan para líneas de combustible en automóviles, tales como las uniones de presión y las de presión con conos. Estas uniones sirven para presiones y succiones de mayor magnitud (más de 1 bar).

Para presiones altas (20 bares) se usan líneas de tubo metálico, y las conexiones son de rosca cónica a las que debe aplicarse una pasta especial, o rosca paralela con sello de contacto entre metal y metal a presión.

REGULADORES DE PRESION

Los equipos que utilizan aire comprimido, como los de plato de presión, generalmente reciben el aire de una fuente de alta presión como el cilindro del almacenaje de una compresora o de un cilindro de aire comprimido, por lo que es necesario reducir la presión a las necesidades del aparato correspondiente. Para esto se emplea un regulador de presión de diafragma. Generalmente, cuando se gira el tornillo del regulador en el sentido del reloj, el aire pasa de la fuente de alta presión a la zona de más baja presión.

Hay reguladores de presión para diferentes presiones. Algunos de estos reguladores están provistos de un escape automático de aire para reducir la presión de la zona de menor presión cuando hay una sobrecarga.

PREPARACION DE LAS LATAS PARA MUESTRAS DE SUELO

Las cajas o latas que se utilizan para muestras de suelo deben ser de metal, de hierro o de aluminio, con tapas que sellen a presión.

Las cajas de aluminio son inoxidable, pero mucho más caras que las de hierro; las de hierro se pueden hacer inoxidable si se les aplica, bien secas, dos capas de barniz marino con una brocha y una vez que el barniz se seque, se les pone al horno a 120°C por 24 horas para endurecerlo. En esta forma se puede preparar una gran cantidad de recipientes para muestras a un costo módico.

MATERIAL INFORMATIVO SOBRE EL EQUIPO

Las indicaciones de fábrica para el uso y cuidado del equipo de laboratorio deben archivar-se para referencias futuras.

CAPITULO 3

LA HUMEDAD DEL SUELO

INTRODUCCION

La humedad del suelo se puede expresar gravimétricamente, con base en la masa, o volumétricamente, con base en el volumen. La humedad gravimétrica es la forma más básica de expresar la humedad del suelo y se entiende por ella la masa de agua contenida por unidad de masa de sólidos del suelo. Frecuentemente se expresa como un porcentaje (Soil Science Society of America^{1 1}; International Society of Soil Science⁹).

$$\begin{array}{l} \text{\% de la humedad} \\ \text{gravimétrica} \end{array} = \frac{M(\text{suelo}) - M(\text{suelo secado al horno})}{M(\text{suelo secado al horno})} \times 100 \quad [1]$$

O, en esta forma:

$$H(\%) = \frac{M_{ag}}{M_s} \times 100 \quad [2]$$

donde:

M = masa; M_{ag} = masa del agua; M_s = masa de los sólidos;
 H = humedad del suelo (a veces se usan θ , w , c).

La masa del suelo secada al horno es la masa de suelo puesta en el horno hasta que pierda toda su agua (que no sea agua químicamente ligada) y se mantenga una masa constante. Generalmente esto se logra a 100-110°C por 24 horas (Gardner⁸; Forsythe y Díaz-Romeu⁵; Soil Science Society of America^{1 1}). En este estado se le denomina "suelo seco". Esta masa secada al horno

se usa como base para calcular el contenido de humedad por su naturaleza constante y reproducible bajo varias condiciones ambientales (Forsythe y Díaz-Romeu⁵). Por la misma razón se usa como base para expresar contenidos del suelo, tales como CIC, MO y otros análisis químicos. Los términos mg/100 g suelo, me/100 g, partes por millón (masa/masa), usan como base la masa de suelo secada al horno (Soil Science Society of America¹¹; Forsythe y Díaz-Romeu⁵). Sin embargo, es una buena práctica indicar en los informes “en base a suelo secado al horno”.

Para obtener esa información sin cambiar la naturaleza de la muestra al ponerla en el horno, se acostumbra tomar una cantidad de suelo para determinar la humedad de la muestra bien mezclada en su estado de humedad “secada al aire” o a la humedad del campo, según las necesidades del suelo. El resto se deja para su análisis químico o físico en su estado natural. Los resultados de los análisis físicos y químicos basados en la masa del suelo con humedad, están ajustados o normalizados con base en la masa de suelo secada al horno de acuerdo con la siguiente fórmula:

$$M_s = \frac{M}{1 + \frac{H}{100}} \quad [3]$$

donde:

M_s = masa de sólidos o masa del suelo secada al horno;

M = masa del suelo con humedad;

H = % de la humedad gravimétrica del suelo.

Por esta razón uno de los primeros pasos en el análisis químico o físico del suelo es determinar la humedad de la muestra. La humedad del suelo influye en muchas propiedades físicas, tales como la densidad aparente, el espacio aéreo, la compactabilidad, la penetrabilidad, la resistencia al corte, la consistencia, la succión total del agua y el color del suelo; además, influye en algunos procesos químicos y bioquímicos del suelo y en la actividad microbial y también en el crecimiento de las plantas. Por lo tanto, es necesario determinar a menudo la humedad correspondiente del suelo al hacer mediciones de sus propiedades y procesos.

La humedad del suelo es muy dinámica y depende del clima, de las plantas, de la profundidad del suelo y de las características y condiciones físicas del perfil. En un momento dado y a una profundidad dada, es muy variable y depende de la ubicación en el terreno del punto en consideración.

La humedad del suelo también se puede expresar en base volumétrica, usando la siguiente fórmula:

$$\frac{\% \text{ de la humedad}}{\text{volumétrica}} = \frac{\text{volumen de agua en el suelo}}{\text{volumen total del suelo}} \times 100 \quad [4]$$

La relación entre la humedad volumétrica y la humedad gravimétrica es la siguiente:

$$H_v = \frac{\rho_a}{\rho_{ag}} \times H_g \quad [5]$$

donde:

H_g = humedad gravimétrica;

H_v = humedad volumétrica (ml agua/100 ml suelo);

ρ_a = densidad aparente del suelo (g/ml);

ρ_{ag} = densidad del agua (g/ml).

La humedad volumétrica se puede considerar también como la lámina de agua contenida en una unidad de profundidad de suelo; esta forma es muy práctica para considerar la humedad de acuerdo con la terminología del riego y de la lluvia. La humedad volumétrica expresa la humedad del suelo en términos independientes de la densidad aparente del suelo, y facilita así una base general para comparar el almacenaje de agua en varios suelos de diferentes densidades aparentes (Forsythe, Gavande y González⁶). Esto es muy importante en muchos países de América Latina donde hay suelos derivados de cenizas volcánicas con densidades aparentes entre 0,2 y 0,8 g/ml y también suelos aluviales con densidades aparentes entre 1,2 y 1,6 g/ml. Además es importante para evaluar la retención de agua de los suelos orgánicos (Boelter y Blake¹; Boelter²).

INTERPRETACION DE LOS LIMITES DE CONFIANZA DE LA HUMEDAD

El suelo es naturalmente variable y aunque se midan muchas de sus propiedades con métodos exactos, el valor verdadero de

ellas es aleatorio. (Ver Figura 1.1b del Capítulo 1). Lo que se observa en el campo son plantas con diferentes grados de desarrollo y rendimiento según las condiciones del suelo que rodea cada planta y según la variabilidad de las plantas.

La humedad del suelo es un buen ejemplo de la variabilidad de sus propiedades. El muestreo debe determinar esta variabilidad natural del suelo o sea, la distribución de los intervalos de humedad (Figura 3.1). El Cuadro 3.1 y la Figura 3.1 demuestran como se pueden usar los límites de confianza para calcular los intervalos de humedad con su probabilidad de ocurrencia correspondiente.

CUADRO No. 3.1. Límites de confianza de una propiedad aleatoria del suelo con promedio = $\bar{X}$

	Límite menor del promedio					Límite mayor del promedio				
Probabilidad del límite	99	80	60	40	20	20	40	60	80	99
Límite	e_2	d_2	c_2	b_2	a_2	a_1	b_1	c_1	d_1	e_1

PROPOSITO DEL EXPERIMENTO

El propósito del siguiente experimento es determinar la variabilidad de la humedad gravimétrica del suelo en el campo de dos capas a dos profundidades y en varios sitios.

MATERIALES

- 1 Estufa a 110°C;
- 1 balanza con precisión de 0,1 g;
- latas de 178 cc (6 oz) para muestras de suelo;
- 1 lápiz de cera para marcar las latas;
- 1 tubo de Veihmeyer para muestrear suelo.

PROCEDIMIENTO

Marque las latas con el lápiz de cera y péselas.

3	1	1	5	1	3	5	4	1	2
2	5	4	3	1	1	2	2	5	3
1	2	3	4	5	4	3	5	1	5
2	4	3	4	5	3	1	2	5	4
3	3	1	2	4	5	5	4	3	1
1	4	5	3	5	3	2	1	4	4
5	4	5	4	3	2	1	2	2	2
4	5	1	2	3	4	3	2	4	2
2	1	3	4	3	1	1	5	5	2
1	2	4	3	2	5	4	3	5	1

Total de zonas = 100

Intervalo	No. de zonas	% probabilidad de ocurrencia	Intervalo en términos de límites de confianza
1	20	20	$e_1 - c_1$
2	20	20	$c_1 - a_1$
3	20	20	$a_1 - a_2$
4	20	20	$a_2 - c_2$
5	20	20	$c_2 - e_2$
Total		100	

Fig. 3.1. La variabilidad del suelo y el muestreo. Un campo agrícola con 100 zonas que representan unidades de muestreo de 5 intervalos de humedad (o cualquier otra propiedad del suelo).

Escoja varios sitios al azar en el campo (aproximadamente entre 5 y 10) y saque 2 ó más submuestras de suelo dentro de un área dada según el cultivo. Por ejemplo, para frijoles, puede considerar un área de suelo de 10 x 15 cm que se extiende hasta una profundidad de 20 cm. Para árboles o para una unidad de diseño (ver Capítulo 1 “Instrucciones para el laboratorio y el muestreo”) la unidad área de muestreo sería mayor y la profundidad diferente. Con un tubo de Veihmeyer saque juegos de submuestras de suelo de 0-10 cm y 10-20 cm de profundidad o de profundidades correspondientes a un cultivo dado. Llene las latas con el suelo y tápelas; llévelas al laboratorio y péselas. Luego póngalas abiertas en un horno a 110°C por 24 horas; después sáquelas, tápelas y déjelas enfriar a la temperatura ambiente.

El sello de las latas en buenas condiciones es hermético y permite su enfriamiento sin la necesidad de usar un desecador. (Generalmente las latas se abren al tirar las tapas uniformemente con los dedos, pero si las tapas se pegan, se mete una espátula en la ranura entre la lata y la tapa y ésta se levanta con cuidado en forma pareja manteniendo la espátula rígida y horizontal). Nunca pese latas calientes en la balanza porque su calor provoca corrientes de aire que ocasionan errores.

INFORME

Detalle los datos del experimento según el Cuadro 3.2. Registro.

Calcule:

- El promedio de los valores de la humedad gravimétrica.
- La desviación estándar (s) del valor de una submuestra usando la siguiente fórmula (Calzada Benza³):

$$s^2 = \frac{\sum_i (X_i - \bar{X})^2}{n-1} = \frac{1}{n-1} \left[\sum_i X_i^2 - \frac{(\sum_i X_i)^2}{n} \right] \quad [6]$$

donde:

X_i = valor de cualquier observación individual de la variable; en este caso, la humedad;

$\bar{X}$ = promedio de los valores de la variable;

n = número de submuestras.

CUADRO No. 3.2. Registro.

Número de la lata								
Número del lugar y profundidad								
Masa de la lata								
Masa de la lata + suelo								
Masa de la lata + suelo secado al horno								
Masa de agua perdida								
Masa de suelo secado al horno								
% Humedad gravimétrica (3 cifras significativas)								

La segunda forma de la ecuación [6] es la más conveniente para el cálculo y el formulario siguiente es el que se utiliza. Los espacios rayados indican que no hay operación matemática en ellos.

Formulario para el cálculo de s

7) $\sqrt{(6)} = s$

[illegible]

Digitized by Google

$$LC = \text{Promedio} \pm t_{\alpha} s \left(\frac{n+1}{n} \right)^{1/2} \quad [7]$$

donde:

LC = límite de confianza de un valor pronosticado;

t_{α} = valor de t al valor de α que corresponde a cierta probabilidad;

s = desviación estándar del valor de una muestra;

n = número de muestras.

Calcule los límites de confianza que corresponden a 20%, 40%, 60%, 80% y 99% de probabilidad (ver valores de t en Fisher y Yates⁴; Forsythe⁷).

PREGUNTAS

- 1) ¿Por qué se usa la masa de suelo secada al horno a 100-110°C como base para calcular la humedad del suelo?
- 2) ¿Por qué se usa la masa de suelo secada al horno como base para expresar los nutrimentos del suelo en me/100 g ppm y por ciento?
- 3) Compruebe la fórmula [3] del texto.
- 4) ¿Cuántos gramos de agua hay que agregar a 50 g de suelo con 13% de humedad gravimétrica para formar una mezcla de 1:1 (masa agua:masa suelo)?
- 5) ¿Qué factores influyen en la variabilidad de la humedad gravimétrica en el campo?
- 6) La muestra de un suelo con densidad aparente 0,5 g/ml en el campo tiene 30% de humedad gravimétrica y la muestra de otro suelo con densidad aparente de 1,0 g/ml también tiene 30% de humedad gravimétrica. Si se considera 10 cm de profundidad de cada suelo en el campo, ¿contendrá cada suelo la misma lámina de agua? ¿Cuál será su respuesta si

los valores de humedad son humedades volumétricas? Razónela.

- 7) ¿Qué límites de humedad corresponden al 30% del área del campo que tiene la máxima humedad como su límite superior? ¿Qué límites de humedad corresponden al 30% del área del campo que tiene la mínima humedad como su límite inferior? . Supóngase que los límites de humedad que corresponden al 30% de un campo que tiene la mínima humedad como límite inferior, no sostengan el crecimiento de una planta; ¿qué valor tiene el promedio de la humedad del campo para indicar el crecimiento que ocurriría en él? , ¿qué valor tienen los límites de confianza para este fin? (Ver Forsythe⁷).
- 8) Si se quiere determinar la extracción total de humedad de la zona radical de un árbol usando el muestreo de suelo para la humedad, ¿qué utilidad tiene "s" para indicar el número de muestras a tomar para obtener un buen promedio de la humedad en la zona radical? (ver Forsythe⁷ y Petersen y Calvin¹⁰).

BIBLIOGRAFIA

1. BOELTER, D. H. y BLAKE, C. R. Importance of volumetric expression of water contents of organic soils. Soil Science Society of America. Proceedings 28:176-178. 1964.
2. BOELTER, D. H. Hydrologic characteristics of organic soils in Lakes States Watersheds. Journal of Soil and Water Conservation 21:50-53. 1966.
3. CALZADA BENZA, J. Métodos estadísticos para la investigación. Lima, s.e., 1964. 494 p.
4. FISHER, R. A. y YATES, E. Statistical tables for biological agricultural and medical research. 6 ed. New York, Hafner, 1963. 146 p.
5. FORSYTHE, W. M. y DIAZ-ROMEY, R. La densidad aparente del suelo y la interpretación del análisis de laboratorio para el campo. Turrialba 19:128-131. 1969.
6. ———, GAVANDE, S. A. y GONZALEZ, M. Propiedades físicas de suelos derivados de cenizas volcánicas, considerando algunos suelos de América Latina. In Panel sobre suelos derivados de cenizas volcánicas de América Latina. Turrialba, Costa Rica. IICA. Centro Tropical de Enseñanza e Investigación, 1969. pp. B.3.1-B.3.7.

7. ————. Importancia de la variabilidad de las propiedades del suelo para evaluarlas en su manejo. *Turrialba* 20:445–451. 1970.
8. GARDNER, W. H. Water content. In Black, C. A. ed. *Methods of soil analysis. I. Physical and mineralogical properties, including statistics of measurement and sampling*. Madison, Wisc., 1965. pp. 82–127. (Agronomy Series no. 9).
9. INTERNATIONAL SOCIETY OF SOIL SCIENCE. News of the Commission I; soil physics terminology. *International Society of Soil Science. Bulletin* no. 13. 1965. pp. 7–10.
10. PETERSEN, R. G. y CALVIN, L. D. Sampling. In Black, C. A. ed. *Methods of soil analysis. I. Physical and mineralogical properties, including statistics of measurement and sampling*. Madison, Wisc., American Society of Agronomy, 1965. pp. 54–72. (Agronomy Series no. 9).
11. SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA. Glossary of soil science terms. Madison Wisc., 1970. 27 p.
También en: *Soil Science Society of America. Proceedings* 29(3):330–351. 1965.
12. STEEL, R. G. D. y TORRIE, J. H. *Principles and procedures of statistics*. New York, McGraw-Hill, 1960. 481 p.

CAPITULO 4

DENSIDAD DE LAS PARTICULAS DE SUELO. METODOS CON AGUA Y CON QUEROSENO

METODO CON AGUA

INTRODUCCION

El conocimiento de la densidad de las partículas de suelo es importante para calcular:

- a. la porosidad total del suelo empleando los datos de densidad aparente;
- b. la concentración de sólidos suspendidos para la evaluación de la densidad de suspensión; y
- c. la velocidad de sedimentación de las partículas en líquidos o gases.

Las partículas de un suelo varían en su composición y en su densidad. La densidad de la fase sólida del suelo es igual a la masa total de los sólidos dividida por el volumen total de ellos, de donde se obtiene una cifra promedio.

La densidad de la partícula o la densidad real, se puede determinar midiendo el volumen desplazado por una masa conocida de suelo en un frasco volumétrico. Se pesa una muestra de 110–130 g con una precisión de 0,1 g ($\pm 0,05$ g), para determinar la densidad de la partícula ρ_p con una precisión de 0,01 g/cm³ ($\pm 0,005$ g/cm³) o sea, de 3 cifras significativas (ejemplo 2,54). Esta misma precisión se puede conseguir con una muestra de 15 g pesada con una precisión de 0,01 g ($\pm 0,005$ g) si se usa un frasco volumétrico de 25 ml.

MATERIALES

- 1 varilla de vidrio para agitar;
- 1 tubo capilar de 10 cm de largo;

- 1 frasco volumétrico de 250 ml, tipo pyrex;
- 1 balanza con precisión de 0,1 g;
- 1 embudo para polvo;
- 1 embudo para líquido;
- 1 termómetro de precisión con una escala de -10 a $+101^{\circ}\text{C}$ con un intervalo de $1/2^{\circ}\text{C}$, y una tolerancia de $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$;
- 1 estufa 110°C ;
- 1 calentador eléctrico;
- 1 toalla;
- 1 vaso de 100 ml ó 150 ml; 1 vaso de 30 ml;
- agua destilada, hervida inmediatamente antes de usarse para eliminar el aire disuelto (2000 ml);
- 3 porciones de suelo, de 110-130 g.

PROCEDIMIENTO

Use el frasco de 250 ml. Lávelo bien con detergente y llénelo con agua destilada hervida rebasando la marca aproximadamente en 1 cm. Mueva el agua en el frasco despacio con una varilla de agitar y procure que no se formen burbujas de aire. Coja el frasco con un aislador para que evite calentarlo con la mano. Mida la temperatura del agua. Inmediatamente después baje el menisco del agua hasta la marca usando un tubo capilar; seque el frasco por fuera con una toalla limpia y péselo. Vacíe el agua del frasco y deje que éste se drene bien; luego póngalo en un horno a 110°C por 24 horas para que se seque completamente.

Tome dos muestras de suelo (55–65 g) en latas ya pesadas y déjelas en el horno a 110°C por 24 horas para determinar la humedad. Pese el frasco de 250 ml limpio y seco. Pese aproximadamente, 110-130 g de suelo secado al aire sobre un pedazo de papel y échelo en el frasco. Pese el frasco y el suelo con una precisión de 0,1 g. Determine dos muestras.

Agregue aproximadamente 100 ml de agua al suelo en el frasco y mézclelos completamente. Hágalos hervir despacio en un calentador agitando el frasco frecuentemente. No deje que se haga mucha espuma y no agite la suspensión muy fuerte porque puede perderse el suelo, lo que constituye una fuente común de error. Use como aislador, para sostener el frasco, un pedazo de papel o tela.

Para eliminar el aire del suelo deje hervir la muestra por 2 ó 3 minutos después que haya comenzado la emergencia del vapor del frasco.

Tape el frasco con un vaso de 30 ml y enfríelo; puede dejarlo enfriarse durante la noche, método que es preferible porque hay un mejor control en el proceso del enfriamiento. Si lo quiere enfriar rápidamente, use agua de la cañería. Llene el frasco casi hasta la marca (0,5 cm abajo) con agua destilada hervida y enfriada a la misma temperatura de la suspensión en el frasco, o a la temperatura del ambiente. Seque el frasco por fuera con una toalla limpia. Mueva suavemente la mezcla con una varilla de agitar y procure que no se formen burbujas de aire. Coja el frasco con un aislador para que no lo caliente con la mano. Saque la varilla de agitar y lave el suelo que queda en ella, hacia el frasco, con algunas gotas de agua destilada.

Mida la temperatura de la suspensión poniendo un termómetro limpio en el centro del frasco. Al sacar el termómetro, lávele el suelo adherido hacia el frasco con agua destilada. Inmediatamente después, agréguele agua destilada hasta la marca y luego pese el frasco. Generalmente hay más control si llena el frasco de agua destilada sobre la marca y después baja el menisco con un tubo capilar, como se hace en el caso del solvente puro. Con este método hay peligro de perder suelo en la suspensión, por lo que el acercamiento a la marca se hace desde abajo.

No pierda nada de la suspensión del suelo y anote la temperatura de la suspensión y del agua para conseguir buenos resultados en los cálculos. Determine las muestras duplicadas.

Nunca bote el suelo en el lavadero del laboratorio. Téilo afuera.

INFORME

Calcule:

sea:

M_f = masa del frasco seco (g, precisión 0,1 g);

$(M_{ag})_c$ = masa del agua en el frasco lleno, a una temperatura dada para calibrar el volumen del frasco;

$(\rho_{ag})_c$ = densidad de agua en la temperatura de calibración (g/ml);

$(V_{ag})_c$ = volumen del frasco por calibración (ml) = $(M_{ag})_c / (\rho_{ag})_c$;

M_p = masa (secada al horno) de las partículas del suelo
= $(M_p)_a / (1 + H/100)$;

$(M_p)_a$ = masa del suelo secado al aire;

H = por ciento de humedad en el suelo = (masa de agua del suelo/ M_p) x 100;

ρ_{ag} = densidad del agua agregada al suelo o en la suspensión a una temperatura dada;

M_{ag} = masa del agua agregada al suelo;

V_{ag} = volumen del agua agregada al suelo durante la prueba = M_{ag}/ρ_{ag} ;

V_p = volumen de las partículas = $(V_{ag})_c - V_{ag}$;

ρ_p = densidad de las partículas = M_p/V_p ;

Veáse que:

$$V_p = (V_{ag})_c - V_{ag} \quad [1]$$

por lo tanto:

$$\frac{M_p}{\rho_p} = \frac{(M_{ag})_c}{(\rho_{ag})_c} - \frac{M_{ag}}{\rho_{ag}} \quad [2]$$

por lo tanto:

$$\rho_p = M_p \left/ \left[\frac{(M_{ag})_c}{(\rho_{ag})_c} - \frac{M_{ag}}{\rho_{ag}} \right] \right. \quad [3]$$

Use el valor de H determinado; el valor de M_p que corresponde a $(M_p)_a$ en el frasco se calcula así:

$$M_p = (M_p)_a / (1 + H/100) \quad [4]$$

Cálculo de H para la muestra

0 Nombre de la muestra	1 Masa del frasco M_f	2 Masa del frasco + suelo secado al aire $M_f + (M_p)_a$	3 Masa del suelo secado al aire $(M_p)_a (2-1)$
4 Masa del suelo secado al horno M_p $(3)/(1+H/100)$	5 Masa del frasco + masa del suelo secado al horno $M_f + M_p (1+4)$	6 Temperatura t del agua agregada al suelo	7 ρ_{ag}

Cont. CUADRO No. 4.1.

8	9	10	11
Masa del frasco + suelo + agua a temperatura t $M_f + M_p + M_{ag}$	Temperatura t de agua usada para llenar el frasco	Masa del frasco llena con agua a t_c °C $M_f + (M_{ag})_c$	$(\rho_{ag})_c$
12	13	14	15
Volumen del frasco = $(10-1)/(\rho_{ag})_c$ $(V_{ag})_c$	Volumen de agua agregada al suelo = $(8-5)/\rho_{ag}$ V_{ag}	Volumen de suelo = $(12-13)$ V_p	Densidad del suelo = $(4/14)$ ρ_p

Consulte el Cuadro 4.2 para las densidades de agua a las temperaturas t y t_c .

Sin embargo, si la muestra del suelo que está en el frasco se seca para eliminar el agua, no es necesario hacer el paso de la ecuación [4]. Esto ocurre cuando se usa queroseno.

Este método se basa en la suposición de que el volumen del suelo en el frasco no se afecta mucho con el cambio de temperatura.

CUADRO No. 4.2. Densidad del agua ρ_{ag} , a temperaturas (t) diferentes.

t °C	ρ_{ag} , g/ml	t °C	ρ_{ag} , g/ml
15	0,99913	26	0,99681
16	0,99897	27	0,99654
17	0,99880	28	0,99626
18	0,99862	29	0,99597
19	0,99843	30	0,99567
20	0,99823	31	0,99537
21	0,99802	32	0,99505
22	0,99780	33	0,99473
23	0,99756	34	0,99440
24	0,99732	35	0,99406
25	0,99707		

NOTA: 1 ml = 1,000028 cm³.

METODO CON QUEROSENO

INTRODUCCION

El uso de agua como medio de desplazamiento puede presentar algunos problemas, especialmente con los suelos arcillosos. Debido a la atracción entre las partículas de arcilla y a las moléculas de agua (por ser un líquido polar) se obtienen valores mayores de densidad del suelo que los que se alcanzan usando líquidos no polares como xileno y queroseno (Smith⁶; Gradwell⁴). En los suelos pueden aumentarse los valores de densidad por 0,01 a 0,03 g/ml (aproximadamente 1% de 2,7 g/ml). Para las fracciones de arcilla el aumento puede ser hasta de 0,1 a 0,3 g/ml (Blake²). Sin embargo, en los suelos el aumento no es más que 1%.

Algunos suelos, especialmente los arcillosos, son difíciles de mojar con agua, por lo que se obtienen valores bajos de la densidad y el error que esto causa puede ser muy grande (0,5 g/ml). Por lo tanto, se recomienda usar un líquido como el queroseno, que moja más fácilmente al suelo.

NO FUME DURANTE EL EXPERIMENTO.

MATERIALES

Use los mismos especificados para el procedimiento con agua, más queroseno industrial, además:

- 3 frascos volumétricos de 250 ml, tipo pyrex;
- 2 porciones de suelo secado al horno de 110-130 g;
- 1 termómetro ASTM tipo E1-1C, -20 a $+150^{\circ}\text{C}$, intervalo 1°C , con tolerancia $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$.

PROCEDIMIENTO

Determinación de la densidad del queroseno

La calidad del queroseno disponible en el mercado es muy variable; debe determinarse la variación de la densidad según la temperatura de cada porción de queroseno a usarse en el experimento.

Determine los volúmenes exactos de los frascos de la manera siguiente: lávelos bien con detergente, luego con agua destilada, y llénelos con agua destilada hervida, rebasando la marca aproximadamente en 1 cm. Mueva el agua del frasco suavemente con una varilla de agitar y evite la formación de burbujas de aire. Coja los frascos con un aislador (papel). Mida la temperatura del agua poniendo un termómetro limpio en el centro del frasco. Inmediatamente después baje el menisco del agua hasta la marca usando un tubo capilar. Seque los frascos por fuera con una toalla limpia y péselos. Vacíeles el agua y déjelos que se drenen bien; luego póngalos en un horno a 110°C por 24 horas para que se sequen completamente; déjelos enfriarse; péselos después. Con estos datos puede calcular los volúmenes de los frascos.

Guarde los frascos secos para el siguiente paso. Ponga aproximadamente 1000 ml de queroseno en un vaso de 2000 ml y hiérvalo por media hora, usando un calentador eléctrico, para eliminar el aire y la mayoría del agua absorbida. Según la cali-

dad del queroseno, el punto de ebullición puede variar entre 125°C a 190°C.

Enfríe el queroseno uniformemente hasta 35–40°C y llene un frasco rebasando la marca (1 cm más); muévelo suavemente con una varilla de agitar; evite la formación de burbujas de aire. Mida la temperatura del queroseno con un termómetro limpio que debe montar en el centro del frasco; inmediatamente después baje el menisco hasta la marca con un tubo capilar. Pese el frasco cuando la temperatura se acerque a la del ambiente. Inmediatamente después de agitarlo, la temperatura deberá estar entre 35–39°C.

Haga lo mismo con los otros dos frascos, enfriando el queroseno a 30–35°C y 25–30°C respectivamente. Si la temperatura ambiente es más baja, se pueden escoger temperaturas más bajas. Con estas determinaciones calcule la densidad del queroseno a las tres temperaturas y prepare un gráfico de la densidad versus temperatura. Use una escala en la cual 1 cm del gráfico corresponde a 0,001 g/ml de cambio en la densidad.

Determinación de la densidad del suelo

Haga determinaciones en duplicado. Seque 110–130 g de suelo en el horno (110°C) por 24 horas y guárdelo sellado herméticamente. Pese un frasco limpio y seco de 250 ml con una precisión de 0,1 g. Vacíe el suelo secado al horno en el frasco y pese ambos inmediatamente, para evitar que el suelo absorba humedad del aire.

Agréguale al frasco que contiene el suelo, aproximadamente 100 ml de queroseno y mézclelo bien. Hiérvalo en un calentador eléctrico por media hora, agitando el frasco frecuentemente. NO FUME. Evite que se haga mucha espuma y no agite la suspensión muy fuertemente para no perder el suelo. No olvide de coger el frasco con un aislador de papel o de tela.

Cubra el frasco con un vaso de 30 ml y enfríelo dejándolo en reposo durante la noche. También puede enfriarse durante la noche el queroseno hervido. Llene el frasco casi hasta la marca (1,0 cm abajo) con queroseno a la misma temperatura de la suspensión en el frasco o a la temperatura ambiente. Mueva la mezcla suavemente con una varilla de agitar y evite la formación de burbujas. Lave el suelo adherido a la varilla con queroseno, de manera que caiga éste en el frasco. Mida la temperatura de la suspensión y lave el suelo del termómetro con queroseno. Coja el frasco y el vaso con queroseno con un aislador para evitar que la mano los caliente.

Inmediatamente después, llene el frasco con queroseno hasta la marca y péselo. (Generalmente hay mejor control si se llena el frasco rebasando la marca y bajando después el menisco con un tubo capilar como se hace en el caso del solvente puro, pero hay peligro de perder suelo en la suspensión. Por eso, en este caso, el acercamiento a la marca se hace desde abajo). Determine los volúmenes exactos de los frascos tal como se indicó antes. Utilice los mismos frascos usados anteriormente para que no haga esta determinación dos veces. Nunca bote el suelo en el fregadero del laboratorio. Téelo afuera.

INFORME

Utilice el mismo cuadro de registro y cálculo; use suelo seco al horno en vez de suelo secado al aire, y queroseno en vez de agua, excepto en el cálculo del volumen del frasco, en que debe usar la densidad conocida del agua destilada hervida. Calcule la densidad con cuatro cifras significativas y redondee el resultado a tres cifras.

PREGUNTAS

- 1) ¿Cuánto varía la densidad del cuarzo con la temperatura? ¿Cuánto varía el volumen de un frasco de vidrio de 250 ml con un cambio de temperatura de 10°C (25° a 35°C)?
- 2) ¿Por qué es necesario registrar la temperatura en el experimento?
- 3) ¿Defina la densidad y la gravedad específica. ¿Qué información debe acompañar a estas cifras?
- 4) Describa la gravedad específica de los siguientes minerales: cuarzo, ortoclasa, calcita, hematita, caolinita y magnetita.
- 5) Pruebe la expresión: $M_p = (M_p)_a / (1 + H/100)$.
- 6) Si todo el aire del suelo se elimina, la densidad determinada con el agua es mayor que la determinada con queroseno, debido a la atracción entre la partícula del suelo y las moléculas del agua, explique en qué forma se manifiesta es-

te fenómeno considerando el cálculo de la densidad de la partícula.

- 7) ¿Por qué se hierve el agua o el queroseno que se agregan al suelo?
- 8) ¿Por qué se usa únicamente suelo secado al horno para la determinación con queroseno?
- 9) ¿Cuál es la relación entre peso y masa de un cuerpo?
- 10) Si quiere reducir el tamaño de la muestra a 15 g, ¿con qué precisión se tendría que pesar el frasco y la muestra para lograr un resultado de la densidad de partícula de la misma confiabilidad obtenida en su experimento? ¿Qué ventajas y desventajas hay en usar una muestra de 15 g?

BIBLIOGRAFIA

1. AMERICAN SOCIETY FOR TESTING AND MATERIALS. COMMITTEE ON SOILS FOR ENGINEERING PURPOSES. Standard method of test for specific gravity of soils. In _____. Procedures for testing soils. Philadelphia, Pa., 1964. pp. 92-94.
2. BLAKE, C. R. Particle density. In Black, C. A. ed. Methods of soil analysis. I. Physical and mineralogical properties, including statistics of measurement and sampling. Madison, Wisc., American Society of Agronomy, 1965 pp. 371-373. (Agronomy Series no. 9).
3. HOGMAN, C. D. ed. Handbook of chemistry and physics. 35 ed. Cleveland, Ohio, Chemical Rubber, 1953. 3163 p.
4. GRADWELL, M. W. The determination of specific gravities of soils as influenced by clay-mineral composition. New Zealand Journal of Science and Technology (Section B) 37:283-289. 1955.
5. RUBY, W. R. y LOVELAND, R. P. Determination of the density of a fine powder. Journal of Physical Chemistry 50:345-363. 1946.
6. SMITH, W. O. Density of soil solids and their genetic origin. Soil Science 56:263-273. 1943.

CAPITULO 5

DENSIDAD APARENTE, POROSIDAD Y ESPACIO AEREO

INTRODUCCION

La densidad aparente del suelo es la relación entre la masa (secada al horno) de las partículas del suelo y el volumen total, incluyendo el espacio poroso que ocupan. Esta medida tiene los siguientes usos:

- a. transforma los porcentajes de humedad gravimétrica del suelo en términos de humedad volumétrica y consecuentemente calcula la lámina de agua en el suelo;
- b. calcula la porosidad total de un suelo cuando se conoce la densidad de las partículas;
- c. estima el grado de compactación del suelo por medio del cálculo de la porosidad; y
- d. estima la masa de la capa arable.

De acuerdo al punto d resulta una medida fundamental en la interpretación correcta de los resultados de los análisis de laboratorio o de pruebas de maceta para aplicarlos directamente al campo (Forsythe y Díaz-Romeu³).

La porosidad total se calcula con la siguiente ecuación:

$$E = 1 - \frac{\rho_a}{\rho_s} \quad [1]$$

donde:

E = porosidad total, la cual se puede expresar también como porcentaje.

ρ_a = densidad aparente del suelo.

ρ_s = densidad de los sólidos del suelo.

El espacio aéreo (o porosidad de aireación) del suelo se calcula basado en el dato de la porosidad total con la siguiente fórmula:

$$\text{espacio aéreo} = \text{porosidad total} - \text{humedad volumétrica} \quad [2]$$

o sea:

$$E_a = \left(1 - \frac{\rho_a}{\rho_s} \right) - \frac{H_g \rho_a}{100 \rho_{ag}} \quad [3]$$

donde:

H_g = humedad gravimétrica en porcentaje;

E_a = razón del espacio aéreo;

ρ_{ag} = densidad del agua.

El espacio aéreo influye en la difusividad del aire en el suelo y consecuentemente, en la aireación de las raíces. Penman⁷ encontró una relación experimental entre la difusividad del suelo y el espacio aéreo:

$$-\frac{D}{D_o} = 0,66 E_a \quad [4]$$

donde:

D = difusividad de un gas en el suelo.

D_o = difusividad del gas en el aire libre.

Marshall⁶ propuso la siguiente ecuación:

$$\frac{D}{D_o} = \left(\sqrt{E_a} \right) E_a \quad [5]$$

Encontró que cuando E_a tiene un valor de 0,3 ó menor, la ecuación [5] concuerda mejor con los datos experimentales que la ecuación [4] de Penman⁷.

Wesseling y Van Wijk¹⁰ compararon los datos de diversos estudios y encontraron que la difusión en el suelo deja de manifestarse cuando E_a tiene un valor menor del 10%. Esto representa un límite físico general para la aireación. Robinson⁸ encontró que en un latosol húmico de planicie, valores menores de 11% de espacio aéreo fueron limitantes para el crecimiento de la caña de azúcar. En cambio, Forsythe y Legarda⁴ encontraron que valores menores de 25% fueron limitantes para el rendimiento de la variedad 27-R de frijol (*Phaseolus vulgaris*. L).

El método del cilindro de volumen conocido que se usa en este experimento se adapta solamente a suelos no pedregosos. Cuando se usa un cilindro con diámetro de 7,5 cm o más y se introduce en el suelo por impacto, no hay mucha influencia de compactación en los datos (Tisdall⁹; Bayer¹; Goddard, Runge y Walker⁵). El método de terrones generalmente da valores más altos de densidad aparente (Tisdall⁹; Goddard, Runge y Walker⁵). Una razón es que el terrón no incluye el espacio natural entre terrones en el suelo y otra, que el volumen medido corresponde a un terrón secado al aire y este volumen puede ser mucho menor que el de un terrón a la humedad del campo, debido a su contracción al secarse (Blake²).

MATERIALES

10 etiquetas;

10 latas para muestras con tapas de ranura y capacidad de 1 cuarto (946 ml);

1 equipo para sacar muestras de suelo de volumen conocido, tubo de acero de aproximadamente 7,5 cm o más de diámetro por 7,5 cm de altura, con un extremo afilado. Se puede usar un cilindro de volumen conocido de tipo Bradford (ver Bayer¹) o el equipo Uhland de Utah State University, Technical Services, Logan, Utah 84321, E.U.A. (ver Figura 5.1). También se puede adquirir equipo de "Soil Test. 2205 Lee St., Evanston, Illinois 60202, E.U.A."

1 estufa;

1 balanza (precisión 0,1 g);

1 espátula (o cuchillo);

- 1 pala;
- 1 caja para transportar las muestras;
- 1 regla con divisiones en cm;
- 1 lápiz de cera.

PROCEDIMIENTO

Escoja un campo no cultivado o uno cultivado que esté estabilizado (sedimentado). Dentro de un área de 1-3 hectáreas, escoja 5 sitios al azar. Saque en cada sitio por lo menos 2 submuestras de la unidad de volumen de muestreo. Determine la unidad de volumen de muestreo según las normas indicadas en el Capítulo 1. Cada sitio puede tener una unidad de volumen correspondiente a cada horizonte.

Introduzca el cilindro de volumen conocido en el suelo, ayudado con un pedazo de madera que debe colocar en la parte superior del cilindro y golpee sobre ella con un martillo; tam-

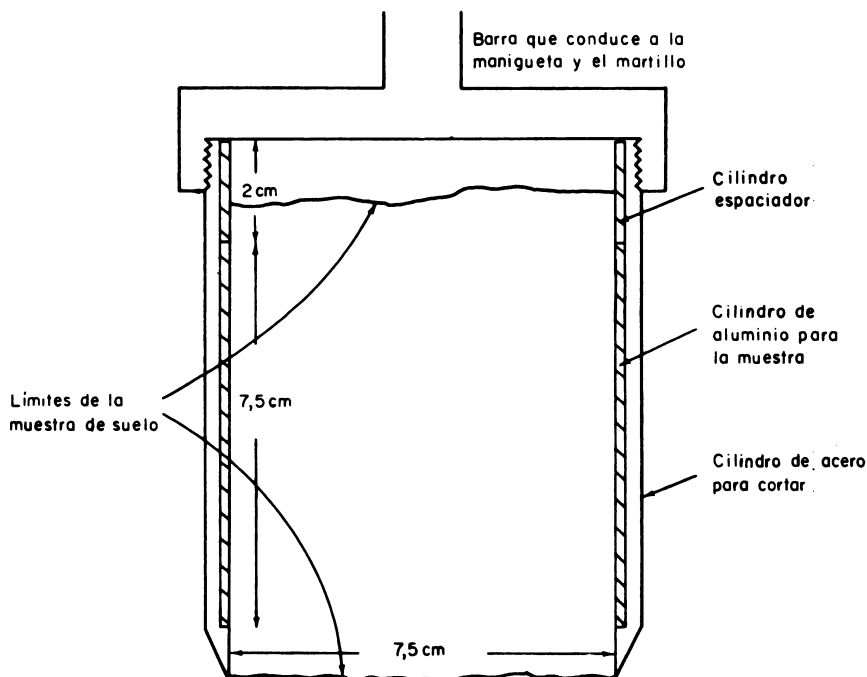


Fig. 5.1. Dibujo esquemático de la cabeza del equipo tipo Uhland para sacar muestras de volumen conocido.

bién puede usar un martillo de madera. Intercale entre la madera y el cilindro, un anillo de 3 cm de largo del mismo tubo usado para el cilindro de volumen conocido, para que proteja la muestra de suelo contra los golpes del martillo. Es más conveniente usar un aparato con su propio martillo para introducir los cilindros y un sistema para proteger las muestras contra golpes, tal como el quipo Uhland (ver Figura 5.1) o el de Soil Test Inc. Saque la muestra de volumen conocido del suelo y guárdela en una lata para muestras, debidamente marcada con un lápiz de cera. La lata debe estar sellada herméticamente para que no haya pérdidas de humedad y su determinación en el laboratorio sea más exacta.

Pese en el laboratorio, las muestras del volumen conocido; póngalas a secar en la estufa (105°C) por 24 horas y determine la humedad. Establezca el volumen del cilindro del volumen fijo, midiendo el diámetro y la altura del cilindro (medidas internas).

INFORME

Prepare el informe según el Cuadro 5.1. Use los valores de densidad de los sólidos del experimento descrito en el Capítulo 4.

Trace las siguientes curvas con los datos de las diferentes muestras usando la densidad aparente en la ordenada y la humedad gravimétrica en la abscisa: una del porcentaje de porosidad total (ordenada) versus porcentaje de humedad gravimétrica (abscisa) y otra del porcentaje de espacio aéreo (ordenada) versus humedad gravimétrica (abscisa).

Trace las dos curvas en el mismo gráfico, use el lado izquierdo como la ordenada, para la densidad aparente y el derecho, como la ordenada, para la porosidad total (%) y el espacio aéreo (%).

PREGUNTAS

- 1) ¿Qué importancia tiene el conocimiento de la humedad para interpretar la densidad aparente? ¿En qué suelos tiene más importancia?
- 2) En su opinión, ¿qué cifra es más útil para expresar el estado de aireación del suelo? ¿Densidad aparente, porosidad o espacio aéreo? ¿Por qué?

Fecha de la última lluvia o riego: _____

Cantidad de la última lluvia o riego: _____

[illegible]

- 3) ¿Cómo puede usar la densidad aparente para describir el estado físico de un suelo?
- 4) ¿Qué relación tiene la difusión de gases con el E_a (espacio aéreo)?
- 5) ¿Cuál es la masa de una hectárea x 15 cm del suelo estudiado?

BIBLIOGRAFIA

1. BAVER, L. D. Soil physics. 3 ed. New York, Wiley, 1956. pp. 181.
2. BLAKE, C. R. Bulk density. In Black, C. A. ed. Methods of soil analysis. I. Physical and mineralogical properties, including statistics of measurement and sampling. Madison, Wisc., American Society of Agronomy, 1965. pp. 374–390. (Agronomy Series no. 9).
3. FORSYTHE, W. y DIAZ-ROMEY, R. La densidad aparente del suelo y la interpretación del análisis de laboratorio para el campo. Turrialba 19:128–131. 1969.
4. ——— y LEGARDA, L. Criterios de agua y del espacio aéreo del suelo para la producción máxima del frijol 27-R. In Programa Cooperativo Centroamericano para el Mejoramiento de Cultivos Alimenticios. Décimo novena Reunión Anual, San José, Costa Rica, 1973. Memoria. Guatemala, IICA, Zona Norte, 1973.
5. GODDARD, T. M., RUNGE, E. C. y WALKER, W. M. Use of soil cores in determining bulk density. Soil Science Society of America. Proceedings 35:660–661. 1971.
6. MARSHALL, T. J. The diffusion of gases through porous media. Journal of Soil Science 10:79–82. 1959.
7. PENMAN, H. L. Gas and vapour movements in soil. I. The diffusion of vapour through porous solids. Journal of Agricultural Science 30:437–462. 1940.
8. ROBINSON, F. E. Required per cent air space for normal growth of sugar cane. Soil Science 98:206–207. 1964.
9. TISDALL, A. L. Comparison of methods of determining apparent density of soils. Australian Journal of Agricultural Research 2:349–354. 1951.
10. WESSELING, J. y VAN WIJK, W. R. Soil physical conditions in relation to drain depth. In Luthin, J. N. ed. Drainage of agricultural lands. Madison, Wisc., American Society of Agronomy, 1957. pp. 461–472. (Agronomy Series no. 7).

CAPITULO 6

ANALISIS DE LA DISTRIBUCION DEL TAMAÑO DE LAS PARTICULAS

INTRODUCCION

La textura del suelo es una propiedad física que corrientemente se determina mediante el tacto. El análisis del laboratorio de la distribución del tamaño de las partículas proporciona un dato numérico de ella. Lo más importante de este dato es su uso en la descripción e identificación, documentación y mapeo de suelos. La textura se ha usado para pronosticar algunas propiedades químicas como la capacidad de intercambio de cationes CIC y algunas propiedades físicas como la retención de humedad, la consistencia y la infiltración. Sin embargo, tanto la naturaleza del mineral del suelo y su estructura, como la textura, influyen mucho sobre dichas propiedades (U.S. Bureau of Plant Industry and Agricultural Engineering^{2 1}).

Las arcillas de sesquióxidos y de caolinita tienen un CIC y una retención de humedad menor que las arcillas de montmorillonita. Un estudio indicó que el porcentaje de arcilla es un índice poco confiable para predecir la retención de agua a 15 bares en oxisoles (Philipson y Drosdoff¹⁵). Los suelos arcillosos de sesquióxidos presentan una infiltración rápida y algunos suelos derivados de cenizas volcánicas tienen textura de suelo franco-arcilloso pero una infiltración excesiva. Sin embargo, los suelos derivados de ceniza volcánica tienen la tendencia a una retención muy alta de humedad (Forsythe, Gavande y Gonzalez^{1 2}). La conductividad hidráulica (permeabilidad) de un suelo rojo ácido, se redujo al aumentar su pH con encalamiento (Middelburg^{1 3}). Nye^{1 4} explicó este efecto por la pérdida de estabilidad de microagregados que se forman entre el sesquióxido de hierro y la caolinita a valores bajos de pH, ya que el pH sube.

En un estudio de 55 suelos, se encontró que el producto del porcentaje de partículas entre 2 y 100 micras y el porcentaje

entre 100 micras y 2 mm puede explicar el 85% de la variación de la erodabilidad K del suelo (Wischmeier, Johnson y Cross^{2 2}), tal como aparece en la ecuación universal de erosión (USDA^{2 0}). Por lo tanto, un conocimiento adecuado de la textura, es valioso en estudios de erosión. El análisis por sedimentación es apto para partículas de diámetro menores de 50 micras; para partículas con diámetros mayores de 50 micras, es conveniente usar el tamizado. Además de la distribución de tamaños menores de 50 micras, la información específica necesaria para determinar K, es la fracción de partículas con diámetro menor de 100 micras y eso se hará por el tamizado en mojado con un tamiz conveniente.

Bouyoucos² introdujo el uso del hidrómetro para determinar la distribución de tamaños de las partículas de los suelos. Al principio, el método se usó para determinar la cantidad de materia coloidal en un suelo. La ventaja que los investigadores reconocieron a este método fue su rapidez y su facilidad de lectura.

Sin embargo, aunque los resultados del método se debían al proceso de sedimentación, la ley de Stokes y la teoría de sedimentación de Fisher-Odén no se aplicaban directamente para interpretar las lecturas del hidrómetro. El hecho de que el hidrómetro mida un promedio de la densidad de la suspensión de un suelo, hace que este análisis sea difícil. Por lo tanto, Bouyoucos³ calibró el hidrómetro comparando sus lecturas con las lecturas del método de la pipeta, para un "suelo franco-promedio". Usó un tiempo de sedimentación de 1 hora para medir la arcilla gruesa (< 5 micras), según una clasificación vieja del USDA; y de 2 horas, para medir la arcilla fina (< 2 micras).

Se desprende que sin alguna teoría para analizar los datos del hidrómetro, la precisión de la calibración dependía de la distribución de las partículas del suelo de calibración. Con un hidrómetro calibrado en un suelo promedio dado, Bouyoucos encontró muchos errores en los resultados del método del hidrómetro en comparación con los del método de la pipeta, especialmente con partículas < 2 micras que en la actualidad se designan como arcilla. El método de Bouyoucos daba por lo general valores mayores que los de la pipeta, y en un caso dio hasta 14% más de arcilla que el método de la pipeta (Bouyoucos³). Bouyoucos⁴ calibró otro hidrómetro usando tiempos de sedimentación de 1 hora para partículas < 5 micras y 2 horas para las < 2 micras. Generalmente para partículas de arcilla < 2 micras, los valo-

res del método del hidrómetro fueron hasta 12% mayores en un caso, en comparación con los obtenidos con el método de la pipeta.

El problema que hubo con el análisis del hidrómetro consistió en que, para aplicar las leyes de sedimentación fue necesario relacionar un tiempo dado de sedimentación con una profundidad conocida de caída de las partículas. Las lecturas de concentración de suspensión del hidrómetro no se pudieron asociar con una profundidad en la suspensión, porque la bombilla del hidrómetro se relaciona con un segmento sustancial de la suspensión (aproximadamente 14 cm) y la densidad de ésta varía con la profundidad.

Thoreen¹⁹ sugirió que para una lectura dada de densidad del hidrómetro existe una profundidad, llamada profundidad efectiva, en que la densidad de suspensión es igual a la registrada en la escala del hidrómetro, el cual mide un promedio de la gradiente de densidad que existe dentro de los extremos de su bombilla. La solución es hallar la profundidad de la suspensión que corresponde al promedio del hidrómetro. Casagrande⁵ usó el promedio aritmético de la longitud de la bombilla del hidrómetro como nivel correspondiente a la profundidad efectiva. Este cálculo supone tácitamente que hay una relación lineal entre la densidad y la profundidad de la suspensión.

En cambio Puri¹⁶, Codoni⁶, y Day⁸ demostraron en forma experimental que la concentración de suspensión crece logarítmicamente con la profundidad. La densidad de la suspensión se eleva rápido con la profundidad en las capas superficiales de la suspensión (5 cm) y después crece más lentamente, y casi linealmente. Day⁸ y Codoni⁶ usaron la distribución logarítmica para calcular la profundidad efectiva y encontraron que para una inmersión profunda la suspensión presentaba una distribución de densidad casi lineal y el cálculo de la profundidad efectiva era más o menos igual a la de Casagrande. Day calculó que con el hidrómetro ASTM-Tipo A para una lectura de 40 g/l hay una diferencia de cálculo de 5% entre los dos métodos, pero la diferencia disminuye conforme baja el valor de la lectura. Por esa razón se recomienda para el análisis de sedimentación una concentración máxima de suspensión de 40 g/l.

En la confirmación experimental del cálculo de la profundidad efectiva, Day⁹ obtuvo una buena concordancia entre los valores del método del hidrómetro y los de la pipeta. Usó un valor de 2,65 g/ml para la densidad de las partículas y no encontró una diferencia significativa estadísticamente entre los dos métodos para partículas < 2 micras. En las partículas < 20

micras hubo una diferencia significativa estadísticamente entre los valores de los dos métodos; en 13 duplicados los valores del hidrómetro fueron $0,73 \pm 0,18$ g/l mayores que los valores del método de la pipeta, lo cual para una suspensión de 40 g/l representó una diferencia máxima de 2,3% en el porcentaje acumulativo. Las desviaciones estándares para suspensiones de 40 g/l de los dos métodos fueron aproximadamente iguales con un valor de 0,4 g/l (13 repeticiones).

El nivel de concordancia entre el método de la pipeta y el del hidrómetro modificado por Day es muy superior a lo que obtuvo Bouyoucos. Para mayores profundidades de inmersión del hidrómetro o para concentraciones < 40 g/l, hay muy poca diferencia entre el cálculo de Day y el de Casagrande para la profundidad efectiva. El cálculo de Casagrande es más sencillo. El comité sobre análisis físicos (Day¹⁰) de la Sociedad de la Ciencia del Suelo de los Estados Unidos adoptó un método semejante al de Day⁹; usó el cálculo de Casagrande y una concentración de suspensión máxima de 40 g/l y el hidrómetro tipo ASTM-152H. El método también es semejante al de la "American Society for Testing & Materials", pero más sencillo que éste.

Con un método basado en la teoría, es posible separar los efectos que contribuyen a la variación en el fenómeno y por lo tanto, tener un mejor control sobre el procedimiento, como por ejemplo, el tipo de dispersante y el tiempo de agitación. Con el método modificado del Comité (Day¹⁰) se usa un tiempo de 12-18 horas para medir la arcilla (< 2 micras) en el cual es necesario trazar curvas del porcentaje acumulativo para interpolar el porcentaje exacto de cada fracción. También se usa una solución de 5 g/l de una mezcla de metafosfato de sodio y carbonato de sodio que da un pH de 8,3. Esta mezcla se encuentra preparada en el mercado; es una sal para lavar que se conoce bajo el nombre comercial de "Calgón*".

El método modificado (Day¹⁰) está diseñado para una temperatura constante de 30°C. En esta descripción se incluyen cuadros adicionales para corregir los resultados con temperaturas constantes diferentes de 30°C, que cubren un margen amplio entre 10 y 39°C. También se incluyen correcciones para temperaturas fluctuantes.

* "Calgón" es una mezcla de metafosfato de Na y carbonato de Na que da una solución de aproximadamente pH 8,3. Es una sal detergente que se emplea para lavar, de Calgon Corporation, Pittsburgh, Pa., E.U.A.

METODO

Propósito. La distribución del tamaño de las partículas del suelo debe medirse y representarse gráficamente los resultados para determinar los tamaños de las partículas.

Este método es un procedimiento de sedimentación, durante el cual se mide a diferentes niveles, con un hidrómetro, la concentración de los sólidos en suspensión. En este como en todos los demás métodos de análisis de partículas, es necesaria la dispersión completa de las partículas del suelo.

Teoría. El hidrómetro fue graduado para indicar los gramos de sólidos suspendidos por litro de suspensión a una temperatura dada (20°C) suponiendo una densidad de partículas de $2,65 \text{ g/ml}$ y que el medio de suspensión fuera agua pura. La densidad de la fase líquida se afectará con las variaciones de temperatura y con la presencia de los agentes reactivos agregados para dispersar el suelo. Estos factores se pueden corregir determinando la lectura del hidrómetro R_L y la temperatura de la solución de los agentes de dispersión. Si la temperatura varía durante la sedimentación, se debe aplicar una corrección para el cambio en la densidad del agua de acuerdo con el Cuadro 6.1, con lo que se obtiene una lectura corregida para R_L . La concentración c de los sólidos en gramos/litro puede obtenerse de la lectura del hidrómetro R , sustrayendo R_L . Entonces

$$c = R - R_L \quad [1]$$

Para una lectura dada del hidrómetro R , existe una profundidad efectiva en la cual la suspensión tiene la misma concentración que la registrada en el hidrómetro. En la Figura 6.1 se presenta el cálculo de Casagrande⁵ y Taylor¹⁸ sobre profundidad efectiva, que se utiliza en este método. En ella puede observarse en el Caso 1 la profundidad efectiva s cuando la suspensión no está afectada por la inmersión del hidrómetro, lo que también equivale al caso en que el hidrómetro se sumerja en un envase de suspensión de tamaño infinito. Sin embargo, en el análisis, el cilindro de sedimentación tiene un tamaño finito y la inmersión del hidrómetro afecta el nivel de la profundidad efectiva como se muestra en el Caso 2.

Sea V_b el volumen de la bombilla del hidrómetro, A el área seccional del cilindro de sedimentación, s_{cv} la profundidad del

CUADRO No. 6.1. Corrección de la temperatura de cada lectura para R_L de la calibración.

Las correcciones están colocadas con base a los cambios de densidad del agua con la temperatura.

Temperatura de la lectura °C	Corrección de R_L de la calibración g/l por cada °C de diferencia de la temperatura de calibración	Temperatura de la lectura °C	Corrección de R_L de la calibración g/l por cada °C de diferencia de la temperatura de calibración
10	0,1	26	0,25
11	0,1	27	0,25
12	0,1	28	0,30
13	0,1	29	0,30
14	0,1	30	0,30
15	0,1	31	0,30
16	0,2	32	0,30
17	0,2	33	0,30
18	0,2	34	0,30
19	0,2	35	0,30
20	0,2	36	0,35
21	0,2	37	0,35
22	0,2	38	0,35
23	0,25	39	0,35
24	0,25		
25	0,25		

Si $T_{\text{lectura}} < T_{\text{calibración}}$
agregar la corrección acumulativa de la lectura de calibración.

Si $T_{\text{lectura}} > T_{\text{calibración}}$
sustraer la corrección acumulativa de la lectura de calibración.

centro de volumen del hidrómetro (o la lectura), y s la profundidad efectiva.

Debido a que la sedimentación tiene lugar cuando el hidrómetro está fuera de la suspensión, se tiene que considerar la profundidad efectiva en tal condición. La inmersión del hidró-

metro aumenta el nivel de la profundidad efectiva y es necesario corregir la lectura del hidrómetro s_{cv} para obtener s . De acuerdo con la Figura 6.1 se puede escribir la siguiente ecuación:

$$s + \frac{V_b}{A} = s_{cv} + \frac{V_b}{2A} \quad [2]$$

La ecuación [2] requiere que el nivel del promedio de la densidad se encuentre en el plano horizontal que divide en mitades el volumen de la bombilla. La ecuación [2] se transforma en:

$$s = s_{cv} - \frac{V_b}{2A} \quad [3]$$

La ecuación [3] indica que el valor de la profundidad efectiva s durante la sedimentación depende del valor de cada lec-

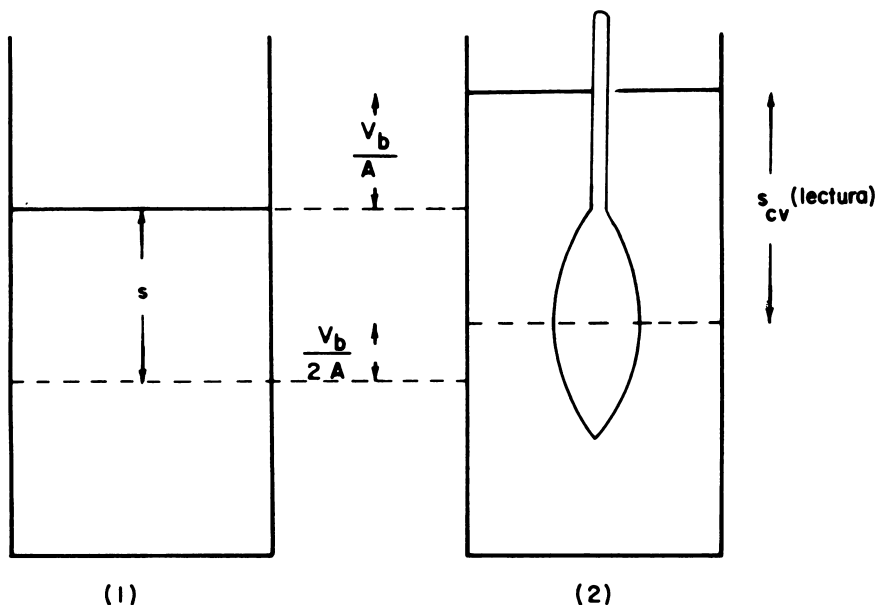


Fig. 6.1. El efecto de la inmersión del hidrómetro y la corrección de Casagrande para la profundidad efectiva.

tura del hidrómetro R , la cual está representada por s_{cv} en la ecuación [3] y del área seccional del cilindro de sedimentación. Es costumbre tener un cilindro de sedimentación de área seccional estándar.

El valor de s está incluido en el parámetro $\cdot \theta$ (ver Cuadro 6.2) que se usa para calcular el diámetro de la partícula que corresponde a cada R , usando un valor estándar del área seccional del cilindro de sedimentación. Para un tiempo de sedimentación t , la concentración indicada por $(R - R_L)$ o $(R$ corregida) es la de las partículas con velocidades de sedimentación $\leq s/t$, ya que las más rápidas han pasado esta profundidad.

Al principio de la sedimentación, las partículas con $v < s/t$ caen de todas partes en la suspensión, pero en el tiempo t y en la profundidad s , ya han pasado este nivel y son reemplazadas por la misma clase de partículas de la parte superior de la suspensión durante cualquier tiempo antes y hasta t . En el tiempo t las partículas caídas desde la superficie de la suspensión llegan hasta la profundidad s . La concentración $c = R - R_L$ corresponde a la clase de partículas de $v \leq s/t$. Si c_0 es la concentración inicial de la suspensión, entonces:

$$Z_t = \frac{c}{c_0} \times 100 = \frac{R - R_L}{M/V} \times 100 \quad [4]$$

donde:

M = masa (secada al horno) de suelo para completar V ml de suspensión. Generalmente V es igual a 1000-1150 ml según el tipo de cilindro de sedimentación y se expresa en litros.

Z_t = porcentaje acumulativo (% de partículas con $v \leq s/t$).

Según la ley de Stokes la viscosidad del agua afecta la rata de sedimentación y cambia aproximadamente en un 12% por cada 10°C de incremento de temperatura. En el Cuadro 6.3 aparecen los factores de corrección de este efecto. Una vez conocida la temperatura se recomienda mantenerla constante, ya que es difícil aplicar correcciones de viscosidad para temperaturas que varían durante la caída de la partícula; sin embargo, si ésta no puede mantenerse constante durante la sedimentación, el error se reduce con el uso de un promedio ponderado de ella con respecto al tiempo, tal como se muestra en el Cuadro 6.6.

CUADRO No. 6.2. Valores de θ para calcular el tamaño de la partícula d.Temperatura 30°C, $\rho_p = 2,65 \text{ g/ml}$.

R	θ	R	θ	R	θ
-5	50,4	11	46,4	26	42,2
-4	50,1	12	46,2	27	41,9
-3	49,9	13	45,9	28	41,6
-2	49,6	14	45,6	29	41,3
-1	49,4	15	45,3	30	41,0
0	49,2				
1	48,9	16	45,0	31	40,7
2	48,7	17	44,8	32	40,4
3	48,4	18	44,5	33	40,1
4	48,2	19	44,2	34	39,8
5	47,9	20	43,9	35	39,5
6	47,7	21	43,7	36	39,2
7	47,4	22	43,4	37	38,9
8	47,2	23	43,1	38	38,6
9	47,0	24	42,8	39	38,3
10	46,7	25	42,5	40	38,0

R = lectura de la escala del hidrómetro sin corregir, en gramos por litro. (Escala de Bouyoucos)

$$\theta = \text{parámetro} = 1000 \sqrt{\frac{30 \eta s}{g(\rho_p - \rho_L)}} = 12,182 \sqrt{s} \text{ (ver Day}^9\text{)}$$

$$\theta / \sqrt{t} \text{ (mins)} = d \text{ de partículas en micras, } g = 980,7 \text{ cm/sec}^2, \\ \rho_p = 2,650 \text{ g/ml}$$

$$\rho_L = 0,99949 \text{ gm/ml (para una solución que contiene 5 g.p.l. soluto a } 30^\circ\text{C } \eta = 8,007 \times 10^{-3} \text{ poise. La viscosidad de agua a } 30^\circ\text{C).}$$

s = la profundidad efectiva del hidrómetro ASTM 152H.*

*(Cálculo de Casagrande, American Society for Testing Materials Procedures for Testing Soils. Philadelphia, ASTM, 1964).

CUADRO No. 6.3. Valores del factor de corrección b para la temperatura de sedimentación (viscosidad) y la densidad de la partícula que deben aplicarse al valor de θ a 30°C y $\rho_p = 2,65$ g/ml (Cuadro 6.2).

$$b = \frac{1000}{12,182} \times \sqrt{\frac{30 \times \text{viscosidad}}{980,7 (\text{densidad de partícula-densidad del agua})}}$$

La viscosidad es en “poise”, y las densidades en g/ml. Cuando $t = 30^{\circ}\text{C}$ y $\rho_p = 2,650$ entonces $b = 1,000$. Si el dato de ρ_p solamente es confiable para 3 cifras significativas, los valores de b son confiables a 3 cifras significativas.

Temperatura °C	Densidad de partículas g/ml									
	1,500	1,550	1,600	1,650	1,700	1,750	1,800	1,850	1,900	1,950
10	2,334	2,224	2,129	2,045	1,970	1,903	1,842	1,787	1,736	1,690
11	2,301	2,193	2,099	2,016	1,943	1,876	1,817	1,762	1,712	1,667
12	2,268	2,162	2,069	1,987	1,915	1,850	1,791	1,737	1,688	1,643
13	2,237	2,133	2,041	1,961	1,889	1,825	1,767	1,714	1,665	1,621
14	2,208	2,105	2,015	1,935	1,865	1,801	1,744	1,691	1,644	1,600
15	2,180	2,078	1,989	1,910	1,840	1,778	1,721	1,670	1,622	1,579
16	2,152	2,051	1,963	1,886	1,817	1,755	1,699	1,648	1,602	1,559
17	2,125	2,025	1,938	1,862	1,794	1,733	1,678	1,627	1,581	1,539
18	2,098	2,000	1,914	1,839	1,771	1,711	1,656	1,607	1,561	1,520
19	2,070	1,973	1,888	1,814	1,748	1,689	1,635	1,586	1,541	1,500
20	2,044	1,949	1,865	1,792	1,726	1,668	1,615	1,566	1,522	1,481
21	2,019	1,925	1,843	1,770	1,705	1,647	1,595	1,547	1,504	1,463
22	1,995	1,902	1,820	1,749	1,685	1,628	1,576	1,529	1,486	1,446
23	1,971	1,879	1,799	1,728	1,665	1,608	1,557	1,510	1,468	1,429
24	1,946	1,855	1,776	1,706	1,644	1,588	1,538	1,492	1,450	1,411
25	1,923	1,834	1,755	1,686	1,625	1,570	1,520	1,474	1,433	1,395
26	1,901	1,813	1,735	1,667	1,606	1,552	1,503	1,458	1,417	1,379
27	1,880	1,792	1,716	1,648	1,588	1,535	1,486	1,441	1,401	1,363
28	1,857	1,771	1,696	1,629	1,570	1,517	1,468	1,425	1,384	1,347
29	1,837	1,752	1,677	1,611	1,553	1,500	1,452	1,409	1,369	1,333
30	1,817	1,733	1,659	1,594	1,536	1,484	1,437	1,394	1,354	1,318
31	1,796	1,713	1,640	1,575	1,518	1,467	1,420	1,378	1,339	1,303
32	1,777	1,695	1,622	1,559	1,502	1,451	1,405	1,363	1,325	1,290
33	1,759	1,677	1,606	1,543	1,487	1,436	1,391	1,349	1,311	1,276
34	1,740	1,660	1,589	1,527	1,471	1,421	1,376	1,335	1,298	1,263
35	1,723	1,643	1,573	1,511	1,456	1,407	1,362	1,322	1,285	1,250
36	1,704	1,625	1,556	1,495	1,441	1,392	1,348	1,308	1,271	1,237
37	1,685	1,607	1,539	1,479	1,425	1,377	1,334	1,294	1,258	1,224
38	1,669	1,592	1,524	1,465	1,412	1,364	1,321	1,281	1,245	1,212
39	1,653	1,576	1,509	1,450	1,398	1,351	1,308	1,269	1,233	1,201

Cont. CUADRO No. 6.3.

Tem- pera- tura °C	Densidad de partículas g/ml									
	2,000	2,050	2,100	2,150	2,200	2,250	2,300	2,350	2,400	2,450
10	1,647	1,607	1,570	1,535	1,503	1,472	1,444	1,417	1,391	1,367
11	1,624	1,585	1,548	1,514	1,482	1,452	1,424	1,397	1,372	1,348
12	1,601	1,562	1,526	1,493	1,461	1,432	1,404	1,377	1,352	1,329
13	1,580	1,541	1,506	1,473	1,442	1,412	1,385	1,359	1,334	1,311
14	1,559	1,521	1,486	1,453	1,423	1,394	1,367	1,341	1,317	1,294
15	1,539	1,502	1,467	1,435	1,404	1,376	1,349	1,324	1,300	1,277
16	1,519	1,482	1,448	1,416	1,386	1,358	1,332	1,307	1,283	1,261
17	1,500	1,464	1,430	1,398	1,369	1,341	1,315	1,290	1,267	1,245
18	1,481	1,445	1,412	1,381	1,352	1,324	1,298	1,274	1,251	1,229
19	1,462	1,427	1,394	1,363	1,334	1,307	1,282	1,258	1,235	1,214
20	1,444	1,409	1,377	1,346	1,318	1,291	1,266	1,242	1,220	1,199
21	1,426	1,392	1,360	1,330	1,302	1,275	1,251	1,227	1,205	1,184
22	1,409	1,375	1,343	1,314	1,286	1,260	1,236	1,212	1,191	1,170
23	1,392	1,359	1,327	1,298	1,271	1,245	1,221	1,198	1,176	1,156
24	1,375	1,342	1,311	1,282	1,255	1,230	1,206	1,183	1,162	1,142
25	1,359	1,326	1,296	1,267	1,241	1,216	1,192	1,170	1,149	1,129
26	1,344	1,311	1,281	1,253	1,227	1,202	1,178	1,156	1,135	1,116
27	1,329	1,297	1,267	1,239	1,213	1,188	1,165	1,143	1,123	1,103
28	1,313	1,282	1,252	1,225	1,199	1,175	1,152	1,130	1,110	1,091
29	1,299	1,268	1,239	1,211	1,186	1,162	1,139	1,118	1,098	1,079
30	1,285	1,254	1,225	1,198	1,173	1,149	1,127	1,106	1,086	1,067
31	1,270	1,240	1,211	1,185	1,160	1,136	1,114	1,094	1,074	1,055
32	1,257	1,227	1,199	1,172	1,148	1,124	1,103	1,082	1,063	1,044
33	1,244	1,214	1,186	1,160	1,136	1,113	1,091	1,071	1,052	1,033
34	1,231	1,202	1,174	1,148	1,124	1,101	1,080	1,060	1,041	1,023
35	1,219	1,189	1,162	1,136	1,113	1,090	1,069	1,049	1,030	1,012
36	1,206	1,177	1,150	1,125	1,101	1,079	1,058	1,038	1,019	1,002
37	1,193	1,165	1,138	1,113	1,090	1,068	1,047	1,027	1,009	0,9915
38	1,182	1,153	1,127	1,102	1,079	1,057	1,037	1,017	0,9992	0,9818
39	1,170	1,142	1,116	1,092	1,069	1,047	1,027	1,008	0,9996	0,9724

Tem- pera- tura °C	Densidad de partículas, g/ml									
	2,500	2,550	2,600	2,650	2,700	2,750	2,800	2,850	2,900	2,950 3,000
10	1,344	1,322	1,301	1,281	1,262	1,244	1,226	1,210	1,194	1,178 1,163
11	1,325	1,303	1,283	1,263	1,244	1,227	1,209	1,193	1,177	1,162 1,147
12	1,307	1,285	1,265	1,246	1,227	1,209	1,192	1,176	1,161	1,146 1,131
13	1,289	1,268	1,248	1,229	1,211	1,193	1,177	1,161	1,145	1,130 1,116
14	1,272	1,252	1,232	1,213	1,195	1,178	1,161	1,145	1,130	1,116 1,101
15	1,256	1,235	1,216	1,197	1,179	1,162	1,146	1,131	1,116	1,101 1,087
16	1,240	1,220	1,200	1,182	1,164	1,148	1,132	1,116	1,101	1,087 1,073
17	1,224	1,204	1,185	1,167	1,150	1,133	1,117	1,102	1,087	1,073 1,060
18	1,209	1,189	1,170	1,152	1,135	1,119	1,103	1,088	1,074	1,060 1,046
19	1,193	1,174	1,155	1,138	1,121	1,105	1,089	1,074	1,060	1,046 1,033

Cont. CUADRO No. 6.3.

Tem- pera- tura oC	Densidad de partículas g/ml										
	2,500	2,550	2,600	2,650	2,700	2,750	2,800	2,850	2,900	2,950	3,000
20	1,178	1,159	1,141	1,124	1,107	1,091	1,076	1,061	1,047	1,033	1,020
21	1,164	1,145	1,127	1,110	1,093	1,078	1,063	1,048	1,034	1,021	1,008
22	1,150	1,131	1,114	1,097	1,080	1,065	1,050	1,036	1,022	1,009	0,9959
23	1,136	1,118	1,100	1,083	1,067	1,052	1,037	1,023	1,010	0,9966	0,9840
24	1,123	1,104	1,087	1,070	1,055	1,039	1,025	1,011	0,9975	0,9846	0,9722
25	1,110	1,092	1,074	1,058	1,042	1,027	1,013	0,9991	0,9859	0,9732	0,9609
26	1,097	1,079	1,062	1,046	1,030	1,016	1,001	0,9877	0,9747	0,9621	0,9500
27	1,085	1,067	1,050	1,034	1,019	1,004	0,9901	0,9767	0,9637	0,9513	0,9393
28	1,072	1,055	1,038	1,022	1,007	0,9928	0,9789	0,9656	0,9538	0,9405	0,9287
29	1,061	1,043	1,027	1,011	0,9963	0,9820	0,9682	0,9550	0,9424	0,9302	0,9185
30	1,049	1,032	1,016	1,000	0,9855	0,9713	0,9577	0,9447	0,9321	0,9201	0,9085
31	1,038	1,021	1,005	0,9893	0,9746	0,9606	0,9472	0,9343	0,9219	0,9101	0,8986
32	1,027	1,010	0,9941	0,9789	0,9644	0,9505	0,9372	0,9245	0,9122	0,9005	0,8892
33	1,016	0,9994	0,9837	0,9687	0,9543	0,9406	0,9275	0,9149	0,9027	0,8911	0,8799
34	1,005	0,9891	0,9736	0,9587	0,9445	0,9309	0,9179	0,9054	0,8934	0,8819	0,8708
35	0,9952	0,9791	0,9636	0,9489	0,9349	0,9214	0,9086	0,8962	0,8843	0,8739	0,8620
36	0,9849	0,9689	0,9537	0,9391	0,9252	0,9119	0,8992	0,8870	0,8752	0,8640	0,8531
37	0,9748	0,9590	0,9440	0,9296	0,9158	0,9027	0,8901	0,8780	0,8664	0,8552	0,8444
38	0,9654	0,9497	0,9348	0,9205	0,9069	0,8939	0,8814	0,8694	0,8579	0,8469	0,8362
39	0,9561	0,9406	0,9258	0,9117	0,8982	0,8853	0,8729	0,8611	0,8497	0,8387	0,8282

La velocidad de la caída de la partícula también es afectada por su densidad (la ley de Stokes), la que oscila entre 2,5 – 2,8 g/ml (Smith¹⁷). También varía la densidad de cada intervalo de tamaño de un suelo dado. Sin embargo, si se considera la densidad promedio de un suelo y se usa un valor de 2,65 g/ml como referencia (30°C) los datos del Cuadro 6.3 servirían para corregir el parámetro θ que se emplea para calcular el diámetro de la partícula. Si no se conoce el valor de la densidad de las partículas del suelo y se usa un valor de 2,65, según Day¹⁰ el error máximo sería de $\pm 4,5\%$ para el diámetro de la partícula, con un intervalo de 2,5 – 2,8 g/ml de densidad; esto se puede constatar en el Cuadro 6.3. Esta misma fuente de error existe en el método de la pipeta y no causa diferencia en los resultados de los dos métodos, pero constituye una fuente absoluta de error. El conocimiento de la densidad de la partícula mejoraría la exactitud del análisis.

El hidrómetro de Bouyoucos mide la densidad promedio de la suspensión de suelo-agua la que se calibra en términos de g.p.l. en la escala de Bouyoucos. La densidad promedio depende de la densidad de las partículas del suelo. El hidrómetro se calibra para un suelo que tenga una densidad 2,65 g/ml. Para

suelos con otras densidades debe corregirse la lectura del hidrómetro. La fórmula de Thoreen¹⁹ se puede usar para calcular la concentración verdadera de las suspensiones que tienen valores de ρ_p distintas a 2,65, cuando la temperatura del agua es 25°C.

$$\hat{c} = \frac{0,624 (R - R_L)}{(1 - \rho_{ag}/\rho_p)} = f (R - R_L) \quad [5]$$

CUADRO No. 6.4. Valores del factor de corrección f para la concentración c cuando la densidad de partículas no es igual a 2,65 a temperaturas de agua entre 10°C y 35°C.

Densidad de partícula g/ml	f	Densidad de partícula g/ml	f
1,50	1,86	2,30	1,10
1,55	1,75	2,35	1,08
1,60	1,65	2,40	1,07
1,65	1,57	2,45	1,05
1,70	1,51	2,50	1,04
1,75	1,45	2,55	1,02
1,80	1,40	2,60	1,01
1,85	1,35	2,65	1,00
1,90	1,31	2,70	0,989
1,95	1,28	2,75	0,979
2,00	1,24	2,80	0,969
2,05	1,21	2,85	0,960
2,10	1,19	2,90	0,951
2,15	1,16	2,95	0,942
2,20	1,14	3,00	0,934
2,25	1,12		

$$f (25^\circ\text{C}) = \frac{0,624}{(1 - \frac{0,997}{\rho_p})} = \frac{\left(1 - \frac{\rho_{ag}}{\rho_p \text{ (calibración)}}\right)}{\left(1 - \frac{\rho_{ag}}{\rho_p \text{ (ensayo)}}\right)}$$

ρ_p (calibración) = densidad de partícula de la suspensión = 2,65 g/ml durante la calibración del hidrómetro.

El Cuadro 6.4 contiene valores de f para un intervalo de ρ_p . Day¹⁰ calculó un error máximo de $\pm 3\%$ del valor del porcentaje acumulativo de cada fracción para un intervalo de ρ_p 2,5–2,8. Por lo tanto para una fracción de porcentaje acumulativo del 60%, el error máximo será $\pm 1,8\%$.

Hay más errores en las lecturas cuando el hidrómetro está superficialmente sumergido porque la concentración de la suspensión cambia con rapidez en las capas superficiales, por lo que se debe usar una cantidad de suelo que produzca una concentración inicial de suspensión de no más de 40 g/l. Una guía segura es usar una muestra de 40 g de suelo para completar el litro de suspensión.

La exactitud de este método depende del conocimiento de la densidad de la partícula del suelo y del grado de control de la temperatura durante el experimento.

MATERIALES

- 3 Muestras de suelo secado al aire. Dos de 40 g para el análisis y otra parecida para determinar la humedad;
- 1 hidrómetro estándar (ASTM–152–H);
- 1 tamiz No. 140 (ASTM) de 8 cm de diámetro;
- 1 batidora eléctrica;
- 1 embudo de 9 cm de diámetro;
- 1 cilindro de sedimentación de 1000–1150 ml con un diámetro interno de $5,96 \pm 0,15$ cm (diámetro del cilindro estándar);
- 1 reloj con segundero;
- 1 pistón para mezclar (una varilla de bronce conectada a un disco de bronce o plástico con un diámetro un poco menor que el diámetro interno del cilindro);
- 1 termómetro;
- 2000 ml de agua destilada;
- 1 botella de plástico para lavar, con agua destilada; agentes dispersantes:
 - Primera preferencia:** 50 ml solución de 10% (M/V) de “Calgon”.
 - Segunda preferencia:** 5 ml de 1–N–NaOH (40 g/l) y 5 ml de oxalato de Na saturado;
- fuentes de luz de 15 “watts” o una linterna de baterías para ver el menisco de la suspensión;

un ambiente de temperatura constante:

Primera preferencia: preferiblemente de 30°C, pero no es necesario. En el trópico es más práctico un cuarto con aire acondicionado a una temperatura de 21–23°C o a la temperatura mínima diaria del cuarto.

Segunda preferencia: un sitio con fluctuaciones mínimas de temperatura; puede servir un cajón;

1 balanza de precisión 0,1 g;

1 estufa de 105°C;

una solución de 30% de H_2O_2 (20–25 ml/40 g suelo) y equipo para filtrar para suelos con alto contenido de materia orgánica (> 5%).

3 frascos de 600 ml.

PROCEDIMIENTO

Muestreo: Siga las normas de muestreo indicadas en el Capítulo 1. Cada unidad de volumen de muestreo se puede submuestrear y formar muestras compuestas si no hay interés en conocer la variabilidad.

Tratamiento de suelos con problemas especiales o propiedades físicas no típicas: si el suelo no presenta problemas, proceda directamente con la calibración del hidrómetro.

Eliminación de la materia orgánica; solamente para suelos con alto contenido de materia orgánica (> 5% para estudios especiales): generalmente la materia orgánica está incluida en el análisis del hidrómetro, pero para suelos con altos contenidos de materia orgánica se recomienda eliminarla para obtener resultados más exactos en relación con la fracción mineral.

Ponga 40 g de suelo en un vaso electrolítico (con paredes altas) y agregue agua destilada hasta cubrir el suelo 1 cm. Agregue 5 ml del H_2O_2 de 30%; mezcle bien y cubra el vaso con un vidrio de reloj; si hay una reacción fuerte, deje reposar el sistema hasta que cese la efervescencia; luego repita la dosis de H_2O_2 hasta que no haya ebullición y el suelo parezca blanqueado. Ponga el vaso en una estufa eléctrica (50°C – 60°C); agréguele otros 5 ml de H_2O_2 y déjelo cubierto durante la noche (8 horas).

Filtre el suelo y lávelo con agua destilada tres veces porque es necesario sacar los productos no volátiles de la oxidación por filtración. Seque el suelo por 24 horas en una estufa a 105°C; péselo de nuevo y calcule el porcentaje de pérdida de materia orgánica y de sales.

Eliminación de las sales solubles de los suelos: elimine las sales solubles de las muestras de suelos que posean 1% o más, y luego estime el porcentaje de sales lavadas en el agua que se usó. Concentraciones altas ($>1\%$) de sales solubles en suelos agrícolas, afectan la densidad de la suspensión; este efecto se corrige calibrando el hidrómetro y determinando el valor de R_L . Debe tomarse en cuenta que 40 g de suelo con un contenido de 0,5% de sal, lo cual da una conductividad en el extracto de saturación, de 8–16 milimhos/cm para un suelo de textura arcillosa a arenosa, generará una solución de 0,2 g/l (0,2%) en la suspensión y que 40 g de suelo con 1% de sal con una conductividad de 14 y > 14 mmhos/cm textura arcillosa-arenosa generará una solución de 0,4 g/l (0,4%).

Determinación de la densidad de las partículas para familias de suelos no típicos: si el suelo tuviera una densidad de partículas muy diferente del promedio de 2,65 g/ml, determínela.

Smith¹⁷ encontró que la materia orgánica contribuye mucho a la variación en la ρ_p especialmente con más de 5% de materia orgánica pero que también un suelo con una gran cantidad de óxidos de hierro, que es una fracción pesada de suelo ($\rho_p = 3,7 - 5,0$), tiende a un promedio mayor de densidad.

La caolinita tiene $\rho_p = 2,50$ y la bauxita ($Al(OH)_3$) $\rho_p = 2,25$. Los suelos lateríticos tienden a altas cantidades de óxidos de Fe y Al y caolinita; sin embargo los que contienen mucha bauxita son de una densidad menor, pero si a la vez éstos poseen más óxido de Fe, se establece un balance y el promedio saldría cerca de 2,65. Smith¹⁷ encontró valores de 2,73 – 2,85 para la fracción mineral de la arcilla Columbiana de un suelo laterítico de Costa Rica. El Cuadro 6.3 indica los cambios en el cálculo del diámetro de la partícula en caso de variaciones en la densidad, y el Cuadro 6.4 señala los cambios en el cálculo de la concentración que causan las variaciones de densidad de la partícula.

Suelos altos de $CaCO_3$: por lo general estos suelos se pueden dispersar fácilmente con “Calgon” y los fragmentos de $CaCO_3$ se miden como partículas de suelo.

Calibración del hidrómetro, determinación de R_L : el hidrómetro debe tenerse siempre en la bombilla, para evitar que se rompa el brazo. Al cilindro de sedimentación se le agrega 50 ml de la solución de “Calgon” al 10% y se completa con 1 litro de agua destilada mezclando bien la solución. Si el volumen V del cilindro no fuera un litro, se le añade el volumen de 10% de “Calgon” para preparar una solución de 0,5% (tam-

bién se puede usar NaOH y oxalato de Na). Registre la temperatura con un termómetro cuando la solución haya adquirido la temperatura ambiente. Inserte el hidrómetro con cuidado en ella y registre la lectura R_L , leyendo la parte superior del menisco que rodea el cuello del hidrómetro en un ángulo de 10-20 grados por encima de la superficie del agua, con una precisión de 0,5 unidad; se usa la luz para facilitar la lectura. En la parte superior del menisco hay una reflexión de luz. La lectura R_L incluye los efectos del dispersante y de la temperatura pero si ésta cambiara durante la sedimentación, se usan las correcciones del Cuadro 6.1 para calcular el nuevo valor de R_L . Apunte el número de serie del hidrómetro.

Análisis de sedimentación: pese tres muestras de 40 g de suelo secado al aire. (Una muestra debe usarse para determinar la humedad).

Dispersión del suelo: coloque una muestra en un vaso de 600 cc y agregue los dispersantes (50 ml o el volumen apropiado si $V \neq 1$ litro, de solución de "Calgon" 10% o la segunda elección indicada en la lista de materiales). Complete este volumen hasta 500 cc con agua destilada y deje la mezcla por 10 minutos para que se moje bien. Transfiera luego la suspensión al vaso del agitador; lave el residuo del vaso de 600 cc con una corriente de agua destilada. Agite la solución exactamente 5 minutos con el batidor eléctrico y si produce espuma le agrega una gota de alcohol amílico.

Tamizado en mojado

Antes de transferir la suspensión al cilindro de sedimentación separe la fracción de las partículas con diámetro > 100 micras con un tamiz No. 140 (número de mallas por pulgadas) que corresponde nominalmente a un diámetro de 100 micras. Coloque un tamiz limpio de 8 cm de diámetro en un embudo limpio de 9 cm de diámetro. Moje los dos lados de la malla del tamiz con agua antes de ponerlo y colóquelo con el embudo sobre el cilindro de sedimentación.

Mueva la suspensión y déjela reposar por 30 segundos; decante el supernatante en el tamiz, sin agitar más la suspensión; (esto permite que las partículas más finas de 100 micras pasen primero). Agregue más agua destilada al residuo, agite y decante más suspensión en el tamiz. Este proceso se repite hasta que todas las partículas hayan sido transferidas. El tamiz nunca debe frotarse. Lave las partículas finas del residuo que quedan

en él con un chorro suave de agua. Complete la suspensión que queda en el cilindro de sedimentación al volumen del cilindro V, con agua destilada.

Pese un frasco limpio de 600 ml al más cercano 0,1 g. Lave el residuo > 100 micras que queda sobre el tamiz con un chorro de agua hacia el frasco. Seque luego el frasco en el horno a 105°C por 24 horas. Pese la cantidad de residuos al más cercano 0,1 g.

Mezcla de la suspensión

Primera elección: la suspensión se mezcla más fácil y rápido haciendo oscilar el émbolo para ligarla bien; sostenga con una mano firmemente el cilindro en la mesa durante la operación. Cuando la suspensión esté bien mezclada, saque el émbolo y a la vez comience a anotar el tiempo. Si hubiera espuma, ponga una gota de alcohol amílico sobre la superficie de la suspensión. Este método evita pérdidas de suspensión y facilita una medida más precisa del tiempo de la primera lectura, la cual es muy rápida.

Segunda elección: selle la parte superior del cilindro con la mano y agite el contenido con un movimiento angular recíproco y enérgico. Inmediatamente después de concluir la agitación, empiece a medir el tiempo de sedimentación. Es conveniente que la agitación termine cuando el segundero del reloj llegue a cero. Si hay espuma, póngale una gota de alcohol amílico como se indicó antes.

Lectura de tiempo de sedimentación

Tan pronto se termine de mezclar la suspensión, sumerja cuidadosamente el hidrómetro en ella y tome lecturas a los 30 y 60 segundos ayudado de una buena luz. Las lecturas se pueden tomar hasta con una precisión de 0,50 de unidad. El Cuadro 6.5 sirve de guía para el registro de datos. Saque cuidadosamente el hidrómetro y límpielo. Mida la temperatura de la suspensión. Si no hay seguridad de que las primeras dos lecturas se hayan hecho correctamente, agite la suspensión y hágala de nuevo. Para seguir, sumerja nuevamente el hidrómetro y tome las lecturas a los 3 minutos de tiempo de sedimentación. Después extraiga el hidrómetro y límpielo.

Haga lecturas a los 10, a los 30 y a los 90 minutos, a las 4 y 18 horas, anotando la temperatura cada vez (se pueden usar

CUADRO No. 6.5. Registro y cálculo para el análisis del tamaño de las partículas.

Hora de lectura	Tiempo de sedimentación en minutos	Temperatura en °C	Lectura del hidrómetro R	Corrección R de calibración Cuadro 6.1.	R_L	Concentración $R - R_L$	Corrección de concentración c_f en Cuadro 6.4. c_x _____	s acumulativo Z_t	θ en Cuadro 6.2.	b, factor de corrección para θ Cuadros 6.3 y 6.6.	$\theta \times b$	$\sqrt{\text{tiempo}}$	Diámetro en micras $\frac{\theta b}{\sqrt{t}}$
	0,5											0,707	
	1											1,0	
	3											1,732	
	9											3	
	36											6	
	100											10	
	256											16	
	1089											33	

R_L de calibración del hidrómetro _____

Temperatura de R de calibración _____

Densidad de las partículas (de los sólidos) _____

% de humedad gravimétrica de la muestra indicadora (H) _____

Masa de la muestra secada al aire (M) _____

Masa de la muestra secada al horno (calculada). $(M_s) = \frac{M}{1 + \frac{H}{100}}$ _____

Concentración inicial de suspensión (concentración promedio de la suspensión) _____

Número de serie del hidrómetro _____

Masa de partículas > 100 micras _____

Masa de partículas > 100 micras - Masa de sólidos = Masa de partículas < 100 micras (M_{100}) _____

% de partículas < 100 micras = $\frac{M_{100}}{M_s} \times 100$ _____

tiempos de 9, de 36, y de 100 minutos, de 4 horas 16 minutos (o 256 minutos) y de 18 horas 9 minutos (o 1089 minutos) para facilitar el cálculo de $\sqrt{t}$.

RESULTADOS Y CALCULOS

Calcule la masa M de la muestra secada al horno, use la masa secada al aire y el porcentaje de humedad de la otra muestra.

$$M_s = (\text{Masa secada al aire}) / (1 + H/100)$$

Prepare un registro de datos y del cálculo de d usando lo siguiente:

Suelo; t (minutos); R , lectura del hidrómetro g/l; temperatura $^{\circ}\text{C}$; corrección de R_L para temperatura (Cuadro 6.1) (g/l);

R_L (g/l) = R_L (calibración) + corrección de R_L ; $c = R - R_L$ (g/l); $cf = c$ corregida para $\rho_p \neq 2,65$ (f de Cuadro 6.4);

$$Z_t (\text{porcentaje acumulativo}) = \frac{c \text{ corregida} \times 100}{\text{concentración inicial de la suspensión}}$$

La concentración inicial = $\frac{M}{V}$ g.p.l.; θ que corresponde a R (Cuadro 6.2; t (promedio) = promedio de temperatura respecto al tiempo durante la sedimentación; b , factor de corrección de θ para temperatura de sedimentación $\neq 30^{\circ}\text{C}$ y $\rho_p \neq 2,65$ g/ml en el Cuadro 6.3; θ corregida = θb ; $\sqrt{t}$; $d = \theta b / \sqrt{t}$ micras. El Cuadro 6.5 presenta la organización de los datos.

Notas: si se supone que el suelo tiene $\rho_p = 2,65$ g/ml, entonces en el Cuadro 6.4 $f = 1$. No es posible calcular directamente el diámetro de las partículas con relación al tiempo de sedimentación porque la profundidad efectiva del hidrómetro, o la inmersión, varía a medida que transcurre el tiempo de sedimentación. Al principio es necesario determinar el parámetro relacionado con R , la lectura del hidrómetro, (ver Cuadro 6.2) y corregirlo para una temperatura $\neq 30^{\circ}\text{C}$ y $\rho_p \neq 2,65$ (Cuadro 6.3). Usando θ corregido (θb) se puede calcular el diámetro que corresponde al tiempo de sedimentación de la manera siguiente:

CUADRO No. 6.6. Evaluación del valor del promedio ponderado de b cuando la temperatura varía durante la sedimentación.

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
Tiempo de sedimentación*	Tiempo de sedimentación menos tiempo de sedimentación anterior	Promedio de la temperatura durante el intervalo de tiempo en (2)	Valor de b que corresponde a la temperatura en (3)	(4) x (2)	Suma de los valores de (4) x (2)	Promedio ponderado de b $= \frac{(6)}{(1)}$

(*) El primer intervalo de tiempo corresponde al período inicial de temperatura constante.

$$\text{Promedio ponderado de } b = \frac{b_1 (t_1 - t_0) + b_2 (t_2 - t_1) \dots b_n (t_n - t_{n-1})}{t_n}$$

Donde b_n es el valor de b que corresponde al promedio de las temperaturas durante el período $(t_n - t_{n-1})$. Si repite una lectura, anote las temperaturas durante el período de sedimentación para poder sacar un promedio ponderado.

$$d = \frac{\theta b}{\sqrt{t}}$$

donde:

d = diámetro de partículas en micras;

t = tiempo de sedimentación en minutos.

INFORME

Presente los datos registrados en el Cuadro 6.5. Prepare la curva de porcentaje acumulativo, graficándose los valores Z_t (porcentaje acumulativo) sobre la ordenada (escala lineal) y el diámetro de las partículas d en la abscisa (escala logarítmica), usando papel semilogarítmico de dos ciclos. Los dos ciclos logarítmicos cubren el ámbito 0,001 – 0,01 – 0,1 mm de diámetro. Se interpola y se extrapola la curva y se prepara un cuadro con lo siguiente;

Suelo, % partículas < 2 micras; % < 20 micras; % < 50 micras; % < 100 micras; % arena; % limo; % arcilla. Emplee la clasificación textural internacional o la de USDA.

PREGUNTAS

- 1) ¿Cuáles son los dos problemas que se presentan cuando se aplica el método de Bouyoucos para medir la concentración de la suspensión?
- 2) Explique las dos leyes de sedimentación:
 - a. En palabras;
 - b. Con ecuaciones matemáticas, explicando los términos y sus unidades.
- 3) ¿Cuál es la profundidad efectiva? ¿Qué papel tiene este concepto para facilitar la aplicación de las leyes de sedimentación al método con hidrómetro?
- 4) ¿Por qué la concentración máxima de suspensión no debe exceder 40 g.p.l.?

- 5) Nombre dos maneras en que la temperatura de la suspensión puede influir sobre la exactitud de las lecturas del hidrómetro.
- 6) Nombre dos maneras en que la densidad de la partícula puede influir sobre la exactitud de las lecturas del hidrómetro.
- 7) ¿Qué clase de hidrómetro debe usarse para el análisis?
- 8) ¿Qué es Calgon? ¿Por qué es un buen agente dispersante?
- 9) Defina el porcentaje acumulativo. ¿Qué es la curva de porcentaje acumulativo?
- 10) ¿Por qué es necesario interpolar la curva de porcentaje acumulativo para determinar el porcentaje que corresponde a 50 micras y 2 micras?
- 11) ¿Por qué es necesario determinar la lectura de calibración R_L ?
- 12) ¿Para qué tamaño de partículas es adecuado el análisis por sedimentación?
- 13) ¿Qué uso tiene la determinación del porcentaje de partículas de un diámetro menor de 100 micras?

BIBLIOGRAFIA

1. AMERICAN SOCIETY FOR TESTING AND MATERIALS. COMMITTEE ON SOILS FOR ENGINEERING PURPOSES. Procedures for testing soils. Philadelphia, Pa., 1964. pp. 99-106.
2. BOUYOUCOS, G. J. The hydrometer as a new method for the mechanical analysis of soils. *Soil Science* 23:343-352. 1927.
3. ————. A comparison between the pipette method and the hydrometer method for making mechanical analyses of soil. *Soil Science* 33:335-345. 1934.
4. ————. A recalibration of the hydrometer method for making mechanical analyses of soils. *Agronomy Journal* 43:434-438. 1951.
5. CASAGRANDE, A. Die Areometer — Methode zur Bestimmung der Kornverteilung von Boden und anderen Materialien. Berlín, Springer. 1934.

Bibliografía

6. CODONI, M. R. Density of soil suspensions and the use of densimeters for mechanical analyses. *Soil Science* 56:7-18.
7. ————. The densimeter method of mechanical analyses. *Soil Science* 56:423-431. 1943.
8. DAY, P. R. Physical basis of particle size analysis by the hydrometer method. *Soil Science* 70:363-374. 1950.
9. ————. Experimental confirmation of hydrometer theory. *Soil Science* 75:181-186. 1953.
10. ————. Report of the Committee on Physical Analyses, 1954-1955. *Soil Science Society of America. Proceedings* 20:167-169. 1956.
11. FORSYTHE, W. M. Progresos recientes en el análisis de las partículas de los suelos por medio del método del hidrómetro. *Agronomía (Perú)* 33:16-27. 1966.
12. ————, GAVANDE, S. A. y GONZALEZ, M. Propiedades físicas de suelos en cenizas volcánicas considerando algunos suelos de América Latina. In *Panel sobre Suelos derivados de cenizas volcánicas de América Latina*. Turrialba, Costa Rica. IICA, Centro Tropical de Enseñanza e Investigación, 1969. pp. B.3.1-B.3.7.
13. MIDDELBURG, H. A. De Kalkbehoefte van tropische roodaarden. *Bergcultures* 21:126-130. 1952.
14. NYE, P. H. Soil Analysis and the assessment of fertility in tropical soils. *Journal of Science of Food and Agriculture* 14:277-280. 1963.
15. PHILIPSON, W. R. y DROSDOFF, M. Relationships among physical and chemical properties of representative soils of the tropics from Puerto Rico. *Soil Science Society of America. Proceedings* 36:815-819. 1972.
16. PURI, A. N. A new type of hydrometer for the mechanical analyses of soils. *Soil Science* 33:241-248. 1932.
17. SMITH, W. O. Density of soil solids and their genetic relations. *Soil Science* 56:263-272. 1943.
18. TAYLOR, D. W. *Fundamentals of soil mechanics*. New York, Wiley, 1955. 700 p.
19. THOREEN, R. C. Comments on the hydrometer method of mechanical analyses. *Public Roads* 14:93-105. 1933.
20. U. S. AGRICULTURAL RESEARCH SERVICE. A universal equation for predicting rainfall-erosion losses. U.S. Agricultural Research Service. Special Report no. 22-66. 1961. 11 p.
21. U. S. BUREAU OF PLANT INDUSTRY AND AGRICULTURAL ENGINEERING. *Soil survey manual*. Rev. ed. Washington, D.C., 1962. 503 p. (USDA Handbook no. 18).
22. WISCHMEIER, W. H., JOHNSON, C. B. y CROSS, B. V. A soil erodability nomograph for farmland and construction sites. *Journal of Soil and Water Conservation* 26(5):189-193. 1971.

CAPITULO 7

CONSISTENCIA DEL SUELO

PROPOSITO

Aprender a reconocer los diversos estados de consistencia del suelo; determinar los puntos adhesivos, los límites líquidos y los límites plásticos de diferentes suelos.

INTRODUCCION

La consistencia del suelo es una de sus características más sobresalientes, pero de las más difíciles de medir. El término describe la respuesta del suelo a fuerzas externas tendientes a deformarlo. Presiones aplicadas pueden causar flujo, fractura o compresión del suelo. La naturaleza y la extensión de la deformación dependen de: 1) la clase de suelo; 2) su condición física; 3) el contenido de agua; 4) la magnitud de la fuerza aplicada; y 5) la manera en que la fuerza se aplica.

La humedad afecta la consistencia del suelo. La mayoría de los suelos son adhesivos y suaves cuando se saturan; en ese estado se pueden deformar fácilmente con la influencia de fuerzas externas o bajo su propio peso. Cuando el suelo está seco resiste la deformación y puede ser lo suficientemente firme para soportar grandes fuerzas.

En este experimento se hará énfasis sobre el concepto de plasticidad. Un suelo plástico es moldeable, es decir, puede deformarse o fluir bajo la influencia de un esfuerzo cortante finito. El término **esfuerzo cortante** se refiere a una fuerza que tiende a cambiar la forma de un cuerpo haciendo que las partículas sobre un lado de una superficie dentro del cuerpo se deslicen sobre aquellas que están en el otro lado de la superficie; se expresa cuantitativamente como la fuerza tangente por unidad de superficie. (Ver el Capítulo 8). Un cuerpo plástico di-

fiere de uno fluído en que se requiere un esfuerzo cortante finito para causar deformación; un fluído responde a un esfuerzo cortante infinitamente pequeño.

Se denomina **rango plástico** al intervalo del contenido de agua en el cual un suelo presenta propiedades plásticas. Se le conoce como el **límite líquido** al límite superior de plasticidad en que el suelo es tan húmedo que se comporta como un fluído. Se le llama **límite plástico** al límite inferior de plasticidad, bajo el cual un suelo no puede deformarse sin que se desmenuce, o sea que en dicho estado el suelo es friable y se pulveriza bien cuando se ara. El suelo más mojado que el límite plástico no se pulveriza bien cuando se ara y tiende a formar terrones compactados. Se señala como **número plástico** al intervalo numérico del contenido del agua entre los límites líquido y plástico. Los límites líquido y plástico representan los contenidos de agua en que el suelo muestra ciertas cualidades definidas de consistencia. Estas propiedades se determinan arbitrariamente y se describirán más adelante. Otro valor que tiene relación con la consistencia del suelo es el llamado "punto adhesivo", y representa la humedad mínima para la adhesión. Generalmente el punto adhesivo está cerca del límite líquido.

Para la agricultura, la condición ideal del suelo es tener una humedad menor que aquella del punto adhesivo y del límite inferior de plasticidad. Lo deseable es tener un suelo con capacidad de campo (la humedad 2-3 días después de una lluvia o riego fuerte) menor de las humedades de dichos puntos de consistencia. Si la capacidad de campo es mayor, sería conveniente un suelo con una diferencia mínima entre su capacidad de campo y estas humedades. Si la diferencia es mínima, después de una lluvia, el suelo se seca rápidamente al punto adhesivo o al límite inferior de plasticidad. Una evaluación de la rata de secamiento del suelo es conveniente para este fin.

INSTRUCCIONES GENERALES

Escoja 5 lugares en el campo, al azar, para hacer el muestreo. De cada lugar saque por lo menos 2 submuestras de la unidad volumen de muestreo. Determine la unidad volumen de muestreo, con las normas indicadas en el Capítulo 1. Cada sitio puede tener una unidad de volumen correspondiente a cada horizonte.

La masa se cubre con un plástico y el suelo que se va a usar para las operaciones se guarda dentro de una lata ya mo-

jado y mezclado. Moldee el suelo con la mano izquierda para dejar libre la mano derecha para hacer las anotaciones.

LIMITE PLASTICO (LIMITE PLASTICO INFERIOR O LIMITE DE FRAGMENTACION DE VARILLAS RODANTES)

Corresponde a la humedad mínima en que el suelo puede rodarse formando hilos no fragmentados.

MATERIALES

- 1 espátula de 6" (15,2 cm);
- 1 plato de vidrio de 20 x 20 cm;
- 1 papel gráfico de 1/8" (0,32 cm) para ponerlo bajo el plato como guía del tamaño de los hilos del suelo;
- 25-30 g de suelo mojado, de una muestra conservada a la humedad del campo;
- 1 vaso de 250 ml;
- 1 botella de plástico para lavar
- latas de 178 cc (6 oz) para muestras de suelo.

PROCEDIMIENTO

Prepare una pasta dura de suelo usando aproximadamente 30 g por muestra. Tome aproximadamente una mitad de la muestra, y con ella haga una masa de forma elipsoide. Ruede la masa uniformemente bajo los dedos. (La varilla o hilo del suelo que se moldea, debe tener un diámetro tan uniforme como sea posible). El ritmo de rodaje debe ser entre 80 y 90 vueltas por minuto. Una vuelta se considera como un movimiento completo de la mano hacia adelante y hacia atrás.

Siga las siguientes instrucciones:

Cuando el diámetro del hilo sea de 1/8 de pulgada sin fragmentar (esto puede verse por el espaciamiento del papel gráfico bajo el plato), frágmentelo en 6 u 8 partes. Junte los pedazos y moldee la masa de nuevo dándole forma elipsoide. Ruede la masa otra vez y siga este ciclo de moldeo y rodamiento hasta que el hilo se desmenuce por la presión de los dedos al rodarlo. En este punto el suelo ya no rueda para formar hilos sin que se fragmente y se llama **límite plástico**. Cada ciclo de moldeo y amasado, alternativamente, baja por evaporación la humedad de la muestra. Si el hilo se desmenuza antes de que tenga 1/8 de pulgada de diámetro, por haber sido amasado an-

teriormente, este punto de fragmentación se acepta también como **límite plástico**. El operador debe mantener uniforme la presión de los dedos y el ritmo de rodaje. El ensayo se repite para hacer tres determinaciones.

LIMITE LIQUIDO O LIMITE DE FLUJO

MATERIALES

Instrumentos mecánicos para determinar el límite líquido según las especificaciones de la "American Society for Testing and Materials" (Ver Figuras 7.1, 7.2 y 7.3).

PROCEDIMIENTO

Prepare una muestra de aproximadamente 100 g de suelo en un vaso o en una lata y llévelo a un estado plástico añadiendo agua. Ponga una porción de pasta dentro de la taza del aparato, encima del sitio donde la taza toque la base (ver Figura 7.1), teniendo cuidado de que no haya ninguna burbuja de aire atrapada en la masa. Con una espátula nivele el suelo de manera que su profundidad sea de un centímetro en el punto más grueso. El exceso de suelo se pone nuevamente en el vaso o en la lata. Haga un corte definido con la herramienta de rasgar para dividir el suelo en la taza. La línea de la ranura debe pasar por la línea del centro del álabe (ver Figura 7.2). Haga la ranura en etapas, usando hasta 6 cortes suaves con la herramienta. Dele vueltas al álabe con un ritmo de aproximadamente 2 vueltas por segundo hasta que los dos bordes del suelo dividido se toquen de nuevo en una distancia de $1/2''$ (1,27 cm) (ver Figura 7.3). Registre el número de impactos necesarios. Aumente la humedad de la muestra añadiendo agua, o bájela incorporando suelo seco hasta que el efecto descrito arriba se obtenga con 25 impactos. Determine la humedad en este punto. Repita el ensayo, haciendo tres determinaciones.

PUNTO ADHESIVO

Mezcle aproximadamente 15 g de suelo sobre un plato de vidrio usando una espátula dura y póngale pocos de agua, hasta que el suelo se vuelva plástico o moldeable. Pase el material a la mano derecha y amáselo, agregándole poquitos de agua, hasta que la masa se vuelva adhesiva o pegajosa. Siga moldeando

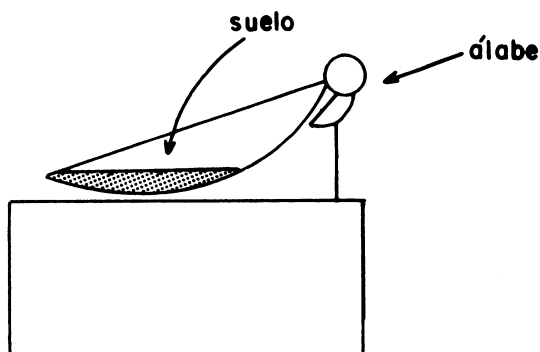


Fig. 7.1.

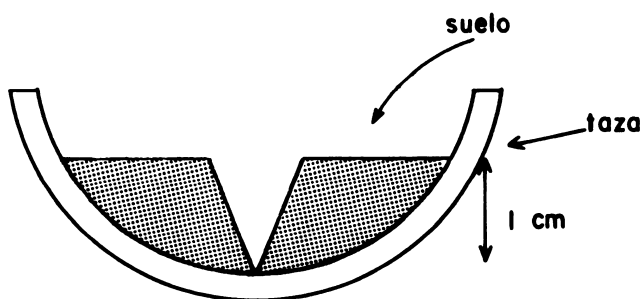


Fig. 7.2.

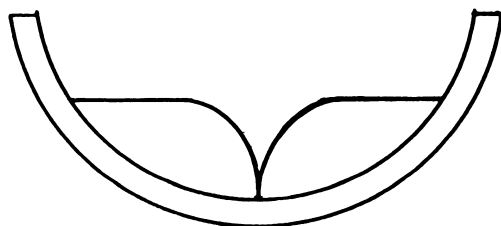


Fig. 7.3.

y remoldeando la muestra para que el exceso de agua se evapore hasta alcanzar un punto en que el suelo tienda a la cohesión o a permanecer intacto, es decir, que no se pegue a los dedos y que sí se separe de la mano. Si la mezcla se ha completado, la masa entera de suelo estará en el punto adhesivo y podrá pesarse y transferirse a un horno de secado para determinar su humedad. Este punto se puede reproducir con mucha exactitud; equivale aproximadamente al "punto de frote", o sea, el contenido de agua máximo en el cual un arado sale limpio cuando se mueve a través del suelo; sobre ese valor del suelo se volverá pegajoso y se pegará al arado. Se repite el ensayo para realizar tres determinaciones.

CUADRO No. 7.1. Registro de datos.

% de la capacidad de campo. (Capítulo 12). _____

% de 0,1 bar _____

Punto adhesivo					
Lata No.	Masa de la lata	Masa de la lata + Suelo húmedo	Masa de la lata + Suelo seco	Masa suelo seco	Humedad gravimétrica redondeando al % más cercano
Límite plástico					
Límite líquido					

INFORME

Prepare un informe con los resultados del punto adhesivo y de los límites líquido y plástico de los suelos asignados, redondeando al porcentaje más cercano de humedad según el registro de datos.

Haga cualquier comparación sugerida por el instructor e interprete los resultados.

PREGUNTAS

- 1) ¿Cuál es la importancia del límite plástico y del punto adhesivo en la preparación de un terreno?
- 2) ¿Qué es el esfuerzo cortante?
- 3) ¿Cuál es la diferencia entre un cuerpo plástico y uno líquido (fluído)?

BIBLIOGRAFIA

1. AMERICAN SOCIETY FOR TESTING AND MATERIALS. COMMITTEE ON SOILS FOR ENGINEERING PURPOSES. Procedures for testing soils. Philadelphia, Pa., 1964. 540 p.
2. BAVER, L. D. Soil physics. 3 ed. 1956. pp. 95-120.
3. BODMAN, G. B., y TAMACHI, M. Studies of soils in the plastic state. Soil Science 30:175-195. 1930.
4. ——— y PERRY, E. P. The interrelationships of certain singlevalued soil properties. Soil Science 31:365-378. 1931.
5. ———. Methods of measuring soil consistency. Soil Science 68:37-56. 1949.
6. CASAGRANDE, A. Research on the Atterberg limits of soils. Public Roads 13:122-126. 1932.

CAPITULO 8

LA PENETRABILIDAD DEL SUELO

Y SU RESISTENCIA AL CORTE

INTRODUCCION

Es conveniente tratar a la vez la penetrabilidad y la resistencia al corte del suelo, ya que ambas medidas se pueden determinar en una sola salida al campo. Como las propiedades mecánicas del suelo influyen mucho en el crecimiento de las plantas, es necesario referirse en forma extensa a la resistencia mecánica del suelo y a su relación con el crecimiento de las mismas.

EL CORTE EN EL SUELO

El concepto de fricción estática aplicado al suelo

Hay dos leyes básicas de la fricción (Lambe y Whitman⁸):

- a. La resistencia tangencial (al corte) entre dos cuerpos que es proporcional a la fuerza normal (perpendicular) entre ellos, y
- b. La resistencia al corte entre dos cuerpos que es independiente de las dimensiones de estos cuerpos.

La segunda ley se demuestra arrastrando un ladrillo sobre una superficie plana. Si el ladrillo se encuentra asentado sobre la cara ancha, la fuerza para empezar a arrastrarlo será igual a la fuerza necesaria para comenzar a tirarlo sobre la cara angosta. Esta ley es una manifestación de que en realidad lo que hay son áreas de contacto y no puntos de contacto; además, la segunda ley incluye una declaración de la primera ley en términos de fuerza por unidad de área (esfuerzo).

En la Figura 8.1 se muestra un cuerpo en contacto con otro y el área de contacto o de aplicación = A . La fuerza normal es N y la fuerza tangencial = T . Según la primera ley, si se

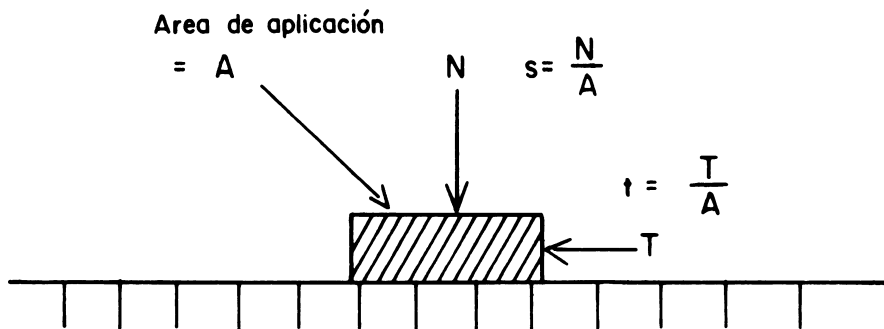


Fig. 8.1. Fuerza normal y tangencial, y esfuerzo normal y tangencial de un cuerpo a punto de deslizarse sobre el otro. Sobre el área A se aplican las fuerzas normales y tangenciales.

tiene un valor dado de N , el valor limitante de T necesario para iniciar el movimiento horizontal del cuerpo es el siguiente:

$$T = \mu N \quad [1]$$

donde:

μ es el coeficiente de fricción estática. Hay un acutángulo λ , definido de la siguiente manera (Synge y Griffith¹³):

$$\tan \lambda = \mu \quad [2]$$

El ángulo λ se llama ángulo de fricción. Sustituyendo T por $\frac{T}{A}$ y N por $\frac{N}{A}$ la ecuación [1] se puede expresar en términos de esfuerzos:

$$t = \mu s \quad [3]$$

Donde t es el esfuerzo tangencial limitante y s es el esfuerzo normal limitante que corresponden al punto en que el cuerpo empieza a deslizarse. Dentro de un cuerpo tridimensional, como el suelo, se puede seleccionar arbitrariamente un plano y aplicar los conceptos empleados en el desarrollo de la ecuación [3] para tratar lo referente al deslizamiento de la parte del suelo que se encuentra en un lado de dicho plano sobre la parte del suelo en el otro lado del mismo plano, o sea la falla al corte del suelo.

Falla del suelo: teoría de la ruptura de Mohr

El estudio de la deformación del suelo es más complicado que el de la deformación de metales, por su naturaleza granular, por ser tridimensional y por su capacidad de cambiar su consistencia con los cambios de humedad.

La teoría de la ruptura de Mohr (Sowers y Sowers¹²) puede aplicarse bastante bien al suelo. Mohr consideró que la deformación o falla de un material no se provoca cuando las magnitudes de los esfuerzos normales y de los esfuerzos tangenciales alcanza un valor limitante separadamente, sino cuando se producen combinaciones críticas de valores limitantes de los dos tipos de esfuerzos. La falla del material se debe mayormente al corte, pero el valor limitante del esfuerzo cortante que provocaría el corte, depende del valor del esfuerzo normal asociado con el esfuerzo cortante en el plano de falla considerado. El plano de falla es el plano del cuerpo del suelo en donde ocurre la falla.

Considere un gráfico donde σ representa un esfuerzo normal general al examinar cualquier plano del suelo en la abscisa y τ un esfuerzo tangencial general en la ordenada, en él se puede trazar la relación empírica que generalmente se obtiene de los valores limitantes de esfuerzo cortante t , y los valores limitantes de esfuerzo normal s , para provocar la falla del suelo. En general estos pares de valores de s y t varían en su magnitud según el plano considerado en el suelo. Toda la serie de estos pares de valores limitantes, según la orientación del plano, puede describirse mediante el círculo de Mohr, y se llama el estado de esfuerzo. Hay varios estados de esfuerzos que provocan la falla, y diversos círculos de Mohr que representan distintos estados de esfuerzos limitantes que tocan una línea, como se aprecia en la Figura 8.2, la cual es una tangente que puede expresarse con la siguiente relación:

$$t = c + s \tan \lambda \quad [4]$$

La línea de la ecuación [4] forma un **sobre de falla** y dentro de sus bordes, los círculos de Mohr que no llegan a tocar el sobre, representan estados de esfuerzo que no producen la falla Figura 8.3 (Gill y Vanden Berg⁶).

Los valores de s y t que representan el punto común entre la tangente y el círculo son los valores en el plano de falla, y la orientación del plano de falla lo da el ángulo α tal como se muestran las Figuras 8.4 y 8.5.

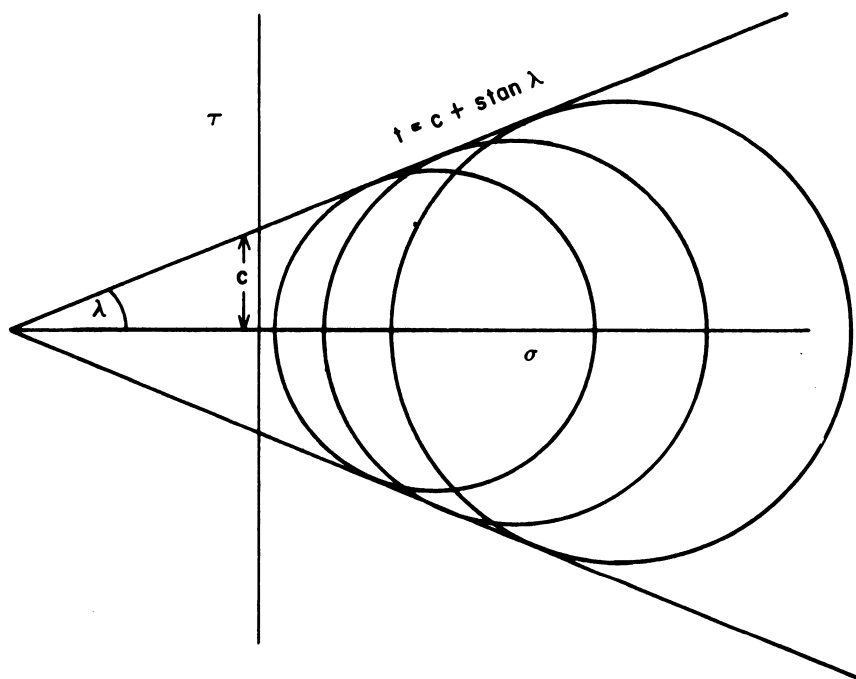


Fig. 8.2. Círculos de Mohr indicando varios estados de esfuerzo que provocan la falla.

La ecuación [4] es análoga a la ecuación [3] pero aquí se trata del deslizamiento entre dos superficies de suelo. La constante c en la ecuación se denomina cohesión del suelo porque representa una resistencia al corte sin la presencia de un esfuerzo normal aplicado. El ángulo λ se llama ángulo de fricción interna. Generalmente la resistencia de un suelo se representa por el par de valores de c y de la tangente λ . Un suelo con un valor de c mayor de cero se llama **cohesivo** y uno con el valor de c igual a cero se llama **no cohesivo**, como es el caso de una arena suelta.

Dentro de la serie de planos que representa el estado de esfuerzo del suelo hay tres planos ortogonales que no tienen el componente tangencial τ o sea, que poseen solamente esfuerzos normales σ . Estos se denominan planos principales y los esfuerzos normales correspondientes se llaman esfuerzos principales. Las direcciones de estos esfuerzos forman los tres ejes de referencia para el sistema de representación de Mohr. En la Figura 8.5 se muestra los esfuerzos principales σ_1 , σ_2 , y σ_3 en el dia-

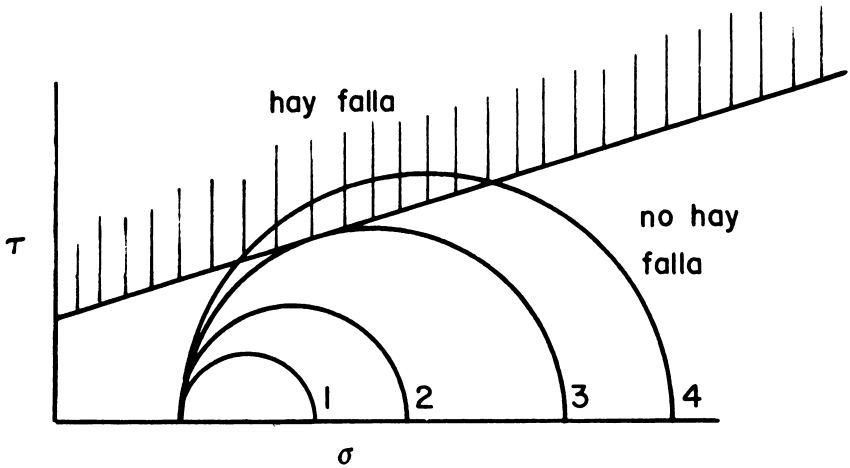


Fig. 8.3. La falla ocurre solamente en la serie de esfuerzos correspondientes a los círculos 3 y 4.

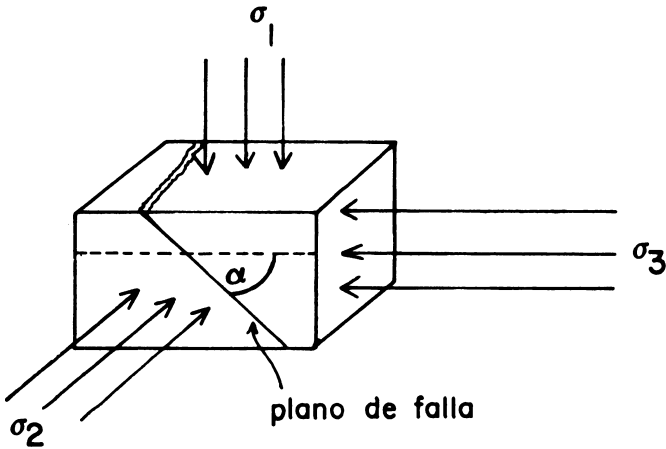


Fig. 8.4. Un volumen de suelo sometido a los tres esfuerzos principales σ_1 , σ_2 , y σ_3 en una condición de falla. En el perfil de suelo σ_1 se aproxima al esfuerzo vertical de sobrecarga y σ_2 y σ_3 son los esfuerzos confinantes horizontales que por simetría se consideran iguales.

grama de Mohr y en la Figura 8.4 la orientación de los tres esfuerzos principales en un volumen de suelo. En el perfil del suelo se puede considerar que los esfuerzos σ_2 y σ_3 son iguales por simetría, por lo tanto en el diagrama de Mohr de dos dimensiones están representados por un solo punto. En pruebas

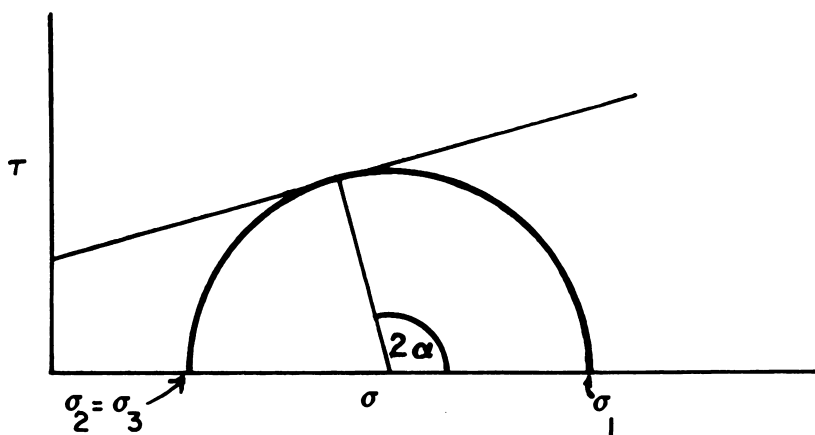


Fig. 8.5. α = ángulo entre el plano de falla y el esfuerzo principal σ_3 .

de resistencia de suelo σ_2 y σ_3 generalmente se mantienen constantes como la presión confinante de la muestra, y se varía σ_1 , que es el esfuerzo vertical.

La presión hidrostática del agua del suelo (u) o presión del agua del suelo —presión atmosférica— influye en el valor del esfuerzo normal s porque para cualquier plano considerado en el suelo, la presión hidrostática es un esfuerzo normal, por lo que la ecuación [4] se puede modificar de la manera siguiente:

$$t = c + (s-u) \tan \lambda \quad [5]$$

La expresión $(s-u)$ se denomina el **esfuerzo efectivo** porque es el que realmente trabaja sobre el esqueleto del suelo. La presión hidrostática u se llama **esfuerzo neutral**, **esfuerzo del agua** o **presión del agua** del suelo. Si la presión del agua del suelo es mayor que la atmosférica, u se considera positiva, como en el caso de la presión hidrostática bajo el nivel freático en el perfil del suelo. Según la ecuación [5] un valor positivo de u reduciría la resistencia tangencial t del suelo.

Esto puede ocurrir en los lugares donde hay nacimientos de aguas subterráneas en que el suelo es poco permeable, y bajo el nivel freático en el perfil del suelo. Una compresión rápida de un suelo saturado puede aumentar el valor de u y reducir su resistencia tangencial. Este efecto se nota especialmente en suelos de poca permeabilidad o con una estructura llena de cel-dillas.

Cuando la presión del agua del suelo es menor que la presión atmosférica, u se considera negativa y por lo tanto aumen-

tará la resistencia tangencial. (Childs,⁵ McMurdie y Day⁹, Barley¹), pero no siempre de acuerdo con la ecuación [5]. Esto ocurre en suelos no saturados, en los cuales la presión negativa se llama **succión del agua del suelo**, la que aumenta a medida que el suelo se seca y viceversa. Camp y Gill⁴ encontraron que el secamiento de una arcilla, de un suelo franco arcilloso o de un limo, aumentaba los valores de c y λ . Los suelos en que la mayor parte de su resistencia al corte se debe a la succión del agua, como en algunos limos y arenas, la pierden al saturarse y fallan. Esto explica muchos derrumbes que ocurren durante lluvias prolongadas.

Equipo de torsión con cuchillas para medir la resistencia tangencial (al corte) del suelo

Para caracterizar por completo la resistencia del suelo se determinan los valores de c y λ . El valor de λ es especialmente importante cuando se quiere pronosticar la resistencia del suelo bajo diferentes condiciones de presiones confinantes, como en la construcción, o a grandes profundidades (10-20 m), donde la sobrecarga de la tierra superior es importante. Hay equipo para medir los valores c y λ , con el cual se puede aplicar una presión confinante o un esfuerzo normal durante la prueba del corte.

Muestras no alteradas del campo son las que se requieren para la prueba de laboratorio en este equipo, los cuales se llaman aparato de corte directo y aparato tridimensional de corte (Sowers y Sowers¹²; y Gill y Vanden Berg⁶). Algunos de ellos sólo miden la resistencia t , como el de comprensión ilimitada y el de torsión con cuchillas, que solamente puede evaluar los valores de suelos cohesivos (Sowers y Sowers¹²). Si los suelos están saturados, los valores pueden aproximarse a su cohesión. En muchos casos el valor de la resistencia tangencial del suelo es muy útil por sí solo como en los suelos superficiales, en los cuales la presión confinante no es grande y tal es el caso de la capa arada. El aparato de torsión con cuchillos tiene la ventaja de poder medir la resistencia cortante del suelo *in situ*. El de torsión "TORVANE" tiene un diámetro de 2,54 cm, 8 cuchillos y una profundidad de 0,495 cm. Las lecturas de este aparato para arcillas saturadas tienen buena correlación para una relación 1:1, comparadas con las del aparato de compresión ilimitada y tridimensional de corte (Sibley y Yamane¹¹).

El penetrómetro y la resistencia del suelo

La penetración de un pistón en el suelo es una combinación de falla tangencial, compactación y flujo plástico. Esto se destaca por ser de falla localizada alrededor del extremo del pistón (Gill y Vanden Berg⁶). Se considera que el penetrómetro puede medir la resistencia del suelo *in situ*. Hay varios tipos, formas y tamaños de penetrómetros, lo que dificulta el uso estandarizado del aparato. Los dos tipos principales son el de impacto y el estático. El penetrómetro de impacto mide el número de caídas de un martillo de cierto peso a cierta distancia para introducir un pistón hasta determinada profundidad en el suelo, con lo que puede calcular la energía gastada en esta operación. El penetrómetro estático mide la fuerza o la fuerza por unidad de área seccional (esfuerzo) necesaria para introducir un pistón lentamente hasta cierta profundidad en el suelo. Zelenin¹⁸, analizado en Gill y Vanden Berg⁶, encontró una relación lineal entre el número de golpes para introducir un pistón de extremo plano y un área seccional de 1 cm² ó de 2 cm² hasta 10 cm de profundidad en el suelo, y el esfuerzo de penetración necesaria en Kg/cm² para introducir el mismo pistón como un penetrómetro estático hasta la misma profundidad en el suelo. Se encontró una buena correlación lineal: 10 golpes $\cong$ 50 Kg/cm² esfuerzo de penetración. Esta relación se obtuvo en varios suelos.

El trabajo de Zelenin demostró que hay equivalencia entre los dos tipos de penetrómetro; y como el estático es más sencillo que el de impacto, la mayoría de ellos ahora es del tipo estático. Kondner⁷ obtuvo una relación no dimensional entre penetrómetros estáticos de varios diámetros y formas. Con este estudio logró relacionar lecturas entre penetrómetros de diferentes tamaños y extender la utilidad del penetrómetro estático como aparato de medición.

Para un penetrómetro estático o lentamente móvil en el suelo, Kondner⁷ sugiere la siguiente relación funcional general no dimensional:

$$\frac{x}{q} = f\left(\frac{F}{AR}, \frac{q^2}{A}, \theta\right) \quad [6]$$

donde:

x = distancia de penetración;

F = fuerza de penetración;

q = perímetro del penetrómetro;

A = área seccional del penetrómetro;

θ = ángulo del extremo del penetrómetro;

R = resistencia máxima de compresión ilimitada.

En un pistón circular con el extremo plano $\theta = 180^\circ$ y es constante y la relación $\frac{q^2}{A} = 4\pi$, también es constante.

En la ecuación [6] quedan solamente los dos primeros términos. Kondner⁷ experimentó con pistones de varios diámetros y con suelos de varios valores de R y el gráfico de $\frac{x}{q}$ en la ordenada y $\frac{F}{AR}$ en la abscisa dio una relación curvilínea con muy poca dispersión de los puntos. Si $\frac{F}{AR}$ es mayor de 1,2 y $\frac{x}{q}$ es mayor de 0,037, la relación se aproxima a la siguiente recta.

$$\frac{x}{q} = 3,45 \times 10^{-2} \frac{F}{AR} - 0,5 \quad [7]$$

Para valores de $\frac{x}{q}$ y $\frac{F}{AR}$ menores de los límites mencionados habría que consultar la curva. La relación es válida para valores hasta de 2,8 de $\frac{F}{AR}$ y 0,12 de $\frac{x}{q}$. La ecuación [7] da una base para relacionar lecturas de penetrómetros estáticos circulares de diferentes diámetros.

Barley¹ encontró una relación lineal entre el esfuerzo de penetración de un pistón de acero inoxidable de 3 mm de diámetro que penetraba lentamente (1 cm/hora) a 4,5 cm de profundidad en un sistema de glóbulos de vidrio entre 10 y 70 micras de diámetro y la resistencia al corte de dicho sistema.

Los datos anteriores fueron convertidos por el que escribe para estimar una relación que se aproxima a la siguiente ecuación:

$$\frac{F}{A} = 0,2 + 59,3 s \quad (\text{Kg/cm}^2) \quad [8]$$

Sin embargo, la ecuación [8] no da una relación que se aproxima a la de la ecuación [7]. Esto puede deberse a que el sistema de glóbulos de vidrio es bastante diferente al del suelo tratado de acuerdo con la ecuación [7].

Taylor y Burnett¹⁵ correlacionaron la resistencia al corte del suelo medida con un aparato de torsión con cuchillas y el esfuerzo de penetración estática necesario para introducir un pistón de acero inoxidable de 5 mm de diámetro hasta 5 mm en el suelo y obtuvieron la siguiente ecuación con un coeficiente de correlación de 0,97:

$$s = -0,094 + 0,031 \frac{F}{A} \quad [9]$$

donde:

s y $\frac{F}{A}$ están en bares

La ecuación [9] también se escribe de la manera siguiente:

$$\frac{F}{A} = 3,03 + 32,2s \quad [10]$$

Se puede apreciar la diferencia entre las ecuaciones [8] y [10], siendo la primera para glóbulos de vidrio y la segunda para suelo. Aunque en varios trabajos hay diferencias entre las relaciones $\frac{F}{A}$ y s, los trabajos indican que la lectura del penetrómetro es un índice de la resistencia del suelo. Un problema grande en la aplicación extensa del uso del penetrómetro es la estandarización del aparato, o la forma de relacionar la lectura de un tipo de penetrómetro con la de otro. En este aspecto resulta valiosa la contribución de Kondner⁷ en la forma de la ecuación [6].

La resistencia tangencial y la tracción del arado

El valor de la tracción que requiere un arado depende de su diseño, de la velocidad de la aradura, de la profundidad de la labranza, del área seccional del prisma de suelo afectado por el arado, y del tipo y la condición del suelo. La **unidad de tracción**, es una medida que intenta uniformar el índice de tracción de un arado, y es la fuerza por unidad de área transversal del surco formado por el arado; se denomina también **tracción específica** y se expresa en Kg/cm².

Randolph y Reed¹⁰ encontraron los siguientes valores de tracción específica en un arado de reja (moldboard) de 14 pul-

gadas (35,6 cm): hasta una profundidad de 12,7 cm la misma tracción específica, pero a mayor profundidad ésta aumentó. A una profundidad de 12,7 cm en arcillas entre 0,65 Kg/cm² y 1,1 Kg/cm², y en arena y suelo franco de 0,40 Kg/cm². A 20,3 cm de profundidad en arcillas entre 0,8 Kg/cm² y 1,5 Kg/cm², en suelo franco de 0,7 Kg/cm² y en arena de 0,45 Kg/cm². Al ampliar el ancho del corte del arado de 20,3 cm a 40,6 cm encontraron que la tracción específica sólo aumentó un 10%.

Berlijn³ indicó los siguientes valores generales de tracción específica para diferentes texturas de suelo y un arado de reja: suelos arenosos 0,16–0,24 Kg/cm²; suelos areno-arcillosos 0,24–0,56 Kg/cm²; suelos arcillosos 0,48–0,96 Kg/cm²; y suelos pesados 1,2–1,6 Kg/cm². También indicó que para arados de discos, tipo estándar, la tracción específica para suelos arenosos es de 0,15–0,24 Kg/cm², para suelos areno-arcillosos de 0,5–0,68 Kg/cm², para suelos arcillosos de 0,72–0,88 Kg/cm² y para suelos arcillosos pesados de 1,44–1,76 Kg/cm².

Según Gill y Vanden Berg⁶ la distribución de la fuerza total de tracción entre los diversos procesos de la labranza del suelo, con un arado de reja que avanza a 3,2 Km/h es como sigue: corte del suelo por la reja = 23%; deformación tangencial (falla tangencial) = 58%, levantamiento, aceleración, pulverización y volteo del suelo = 19%. A una velocidad de 4,8 Km/h los valores son los siguientes: corte por la reja = 26%; la deformación tangencial = 53%; el levantamiento, aceleración, pulverización y volteo del suelo = 21%.

Por lo tanto se puede estimar la tracción específica de un arado de reja, en términos generales, con base en la resistencia del suelo al corte, si se considera que requiere entre 53-58% de la tracción específica total, y se supone que los porcentajes de distribución citados se refieren únicamente a la falla tangencial.

Resistencia a la penetración, a la resistencia tangencial (al corte) y a la penetrabilidad del suelo por las raíces

Las observaciones de campo han permitido notar que la compactación del suelo restringe el crecimiento de las raíces y por lo tanto, el de las plantas.

Veihmeyer y Hendrickson¹⁶ usaron la densidad aparente como índice de la penetrabilidad del suelo, y en trabajos con girasoles encontraron que ninguna raíz penetraba los suelos con una densidad aparente de 1,9 g/ml o mayor. Sin embargo, en

los suelos estudiados los valores limitantes variaron entre 1,47 y 1,9 y la densidad aparente, dependió del valor de la densidad de los sólidos, la cual varía de acuerdo con el suelo. Taylor y Gardner^{1 4} encontraron que el factor básico que afecta la penetración de las raíces principales de las plantitas de algodón es la resistencia del suelo, la cual midieron con un penetrómetro estático. Estos investigadores encontraron que en un determinado suelo, la densidad aparente influye sobre su resistencia, pero que también influyen otros factores, como la succión del agua del suelo.

El coeficiente de correlación entre el porcentaje de penetración de las raíces y la densidad aparente fue de sólo -0,59, y entre el porcentaje de penetración y la succión del agua + 0,48. Sin embargo, el coeficiente de correlación lineal entre la resistencia del suelo a la penetración y el porcentaje de penetración de las raíces fue muy alto, -0,96. A continuación se indica la ecuación de regresión:

$$\% \text{ penetración} = 104,6 - 3,53 \frac{F}{A} \quad [11]$$

donde $\frac{F}{A}$ es el esfuerzo de penetración en bares, necesario para introducir un pistón de acero inoxidable de 5 mm de diámetro hasta una profundidad de 5 mm en el suelo. Cuando $\frac{F}{A}$ alcanzó 29,6 bares, no había penetración, por lo tanto la resistencia del suelo a la penetración es un índice muy superior a la densidad aparente para indicar la penetrabilidad del suelo por las raíces. El valor limitante de $\frac{F}{A}$ de 29,6 bares fue válido cuando la resistencia $\frac{F}{A}$ tuvo como causa un aumento en la densidad aparente o un aumento en la succión del agua del suelo. El valor limitante de 29 bares se obtuvo cuando la succión del agua fue de 1/3 de bar. Barley¹ pudo cambiar la resistencia de un sistema de glóbulos de vidrio cambiando la presión confinante. El aumento de densidad aparente en el ensayo fue muy poco (0,2%) pero siguiendo los principios de la ecuación [4], la resistencia t aumentó y se pudo demostrar que las radículas de las semillas de *Zea mays* L. dejaron de alargarse cuando t , la resistencia tangencial del sistema de glóbulos de vidrio alcanzó un valor de 0,3 Kg/cm². En ese y en otro trabajo (Barley, Farrel y Greacen²) demostraron que la succión del agua del suelo contribuyó a la resistencia a la

penetración. Estos autores así como Taylor y Gardner¹⁴ señalaron que la densidad aparente de un suelo dado y la succión del agua contribuyen juntos a la resistencia del suelo a la penetración y destacaron, como también lo muestra la ecuación [11] de Taylor y Gardner¹⁴, que la resistencia a la penetración afecta proporcionalmente la penetración de las raíces en el suelo y funciona como un factor de crecimiento radical.

Taylor y Burnett¹⁵, encontraron en algunos ensayos de campo que bajo condiciones de humedad de la capacidad de campo, cuando un penetrómetro estático con un pistón de 5 mm de diámetro necesitaba un esfuerzo de 25 a 30 bares para penetrar 5 mm en el suelo, existía un factor limitante para la penetración de las raíces de los siguientes cultivos: algodón (*Gossypium hirsutum*), sésame (*Sesamum indicum*), guar (*Cyamopsis tetragonolobus*), sesbania (*Sesbania exaltata*), *Phaseolus aureus*, *Vigna sinensis* variedad Chinese Red, y sorgo (*Sorghum vulgare*, variedad Sumac sorgo). No se notaron diferencias de penetrabilidad entre las especies estudiadas. El esfuerzo de penetración de 25 bares correspondía a una resistencia tangencial de aproximadamente 0,98 de bar, medida con un aparato de torsión. El ensayo se llevó a cabo en un suelo franco arenoso fino.

ENSAYO DE LA PENETRABILIDAD DEL SUELO

MATERIALES

20 latas de 2 oz (59 ml) para muestras de suelo;

1 estufa de 110°C;

1 balanza con precisión de 0,1 g;

1 lápiz de cera para marcar las latas o cinta adhesiva para enmascarar, (masking tape), sobre la cual puede escribirse o marcarse;

1 penetrómetro estático con pistón de acero inoxidable de 5 mm de diámetro con una línea circunscrita en el pistón a 5 mm del extremo*.

* Se puede usar el medidor de fuerza Cat. No. 719-40 MRPFR de la compañía John Chatillon and Sons, 83-90 Kew Gardens Road, Kew Gardens, New York, 11415, E.U.A.

PROCEDIMIENTO

Marque las latas con un código apropiado para identificar las muestras tomadas a 0 cm y a 10 cm de profundidad; use un lápiz de cera o cinta para enmascarar "masking tape". Prepare el registro de datos. Escoja 5 lugares en el campo, para el muestreo. Saque de cada lugar por lo menos 2 submuestras de la unidad de volumen de muestreo y determínelas según las normas indicadas en el Capítulo 1.

Cada sitio puede tener una unidad de volumen correspondiente a cada horizonte. Ponga en cero el indicador de la fuerza máxima del penetrómetro. Quite el suelo suelto de la superficie y marque un círculo de aproximadamente 10 cm de diámetro en el suelo. Introduzca el pistón del penetrómetro lentamente hasta que alcance 5 mm de profundidad. Lea y registre la fuerza máxima aplicada. La medición se repite en otro lugar dentro del círculo. También se pueden realizar dos mediciones de resistencia al corte dentro del círculo (ver ensayo de la resistencia tangencial). Excave un poco el suelo de la capa correspondiente a las perforaciones y póngalo en una lata tapada herméticamente. Excave más suelo hasta 10 cm de profundidad. Repita esta operación. Haga lecturas en las 5 zonas escogidas. Si el suelo está seco, moje la mitad de los lugares con 2 cm de agua, aplíquela sobre un área de 10 cm de diámetro, unas horas antes de la prueba para obtener muestras de suelo húmedo y suelo seco. Determine la humedad de las muestras de suelo secándolas a 100-110°C por 24 horas.

INFORME

Prepare el registro de datos según el Cuadro 8.1. Haga un gráfico con los valores de humedad gravimétrica en la abscisa y los valores del esfuerzo de penetración en bares en la ordenada para 0 cm y 10 cm de profundidad. Haga comentarios sobre el gráfico.

PREGUNTAS

- 1) ¿Cuál es el efecto de la humedad sobre el esfuerzo de penetración del suelo?
- 2) Nombre dos tipos de penetrómetro. ¿Qué tipo usó en el experimento?

Ubicación _____

Fecha _____

Area seccional del pistón (cm²) _____

Tipo de suelo _____

Diámetro del pistón (cm) _____

Fecha y cantidad de la última lluvia (riego) _____

Número de la muestra	Profundidad, cm	Fuerza de penetración en libras (0,454 Kg)
	1	2
		Promedio de fuerza, lb.
		Esfuerzo de penetración en Kg/cm ²
		Esfuerzo de penetración en bares (Kg/cm ² = 0,98 bares)
		Masa de la lata
		M. lata + suelo húmedo
		Masa de la lata + suelo seco
		Masa suelo seco
		Humedad gravimétrica *

3) Use la relación de la ecuación [11] para evaluar la penetrabilidad del campo estudiado.

4) ¿Cuál es el mejor índice de la penetrabilidad del suelo por las raíces: la densidad aparente del suelo? ¿el esfuerzo de

penetración de un penetrómetro a la capacidad de campo?
Explique por qué.

- 5) ¿Qué relación hay entre el esfuerzo de penetración del suelo y la resistencia cortante del mismo?

ENSAYO DE LA RESISTENCIA TANGENCIAL DEL SUELO

MATERIALES

- 20 latas de 2 oz (59 ml) para muestras de suelo, (10 para 0 cm y 10 para 10 cm de profundidad de suelo);
- 1 estufa de 110°C;
- 1 balanza con precisión de 0,1 g;
- 1 lápiz de cera;
- 1 rollo de cinta adhesiva para enmascarar y para marcar las latas;
- 1 aparato de torsión con cuchillas "TORVANE" (Cat. N° CL-600, Torvane vane shear, de la Soil Test, 2205 Lee St., Evanston, Illinois 60202, USA).

PROCEDIMIENTO

Marque las latas con códigos apropiados para las muestras que tomará a 0 cm y a 10 cm de profundidad. Prepare el registro de datos. Escoja 5 lugares en el campo, al azar, para el muestreo. Saque en cada lugar por lo menos 2 submuestras de la unidad de volumen de muestreo. Determine la unidad de volumen de muestreo según las normas indicadas en el Capítulo 1. Cada sitio puede tener una unidad de volumen correspondiente a cada horizonte.

Quite el suelo suelto de la superficie y marque un círculo de aproximadamente 10 cm de diámetro en el suelo. Introduzca suavemente el cilindro de cuchillas en el suelo hasta que las cuchillas empiecen a desaparecer en el suelo. Sostenga el cilindro con los dedos desocupados y mantengalo verticalmente presionando con los dedos muy suavemente para que no se produzca una compresión en el suelo. Haga girar la rueda de torsión del aparato lentamente en el sentido de las manecillas del reloj, hasta que el cilindro de cuchillas produzca la falla en el suelo. Repita la medición en otro lugar dentro del círculo. Haga dos mediciones de penetrabilidad dentro del círculo (ver ensayo de penetrabilidad). Anote la lectura del reloj al momento

de producirse la falla. El aparato tiene un reloj entre 0 y 1 Kg/cm² y puede leerse al más cercano de 0,05 Kg/cm².

1 Ton. (US) por pie cuadrado = 0,9765 Kg/cm²

1 Ton. (US) = 2000 libras.

Para expresar la resistencia tangencial en bares use la relación 1 Kg/cm² = 0,98 bares. Saque una porción de suelo de la capa correspondiente a la zona de prueba y guárdelo en una lata tapada herméticamente.

Excave el suelo hasta 10 cm de profundidad y repita la operación anterior. Haga las lecturas de las cinco zonas escogidas. Si el suelo está seco, moje la mitad de los lugares con 2 cm de agua, aplicados sobre un área de 10 cm de diámetro, unas horas antes de la prueba. Determine la humedad de las muestras de suelo secándolas a 100–110°C durante 24 horas.

INFORME

Prepare el registro de datos según el Cuadro 8.2. Haga un gráfico con los valores de humedad gravimétrica en la abscisa y los de la resistencia tangencial en bares en la ordenada para 0 cm y para 10 cm de profundidad. Haga comentarios sobre el gráfico.

PREGUNTAS

- 1) ¿Qué es el esfuerzo efectivo del suelo?
- 2) ¿Cuál es el efecto de la humedad sobre la resistencia tangencial del suelo?
- 3) ¿Cuál es la relación entre el valor de la resistencia tangencial y el valor de la tracción específica de un suelo?
- 4) ¿Por qué se debe evitar la compresión del suelo durante la prueba de la resistencia tangencial cuando se usa el aparato de torsión? Use la ecuación [4] del texto como base para su explicación.
- 5) Haga un gráfico del círculo de Mohr con σ (esfuerzo normal general) en la abscisa y el τ (esfuerzo tangencial general) en la ordenada. ¿Cuál es el significado del esfuerzo normal s y del esfuerzo tangencial t en comparación con σ y τ ? Escriba la ecuación para el sobre de falla. Indique la

zona en que los estados de esfuerzo, según la representación de los círculos de Mohr, no provocarían la falla y dónde la provocarían.

- 6) Cite un valor de la resistencia tangencial de un sistema de glóbulos de vidrio que inhiba la penetración por las radículas de las semillas de *Zea mays* L. Cite un valor de la resistencia tangencial de un suelo franco arenoso fino que inhiba la penetración de las raíces de algunas especies.

BIBLIOGRAFIA

1. BARLEY, K. P. Influence of soil strength on growth of roots. *Soil Science* 96:175-180. 1963.
2. BARLEY, K. P., FARREL, D. A. y GREACEN, E. L. The influence of soil strength on the penetration of loam by plant roots. *Australian Journal of Soil Research* 3:69-79. 1965.
3. BERLIJN, J. D. Maquinaria de preparación de tierras. La Molina, Perú, Universidad Agraria, 1963. v.3, 134 p.
4. CAMP, C. R. y GILL, W. R. The effect of drying on soil strength parameters. *Soil Science Society of America. Proceedings* 33(5):641-644. 1969.
5. CHILDS, E. C. The physical aspects of some concepts in soil mechanics. *Proceedings of the National Academy of Sciences of India (Section A)* 24:86-92. 1955.
6. GILL, W. R. y VANDEN BERG, G. E. Soil dynamics in tillage and traction. Washington, D.C., Agricultural Research Service, 1967. 511 p. (USDA Agricultural Handbook no. 316).
7. KONDNER, R. L. A non-dimensional approach to the vibratory cutting, compaction and penetration of soils. Vicksburg, Miss., Waterways Experiment Station. Technical Report no. 8. 1958. 183 p.
8. LAMBE, T. W. y WHITMAN, R. V. Soil mechanics. New York, Wiley, 1969. 553 p.
9. McMURDIE, J. L. y DAY, P. R. Slow tests under soil moisture suction. *Soil Science Society of America. Proceedings* 24:441-444. 1960.
10. RANDOLPH, J. W. y REED, I. F. Tests of tillage tools. II. Effects of several factors on the reactions of fourteen-inch moldboard plows. *Agricultural Engineering* 19:29-33. 1938.
11. SIBLEY, E. A., y YAMANE, G. A simple shear test for saturated cohesive soil. Seattle., Wash., Shannon & Wilson, 1965? 9 p. (Paper no. 88 of the Fifth Pacific Area National Meeting of the American Society for Testing and Materials, Seattle, Wash., 1965).
12. SOWERS, G. B. y SOWERS, G. F. Introductory soil mechanics and foundations. 2 ed. New York, MacMillan, 1961. 386 p.

13. SYNGE, J. L. y GRIFFITH, B. A. Principles of mechanics. New York, McGraw-Hill, 1949. 530 p.
14. TAYLOR, H. M. y GARDNER, H. R. Penetration of cotton seedling taproots as influenced by bulk density, moisture content, and strength of soil. *Soil Science* 96:153–156. 1963.
15. ———. y BURNETT, E. Influence of soil strength on the rootgrowth habits of plants. *Soil Science* 98:174–180. 1964.
16. VEIHMEYER, F. J. y HENDRICKSON, A. H. Soil density and root penetration. *Soil Science* 65:487–493. 1948.
17. WATERWAYS EXPERIMENT STATION. Development of testing instruments. Vicksburg, Miss., Waterways Experiment Station. Technical Memo no. 3–240, 3rd suppl. 1948. 66 p.
18. ZELENIN, A. N. Basic physics of the theory of soil cutting (En ruso). Moscow, 1950. 353 p.

CAPITULO 9

SUCCION DEL AGUA DEL SUELO

INTRODUCCION

La succión del agua del suelo se define como la presión negativa que registra un manómetro en comparación con la presión externa del gas de la atmósfera o de un gas en contacto con el agua del suelo. Esa presión tiene que aplicarse a una solución de composición idéntica a la del agua del suelo, para que ésta quede en equilibrio de flujo (no hay flujo) con el agua del suelo, por medio del contacto mutuo que se establece a través de una pared permeable que solamente permite el flujo de esta agua (International Society of Soil Science⁴).

La succión del agua del suelo es una manifestación de la atracción agua-suelo, en la cual su presión es menor que la presión del aire en contacto con esa agua. Usando la presión del aire de contacto como base de comparación, la presión del agua del suelo es negativa. Generalmente el aire es de la atmósfera y su presión correspondiente es atmosférica. El aumento de la humedad del suelo reduce el valor de la succión, es decir, aumenta el valor de la presión, hasta que alcance la humedad correspondiente al nivel freático a agua libre cuando la presión del agua del suelo es atmosférica, o sea, la succión es cero. Bajo el nivel freático la presión del agua del suelo es mayor que la presión atmosférica, y por lo tanto, es positiva.

El interés en este experimento es medir la presión del agua del suelo cuando ésta es menor que la presión atmosférica, o sea, cuando es negativa (es una succión). Para medir la succión se usa un tensiómetro que en su forma más simple consiste de un manómetro lleno de agua, puede ser un manómetro hidrostático de agua o un medidor de vacío, tal como lo muestra la Figura 9.2, conectado al agua del suelo a través de un filtro poroso saturado, el que permite el intercambio libre de agua o solutos, lo que lo hace insensible a los efectos de presión

osmótica de las moléculas de sales disueltas. Las aberturas finas del filtro impiden el paso de las partículas de suelo y las burbujas de aire. De este modo se puede medir la succión de manera directa. Gardner, Israelsen, Edlefsen y Clyde², Richards⁹, Heck³ y Rogers¹⁰ han propuesto el uso de un filtro poroso cerámico para medir la succión del agua del suelo, lo que se llama también succión matricial o tensión del agua del suelo.

EL TENSÍOMETRO Y EL POTENCIAL DE PRESION (SUCCION)

Gardner, Israelsen, Edlefsen y Clyde², Israelsen⁵, y Day¹ demostraron la forma en que los tensiómetros pueden usarse para medir el “potencial capilar”, llamado también “potencial de humedad”, “potencial matricial” o “potencial de presión” del agua del suelo. La Figura 9.1 muestra un modelo del tensiómetro que sirve para derivar una expresión para el potencial de presión según Day¹. La presión P representa la presión del agua en un tensiómetro en equilibrio con el agua del sistema agua-suelo-aire (no hay flujo). P_A es la presión del aire que penetra al sistema agua-suelo-aire durante el desplazamiento del agua desde el tensiómetro hacia el suelo. Considérese que dV es un volumen infinitesimal de agua que entra al suelo desde el tensiómetro, desplaza un volumen igual de aire y aumenta el contenido de agua del suelo. Suponga que las fuerzas internas de atracción y otras del sistema agua-suelo-aire efectúan un trabajo mecánico durante la absorción. Si usa el principio mecánico general para un sistema en equilibrio, el principio de trabajo virtual, según el cual el trabajo total realizado durante un desplazamiento virtual es cero, se obtiene la siguiente ecuación:

$$PdV - P_A dV + dW = 0 \quad [1]$$

donde dW representa el trabajo realizado por el sistema agua-suelo-aire, durante la absorción del volumen dV de agua a temperatura constante. Siendo dm la masa de agua correspondiente al volumen dV y ρ_{ag} la densidad del agua.

Por lo tanto

$$dm = \rho_{ag} dV \quad [2]$$

Combinando las ecuaciones [1] y [2] para eliminar dV , se obtiene:

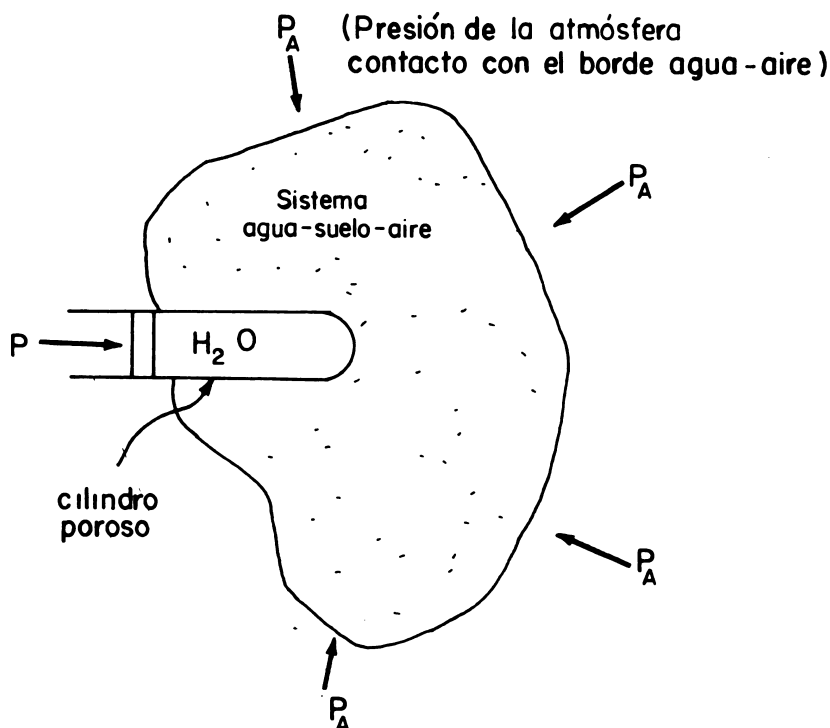


Fig. 9.1. Modelo del tensiómetro para relacionar la succión de la humedad del suelo con el trabajo aprovechable.

$$\frac{dW}{dm} = \frac{(P_A - P)}{\rho_{ag}} \quad [3]$$

El término $\frac{dW}{dm}$ es el trabajo realizado por el sistema agua-suelo-aire por unidad masa de agua absorbida por el sistema.

El potencial de presión o potencial capilar se define como la cantidad de trabajo que tiene que hacer una unidad de cantidad (masa, volumen y otros) de agua, expresada en términos de agua pura, para que pueda entrar al suelo reversible e isotérmicamente una cantidad infinitesimal de ella —la cual tiene la misma composición del agua del suelo—, desde una superficie plana de dicha agua bajo de la presión atmosférica y con una elevación dada. El punto de entrada en el sistema agua-suelo-aire tiene la misma elevación y presión atmosférica que la superficie plana. (SSSA Glossary¹¹). Usando la masa de agua co-

mo unidad para expresar el potencial como se hizo en la ecuación [3], se puede decir que el potencial de presión del agua es el trabajo que hace esta unidad para entrar al sistema agua-suelo-aire. En la ecuación [3] $\frac{dW}{dm}$ es el trabajo realizado por el sistema agua-suelo para absorber la unidad masa de agua; entonces, el potencial de presión, o sea el trabajo que hace la unidad de masa para entrar, sería $-\frac{dW}{dm}$. Si se denomina M al potencial de presión, entonces M será la forma negativa de la ecuación [3].

$$M = \frac{(P - P_A)}{\rho_{ag}} \quad [4]$$

Se siguió la regla que dice que cualquier cambio de energía que aumenta la energía del sistema es positivo. Entonces, el signo de dW en la ecuación [1] es en realidad negativo, porque durante la absorción aumentó la energía del sistema agua-suelo. Cuando un sistema trabaja, su energía disminuye y cuando algo trabaja sobre un sistema, la energía aumenta. De experimentos de suelos no saturados o saturados con una succión, se encuentra que $P < P_A$ y en la ecuación [4] se puede apreciar que $M < 0$. El suelo en este estado absorberá espontáneamente una cantidad infinitesimal del agua.

EL POTENCIAL DE PRESION COMO PARTE DEL POTENCIAL TOTAL

El potencial de presión se puede considerar como parte del potencial total del agua del suelo, además de otros factores que contribuyen al potencial total. Según el Comité de Terminología de la Sociedad Internacional de la Ciencia del Suelo⁴ el potencial total se define así:

$$\psi = Z + M + O + G \quad [4a]$$

donde:

ψ = potencial total;

M = potencial de presión (o matricial);

O = potencial osmótico;

G = potencial neumático (debido a la presión del gas que rodea el sistema agua-suelo cuando dicha presión no es atmosférica).

Sin embargo, cada potencial individual o un subgrupo de potenciales puede tener mayor importancia que el resto, según el fenómeno que ocurra.

LA SUCCION MATRICAL (SUCCION DEL AGUA DEL SUELO) Y LA SUCCION TOTAL DEL SUELO

Debido a que el filtro del tensiómetro permite el paso de la solución de las sales en el suelo sólo mide la atracción agua-suelo, porque es insensible a la succión (presión negativa) osmótica. Sin embargo, las raíces de las plantas responden tanto a la succión osmótica de la solución del suelo como a la succión del agua del suelo (succión matricial), las que sumadas conforman la succión total, que es un factor del crecimiento de las plantas (Wadleigh y Ayers^{1 2}) y es de concepción básica y proyectable de un suelo a otro suelo. En cambio, la humedad gravimétrica del suelo, o el porcentaje de humedad aprovechable del suelo, a pesar de que influye sobre el crecimiento de la planta, no es un concepto básico de la energía del agua del suelo y no se pueden proyectar datos de humedad de un suelo a otro para obtener las mismas respuestas de la planta. Esto se debe a que cada suelo tiene su succión total característica correspondiente a un valor dado de humedad (curva de retención de agua).

En los suelos salinos un gran porcentaje de su succión total se debe a la succión osmótica; en cambio, en los suelos no salinos la mayor parte de su succión total se debe a la succión del agua. El valor común de la succión total que se considera limitante para la sobrevivencia de las plantas (punto de marchitez permanente) es de 15 bares (Richards y Weaver⁷), sin embargo, cada especie tiene su propia capacidad para extraer agua del suelo, especialmente entre la capacidad de campo y el punto de marchitez. En la producción agrícola se hace diferencia entre la extracción de agua para un crecimiento activo y productivo y la extracción de agua para la sobrevivencia. El límite de succión total para el crecimiento productivo y activo de varias plantas está entre 1 y 3 bares.

EL POTENCIAL HIDRAULICO

La energía total del agua que interviene en el movimiento del agua en el suelo comprende dos partes (Day¹): 1) el potencial de presión, 2) el potencial debido a la ubicación de la

partícula de agua de unidad de masa, considerada en el campo de gravedad; a éste se le llama potencial de gravedad. La suma de estas dos partes comprende el potencial hidráulico, el cual se describe con la siguiente ecuación:

$$\Phi = \frac{P - P_A}{\rho_{ag}} + gz \quad [5]$$

donde:

Φ = potencial hidráulico (ergios/g);

$\frac{P - P_A}{\rho_{ag}}$ = potencial de presión;

gz = potencial de gravedad;

$P - P_A$ = presión del agua del suelo en relación con la presión de la atmósfera, o sea, la lectura del tensiómetro. (Es negativa porque $P < P_A$);

z = altitud de la unidad de masa de agua considerada sobre un nivel arbitrario de referencia.

CARGA DE PRESION, CARGA DE GRAVEDAD Y CARGA HIDRAULICA

Se sabe que el peso es igual a la masa multiplicada por la gravedad. Por lo tanto, si se usa peso en lugar de masa como unidad en la ecuación [5], o sea dividiendo la ecuación [5] por g , se obtiene:

$$H = h + z \quad [6]$$

donde:

H = carga hidráulica;

h = carga de presión;

z = carga de gravedad.

Entonces, la ecuación [6] expresa las energías (potenciales) en términos de altura y es una forma conveniente, porque es posible medir H , h , y z directamente en términos de altura en un experimento. El valor h representa la lectura de la succión del tensiómetro expresada en cm de agua, el valor z es la altura en cm, y por lo tanto H se expresa en cm. La diferencia de H entre dos puntos en el suelo sería un índice de la fuerza motriz que impulsa el movimiento del agua en el suelo.

LA LECTURA DE LOS TENSÍOMETROS

La Figura 9.2 muestra un tensiómetro con medidor de vacío de reloj, y dos de manómetro de agua para medir la succión del suelo. La succión del agua del suelo en el punto del filtro poroso se mide por la diferencia que hay entre los niveles del filtro y el menisco de agua en el tubo representados por h_{11} y h_{14} en la Figura 9.2. La succión se expresa en términos de altura de agua, es decir, de carga de presión (ver ecuación [6]). Cuando hay equilibrio entre el tensiómetro y la humedad del suelo que rodea el filtro poroso, la lectura del aparato expresa la succión del agua del suelo.

Un análisis de las presiones encontradas en la línea hidrostática del tensiómetro conducirá al principio mencionado anteriormente. En equilibrio, la presión (P) del agua del suelo es igual a la presión del agua del tensiómetro exactamente por la pared del filtro poroso. El nivel del agua del tubo, de h_{11} por ejemplo, está en contacto con la presión atmosférica P_A y se puede considerar como nivel de referencia para el potencial (o carga) de presión de agua, ya que equivale a una superficie plana, porque el error debido al ascenso capilar en un tubo de un diámetro interno como el que se usa en el experimento no pasa de 7 mm (ver Figura 9.2).

Como el nivel de referencia está más bajo que el nivel del filtro, la presión P es menor que la presión atmosférica, de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$P = P_A - \rho_{ag} gh_{11} \quad [7]$$

Por lo tanto, según el principio de la ecuación [6], la carga de presión es $-h_{11}$, cuyo valor se mide con la distancia h_{11} .

En el caso del tensiómetro con medidor de vacío, la presión del agua en la línea hidrostática se mide con el reloj, pero la

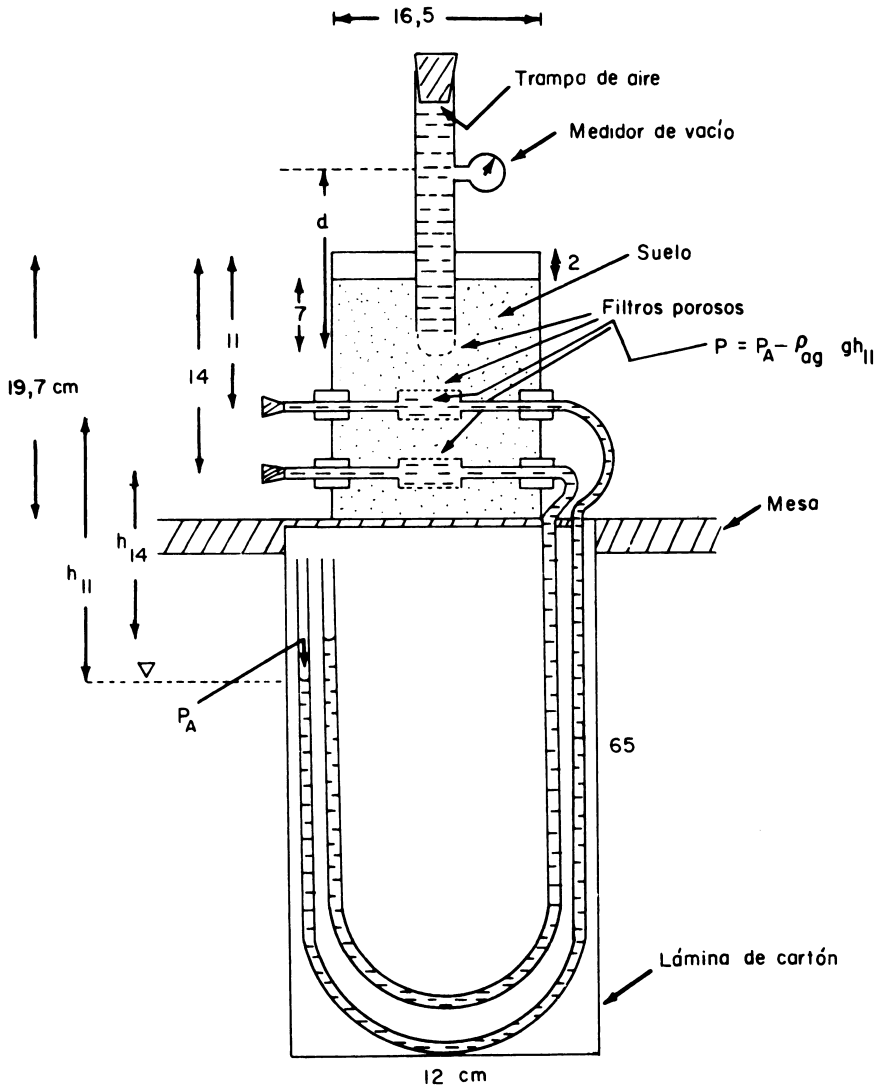


Fig. 9.2. Un tensiómetro de reloj y dos de manómetro de agua para medir la succión durante la evaporación de la maceta.

lectura del reloj (R) da la presión al nivel del reloj. La presión del agua en el nivel del filtro del tensiómetro es diferente al de la lectura del reloj, debido a la presión hidrostática de la línea de distancia d en la Figura 9.2. Cuando la lectura R es negativa, es decir, menor que la presión atmosférica, a R hay

que restarle la presión hidrostática debida a la parte de la línea correspondiente al largo d , para obtener la presión del agua al nivel del filtro.

$$\text{Presión negativa del agua al nivel del filtro} = \text{Presión negativa } R - \text{presión hidrostática debida a } d \quad [8]$$

Generalmente el reloj mide entre 0 y 100 centibares de succión. Como la succión se puede expresar en términos de la altura del agua, la equivalencia sería entre 0 y 1.017,0 cm de agua. En la ecuación [8] todas las presiones se podrían expresar en términos de cm de agua, y simplemente restar la distancia d en el cálculo, o viceversa, se puede restar 1 centibar del valor de R por cada 10 cm de d . La necesidad de aplicar la corrección d depende de la precisión del reloj y del valor de d . Los relojes se pueden calibrar, cuando se hace una lectura en agua libre.

Los tensiómetros sólo se pueden usar para succiones hasta de 0,8 bares, porque con valores más altos se forman burbujas en la línea del aire disuelto en el agua. El tensiómetro de manómetro de agua solamente se puede instalar más abajo del nivel del suelo que se quiere medir, como se aprecia en la Figura 9.2, y en una forma práctica el manómetro puede medir hasta 100 cm de succión. Para succiones mayores se necesitan mesas de mayor altura. Por lo tanto, para succiones pequeñas en macetas o columnas de suelo, el tensiómetro de manómetro de agua se utiliza. Sin embargo, es posible medir mayores succiones empleando un tensiómetro de manómetro de mercurio, con columnas de 68 cm.

El tensiómetro con medidor de vacío se puede instalar desde la superficie del suelo y se lee hasta 0,8 bares de succión. El tensiómetro es un aparato útil en el riego de los suelos en que la mayor parte del agua disponible tiene una succión menor de 1 bar o, para cultivos cuya succión limitante para un crecimiento activo y económico es menor de 1 bar. En suelos mojados, el tensiómetro es útil para indicar el estado de su drenaje, y también para el estudio del flujo hidráulico cuando el agua del suelo tiene succión. En contraste, el piezómetro, que se utiliza para estudiar el drenaje y el flujo del agua en el suelo, solamente se puede usar cuando la presión del agua del suelo es positiva.

MATERIALES

- 1 tensiómetro con medidor de vacío de reloj de 12 ó 18 pulgadas (30,5 ó 45,7 cm) de largo*.
- 2 tubos de polietileno, de 1,50 m de largo y 0,32 cm (1/8 pulgada de diámetro externo).
- 4 tubos de polietileno, de 5 cm de largo y 0,32 cm (1/8 pulgada de diámetro externo (2 para cada tensiómetro).
- 4 láminas de asbesto de 5 cm x 1,1 cm (2 para cada tensiómetro).
El asbesto se consigue en una ferretería como lámina de asbesto poroso para aislamiento.
- 2 pedazos de tela de nilón de 5 x 7 cm.
Pegamento de resina "Epoxy" blanca.
- 1 maceta (lata de 1 galón, pintada) de 19,7 cm de altura, y 16,5 cm de diámetro con dos pares de huecos de 1,4 cm de diámetro en las paredes, a 11 y 14 cm del borde superior (ver Figura 9.2). El diámetro de los huecos debe permitir un tapón de tamaño "0" con una perforación para que el tubo de plástico de diámetro externo de 1/8 pulgada (0,32 cm) entre ajustadamente. La base del tarro debe estar perforada.
- 4 tapones de hule de tamaño "0" perforados.
- 1 lámina de cartón de 12 cm de ancho y 65 cm de largo.
- 1 pera o bombilla de hule que sirve como bomba de aire.
- 1 mesa de 80 cm o más de altura.
- 1 regla de 1 m.
- 1 balanza con capacidad para 5 Kg con una precisión de 1 g.
- 1 cilindro graduado de 100 ml.

PROCEDIMIENTO

El propósito de este experimento es construir dos tensiómetros de manómetro de agua, estudiar sus características y usarlos conjuntamente con un tensiómetro con medidor de vacío para medir el cambio de la succión del agua en una maceta (ver Figura 9.2) durante la evaporación en un invernadero.

* Soil moisture gauge No. 2700-B, 18". Soil Moisture Equipment Co. 3005 De la Vina St., Santa Bárbara, California, E.U.A.

Construcción de los tensiómetros de manómetro de agua

Forme con un pedazo de tubo de polietileno de 1,50 m de largo y 0,32 cm (1/8 de pulgada) de diámetro externo, el tubo de drenaje del tensiómetro, al cual se le deben hacer perforaciones en las partes superior e inferior a 11,5, 12,5 y 13,5 cm de uno de los extremos (ver Figura 9.3a). El corte puede hacerse con una hoja de afeitar. La Figura 9.3 orienta la forma de cómo hacerlo.

Construya la caja del filtro de asbesto que usará con el tubo de drenaje de la siguiente manera:

meta en agua hirviendo, por unos minutos, dos cabos de tubo de polietileno de 5 cm de largo y 0,32 cm de diámetro externo (1/8 de pulgada), para que se estiren. Una vez estirados, déjelos sobre la mesa para que los utilice como soporte. Consiga dos láminas de asbesto poroso de 5 cm x 1,1 cm. Prepare un poquito de resina de tipo "epoxy" mezclando el contenido de los dos tubos y dejando la mezcla por una hora para que se forme una pasta muy espesa. Aplique una ligera capa de esta pasta, linealmente, a lo largo de uno de los tubos de soporte, y pegue éste al borde de una de las láminas de asbesto. Haga lo mismo con el otro tubo de soporte y péguelo al otro borde de la misma lámina, dejando espacio entre ellos para el tubo de drenaje. Luego deje los tubos con la lámina de asbesto pegada hacia abajo y efectúe la misma operación anterior en la parte superior donde debe quedar unida la otra lámina de asbesto en igual forma que la primera (ver Figura 9.3c). Deje que se endurezca el pegamento unas 24 horas; después de ese tiempo la caja del filtro quedará lista para colocar el tubo de drenaje.

Prepare otra pequeña cantidad de pegamento "epoxy" y déjela por una hora para que forme una pasta espesa. Luego aplíquela ligera y linealmente a distancias entre 10 y 15 cm del extremo en los lados del tubo de drenaje, de manera que coincida con la zona de contacto que harán los tubos con la caja del filtro (Figura 9.3d). Introduzca el tubo de drenaje de modo que quede como se indica en las Figuras 9.3a y 9.3b para que haya contacto de "epoxy" entre el tubo de drenaje y los de soporte, como se muestra en la Figura 9.3d. Fije la orientación del tubo y de la caja sobre una mesa con pesas y tenga especial cuidado de no manchar el filtro con pegamento fuera de las zonas específicas de contacto para no perder área de superficie funcional. Haga un relleno de los bordes entre la lámina

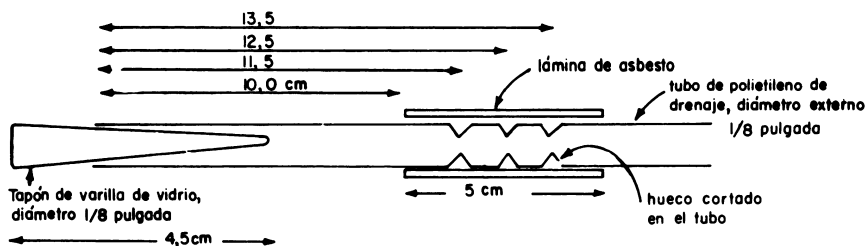


Fig. 9.3a. Ubicación de los huecos de drenaje en el tubo de polietileno.

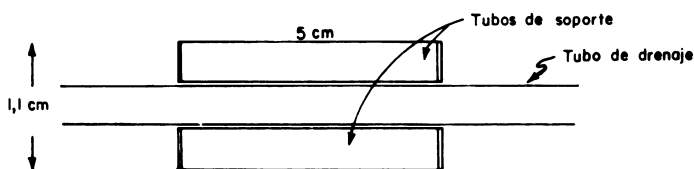


Fig. 9.3b. Orientación de los tubos de soporte y el tubo de drenaje encima de una cara de la lámina de asbesto.

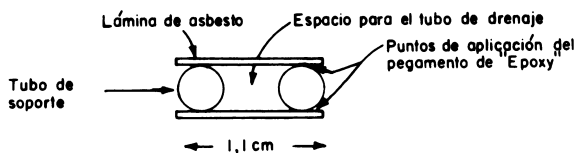


Fig. 9.3c. Construcción de la caja del filtro de asbesto para recibir el tubo de drenaje.

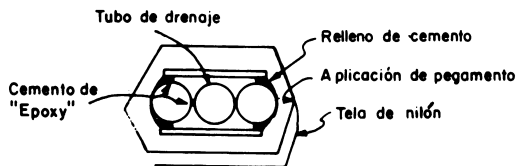


Fig. 9.3d. Colocación del tubo de drenaje, el relleno externo de cemento y la envoltura de nilón. (Se tiene que tensar).

Fig. 9.3. Construcción del filtro del tensiómetro.

de asbesto y los tubos de soporte con la pasta espesa de "epoxy", como se indica en la Figura 9.3d y tape los extremos abiertos de la caja del filtro con pegamento, la que se debe envolver con un pedazo de tela de nilón de 5 x 7 cm como se muestra en la Figura 9.3d. Esta envoltura debe empezar en un lado de la caja y para adherirla use suficiente pegamento. Estire la tela y aplíquela un poco más de pegamento en el mismo lado de la caja para que penetre la tela. La tela que sobre después de envolver la caja se deja debajo, como indica la Figura 9.3d para que quede entre la mesa y la lámina inferior cuando se pone un peso encima para fijar la orientación de la caja. La tela de nilón protege el asbesto contra las raspaduras del suelo. Fije la orientación del tubo de drenaje y de la caja con la ayuda de pesos o prensas y deje endurecer el pegamento por 24 horas.

Prueba contra escapes

Llene la línea del tensiómetro y tape el extremo con un tapón de vidrio de 4,5 cm de largo, que se hace alargando una varilla de vidrio de 1/8 de pulgada de diámetro en una llama (0,32 cm). El filtro de asbesto tiene una presión de entrada de aire de 0,35 bares (succión que puede soportar el filtro sin permitir entrada de aire), la cual es mayor que la succión hidrostática de 0,14 bares (140 cm de agua) que puede desarrollar la línea de tensiómetro. La línea hidrostática hay que dejarla verticalmente. El aire no debe entrar en el filtro ni en su caja. Si entrara aire en esta forma es porque hay un escape debido a un desperfecto en el relleno. El punto exacto del escape se puede ubicar bombeando aire en la línea y manteniendo la caja del filtro bajo agua. Una bombilla o pera de hule puede servir como bomba para localizar el escape.

Prueba de la conductancia de la capa del filtro

La conductancia de la caja del filtro es un índice de su capacidad para dejar pasar agua por una unidad de carga hidráulica (ΔH en la Figura 9.4) (Richards⁹).

Llene el tensiómetro y déjelo gotear como se indica en la Figura 9.4 midiendo ΔH inicial y ΔH final después de que se haya estabilizado la rata de flujo del tensiómetro $\frac{Q}{t}$. El volumen de agua Q (ml) se mide por unidad de tiempo t (horas) con un cilindro graduado de 100 ml. Un valor de 15 minutos es conveniente como intervalo de tiempo. Se usa el promedio de ΔH inicial y ΔH final en la siguiente ecuación de la conductancia.

$$\text{conductancia} = \frac{Q}{t} \times \frac{1,0}{\Delta H} \quad [9]$$

donde:

Q = volumen de agua de flujo (ml);

t = tiempo (horas);

ΔH = diferencia en carga hidráulica, cm de agua (promedio)
(también se puede usar bares).

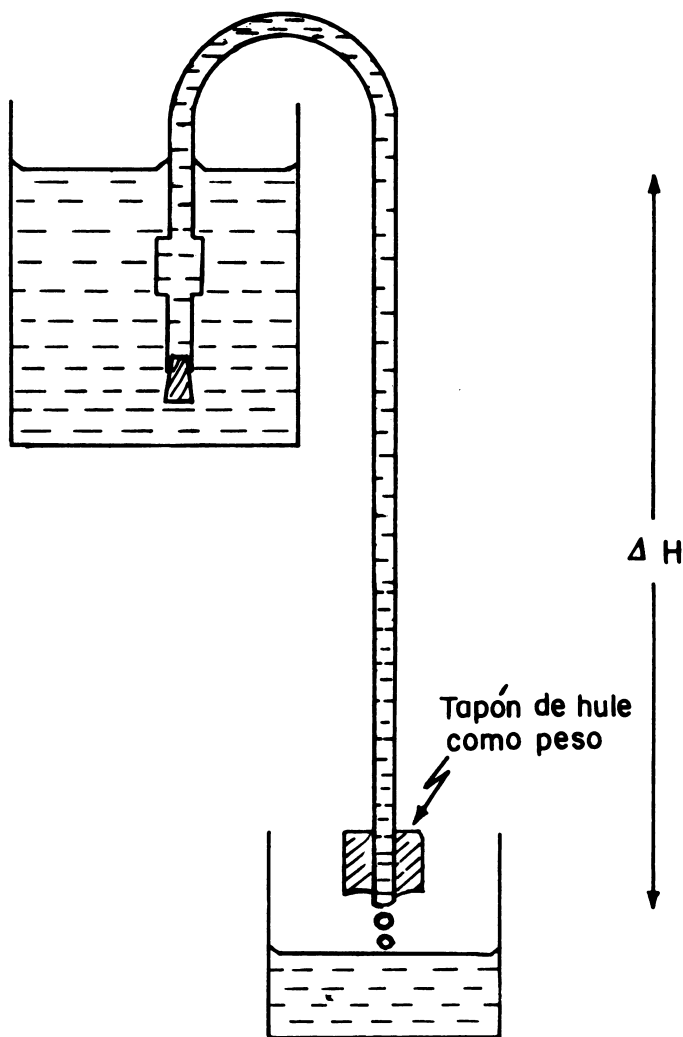


Fig. 9.4. Prueba de la conductancia de la caja del filtro.

En una hora se obtiene aproximadamente un flujo de 48 ml para un promedio de carga hidráulica de 110 cm de agua. Richards⁹ indicó que es aceptable que un tensiómetro tenga una conductancia que permita el flujo de 1 ml por minuto con una carga hidráulica de 1 bar (1.017 cm de agua). Se puede apreciar que el área de contacto funcional del filtro y la conductividad del filtro mismo influyen sobre la conductancia de la caja del filtro.

Sensibilidad del medidor de succión

El medidor de succión del tensiómetro puede ser el manómetro de agua o el medidor de vacío de reloj, tal como en los tensiómetros comerciales. Sea cual fuera el medidor de succión, su sensibilidad se caracteriza por el cambio de lectura, por unidad de volumen de agua desplazado del tensiómetro al suelo. Richards⁹ indicó que para uso general, resulta satisfactorio un tensiómetro que tenga un cambio de lectura de 1 bar de succión por un desplazamiento de 1 ml de agua. Puede necesitar mayor sensibilidad para medir la succión cambiante en condiciones no permanentes de flujo.

Mida la sensibilidad del manómetro de agua. Escoja un cambio de succión de 50 cm de agua, equivalente a $\frac{50}{1.017}$ bares de succión. Mida el diámetro interno del tubo de plástico de la línea. En este caso la sensibilidad sería:

$$\text{sensibilidad} = \frac{50}{1.017} \div \pi r^2 \times 50 \text{ bares por ml}$$

$$\therefore \text{sensibilidad} = \frac{1,0}{1.017,0 \times \pi r^2} \text{ bares por ml} \quad [10]$$

En que r = radio interno de la línea hidrostática en cm

Instalacion de los tensiómetros en la maceta

Prepare el tensiómetro de reloj dejando que el extremo cerámico se moje en agua durante la noche, con la tapa del tubo quitada para que el agua penetre en el extremo desde afuera. Puede también llenar el tubo del tensiómetro con agua, dejar el extremo en el agua y aplicar vacío para succionar todo el aire atrapado en el extremo cerámico. Hay bombas de vacío de mano especiales para el tensiómetro. Llene el resto del tubo del tensiómetro dejando el reloj en posición vertical hacia abajo

para que el agua entre en el mecanismo y el aire se desplace. Puede usar una aplicación de vacío para eliminar todo el aire atrapado en el reloj. La aplicación y reducción del vacío se debe hacer suavemente para proteger el mecanismo del reloj. Luego termine de llenar el tubo con agua y tápelo. La parte superior del tubo del tensiómetro sirve como trampa de aire para que haya una línea continua hidráulica entre el extremo y el reloj durante las pruebas. Generalmente se forman burbujas de aire en la línea durante estas pruebas. Las trampas de aire de forma de "T" invertida, son muy útiles en las líneas de los tensiómetros. Puede saberse si hay escapes dejando que el extremo del tensiómetro se seque al aire hasta que haya una lectura de 70 cb (centibares). Si no entró aire, puede usarse el tensiómetro. El extremo se moja nuevamente hasta que haya una lectura de 0 cb.

Instale los tensiómetros de manómetro de agua en una maceta a 11 y 14 cm del borde superior como indica la Figura 9.2. Llene la maceta con suelo e introduzca el tensiómetro de reloj lleno de agua hasta una profundidad de 7 cm en el suelo. Prepare la maceta colocándola encima de papel periódico u otro papel absorbente sobre una mesa en el invernadero y riéguela hasta que salga agua por debajo. Deje que el papel absorba el exceso de agua. Llene los tensiómetros de manómetro de agua y coloque los tubos sobre la lámina de cartón fijada a la mesa, como indica la Figura 9.2. Fije los tubos bien con una cuerda que debe introducir en los huecos perforados en la lámina, y con ella se les da la vuelta completa haciendo un nudo por detrás de la lámina. Deje que el agua de la maceta se evapore en el invernadero y tome lecturas de los tres tensiómetros en la mañana y en la tarde todos los días, durante una semana. Lea los tensiómetros 11 y 14 con las distancias h_{11} y h_{14} en cm. Mida la distancia del filtro de cada uno de los tres tensiómetros al nivel de la mesa. Despegue el cartón de la mesa y pese la maceta y el cartón, manteniendo en posición vertical los tubos y el cartón, mientras los pesa.

Haga esta pesada una vez por día en la misma forma siempre y redondee el valor al gramo más cercano.

Al terminar el experimento, guarde los tensiómetros de manómetros de agua para el experimento de drenaje.

INFORME

Haga un informe sobre los siguientes temas:

CUADRO No. 9.1. Registro de datos para la conductancia.

Q ml	t horas	ΔH	Conductancia
Tensiómetro 1			
		Promedio	
Tensiómetro 2			
		Promedio	

Registro de datos para la sensibilidad:

Radio (cm) _____

Sensibilidad (bares/ml) _____

CUADRO No. 9.2. Registro de datos para la evaporación de la maceta.

Valor "d" del tensiómetro de reloj (cm) _____

Lectura del tensiómetro de reloj en agua libre (cb) _____

Corrección necesaria (si la lectura en agua libre no es cero) _____

z_{11} (cm) _____ z_{14} (cm) _____ z (tensiómetro de reloj) (cm) _____

Fecha y hora	Masa maceta + agregados g	h_{11} cm de agua	h_{14} cm de agua	Succión del tensiómetro de reloj cb	Succión corregida cb	Succión corregida en cm de agua	Carga hidráulica cm

Conductancia. Haga un registro de datos de Q , t y ΔH y la conductancia.

Sensibilidad. Haga un registro de r y el cálculo según la ecuación [10] y el registro de datos.

Succión y la evaporación de la maceta. Haga un registro de la masa diaria de la maceta y agregados, de las distancias h_{11} y h_{14} medidas todos los días, por la mañana y por la tarde, y de las lecturas del tensiómetro de reloj tomadas en las mañanas y en las tardes con la corrección d , en centibares y también en cm de agua.

Use el nivel de la mesa como nivel de referencia para medir la carga de gravedad; haga un cálculo de z en cm para cada uno de los tensiómetros y calcule la carga hidráulica (H) diaria para cada tensiómetro, usando la ecuación [6].

Haga un gráfico de la masa de la maceta más agregados en el ordenado y del tiempo en días en la abscisa. Use la escala a la derecha como ordenado; plotee también la succión en cm de agua de los tres tensiómetros y la carga hidráulica en cm.

Calcule la rata de pérdida de agua en mm por día. (Ml de agua perdida por la maceta en un día dividido por 10 veces el área seccional de la maceta en cm^2). Haga un gráfico de la pérdida en el ordenado y del tiempo en días en la abscisa.

PREGUNTAS

- 1) ¿Qué es la succión del agua del suelo? ¿Qué es la succión total del agua del suelo? ¿Qué influencia tiene la succión total sobre el crecimiento de las plantas?
- 2) ¿Qué es la carga de succión (presión) del agua del suelo? ¿Qué es la carga hidráulica del agua del suelo? Explique en términos de carga hidráulica la dirección del flujo de agua durante la evaporación de la maceta en su experimento. ¿Qué clase de flujo hubo en su experimento: saturado o no saturado?
- 3) ¿Qué es el tensiómetro? ¿Por qué el tensiómetro no se puede usar para medir succiones mayores de 0,8 bares? ¿Qué es la presión de entrada de aire del filtro de un tensiómetro y qué significa en términos del diseño de un tensiómetro? ¿Por qué el tensiómetro no es sensible a la succión osmótica?

- 4) ¿Logró obtener el punto de capacidad de campo [succión de 330 cm de agua (1/3 bar)] 2 ó 3 días después de regar la maceta? En base de sus datos, ¿cuántos días habría que esperar para llegar al punto de capacidad de campo a profundidades de 7 cm y 12 cm del suelo mediante la evaporación?
- 5) Una maceta con una succión de 0,1 bar tiene 40% de humedad gravimétrica, una porosidad total de 63% y una densidad aparente de 0,91 g/ml. El suelo de la maceta pesa 4,180 g con dicha humedad. Una curva de desabsorción del suelo indica lo siguiente:

Succión, bares	0,1	0,2	0,5	1,0	2,0	5,0	10,0	15,0
Humedad gravimétrica %	40	35	33	31	29	28	27	25

Calcule lo siguiente: el promedio del espacio aéreo de la maceta con 0,1 succión; la masa del suelo mojado de la maceta cuando tiene 1,0 bar de succión; la masa del suelo mojado en la maceta cuando tiene 5,0 bares de succión.

BIBLIOGRAFIA

1. DAY, P. R. Soil moisture tension measurements: theoretical interpretation and practical application. In National Conference on Clay Minerals, 3rd, Houston, Tex., 1954. Proceedings. Washington, D. C., National Academy of Sciences, 1955. pp. 557-566.
2. GARDNER, W., ISRAELSEN, O. W., EDLEFSEN, N. E. y CLYDE, D. The capillary potential function and its relation to irrigation practice. *Physical Review* 20:196. 1922.
3. HECK, A. F. A soil hygrometer for irrigated cane lands of Hawaii. *Journal of the American Society of Agronomy* 26:274-278. 1934.
4. INTERNATIONAL SOCIETY OF SOIL SCIENCE. News of the Commission I; soil physics terminology. *International Society of Soil Science. Bulletin* no. 25. 1965. pp. 7-10.
5. ISRAELSEN, O. W. The application of hydrodynamics to irrigation and drainage problems. *Hilgardia* 2:479-528. 1927.
6. RICHARDS, L. A. The usefulness of capillary potential to soil moisture and plant investigators. *Journal of Agricultural Research* 37:719-742. 1928.
7. ——— y WEAVER, L. R. Moisture retention by some irrigated soils as related to soil moisture tension. *Journal of Agricultural Research* 69:215-235. 1944.

8. ————. Methods of measuring soils moisture tension. *Soil Science* 68:95–112. 1949.
9. RICHARDS, S. J. Soil suction measurements with tensiometers. In Black, C. A. ed. *Methods of soil analysis. I. Physical and mineralogical properties, including statistics of measurement and sampling*. Madison, Wisc., American Society of Agronomy, 1965. pp. 153–165. (Agronomy Series no. 9).
10. ROGERS, W. S. A soil moisture meter depending on the capillary pull of the soil. *Journal of Agricultural Science* 25:326–343. 1935.
11. SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA. Glossary of soil science terms. Madison, Wisc., 1970. 27 p.
12. WADLEIGH, C. H. y AYERS, A. P. Growth and biochemical composition of bean plants as conditioned by soil moisture tension and salt concentration. *Plant Physiology* 20:106–132. 1945.
13. ————. The integrated soil moisture stress upon a root system in a large container of saline soil. *Soil Science* 61:225–238. 1946.

CAPITULO 10

DRENAJE Y EQUILIBRIO ESTATICO

DE UNA COLUMNA MOJADA

INTRODUCCION

Es importante estudiar los principios que influyen en la distribución de la humedad en un perfil de suelo mojado en el cual existe una capa freática o estratificaciones que provocan la formación de tales capas. Miller y Bunker³⁰ y Miller³¹ utilizaron el principio de la distribución de la carga hidráulica, bajo condiciones de equilibrio estático del agua, para explicar por qué la estratificación (suelo sobre arena o grava) aumenta el valor de la capacidad de campo de un perfil de suelo. Forsythe, Aguayo y Guerrero²¹ y Criddle y Kalisvaart¹⁶ usaron el mismo principio para estimar la humedad del suelo mojado en relación con su distancia de la capa freática y para estimar el espacio aéreo en la zona radical que permite una profundidad dada de la capa freática. Forsythe, Aguayo y Guerrero²¹, Luthin²⁸, y Goncalves dos Santos (ver Childs¹²) demostraron cómo puede utilizarse el conocimiento de la distribución de la humedad en una columna en equilibrio estático para evaluar el llamado “rendimiento específico” o “capacidad para drenarse”. Childs¹¹ destacó que estos métodos se aplican mejor cuando el cambio en el nivel freático no es rápido. Russell³⁶ utilizó el mismo método para estimar el ascenso del nivel freático provocado por la percolación que toca este nivel, concepto complementario al del rendimiento específico.

El estudio de la distribución y la clasificación del agua en el perfil del suelo es de gran interés entre los científicos desde hace mucho tiempo. Una de las clasificaciones más conocidas es la de Briggs⁷, para agua higroscópica, agua capilar y agua gravitacional (ver también Baver¹ y Buckman y Brady⁹). Bouyoucos^{5,6} sugirió una clasificación basada en los estudios crioscópicos del agua del suelo, en la que el agua se clasifica como gravitacional, libre, no libre, capilar y combinada.

Es bien conocido el fenómeno del ascenso de agua en tubos capilares contra la atracción gravitacional en el cual se considera que la fuerza de atracción que anula la atracción gravitacional es la tensión superficial del agua en una superficie de agua en contacto con el aire y la pared del tubo. Este fenómeno influyó para que Briggs⁷ Zunker³⁹, Lebedeff²⁶ y otros investigadores en relaciones agua-suelo desarrollaran un modelo del suelo como un sistema de tubos capilares, el que se utilizó para explicar el ascenso del agua de una capa freática en un perfil de suelo seco o la distribución de la humedad de agua en una columna de suelo que había drenado en una capa freática. El modelo limita la fuente de atracción agua-suelo a la tensión superficial y requiere que haya superficies de agua-aire en el suelo. Sin embargo, el caso del estudio de la presión de hinchamiento de sistemas de agua-arcilla (Bolt³, Bolt y Miller² y Warkentin³⁸), indica que el suelo atrae el agua con la ausencia de un borde agua-aire.

Buckingham⁸ introdujo una dimensión nueva en el estudio de sistemas agua-suelo cuando desarrolló el concepto de potencial capilar del agua del suelo para estudiar la distribución de agua en una columna de suelo mojado que toca una capa freática. El concepto de potencial capilar del agua es general y no requiere un mecanismo específico para explicar la atracción agua-suelo. Buckingham⁸ pudo calcular el potencial capilar (succión matricial) del agua en la columna, en función de su altura sobre la capa freática. El estudio de esta relación es uno de los objetivos de este experimento. La definición de potencial capilar se incluyó en el experimento "succión del agua del suelo". La distribución de la humedad del suelo de las columnas con su altura indicó que no hay cambios bruscos en los valores de humedad y por lo tanto, el potencial capilar es una función continua de la humedad del suelo. Con base en este hecho experimental, las clasificaciones del agua del suelo de Briggs y de Bouyoucos resultan arbitrarias (Childs y Collis-George¹⁰).

Childs y Collis-George¹⁰ destacaron teóricamente la equivalencia entre la distribución de la humedad con la altura en una columna de suelo mojado en equilibrio hidráulico y en contacto con una capa freática y con la curva de desabsorción del suelo. Luthin y Miller²⁷ comprobaron experimentalmente dicha equivalencia en forma aproximada.

La idea de potencial capilar ha estimulado el desarrollo de un concepto más amplio de la atracción agua-suelo, como es el

caso de Edlefsen y Anderson²⁰, quienes siguieron el concepto del campo de fuerza de adsorción entre el suelo y el agua. Otros trabajos al respecto son los de Gardner^{22,23}, Day¹⁷, Childs y Collis-George¹⁰ y Bolt y Miller². Con el concepto más amplio de potencial capilar, el efecto de la tensión superficial se considera como uno de los fenómenos que ocurren en el sistema agua-suelo y por lo tanto, no hay en realidad conflicto con el modelo del tubo capilar, sino más flexibilidad de concepto para tratar dicho sistema. El concepto energético del agua del suelo permite un uso extensivo en varios fenómenos del sistema agua-suelo, tales como la retención de agua y el movimiento de agua en el suelo, y la comparación de dichos fenómenos con otros fenómenos enérgicos, como la atracción osmótica y la humedad relativa en comparación con la energía libre del tipo Gibbs.

Ciertas constantes hídricas del suelo, tales como la capacidad de campo y el punto de marchitez se han descrito en términos energéticos (Richards y Weaver³²). El punto de marchitez es una constante de significado fisiológico, correlacionada con la humedad equilibrada con una succión de 15 bares en la olla de presión (Richards y Weaver³²). La capacidad de campo se considera comúnmente como la humedad que retiene el perfil de un suelo uniforme que ha drenado sobre suelo seco. Colman¹³ encontró que la profundidad de humedecimiento influye sobre el valor de la capacidad de campo hasta que el frente de humedecimiento está por lo menos 30 cm más profundo que la zona de muestreo en el perfil. Colman¹⁵ no encontró una succión generalmente aceptable para representar la capacidad de campo de varios suelos que estudió. Richards y Weaver³² correlacionaron la capacidad de campo con la humedad equilibrada con una succión de 1/3 bar, en la olla de presión, mientras Marshall²⁹ sugirió un valor de 1/10 bar para suelos arenosos. Anteriormente se mencionó el efecto de la estratificación sobre la distribución de la humedad en el perfil del suelo (Miller y Bunger³⁰ y Miller³¹). Si una columna de suelo mojado drena sobre una plataforma perforada, el agua en el borde inferior sale a presión atmosférica según la ley de emergencia de Richards³⁴ y funciona como una capa freática. Tal situación puede ocurrir en un lisímetro corriente y la distribución de agua en el perfil del lisímetro es semejante a la distribución en la parte superior de una capa freática. Colman¹⁴ señala este defecto en los lisímetros cuando se trata de reproducir la condición de campo; es decir, suelo húmedo sobre suelo seco. El

mismo defecto ocurre en ensayos de macetas cuando las macetas se riegan hasta que haya goteo en la base.

Sin embargo, también se presentan en el campo zonas mojas superficiales, perfiles con capa freática y perfiles con estratificación. Por lo tanto, el concepto de capacidad de campo es arbitrario; tiene que ser más flexible y constituir una función de las condiciones de todo el perfil del suelo bajo consideración.

CONDICIONES DE LA COLUMNA MOJADA

Durante la infiltración del suelo mojado e inundado

La primera parte del experimento consiste en mojar la columna de suelo por inundación y estudiar la velocidad de infiltración de una lámina de agua de 5 cm sobre la superficie del suelo (Figura 10.1). Tal condición se refiere al flujo rectilíneo saturado, al cual se puede aplicar la ley de Darcy, según la cual:

$$v = \frac{Q}{A} = -k \frac{\Delta H}{L} \quad [1]$$

donde:

v = velocidad de flujo (cm/hora);

Q = rata de flujo volumétrico (ml/hora);

A = área seccional del camino de flujo (cm²);

k = conductividad hidráulica (cm/hora);

ΔH = carga hidráulica (cm) (ver el experimento “succión del agua del suelo”, Capítulo 9);

L = longitud del camino del flujo (cm); (ver el experimento “conductividad hidráulica del suelo”. Capítulo 13).

En el experimento b representa la profundidad de la lámina de agua en la superficie del suelo y L la altura de la columna de suelo, como muestra la Figura 10.1. Para la condición de la columna en la Figura 10.1 se aplica la ley de Darcy, de la cual se obtiene la siguiente expresión para Q , (valor absoluto del flujo de agua que drena o el flujo de agua que infiltra el suelo), ya que $\Delta H = (L + b)$.

$$Q = kA \cdot \frac{(L + b)}{L} \quad [2]$$

En términos del valor absoluto de la velocidad de flujo, la ecuación [2] será:

$$v = k \frac{(L + b)}{L} \quad [3]$$

La carga de presión del agua se denomina h , y el valor exactamente sobre la superficie del suelo es b cm de agua, es decir, h en la superficie del suelo es b cm de agua. En la Figura 10.1 la plataforma es el nivel de referencia para la carga de gravedad z , y por lo tanto, la distancia vertical de cualquier punto del suelo desde la plataforma es un valor de z . La carga de presión h en la superficie de la columna de suelo es b cm. En la plataforma el valor es cero porque el agua tiene presión atmosférica por su goteo (ley de emergencia de Richards³⁴). Como el flujo ocurre en una columna saturada y se aplica la ley de Darcy, el valor de h disminuye desde su valor máximo de b a cero proporcionalmente según el valor de z , de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$h = \left(\frac{z}{L} \right) b \quad [4]$$

En la superficie del suelo, donde h es el máximo e igual a b , z es igual a L . La Figura 10.1 representa el caso en que hay una lámina de b cm de agua sobre la superficie del suelo. Según la ecuación [4] cuando se logra el estado permanente de flujo, en el tensiómetro de 45 cm de altura h será $b \times \frac{45}{55}$ cm de agua y en el tensiómetro de 20 cm de altura será $b \times \frac{20}{55}$ cm de agua (Kirkham²⁵).

Cuando el valor de b se vuelve pequeño en relación con L , la parte $\frac{(L + b)}{L}$ de la ecuación [3] se acerca a la unidad y la ecuación [3] se convierte en:

$$v = k \quad [5]$$

La ecuación [5] sirve para destacar el hecho de que cuando b se acerca a cero durante la infiltración en un suelo saturado

que drena en una capa de grava o sobre una plataforma perforada o en una capa freática (agua a presión atmosférica), como en la Figura 10.1 la velocidad de infiltración es exactamente igual a la conductividad hidráulica del suelo.

De acuerdo con la ecuación [4] cuando b se acerca a cero ocurre otro cambio. El valor de h en cualquier parte de la columna se acerca a cero y cuando b igual a cero, el valor de h en cualquier parte de la columna también es cero. Por lo tanto, el agua no saldría por un hueco en la parte de la columna sobre la plataforma o capa freática porque, según la ley

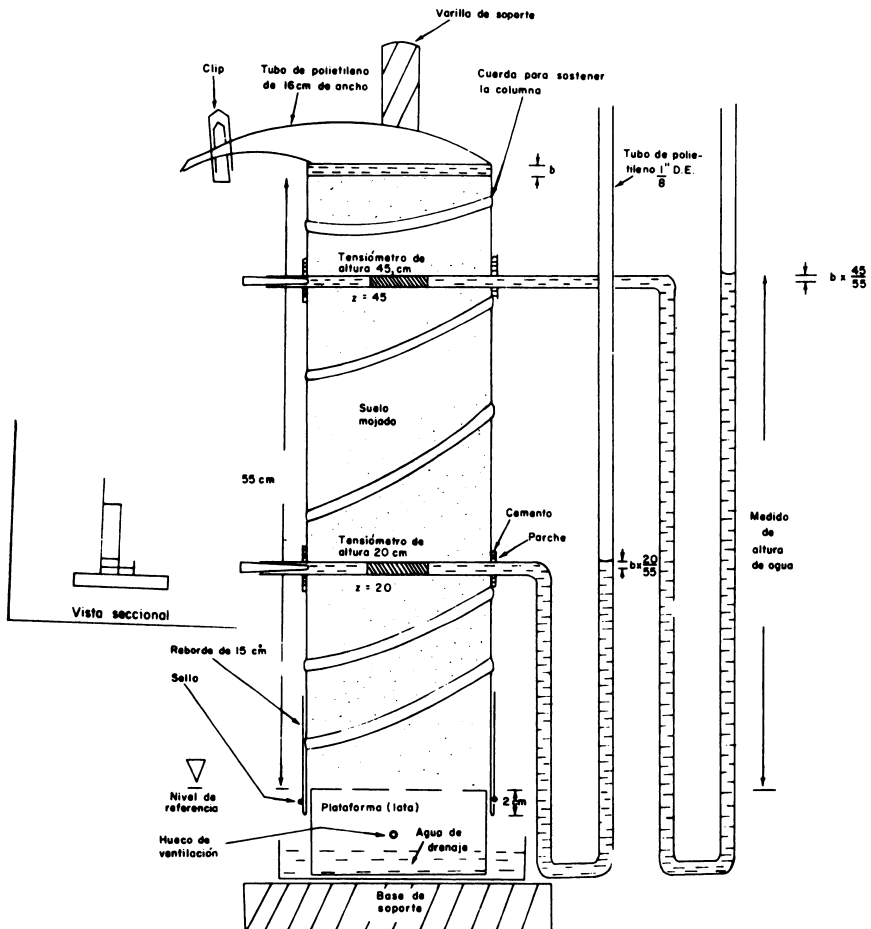


Fig. 10.1. Columna mojada del suelo.

de emergencia de Richards, la presión del agua tiene que ser mayor que la presión atmosférica ($h > 0$) para que el agua empiece a drenar del suelo hacia el aire o al hueco. El significado importante de este hecho es que las zanjas o tubos de drenaje colocados encima del nivel freático no sirven. Esto fue demostrado por Day y Luthin^{1 8}.

Durante el drenaje después de la infiltración

Cuando la superficie de la lámina de agua toca la superficie del suelo, empieza la entrada de aire en el perfil del suelo y los valores de h en cualquier parte de la columna por encima de la plataforma se vuelven negativos según progresa el drenaje. La penetración de aire en la superficie, depende del valor de la succión de entrada del aire de la superficie del suelo. La columna tiene que desarrollar una succión que supere dicho valor antes de que el aire empiece a entrar. El drenaje de la columna ocurre debido al hundimiento del suelo y a la entrada de aire. Luthin y Miller^{2 7} observaron algunas discontinuidades en el proceso de aumento de la succión del agua en un punto dado del suelo durante el drenaje. Hubo momentos en que las succiones en los tensiómetros bajaron temporalmente y después siguieron con la tendencia general de aumento con el transcurso del tiempo. Parece que hay zonas en las columnas que tienen ciertos valores de succión de entrada de aire y, cuando estos valores se presentan, liberan repentinamente una cantidad de agua que causa un disturbio en la tendencia general del flujo y se reduce momentáneamente la succión de agua en la zona cercana.

Durante el drenaje, como ocurre también durante la infiltración, la carga hidráulica siempre impulsa el flujo vertical hacia abajo. Cuando el suelo drena su humedad disminuye y consecuentemente su conductividad hidráulica, lo que contribuye con el tiempo a la reducción de la velocidad de drenaje.

También a medida que transcurre el tiempo la diferencia de carga hidráulica entre los varios puntos de la columna disminuye y los valores de las succiones de agua de cada punto se acercan a los valores correspondientes al equilibrio estático. Esta es otra razón por la que se reduce la velocidad de drenaje.

Durante el equilibrio estático

El equilibrio se logra en la columna cuando ya no hay una fuerza motriz que impulse el flujo de drenaje, es decir, cuando

ya no hay diferencia de carga hidráulica entre los varios puntos en la columna. La ecuación para la carga hidráulica (ver el experimento "succión del agua del suelo" Capítulo 9) es la siguiente:

$$H = h + z \quad [6]$$

donde:

H = carga hidráulica (cm);

h = carga de presión (cm de agua);

z = carga de gravedad (cm).

Considérese un punto de la columna que tiene un valor dado de carga hidráulica H . Entonces, de la ecuación [6] se puede obtener:

$$H = h + z \quad [7]$$

un cambio infinitesimal de H , dH sería:

$$dH = dh + dz \quad [8]$$

la condición de equilibrio hidráulico es $dH = 0$. Entonces

$$dh + dz = 0 \quad [9]$$

$$dh = - dz \quad [10]$$

integrando la ecuación diferencial [10] se obtiene:

$$h = - z + c \text{ (constante)} \quad [11]$$

Si se considera la base de la columna como el nivel de referencia para medir z y si se considera también este nivel de referencia como el nivel freático, entonces en la ecuación [11] h será igual a cero cuando z sea igual a cero y, por lo tanto, c también será igual a cero. Bajo estas condiciones de límites la ecuación [11] se transforma en:

$$[12]$$

La ecuación [12] dá una relación importante para el agua en un estado de equilibrio hidráulico estático sobre una capa freática e indica el valor de la succión h que se encuentra a una altura z en el estado de equilibrio. Esta relación fue demostrada por Buckingham⁸.

El nivel freático se considera la zona en el agua del suelo donde la presión hidráulica es igual a la presión atmosférica, o sea, cuando h es cero (SSSA Glossary³⁷). En el experimento, la base de la columna se considera como un nivel freático porque, según la ley de emergencia de agua de Richards, h es cero en este punto.

MATERIALES

- 90 cm de tubo de polietileno con paredes de 12 milésimos de pulgada o 30,5 milésimos de cm de espesor (del tipo que se usa para la fabricación de bolsas plásticas) y 16 cm de ancho cuando el tubo está desinflado;
- 1 lata pintada con un diámetro de 10,2 cm y 14 cm de altura, con un extremo con perforaciones y el otro abierto. Corresponde a una lata de 1/4 de galón (236 ml) de las que viene con aceite de motores. Se usa como plataforma de la columna de suelo;
- 2 tensiómetros de 1,50 m de largo hechos como los del experimento del Capítulo 9.
- 1 lata pintada y abierta en un lado, de 17 cm de diámetro y 10 cm de altura. Puede usarse una lata de un galón para aceite de motores;
- 2 vasos de 200 ml;
- 5,0 litros de suelo del campo, libre de piedras grandes, pedazos de paja, de tallos y de raíces;
- 1 soporte de bureta de 60 cm de altura;
- 1 tubo de cemento de hule de contacto;
- 2 parches de hule de un mínimo de 4 cm de diámetro;
- 1 prensa "clip" para papeles;
- 1 pera de hule para succionar líneas de tensiómetros;
- 11 latas de muestra de un cuarto de galón;
- 1 regla de un metro;
- 1 cuerda de 2 metros de largo;
- 1 balanza con precisión de 0,1 g y capacidad de 600 g;
- 1 estufa para secar las muestras de suelos;
- hojas de papel periódico;

- 1 sierra para metal, angosta con un largo mínimo de 15,5 cm (6 pulgadas) con un soporte tipo "U" de una profundidad de 12 cm;
- 1 marcador de tinta negra;
- 1 lápiz de cera roja;
- 1 pico (este debe consistir de una varilla de alambre de 0,32 cm (1/8 pulgada) de diámetro y 15 cm de largo, que tenga por un lado una manigueta que se forma doblando un largo adicional de 20 cm del alambre y que el otro lado esté afilado);
- 1 perforador (tubo de metal de 16 cm de largo, con un diámetro interno de 17 mm y paredes delgadas, y con un lado afilado y el otro conectado a una manigueta hecha de una lámina de metal soldado);
- 1 espátula de hoja ancha triangular de 13 cm de largo y de 10 cm de ancho máximo;
- 1 rollo de cinta adhesiva "Scotch".

PROCEDIMIENTO

Montaje de la columna mojada

Abra el tubo de polietileno de 16 cm de ancho y doble un extremo sobreponiéndolo para formar un reborde de 15 cm que sirve como refuerzo. Introduzca la lata de 10,2 cm de diámetro que sirve como plataforma en el lado del tubo con el reborde hasta 2 cm. Haga un sello entre el tubo y la lata con unas vueltas tensas de una cuerda (ver Figura 10.1). Marque el exterior del tubo con un lápiz de cera a una distancia de 55 cm de la plataforma. Coloque el soporte de la bureta en el piso sobre papel periódico y ponga el tubo con su plataforma y su recipiente de drenaje encima de la base del soporte (ver Figura 10.1).

Introduzca una cantidad de suelo en el tubo usando un vaso de 200 ml hasta que el suelo alcance 10 cm de altura en el tubo. Use otro vaso de 200 ml y ponga unos 400 ml de agua sobre los 10 cm de suelo. El agua penetra en el suelo y deja una lámina de agua sobre su superficie. Agregue más suelo. Cuando el suelo empieza a tocar la superficie del agua agréguele otros 400 ml más. Llene la columna, agregándole siempre suelo al agua para asegurar su humedecimiento inmediato. Los primeros 10 cm de suelo seco sirven como un filtro del agua

de drenaje mientras se moja, por lo que no es necesario poner papel filtro sobre la plataforma. Vacíe el recipiente de drenaje usando un tubo de hule como sifón.

Cuando la altura del suelo llega a 55 cm, termine el relleno del tubo y fije la columna de suelo junto a la varilla del soporte, usando una cuerda como muestra la Figura 10.1 a la vista seccional de la misma Figura. Cierre con una prensa "clip" el tubo de plástico sobrante para evitar la evaporación. Coloque la columna montada con su soporte en una mesa donde pueda guardarla hasta que llegue el momento de instalar los termómetros. En caso de que haya escapes de agua, puede marcarlos con el marcador de tinta negra para sellarlos con cemento de hule cuando ya no salga agua.

Instalación de los tensiómetros

Instale los tensiómetros cuando la columna ha drenado por lo menos un día. Los tensiómetros contruídos en el experimento "succión del agua del suelo", (Capítulo 9) se instalan a 20 y 45 cm de altura, como se indica en la Figura 10.1, y se puede hacer convenientemente de la siguiente manera:

Corte a la altura indicada, medida desde la plataforma, la pared plástica con una hoja de afeitar, de manera que se forme una cruz de dos cortes perpendiculares de 2 cm. Levante las hojas del plástico cortado e introduzca el perforador horizontalmente en la columna, haciéndolo llegar hasta el otro lado. La perforación debe hacerse en tres etapas, después que elimine en todas el suelo del perforador con una varilla de vidrio o una de metal. Cuando el perforador llegue al otro lado, haga otra cruz de dos cortes perpendiculares en la pared plástica con una hoja de afeitar.

Para instalar el tensiómetro use el pico de varilla de alambre. Introdúzcalo en el hueco hasta que sobresalga al otro lado. Limpie el extremo del pico e insértelo en el extremo del tubo plástico del tensiómetro, efectuando así una conexión. Retire el pico de la columna y ensarte el tensiómetro en ella en forma tal que el extremo quede en el otro lado de la misma como se ve en la Figura 10.1. Rellene de nuevo hasta donde le sea posible, los dos huecos de cada lado con el suelo sacado anteriormente. Coloque las hojas de la pared cortada contra el suelo y aplanche toda la zona de 5 cm de diámetro para ponerle un parche. Haga un pequeño hueco en el centro de un parche de hule de 4 cm de diámetro e inserte el tubo del tensiómetro

en forma ajustada. Untele al parche y a la pared de la columna, cemento de contacto de hule, y déjelos así por 5 minutos. Péguale el parche a la pared haciéndole presión para que quede sellado. Una vez efectuado el sello puede llenar y tapar los tensiómetros como en la Figura 10.1.

Cuando los tubos de los tensiómetros toquen el fondo del recipiente de drenaje, dóblelos hacia arriba y sosténgalos junto a la columna con un pedazo de cuerda. Corrija el nivel del agua del tensiómetro restando el valor del ascenso capilar, el cual puede determinarlo introduciendo un pedazo de tubo verticalmente en agua y observando el ascenso.

Inundación e infiltración

Aplique una lámina de unos 5 cm de agua sobre la superficie de la columna y mantenga esta altura con aplicaciones periódicas de agua hasta que ésta empiece a drenar de la plataforma. Mantenga la lámina a 5 cm por unos 15 minutos más y después déjela infiltrarse. Tome lecturas de los tensiómetros midiendo desde el nivel de referencia, o midiendo h directamente, como se indica en la Figura 10.1. Mida también los valores de la lámina de agua. Tome las lecturas cada 5–15 minutos según la velocidad de infiltración. Señale en un lado de la columna el nivel del suelo con un marcador de tinta y mida la altura de la superficie del suelo desde la plataforma hasta la marca.

Drenaje y equilibrio

Tome las lecturas de los tensiómetros y la altura de la superficie del suelo cada 15 minutos cuando la superficie de la lámina del agua toca el exterior del suelo, es decir, cuando empieza a entrar el aire en la superficie del suelo. Cierre el tubo plástico que sobra, doblándolo y poniéndole una prensa “clip” como se indica en la Figura 10.1, para evitar la evaporación. Después de una hora empiece a tomar lecturas a intervalos de una hora, durante 3 horas. Posteriormente, tómelas dos veces por día, una en la mañana y la otra en la tarde, durante varios días, hasta que haya un estado permanente de flujo, el cual se logra después de una o dos semanas. (NOTA: se considera que hay un estado permanente de flujo cuando los niveles de agua en los tensiómetros no cambian con el transcurso del tiempo. Este punto podría ser también uno de equilibrio).

Cuando la columna se aproxima al estado de equilibrio hidráulico estático los niveles cambian muy poco al transcurrir el tiempo. Si las columnas están en un cuarto en que hay fluctuaciones de temperatura, cuando se acerca el estado de equilibrio se producen pequeñas fluctuaciones en los niveles de agua de los tensiómetros.

Muestreo de la columna

Saque los tensiómetros de la columna y tape los huecos con la cinta adhesiva. Con un marcador de tinta negra marque la columna con una línea horizontal en los dos lados opuestos, cada 5 cm, continuando las líneas hasta formar marcas circunferenciales. Mida las alturas desde la plataforma. Generalmente la sección última de la columna del suelo no mide 5 cm. Consiga 11 latas para muestras de suelo de un cuarto de galón de capacidad. Corte el tubo plástico sobrante de la primera sección (la más alta) y mida dos diámetros perpendiculares. A la altura del primer corte y a lo largo de la marca circunferencial corte la pared plástica con una hoja de afeitar, usando un borde metálico como guía. Después inicie el corte del suelo con la sierra para metal. Avance unos centímetros con la sierra y meta la espátula ancha para dejar un poco abierto el corte y sostener la sección superior del suelo cortado. Siga avanzando con la sierra y la espátula hasta completar el corte. Introduzca el suelo de la sección cortada en una lata para muestras. Tape la lata, pésela y séquela en el horno para determinar la humedad y la masa secada al horno. Mida dos diámetros perpendiculares hasta el milímetro más cercano de la superficie cortada que queda para determinar un promedio. Todas las secciones tienen dos promedios, uno del corte superior y otro del inferior. Determine el promedio de ambas secciones. Para calcular el área seccional y el volumen, la densidad aparente y la porosidad total de cada sección, use el promedio de los dos promedios de cada sección y anote las secciones que tenían tensiómetros puestos. Para el cálculo de la porosidad total use el valor de la densidad de los sólidos anteriormente determinado.

INFORME

- a. Prepare un cuadro, con columnas para H de cada tensiómetro, h de cada tensiómetro, la lámina de agua sobre la

CUADRO No. 10.1. Registro de datos para la infiltración y el drenaje.

z (Tensiómetro de 45 cm) (cm) _____

z (Tensiómetro de 20 cm) (cm) _____

Infiltración

Tiempo, minutos	Lámina de agua, cm	Altura de la superficie de suelo, cm	h_{20} cm agua	h_{45} cm agua	H_{20} cm	H_{45} cm

Drenaje

Tiempo en minutos, horas o días	Altura de la superficie de suelo, cm	h_{20} cm agua	h_{45} cm agua	H_{20} cm	H_{45} cm

CUADRO No. 10.2. Registro de datos para el muestreo de la columna.

Números de las secciones que tenían tensiómetros puestos: _____

Densidad de los sólidos: _____

Número de sección	Altura cm	Diámetros del lado superior cm		Diámetros del lado inferior cm		Volumen de la sección cm ³	Masa de la lata + suelo húmedo	Masa de la lata + suelo seco	Masa de la lata	Masa suelo seco	Humedad gravimétrica	Densidad aparente*	Humedad volumétrica*	Porosidad total *	Espacio aéreo*
		1	2	1	2										
1															
2															
3															
4															
5															
6															
7															
8															
9															
10															
11															

(*) Solamente para las secciones que no tenían los tensiómetros puestos.

superficie del suelo y el tiempo según el registro de datos para la infiltración y el drenaje (Cuadro 10.1). Haga una estimación de la conductividad hidráulica del suelo.

- b. Trace las curvas de H , h , y la lámina en la ordenada; y en la abscisa, el tiempo en horas durante la infiltración y durante las primeras 3 horas de drenaje, y en días, durante el resto del drenaje.
- c. Trace la curva teórica de la ecuación [12] poniendo h en la abscisa y z en la ordenada. Ponga los dos puntos experimentales en este gráfico para comparar los resultados con la teoría.
- d. Prepare un cuadro de: la altura promedio de cada sección de la columna, la carga de presión h , la humedad gravimétrica, la densidad aparente, la humedad volumétrica, la porosidad total, el espacio aéreo (Cuadro 10.2). Prepare un gráfico de la altura en la ordenada, de la humedad gravimétrica y del espacio aéreo en la abscisa.

PREGUNTAS

- 1) ¿Por qué la base de la columna forma una capa freática?
- 2) ¿Se aplican los criterios de equilibrio, derivados en el experimento a las columnas de suelo estratificado?
- 3) ¿Depende la relación de Buckingham del mecanismo de la absorción del agua? Explique.
- 4) ¿Cómo se puede trazar una curva de desabsorción de agua con base en los datos de la distribución de la humedad, en relación con la altura?
- 5) ¿Por qué un drenaje colocado encima del nivel freático no sirve durante el drenaje de la columna?
- 6) ¿Cuál es el significado de los resultados de este experimento en relación con la interpretación de la capacidad de campo? Considere los siguientes puntos:

- a) ¿Qué tipo y condición de perfil se consideran generalmente para el concepto de la capacidad de campo?
 - b) ¿Qué tipo de distribución de agua en el suelo se espera cuando hay una capa freática superficial o una capa de grava superficial?
 - c) Cómo se aplican los casos en b): 1) un lisímetro con suelo sobre una capa de grava o una plataforma perforada, a 80 cm de profundidad; 2) una maceta recién regada de 20 cm de profundidad de suelo con una capa de grava en el fondo. La maceta se regó hasta que el agua salió por el fondo.
- 7) Pruebe matemáticamente que la diferencia en la carga hidráulica entre dos puntos en el suelo está representada por la diferencia entre los niveles de agua en los tensiómetros que corresponden a cada punto.
 - 8) ¿Logró equilibrio en su experimento? Explíquelo indicando su criterio para el equilibrio.

BIBLIOGRAFIA

1. BAVER, L. D. Soil Physics. 3 ed. New York, Wiley, 1956. 489 p.
2. BOLT, G. H. y MILLER, R. D. Compression studies of illite suspensions. Soil Science Society of America Proceedings. 19:285-288. 1955.
3. ————. Physico-chemical analysis of the compressibility of pure clays. Geotechnique 6:86-93. 1956.
4. ———— y MILLER, R. D. Calculation of total and component potentials of water in soil. American Geophysical Union. Transactions 39:917-928. 1958.
5. BOUYOUCOS, G. J. A new classification of soil moisture. Soil Science 11:33-48. 1921.
6. ————. The dilatometer method as an indirect means of determining the wilting point of soils. Soil Science 42:217-223. 1936.
7. BRIGGS, L. J. The mechanics of soil moisture. U.S. Department of Agriculture. Bureau of Soils. Bulletin no. 10. 1897. pp 1-24.
8. BUCKINGHAM, E. Studies on the movement of soil moisture. U.S. Department of Agriculture. Bureau of Soils. Bulletin no. 38. 1907. pp. 28-31.
9. BUCKMAN, H. O. y BRADY, N. O. Naturaleza y propiedades de los suelos. México, Unión Tipográfica, 1966. 590 p.
10. CHILDS, E. C. y COLLIS-GEORGE, H. The control of soil water. Advances in Agronomy 2:233-272. 1950.

11. ———. The non-steady state of the water table in drained land. *Journal of Geophysical Research* 65:780–782. 1960.
12. ———. An introduction to the physical basis of soil water phenomena. London, Wiley. 1969. 493 p.
13. COLMAN, E. A. The dependence of field capacity upon the depth of wetting of field soils. *Soil Science* 58:43–50. 1944.
14. ———. A laboratory study of lysimeter drainage under controlled soil moisture tension. *Soil Science* 62:365–382. 1946.
15. ———. A laboratory procedure for determining the field capacity of soils. *Soil Science* 63:277–283. 1947.
16. CRIDDLE, W. D. y KALISVAART, C. Subirrigation systems. In Hugan, R. M., Haise, M. R. y Edminster, T. W. eds. *Irrigation of agricultural lands*. Madison, Wisc., American Society of Agronomy, 1967. pp. 905–921. (Agronomy Series no. 11).
17. DAY, P. R. The moisture potential of soils. *Soil Science* 54:391–400. 1942.
18. ——— y LUTHIN, J. N. Sand model experiments on the distribution of water-pressure under an unlined canal. *Soil Science Society of America. Proceedings* 18:133–136. 1954.
19. ———. Soil moisture tension measurements: theoretical interpretation and practical application. In *National Conference on Clay and Clay Minerals*, 3rd, Houston, Tex., 1954. *Proceedings Washington, D. C., National Academy of Sciences*, 1955. pp. 557–566.
20. EDLEFSEN, N. E. y ANDERSON, A. B. Thermodynamics of soil moisture. *Hilgardia* 15:31–298. 1943.
21. FORSYTHE, W. M., AGUAYO, J. y GUERRERO, G. Uso de medidas físicas de suelos arenosos para evaluar en ellos el manejo del complejo agua-aire-planta. *Fitotecnia Latinoamericana* 4:81–94. 1967.
22. GARDNER, W. A capillary transmission constant and methods of determining it experimentally. *Soil Science* 10:103–126. 1920.
23. ———. The capillary potential and its relation to soil moisture constant. *Soil Science* 10:357–359. 1920.
24. ISRAELSEN, O. W. The application of hydrodynamics to irrigation and drainage problems. *Hilgardia* 2:479–528. 1927.
25. KIRKHAM, D. Theory of land drainage. III. The ponded water case. In Luthin, J.H. ed. *Drainage of Agricultural lands*. Madison, Wisc., American Society of Agronomy, 1957. pp. 139–181. (Agronomy Series no. 7).
26. LEBEDEFF, A. F. The movement of ground and soil waters. In *International Congress of Soil Science*, 1st, Washington, D. C., 1927. *Proceedings. Washington, D. C.* 1928. pp. 459–494.
27. LUTHIN, J. N. y MILLER, R. D. Pressure distribution in soil columns draining into the atmosphere. *Soil Science Society of America. Proceedings* 17:329–333. 1953.
28. ———. *Drainage engineering*. New York, Wiley, 1966. 250 p.
29. MARSHALL, T. J. Tension of water in a sandy soil at field capacity. *Journal of the Australian Institute of Agricultural Science* 11:192–194. 1945.

30. MILLER, D. E. y BUNGER, W. C. Moisture retention by soil with coarse layers in the profile. Soil Science Society of America Proceedings 27:586–589. 1963.
31. ———. Estimating moisture retained by layered soils. Journal Soil and Water Conservation 19:235–237. 1964.
32. RICHARDS, L. A. y WEAVER, L. R. Moisture relation by some irrigated soils as related to soil moisture tension. Journal of Agricultural Research 69:215–235. 1944.
33. ———. Experimental demonstration of the hydraulic criterion for zero flow of water in unsaturated soil. In International Congress of Soil Science, 4th, Amsterdam, 1950. Transactions Groningen, Hoitsema, 1950? pp. 66–68.
34. ———. Laws of soil moisture. American Geophysical Union. Transactions 3:750–756. 1950.
35. ———. Report of the Sub-committee on Permeability and Infiltration, Committee on Terminology, Soil Science Society of America. Soil Science Society of America. Proceedings 16:85–88. 1952.
36. RUSSELL, M. B. Predicting changes in water-table elevation in peat land. Agricultural Engineering 26:292. 1945.
37. SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA. Glossary of soil science terms. Madison, Wisc. 1970. 27 p.
38. WARKENTIN, B. P. Water retention and swelling pressure of clay soils. Canadian Journal of Soil Science 42:189–196. 1962.
39. ZUNKER, F. Das Verhalten des Bodens zum Wasser. Handbuch der Bodenlehre, 6:66–220. 1930.

CAPITULO 11

CURVAS DE DESABSORCION

DE MUESTRAS NO ALTERADAS

INTRODUCCION

La determinación de una curva de desabsorción o curva de retención de agua por un suelo tiene una gran importancia agrícola. Estas curvas permiten estimar la cantidad de agua que un suelo puede almacenar dentro de límites dados de succión; es decir, la cantidad de agua de fácil aprovechamiento (succión baja) y la de difícil aprovechamiento (succión alta) por las plantas. El agua del suelo con una succión alta exige de las plantas un esfuerzo mayor para extraerla. Algunas variedades de plantas crecen bien dentro de límites de succiones bajas y otras dentro de límites de succiones altas. Usando la succión como una variable de crecimiento, experimentalmente se pueden obtener curvas de rendimiento que corresponden a alguna función de succión en la práctica de irrigación, la que puede evaluarse en términos de ingresos económicos (Wadleigh y Ayres³¹; Taylor²⁸).

La información sobre la curva de desabsorción de muestras no alteradas de un suelo tiene varias aplicaciones prácticas. Es útil saber de antemano cuánta agua puede guardar una profundidad dada del perfil del suelo después de un riego o una lluvia. Esta información facilita el planeamiento del riego en cuanto a la cantidad de agua que es necesario aplicar en relación con el valor de la succión del agua del suelo, que limita el crecimiento activo y productivo de un cultivo en zonas donde no llueve. En zonas con lluvia y riego suplementario, la información de la curva de desabsorción se puede combinar con datos de evapotranspiración y lluvia infiltrada para determinar el balance hídrico del suelo y la succión de agua correspondiente a dicho balance, valores que permiten calcular la fecha y la cantidad de riego (Van Bavel³⁰, Van Bavel y Wilson²⁹). El mismo método se puede usar en zonas lluviosas donde no hay

posibilidades de riego para calcular el régimen del balance hídrico del suelo y las succiones correspondientes durante el ciclo de un cultivo y caracterizar así un elemento importante del clima y del crecimiento de una planta de la zona. En casos de excesos de agua, el método se puede utilizar para determinar el coeficiente de drenaje (Kessler^{1 5}).

El almacenamiento de agua de un perfil de suelo después del riego, es una información importante para calcular el volumen de las aplicaciones de agua para la lixiviación de suelos salinos. La curva de desabsorción proporciona una base para calcular el factor de concentración de la solución del suelo a medida que éste se seca. Dicho factor es la razón de dos humedades del suelo bajo consideración (Richards y Weaver^{2 2}, Forsythe⁸), y constituye un índice de la capacidad de un suelo salino para amortiguar el efecto osmótico de la salinidad.

La curva de desabsorción de muestras no alteradas para valores de 0,01, 0,05, 0,1 y 0,2 bares, se ha usado para determinar la capacidad del drenaje de una columna de suelo saturado que toca una capa freática. (Forsythe, Aguayo y Guerrero⁹; Luthin^{1 6}; y Goncalves dos Santos en Childs³. Ver también la discusión en el Capítulo 10).

Forsythe, Aguayo y Guerrero⁹; y Criddle y Kalisvaart⁶ usaron los mismos datos para estimar la humedad de un suelo mojado en relación con su distancia de la capa freática y en combinación con los datos de la porosidad total del suelo para estimar el espacio aéreo en la zona radical que permite una altura dada de la capa freática. El mismo principio se puede usar para evaluar el régimen dinámico de espacio aéreo en un perfil de suelo después de una lluvia o después de un riego, si se dispone de una medida para evaluar el estado de humedad o la succión matricial del suelo con el tiempo. El tensiómetro es útil para este fin. También se puede determinar el espacio aéreo que corresponde a la capacidad de campo y utilizar el valor general de 2 ó 3 días, como el tiempo necesario para que un suelo que ha recibido una aplicación de agua, llegue al estado de capacidad de campo. Este valor de tiempo, es útil para interpretar la determinación rutinaria del espacio aéreo a 0,1 bares y 0,33 bares como índice de la capacidad del suelo para permitir la difusión, o sea la aireación. El espacio aéreo es una buena medida de la difusividad del aire del suelo y en general se considera un valor de 10% como limitante para el crecimiento de las plantas (Forsythe, Aguayo y Guerrero⁹; ver también el análisis del Capítulo 5).

Es importante determinar la curva de desabsorción de muestras no alteradas de suelos porque la muestra alterada, secada al aire y molida, no indica bien el comportamiento del suelo en el campo. Algunos suelos derivados de ceniza volcánica pierden mucho de su capacidad de retención de agua al secarse al aire (hasta succiones de 15 bares) y los suelos cuya estructura de campo se altera al molerlos presentan una curva de retención distinta (Forsythe y Vasquez¹², Forsythe¹¹). El efecto de estructura sobre la retención de agua ha sido notado en otros suelos (Hill y Sumner¹³ y Young y Dixon³³). Por estas razones en este experimento se sigue la técnica de muestras no alteradas, sacadas con anillos de metal con un diámetro mayor de 5 cm, 1 cm de altura y un lado afilado. Dichos anillos se introducen en el suelo mediante una prensa especial; las muestras se excavan, se les da forma y se colocan sobre una lámina de fórmica que se guarda herméticamente en una bolsa de polietileno. Cuando se emplea esta técnica de muestreo se presenta el problema de la variabilidad del suelo en el campo. Para un horizonte dado de un tipo de suelo, se recomienda tomar una serie de 10 submuestras en 5 lugares, es decir, cinco muestras, ya que cada 10 submuestras es una muestra. Para caracterizar el espacio radical de un cultivo dado, se debe tomar una serie de 10 submuestras (1 muestra) (Petersen y Calvin²¹) dentro de un volumen radical dado y repetir este proceso en varios espacios radicales, para determinar la variabilidad de los valores estimados de los espacios radicales (Forsythe¹⁰; ver también el Capítulo 1). Los valores de retención de humedad correspondientes a cada unidad de volumen de muestreo se analizan para determinar una curva de regresión de humedad contra la succión. Forsythe¹¹ encontró que el modelo logarítmico tuvo éxito para ajustar los datos en una regresión. Este modelo se describe con la siguiente ecuación:

$$\theta = b_0 u^{b_1} \quad [1]$$

Donde θ es la humedad gravimétrica del suelo, u la succión matricial en bares, y b_0 y b_1 constantes de regresión.

La variabilidad de la ecuación de regresión, así como de la ecuación [1], se puede expresar en una forma conveniente de contornos o cinturones de confianza, calculando valores de límites de confianza de un valor estimado de una unidad de volumen para varios valores de u , con la siguiente ecuación (Calzada Benza¹ y Steel y Torrie²⁷).

Límites de confianza

$$= \hat{\theta} \pm t_{\alpha} \sqrt{S_{\hat{\theta}_i u}^2 \left[1 + \frac{1}{rn} + \frac{(u_a - \bar{u})^2}{\sum (u_i - \bar{u})^2} \right]} \quad [2]$$

para un valor estimado

Donde $\hat{\theta}$ es el valor estimado de la regresión para un valor dado de u_a , de variable independiente u . La cantidad t_{α} es el valor de t para varios valores de α (probabilidad). Es conveniente calcular límites de confianza para las probabilidades de 99%, 80%, 60%, 40%, y 20% (ver Cuadro de t en Fisher y Yates⁷).

La ecuación [2] se adaptó para considerar la variabilidad de las diversas regresiones que corresponden a cada unidad de volumen en comparación con la regresión general de la ecuación [1]. Para un valor dado de succión u_a , el valor estimado de θ se obtiene de la regresión de una unidad de volumen, el cual se denomina $\hat{\theta}_i$ y representa la unidad de volumen considerado. La variancia adecuada para calcular los límites de confianza de este modelo sigue el cálculo usado para comparar la diferencia entre regresiones (Steel y Torrie²⁷) o la homogeneidad de coeficientes de regresión (Steel y Torrie²⁷). En este caso se considera que cada subpoblación de un volumen de muestreo pertenece a la misma población general.

$(S_{\hat{\theta}_i u})^2$ es el cuadrado de la desviación estándar de $\hat{\theta}_i$ en relación con la regresión general (o sea la variancia residual) y se expresa con las siguientes ecuaciones: (Steel y Torrie²⁷, Calzada Benza¹).

$$(S_{\hat{\theta}_i u})^2 = \frac{\sum (\hat{\theta}_i - \bar{\theta})^2}{r(n-2)} \quad [3]$$

o

$$(S_{\hat{\theta}_i u})^2 = \frac{1}{r(n-2)} \left[\sum (\theta_i - \bar{\theta})^2 - \frac{\left\{ \sum (u_i - \bar{u})(\theta_i - \bar{\theta}) \right\}^2}{\sum (u_i - \bar{u})^2} \right] \quad [4]$$

$$= \frac{1}{r} \quad [\text{suma residual de cuadrados}] \quad [5]$$

donde:

r = número de unidades de volumen;

n = número de submuestras extraídas de una unidad de volumen;

- $n-2$ = número de grados de libertad para $S_{\hat{\theta}_i u}$ en una unidad de volumen;
- $r(n-2)$ = número de grados de libertad para $S_{\hat{\theta}_i u}$ para todas las unidades de volumen;
- u_a = valor dado de u para determinar $\hat{\theta}$;
- $\bar{u}$ = promedio de los valores de u ;
- $\bar{\theta}$ = promedio de los valores de θ ;
- $\hat{\theta}$ = valor estimado obtenido de la regresión general (usando todas las unidades de volumen);
- $\hat{\theta}_i$ = valor estimado de la regresión de una unidad de volumen.

Los centros de cálculo electrónico facilitan el uso de las ecuaciones [1] a [4].

Ciertas constantes hídricas del suelo, tales como la capacidad de campo y el punto de marchitez se evaluaron en términos de la succión del agua del suelo. Comúnmente la capacidad de campo se considera como la humedad retenida por el perfil de un suelo uniforme mojado que prácticamente ha dejado de drenar sobre suelo seco. Por lo general el tiempo para este drenaje después de la aplicación de agua es de 2 ó 3 días (SSSA Glossary²⁶). Colman⁴ encontró que la profundidad de humedecimiento influye sobre el valor de la capacidad de campo hasta que el frente de humedecimiento está por lo menos 30 cm más profundo que la zona de muestreo en el perfil. Colman⁵ no encontró una succión aceptable para representar la capacidad de campo de varios suelos estudiados. Richards y Weaver²² correlacionaron la capacidad de campo con la humedad equilibrada con una succión de 1/3 bar en la olla de presión, mientras Marshall¹⁷ sugirió un valor de 1/10 bar para suelos arenosos. La estratificación del perfil del suelo influye sobre la distribución de la humedad y por lo tanto, sobre la succión a la capacidad de campo (Miller y Bunker¹⁸, y Miller¹⁹). Además si un perfil mojado de suelo drena sobre una capa freática (o una plataforma perforada como en un lisímetro), la succión del agua del suelo depende de la altura sobre dicha capa freática. (Ver comentarios en el Capítulo 10). Colman⁴ señaló este problema en los lisímetros cuando se trata de duplicar una condición común del campo; es decir, suelo húmedo sobre suelo seco. El mismo defecto ocurre en ensayos de macetas cuando éstas se riegan hasta que haya goteo en la base.

Sin embargo, también hay en el campo zonas mojadas superficiales, perfiles con capas freáticas y perfiles con estratificaciones.

El concepto de capacidad de campo es arbitrario y es necesario que sea más flexible y sea una función de las condiciones de todo el perfil del suelo considerado. Además, cuando un suelo con cultivos recibe una aplicación de agua, las plantas extraen agua del suelo durante los 2 ó 3 días siguientes hasta alcanzar la capacidad de campo. El consumo de agua de estos días habría que agregarlo a la capacidad del perfil del suelo para almacenar agua aprovechable por la planta. Es una buena práctica determinar una curva completa de desabsorción de un suelo, la cual facilita la evaluación de la influencia de la condición del perfil del suelo sobre la succión en la capacidad de campo.

El punto de marchitez permanente es una constante hídrica del suelo que tiene un significado fisiológico. El valor común de la succión matricial (succión total cuando el suelo es salino), que se considera limitante para la sobrevivencia de las plantas (punto de marchitez permanente), es de 15 bares (Richards y Weaver²²). Sin embargo, cada especie de planta tiene su propia capacidad para extraer agua del suelo, comprendida entre la capacidad de campo y el punto de marchitez permanente. En la producción agrícola se hace diferencia entre la extracción de agua para un crecimiento activo y productivo y la extracción del agua para la sobrevivencia. Para el crecimiento productivo y activo, varias plantas tienen un límite entre 1 y 3 bares de succión (ver comentarios en el Capítulo 9). El agua que queda entre los límites de la capacidad de campo y del punto de marchitez permanente, se le llama agua aprovechable para las plantas, y la que queda entre la capacidad de campo y 5 bares de succión se le dice agua fácilmente aprovechable. Sin embargo, como cada especie de planta tiene su propia capacidad para extraer agua para el crecimiento activo y productivo, se debe determinar la curva de desabsorción completa de un suelo para poder comparar sus características con las necesidades de un cultivo dado (Forsythe, Aguayo y Guerrero⁹). El punto de marchitez permanente del suelo es importante sólo en relación con la sobrevivencia de la planta.

La curva de desabsorción de un suelo tiene generalmente un valor de humedad con una succión dada mayor que el valor de humedad de una curva de absorción con la misma succión. Esta diferencia de las curvas es la histéresis de la retención de agua del suelo. Es importante tomar en cuenta que el proceso

de desabsorción se aproxima al proceso de secamiento, porque generalmente, durante el ciclo de las aplicaciones de agua al suelo, éste está mojado al principio y las plantas extraen el agua.

PRINCIPIO DEL APARATO

El experimento consiste en someter muestras no alteradas de suelo saturado que quedan sobre un plato poroso, a diferencias de presión de acuerdo con la ecuación [6] (Ver Figura 11.1a); esta diferencia hace salir el agua de las muestras, hasta que éstas quedan en equilibrio con la diferencia de presión aplicada.

$$\text{Presión del agua del suelo} - \text{presión del aire} = \text{diferencia de presión} \quad [6]$$

La ecuación [6] es una forma generalizada de la ecuación para potencial cuando la densidad del agua sea igual a la unidad y corresponde a la ecuación [4] del Capítulo 9, en la cual P está sustituida por la presión del agua del suelo y P_A por la presión del aire. La ecuación [6] representa la caída de presión que ocurre a través del borde del agua del suelo y del aire en contacto con el suelo. El plato poroso funciona de manera similar al filtro poroso del tensiómetro y permite el paso del agua, pero no del aire. Hay platos que tienen diferentes valores de presión de entrada de aire y son comunes valores de 1, 3, y 15 bares. Para diferencias de presión mayores de 1 bar se puede usar una membrana de celulosa cruda (sin capas impermeables) previamente mojada por 24 horas, pero no es tan conveniente como el uso de platos de 3 y 15 bares.

La diferencia de presión a través del borde formado por el agua del suelo y el aire se puede aplicar en dos formas: puede bajarse la presión del agua de drenaje del plato aplicando succión mediante una línea hidrostática como muestra la Figura 11.1c (plato de succión), o aumentar la presión del aire como indica la Figura 11.1b (plato de presión).

Plato de succión: cuando se aplica la diferencia de presión bajando la presión del agua de drenaje con una línea hidrostática como en la Figura 11.1c, la presión del aire en contacto con el suelo es la presión atmosférica P_A ; y la del agua del suelo, cuando hay equilibrio, es igual a la presión del agua de drenaje, es decir, $(P_A - h)$. Por lo tanto la ecuación [6] se convierte en:

$$\text{diferencia de presión} = (P_A - h) - P_A = -h \quad [7]$$

De acuerdo con la ecuación [7] el valor de la diferencia de presión aplicada al sistema agua-suelo es el negativo de h . El valor de h en el aparato está limitado a 8,5 m porque a mayor altura el aire disuelto en la línea forma burbujas que interfieren con la continuidad de dicha línea. La succión correspondiente a h se puede aplicar con una bomba de vacío cuando los valores de h sean mayores de 2 m, ya que es poco práctico tener en el laboratorio una línea hidrostática mayor de 2 m.

Plato de presión: cuando se aplica la diferencia de presión aumentando la presión del aire en contacto con el suelo como en la Figura 11.1b, ésta es la suma de la presión atmosférica

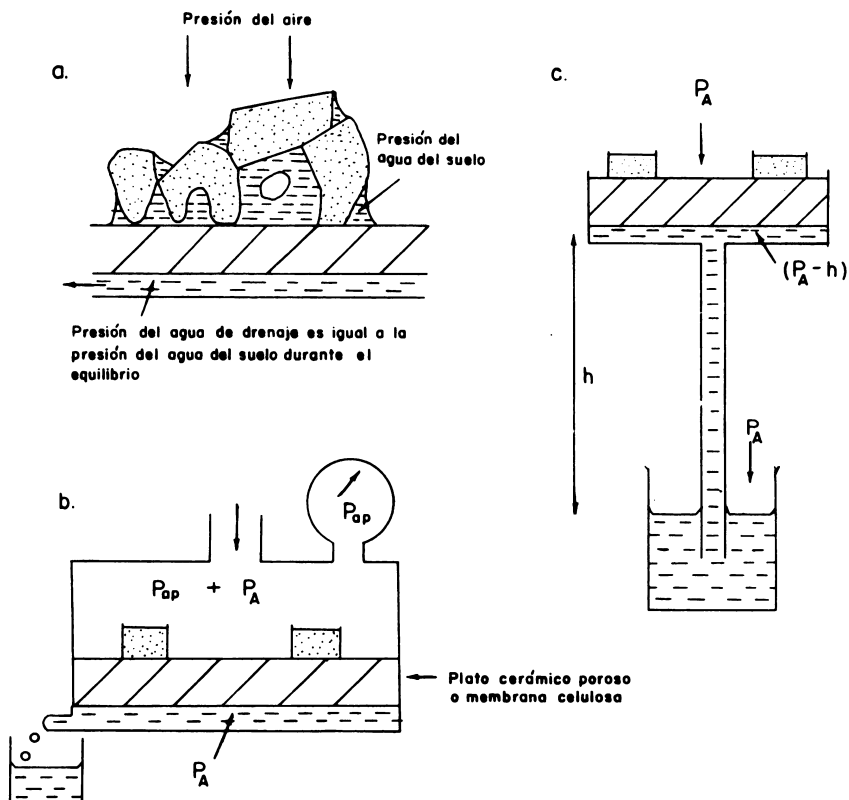


Fig. 11.1. Aparato del plato de cerámica.

a. Caso general; b. Presión aplicada; c. Succión aplicada.

(P_A) y de la presión aplicada (P_{ap}); y la presión del agua del suelo, cuando hay equilibrio, es igual a la presión del agua de drenaje, es decir, la presión atmosférica (P_A). Por lo tanto, la ecuación [6] toma la siguiente forma:

$$\text{diferencia de presión} = P_A - (P_A + P_{ap}) = -P_{ap} \quad [8]$$

De acuerdo con la ecuación [8] el valor de la diferencia de la presión aplicada al sistema agua-suelo es el negativo de la presión aplicada a la olla, la cual es registrada por el manómetro, tal como se indica en la Figura 11.1b.

La olla que se use para el plato de presión debe estar sellada herméticamente mientras se somete a presión, la que generalmente se aplica por unas 48 horas con muestras de 1 cm de altura. Algunas de las ollas que se utilizan son las de cocina, a presión, adaptadas con sellos que funcionan con vapor, pero con aire comprimido no se recomiendan porque permiten un escape lento que causa el secamiento de las muestras y dan por resultado valores bajos de humedad de la muestra (Johnston y Perrier¹⁴).

Tanto la técnica del plato de succión como la del plato de presión resultan con una diferencia de presión negativa, es decir, menor que la presión atmosférica y por lo tanto, equivale a una succión matricial del agua del suelo. Chahal y Yong² compararon los dos métodos y encontraron que la aplicación de presión daba 0,2% más de humedad gravimétrica que una succión del mismo valor de 0,5 bares para un suelo de limo grueso, y 1% más de la humedad gravimétrica para un suelo de limo fino al mismo valor de succión o presión. Cuando el valor de la succión o presión de aire aplicado fue menor de 0,5 bares aumentó la diferencia de las humedades gravimétricas correspondientes a cada método. La diferencia se atribuyó a las burbujas de aire en el agua del suelo. Por lo tanto, se puede concluir que para presiones mayores de 0,5 bares hay poca diferencia entre los dos métodos. Se considera que los valores del plato de succión corresponden mayormente a la condición del campo, durante la cual la presión del aire es atmosférica. En este experimento se usa el plato de succión para valores de 0,01; 0,05; 0,1; y 0,2 bares y el plato de presión, para valores de 0,5 bares y más.

Richards y Ogata^{23, 24} demostraron, como se ha pronosticado teóricamente, que una unidad de succión matricial produce la

misma depresión de la presión de vapor que una unidad de succión osmótica. Esto demuestra su equivalencia desde el punto de vista energético y justifica la suma de las dos succiones para definir la succión total. Los datos comprueban también que la succión matricial determinada en el plato de presión es un índice correcto del estado energético del agua del suelo. Wadleigh y Ayers³¹ y Wadleigh³² demostraron que en el frijol (*Phaseolus vulgaris*) y en el guayule (*Parthenium argentatum*, Gray) el efecto de la succión matriz y de la succión osmótica sobre el crecimiento es equivalente e intercambiable.

La relación entre la humedad y la succión tratada anteriormente es de equilibrio, en que el agua en el suelo está estática. Mokady y Low²⁰ encontraron que para el intervalo de succión entre 0 y 190 cm de agua, la relación entre humedad y succión para un suelo que experimenta flujo de agua (condición dinámica) es semejante a la misma relación para el suelo cuando su humedad está estática.

MATERIALES

- 1 olla de presión con sello de vapor y platos cerámicos de 1 bar de presión de entrada de aire. La olla se usa como soporte de los platos cerámicos en la mesa de succión. Se necesita un estante para sostenerla a varias alturas. Se usa para muestras con succiones de 0,01; 0,05; 0,1 y 0,2 bares;
- 1 olla de presión con sello hermético y resistencia para 5 bares de presión y platos cerámicos de 3 bares, con un sistema adecuado de reguladores y manómetros de presión. Se usa para muestras con succiones de 0,5; 1,0 y 2,0 bares;
- 1 olla de presión alta con sello hermético y resistencia para 15 bares de presión y platos cerámicos de 15 bares; un sistema adecuado de reguladores y manómetros de presión. Se usa para muestras con succiones de 5, 10 y 15 bares;
- 5 juegos de 10 anillos de metal de 5 cm o más de diámetro interno, 1 cm de altura y un lado afilado. Si los anillos no son de metal inoxidable se les debe pintar con pintura asfáltica.
- 1 prensa especial para introducir los anillos de metal en el suelo. Puede usarse aproximadamente 5 cm de un tubo del mismo diámetro de los anillos con una manigueta;
- 1 fuente de aire comprimido de 225 libras (15,5 bares) por pulgada cuadrada (una compresora de alta presión o un cilindro de aire comprimido al agua).

- 50 latas para muestras de 2 onzas (59 ml);
- 3 tapones No. 0, perforados hasta la mitad para tapar los tubos de drenaje;
- 1 espátula de 3 pulgadas (7,6 cm);
- 1 balanza de precisión de 0,1 g;
- 1 estufa de 110°C para secar las muestras;
- 1 envase plástico dentro del cual quepa el plato de cerámica de 11,5" (29,2 cm) de diámetro, para mojar las muestras;
- 3 vasos de 100 ml para el agua de cada plato cerámico;
- 1 botella de plástico para lavar, que contenga una solución fuerte de detergente, para revisar escapes de aire en el sistema de presión;
- 1 pera de hule conectada con un tubo de plástico para succionar el exceso de agua sobre el plato;
- 1 escobilla para frotar el plato de cerámica;
- 1 lámina de fórmica de 20 x 20 cm para usarla como bandeja para almacenar las muestras no alteradas, y que se pueda guardar con las muestras en una bolsa plástica cerrada herméticamente.

PROCEDIMIENTO

Muestreo en el campo: para caracterizar una población de volúmenes de suelo del campo debe decidirse el tamaño de la unidad de volumen. Un anillo de 1 cm de altura y 5 cm de diámetro interno tiene capacidad aproximadamente para 19 ml de suelo, y si se desea tomar el espacio radical con la mayor concentración de raíces de una planta como unidad de muestreo, este volumen sería mucho mayor que el del anillo y por lo tanto, se debería tomar submuestras dentro de cada volumen radical (Petersen y Calvin^{2 1}).

El volumen de mayor concentración de raíces de frijol varía entre 2 y 3 litros según el suelo. Como guía para frijol sembrado a 10 x 50 cm puede usarse un área de 10 cm x 50 cm y una profundidad de 20 cm. Si este volumen de 3 litros es uniforme, se puede tomar submuestras (anillos de 19 ml) sacadas al azar. Como se trata de un juego de 10 anillos para determinar una regresión, éstos se sacan al azar dentro de este volumen, con una área seccional horizontal de 500 cm² que se extiende hasta la profundidad del volumen. Si el volumen tiene dos o más horizontes, debe sacarse un juego de 10 anillos dentro de la fracción del volumen que corresponde a cada horizonte. Este proceso se repite en 5 volúmenes escogidos al azar

en el campo para cada horizonte. Si el campo ya está sembrado, se deben escoger volúmenes que correspondan a las hileras de plantas o sea, aquellos ocupados por el cultivo. En el caso de árboles, la unidad de muestreo tendrá un volumen con una magnitud de metros cúbicos.

Moje el suelo en el área de la toma de la muestra. Introdúzcale los anillos, usando la prensa especial para ese propósito a diferentes profundidades dentro del volumen escogido y extráigalos con una espátula. Modele las muestras de manera que sobresalgan 5 mm del borde de cada lado del anillo y colóquelas sobre una lámina de fórmica que debe poner en una bolsa plástica cerrada herméticamente para llevarla al laboratorio. No permita que las muestras se sequen.

Determinación de la desabsorción con el plato de succión para 0,01, 0,05, 0,1 y 0,2 bares de succión: use el plato de cerámica de 1 bar como plato de succión. Coloque los platos dentro de la olla de presión de un bar y use la olla como soporte de ellos mientras aplica la succión hidrostática como se ve en la Figura 11.1c. Ponga el plato en un recipiente con agua por 24 horas para saturarlo; frote su superficie vigorosamente con una escobilla para eliminar la película de bacterias que se haya formado durante el remojo o anteriormente. Esto asegura un flujo máximo a través del plato.

Modele las muestras de manera que ambos extremos queden planos y que uno de sus lados sobresalga 1 mm para asegurar un buen contacto con el plato. Si quedan huecos en el lado del contacto, rellénelos con suelo suelto de la muestra hasta dejar una superficie uniforme. Coloque las muestras sobre el plato, con los anillos debidamente marcados con un lápiz de cera. Inunde el plato con una capa delgada de agua; cúbralo y déjelo en el agua por 24 horas para saturar las muestras.

Para que aplique correctamente la succión hidrostática al plato de cerámica, elimine primero el aire que queda atrapado entre el plato y la base de hule. Esto se logra fácilmente, sin que se afecten las muestras, las que se mantienen saturadas, purgando el sistema de la siguiente manera: inunde el plato con las muestras y colóquelo en la olla de presión; conecte el tubo de drenaje del plato; cierre la olla y aplíquese una presión de 5 libras por pulgada cuadrada para que empuje el agua desde la superficie del plato a través del mismo y de la base de hule. Una vez que haya salido todo el aire, lo que se constata examinando la línea de drenaje, deje de aplicar la presión y quítele el exceso de agua que queda sobre el plato, con un

tubo a succión para que actúe la succión hidrostática. Tape la olla; colóquela en un estante a una altura adecuada y aplíquela la succión requerida dejándola actuar por 48 horas, tiempo que se considera suficiente para lograr el equilibrio con muestras de 1 cm de altura. El plato debe purgarse bien al principio para evitar problemas de aire en la línea. El sistema también se purga por medio de un tubo plástico angosto que debe instalarse dentro del tubo de drenaje introduciéndolo hasta el espacio entre el plato y la base de hule. Si se acumula aire en la línea, se puede bombear agua en la línea más angosta para purgar el sistema. Este método tiene la ventaja de que la línea puede purgarse durante un ensayo. Las succiones de 0,01, 0,05, 0,1 y 0,2 bares, se aplican con valores de h de 10,2, 51, 102, y 204 cm respectivamente ($1 \text{ bar} \equiv 1,023 \text{ cm de una columna de agua}$).

Una vez equilibradas las muestras, tape el extremo de la línea de drenaje con un tapón de hule que debe perforarse hasta la mitad, dejándole un diámetro adecuado para que el tubo calce estrechamente. Esto reduce el regreso del agua en la línea al plato y consecuentemente el peligro de que se remojen las muestras. Prepare las latas de antemano; márquelas debidamente para poner muestras de suelo. Baje la olla de presión a la altura de la mesa y quite inmediatamente las muestras; coloque el suelo de cada una en una lata de 2 onzas. Péselas y déjelas en la estufa a 105°C por 24 horas para que se sequen y luego determine la humedad.

Determinación de la desabsorción con el plato de presión para 0,5, 1,0, 2,0, 5,0, 10,0, y 15 bares: use los platos de 3 bares para los tratamientos de 0,5; 1,0 y 2,0 bares y los platos de 15 bares para los tratamientos de 5,0; 10,0 y 15 bares. Los platos de 15 bares pueden usarse para presiones más bajas pero con ellas la rata de drenaje de las muestras sería menor. Los platos de 3 bares se usan convenientemente en la olla de 5 bares y los de 15 bares en la olla de 15 bares.

Prepare las muestras; sátele en una capa delgada de agua por 24 horas como en el caso del plato de succión. Luego, elimine el exceso de agua del plato y coloque éste en la olla. Conecte el tubo de drenaje y cierre la olla; aplíquela la presión correspondiente al tratamiento ($1 \text{ bar} \equiv 14,5 \text{ libras por pulgada cuadrada}$). El empaque de hule debe estar libre de cualquier suciedad para asegurar un sello hermético. (El empaque de hule, tipo "anillo - 0", que es igual al que viene con este equipo, no necesita grasa y ésta no debe usarse ya que la grasa corriente ataca el hule).

Después de aplicar una presión P_{ap} en la olla, el agua y el aire salen rápidamente de los platos porque hay una mezcla de agua y aire entre el plato y la membrana de hule que queda debajo de él. Generalmente esta etapa dura 5 minutos y luego hay un flujo regular lento de agua que sale de las muestras de suelo. Revise la línea de aire y todas las conexiones por donde puedan ocurrir escapes, cubriendo los sitios con una solución fuerte de detergente. Si hay escapes se forman burbujas. Aplique presión durante 48 horas, tiempo que generalmente es suficiente para el equilibrio de todos los suelos aunque hay suelos que se equilibran después de 24 horas.

Cuando las muestras se equilibran baje la presión a cero. Antes de bajarla, tape el extremo del tubo de drenaje con un tapón de hule que contenga una perforación hasta media distancia con un diámetro adecuado para que el tubo se ajuste estrechamente. Esto reduce el regreso del agua en la línea al plato y el peligro de remojarse las muestras. Después de que baje la presión abra la olla y quítele inmediatamente las muestras del plato. Ponga el suelo de cada muestra en latas de 2 onzas; péselas y séquelas en la estufa a 105°C por 24 horas para determinar su humedad.

INFORME

Calcule el volumen de los anillos. Prepare un registro de datos tal como en el Cuadro 11.1.

Los datos de espacio aéreo E_a versus succión, u , pueden tratarse en una ecuación de regresión de la forma:

$$E_a = K - c_0 u^{c_1} \quad [9]$$

Donde K , c_0 y c_1 son constantes. Este tipo de ecuación se soluciona con una computadora electrónica por el método de reiteración.

La humedad de un suelo se puede expresar en términos de altura del agua por unidad de altura del perfil del suelo. Generalmente en cm de agua/10 cm de suelo. Esta forma de indicar la humedad es muy conveniente porque coincide con la forma de expresar la lluvia y la cantidad de irrigación.

Por lo tanto si:

$$d = \text{cm de agua/10 cm de suelo}$$

CUADRO No. 11.1. Registro de datos.

Número de la unidad de volumen: _____

Volumen de la unidad de volumen: _____

Altura de los anillos (deben ser de 1 cm) (cm): _____

Altura de los anillos + altura del suelo sobrante de contacto (debe ser 1 mm) (cm): _____

Succión de la muestra en bares	Diámetro interno del anillo cm*	Area del anillo cm²*	Volumen del anillo cm³*	Masa de la lata	Masa de la lata + suelo húmedo	Masa de la lata + suelo seco	Humedad gravimétrica	Densidad aparente*	Humedad volumétrica*	Porosidad total*	Espacio aéreo*
0,01											
0,05											
0,1											
0,2											
0,5											
1,0											
2,0											
5,0											
10,0											
15,0											

(*) Si el diámetro del suelo y la altura se contraen al secarse, se mide el nuevo diámetro y la altura con un calibrador Vernier.

θ_g = humedad gravimétrica (%)

θ_v = humedad volumétrica (%)

ρ_a = densidad aparente

ρ_{ag} = densidad del agua

Entonces:

$$d = \frac{\theta_g}{10} \times \frac{\rho_a}{\rho_{ag}} = \frac{\theta_v}{10} \quad [10]$$

Generalmente $\rho_{ag} = 1$

Prepare un cuadro con los siguientes rubros: succión en bares y lámina de agua disponible por unidad de profundidad de suelo. Cuando no se dispone de una computadora para efectuar la regresión de la ecuación [1], trace los valores de succión en bares en la abscisa con una escala logarítmica y los de la humedad volumétrica en la ordenada con una escala logarítmica de 3 ciclos. Use papel "log-log" para este propósito. La siguiente es la forma logarítmica de la ecuación [1]:

$$\log \theta = \log b_0 + b_1 \log u \quad [11]$$

La ecuación [11] tiene forma lineal con respecto a los logaritmos; consecuentemente, la pendiente b_1 se determina en el gráfico usando distancias lineales medidas con una regla. El valor de θ cuando u tiene valor de unidad (1 bar) es b_0 . Los datos experimentales se usan para trazar la mejor recta en el gráfico, de la cual se pueden estimar los valores de b_0 y b_1 . Este es un método gráfico para determinar la regresión de los datos. Analice los datos de espacio aéreo versus humedad en una forma semejante (ver ecuación [9]).

Los valores estimados de la recta en el gráfico "log-log" se trazan más convenientemente colocando la humedad volumétrica y el espacio aéreo en una escala lineal en la ordenada y la succión, en bares, en la abscisa, en una escala logarítmica de 4 ciclos. Para esto use papel semilogarítmico de 4 ciclos. Trace otra curva de la lámina de agua disponible por unidad de profundidad de suelo (cm por 10 cm de suelo) usando la ordenada del lado derecho del gráfico contra la misma succión en la abscisa.

Trace una curva de E_a (espacio aéreo) en la ordenada y el diámetro de poros, en micras, en la abscisa. Los diámetros deben corresponder a succiones entre 10 cm y 500 cm de agua. Use la relación recíproca de ascenso capilar a 25°C, según la cual 100 cm de agua de ascenso capilar (h) corresponden a un poro de radio (r) de 14,7 micras, de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$r = \frac{0,147}{h} \text{ cm} \quad [12]$$

Determine los valores de espacio aéreo correspondientes a succiones de 0,1 bar y 0,34 bares.

PREGUNTAS

- 1) Si se considera un metro de profundidad en un suelo en el campo y se supone que todo el perfil está en el punto de marchitez, ¿qué lámina de agua se necesita para llevar todo el perfil al punto de capacidad de campo? . Desde el punto de marchitez ¿qué lámina de agua se necesita para saturar el perfil? Use los datos de porosidad total y retención de humedad del suelo estudiado.
- 2) Si un cultivo consume 0,5 cm de agua diariamente y la lluvia durante el ciclo de cultivo proporciona en promedio 0,2 cm de agua por día, ¿qué frecuencia de irrigación se necesita para el cultivo si se riega cuando el suelo está en el punto de marchitez y a una succión de 2 bares? Escoja una profundidad efectiva del perfil y suponga que las raíces extraen agua uniformemente del perfil.
- 3) ¿Cuál es el tiempo máximo de crecimiento activo (1/3–5 bares) del cultivo sin lluvia, si la época de sequía empezó a capacidad de campo y la profundidad efectiva es 50 cm, considerando que las raíces extraen agua uniformemente del perfil del suelo a razón de 3 mm por día? ¿Cuál es el tiempo máximo de vida (1/3–15 bares) sin lluvia?
- 4) Pruebe matemáticamente usando principios básicos, la fórmula de la ecuación [10].

- 5) ¿Por qué la curva de desabsorción se aproxima al proceso que experimenta el agua en el campo?
- 6) Suponiendo que el análisis químico de los suelos tratados en el experimento indica que cada uno tiene 0,3% de sal (base de masa secada al horno), ¿qué tipo de salinidad mostrará cada suelo a la capacidad de campo y en el punto de saturación? Expresa los resultados en términos de partes por millones de solución.
- 7) ¿Cuál es el factor de concentración del suelo estudiado, entre 0,01 y 1 bares; 0,01 y 5 bares y 0,01 y 15 bares?
- 8) ¿Cuál es el significado del espacio aéreo del suelo a 0,1 y 0,34 bares?
- 9) ¿Cuál es el significado de la curva de espacio aéreo versus diámetro de poros? Calcule el por ciento de poros grandes.

$$\% \text{ poros grandes} = \frac{\text{espacio aéreo a 100 cm de agua de succión} \times 100}{\text{porosidad total}} \quad [13]$$

BIBLIOGRAFIA

1. CALZADA BENZA, J. Estadística general con énfasis en muestreo. Lima, s.e. 1966. 527 p.
2. CHAHAL, R. S. y YONG, R. N. Validity of the soil water characteristics determined with the pressurized apparatus. Soil Science 99:98-103. 1965.
3. CHILDS, E. C. An introduction to the physical basis of soil water phenomena. London, Wiley, 1969. 493 p.
4. COLMAN, E. A. The dependence of field capacity upon the depth of wetting of field soils. Soil Science 58:43-50. 1944.
5. ————. A laboratory procedure for determining the field capacity of soils. Soil Science 63:277-283. 1947.
6. CRIDDLE, W. D. y KALISVAART, C. Subirrigation systems. In Irrigation of Agricultural Lands. pp. 905-921. American Society of Agronomy. Madison, Wisconsin, 1967. (Agronomy Series no. 11).
7. FISHER, R. A. y YATES, E. Statistical tables for biological agricultural and medical research. 6 ed. New York, Hafner, 1963. 146 p.
8. FORSYTHE, W. M. El manejo de la succión total en suelos salinos y el rendimiento de las cosechas. In Simposio sobre Salinidad. La Molina, Perú, 1966. Actas. Lima, IICA, 1966. 15 p.

9. ———, AGUAYO, J. y GUERRERO, G. Uso de medidas físicas de suelos arenosos para evaluar en ellos el manejo del complejo agua-aire-planta. *Fitotecnia Latinoamericana* 4:81–94. 1967.
10. ———. Importancia de la variabilidad de las propiedades del suelo para evaluarlas en su manejo. *Turrialba* 20:445–451. 1970.
11. ———. Técnica propuesta para evitar el efecto del secamiento al aire sobre la retención de agua de suelos derivados de ceniza volcánica. In *Panel sobre Suelos Volcánicos de América*. Pasto, Colombia, 1972. (sin publicar).
12. ——— y VASQUEZ, O. Effect of air-drying on the water retention curves of disturbed samples of three soils of Costa Rica derived from volcanic ash. *Turrialba* 23:200–207. 1973.
13. HILL, J. N. y SUMNER, M. E. Effect of bulk density on moisture characteristics of soils. *Soil Science* 103:234–238. 1967.
14. JOHNSTON, W. R. y PERRIER, E. R. A leakage from porous plate apparatus and its effect on moisture retention data. *Soil Science* 93:262–264. 1962.
15. KESSLER, J. Use of the water balance in drainage investigations. In *Wageningen, Netherlands, International Institute of Land Reclamations and Improvement. Annual report. Wageningen, 1966.* pp. 18–28.
16. LUTHIN, J. N. *Drainage engineering*. New York, Wiley, 1966. 250 p.
17. MARSHALL, T. J. Tension of water in a sandy soil at field capacity. *Journal of the Australian Institute of Agricultural Science* 11:192–194. 1945.
18. MILLER, D. E. y BUNGER, W. C. Moisture retention by soil with coarse layers in the profile. *Soil Science Society of America Proceedings* 27:586–589. 1963.
19. ———. Estimating moisture retained by layered soils. *Journal Soil and Water Conservation* 19:235–237. 1964.
20. MOKADY, R. S. y LOW, P. E. The tension-moisture content relationship under static and dynamic conditions. *Soil Science Society America. Proceedings* 28:583–584. 1964.
21. PETERSEN, R. G. y CALVIN, L. D. Sampling. In Black, C.A. ed. *Method of soil analysis. I. Physical and mineralogical properties, including statistics of measurement and sampling*. Madison, Wisc., American Society of Agronomy, 1965. pp. 54–72. (Agronomy Series no. 9).
22. RICHARDS, L. A. y WEAVER, L. R. Moisture relation by some irrigated soils as related to soil moisture tension. *Journal of Agricultural Research* 69:215–235. 1944.
23. ——— y OGATA, G. Psychrometric measurements of soil samples equilibrated on pressure membranes. *Soil Science Society of America. Proceedings* 25:456–459. 1961.

24. ————— y OGATA, G. Vapor pressure depression at the tensiometer cup. In International Congress on Soil Science, 7th, Madison, Wisc., 1960. Transactions. Amsterdam, Elsevier, 1961. v. 1, pp. 279–283.
25. —————. Physical condition of water in soil. In Black, C.A. ed. *Method of soil analysis. I. Physical and mineralogical properties, including statistics of measurement and sampling.* Madison, Wisc., American Society of Agronomy, 1965. pp. 128–158. (Agronomy Series no. 9).
26. SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA. Glossary of soil science terms. Madison, Wisc. 1970. 27 p.
27. STEEL, R. G. y TORRIE, J. H. Principles and procedures of statistics. New York, McGraw-Hill, 1960. 481 p.
28. TAYLOR, S. A. Estimating the soil moisture tension in the root zone of growing crops. *Soil Science* 73:331–339. 1952.
29. VAN BAVEL, C. H. M. y WILSON, T. V. Evapotranspiration estimates as criteria for determining time of irrigation. *Agricultural Engineering* 33:417–418. 420. 1952.
30. —————. Use of climatic data in guiding water management of the farm. In Hockensmith, R. D. ed. *Water and agriculture.* Washington, D. C., American Association for the Advancement of Science, 1960. pp. 89–99.
31. WADLEIGH, C. H. y AYRES, A. D. Growth and biochemical composition of bean plants as conditioned by soil moisture tension and salt concentration. *Plant Physiology* 20:106–132. 1945.
32. —————. The integrated soil moisture stress upon a root system in a large container of saline soil. *Soil Science* 61:225–238. 1946.
33. YOUNG, K. K. y DIXON, J. D. Over estimation of water content at field capacity from sieved sample data. *Soil Science* 101:104–107. 1966.

CAPITULO 12

INFILTRACION DE AGUA EN EL SUELO Y CAPACIDAD DE CAMPO

INTRODUCCION

La infiltración es la entrada vertical (hacia abajo) del agua en el perfil del suelo (Soil Science Society of America¹⁷). El conocimiento de la infiltración es importante para escoger los sistemas de riego adecuados para un suelo y para diseñarlos: por ejemplo, la longitud del recorrido del agua en relación con la pendiente y el flujo disponible en un sistema de aplicación por gravedad y la rata máxima de la aplicación de agua permisible, sin causar escurrimiento durante un riego por aspersión. El conocimiento de la infiltración permite evaluar la lluvia efectiva infiltrada y el escurrimiento causado por la misma (Musgrave y Holtan¹¹; Soil Conservation Service¹⁶), así como el tiempo de estancamiento de agua sobre la superficie del suelo. Se usa el valor del escurrimiento causado por una lluvia de máxima intensidad en la ecuación racional para el diseño de terrazas (Ayers¹; Suárez de Castro¹⁹; Ogrosky y Mockus¹²).

Hay dos métodos de aplicar agua a la superficie del suelo para determinar la infiltración: el primero es el de lluvia artificial que trata de simular la distribución del tamaño de las gotas y la velocidad terminal de la lluvia natural. El rociador de tipo F del Laboratorio de Hidráulica del Bureau Nacional de Estándares de los E.E.U.U. se usa corrientemente para este fin. El otro método, es el de aplicación por inundación. Se puede represar una área de suelo e inundarla para la prueba de infiltración; si en el terreno escogido se usa un sistema de riego de gravedad por surcos, puede inundarse una sección de un surco. Es conveniente que la prueba de infiltración por inundación se haga usando un sistema de anillos concéntricos, que es el que se va a utilizar en este experimento.

Los datos de velocidad de infiltración constante que obtuvieron Musgrave y Holtan¹¹ con el método de inundación con anillos concéntricos fueron entre dos y ocho veces mayores que los datos obtenidos usando el sistema de tipo F de lluvia artificial. El método de lluvia artificial actúa en forma más semejante a la lluvia natural que el método de inundación y produce impacto en la superficie del suelo, el cual reduce la infiltración. Las condiciones de pruebas de infiltración por inundación corresponden a las de riego por gravedad.

La Figura 12.1 indica el equipo que se usa para hacer el ensayo de infiltración. El anillo exterior sirve para facilitar el mojado del borde del suelo bajo estudio (en el anillo interior). Esto reduce los errores que puedan surgir si un borde de suelo seco provoca el flujo horizontal del agua que penetra en el suelo del cilindro interior.

Generalmente la velocidad de infiltración es máxima al comienzo del ensayo pero se reduce y tiende a estabilizarse con el tiempo. La humedad inicial del perfil del suelo la afecta. Cuanto más seco esté el suelo, mayor es la infiltración. Por eso es útil disponer de valores de infiltración del suelo seco y del suelo mojado.

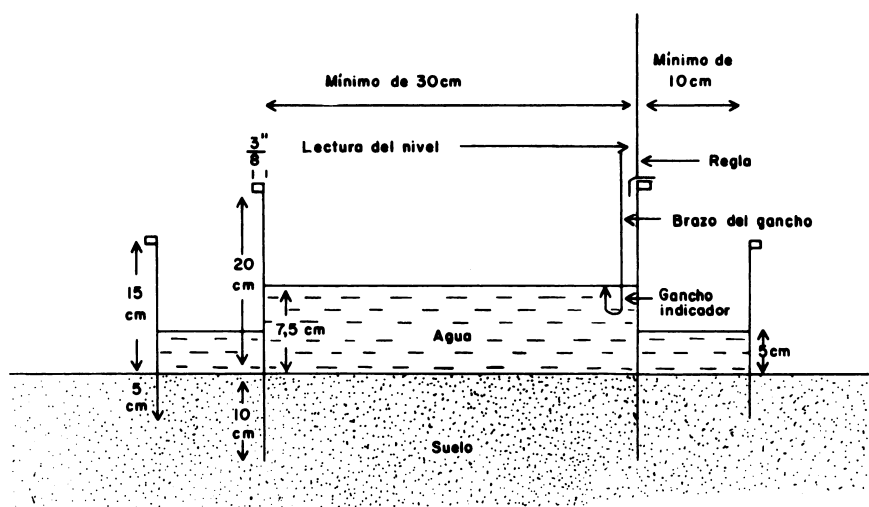


Fig. 12.1. Sistema de anillos concéntricos para medir la infiltración del suelo. Las paredes del cilindro deben ser de hierro de 1/8 de pulgada. El extremo superior tiene un labio de una faja de 1/2 pulgada de la lámina soldada al cilindro para fortalecerlo. El extremo inferior está afilado y se pintan los anillos con pintura asfáltica.

LA ECUACION RACIONAL

Esta trata del efecto global de infiltración en un campo en relación con la cantidad de lluvia caída para producir el escurrimiento. La forma métrica de la ecuación (Suárez de Castro¹⁹) es la siguiente:

$$Q = \frac{CIA}{360} \quad [1]$$

donde:

Q = la rata máxima del flujo del escurrimiento del campo en metros cúbicos por segundo;

C = el coeficiente de escurrimiento, o sea la relación de la cantidad de escurrimiento y la cantidad de lluvia, cuya relación varía entre 0 y 1 y depende de las características de la cuenca, mayormente su capacidad de infiltración;

I = el promedio de la intensidad de lluvia caída durante un período expresado en mm/hora. Para ratas de flujo máximas, o sea flujo debido a las contribuciones de toda la cuenca, se usa el tiempo de concentración, que es el necesario para que el agua de una cuenca siga el camino desde el comienzo (del lugar más remoto de la cuenca hasta el punto de salida);

A = el área del campo (cuenca) en hectáreas.

Se han propuesto varias ecuaciones para los datos experimentales de un ensayo de infiltración.

ECUACION DE HORTON

Horton⁵ propuso la siguiente ecuación para la velocidad de infiltración:

$$f = f_c + (f_o - f_c) e^{-kt} \quad [2]$$

donde:

f = la velocidad de infiltración;

f_o = la velocidad inicial de infiltración;

f_c = la velocidad final de infiltración;

k = constante;

t = tiempo.

ECUACION DE KOSTYAKOV

Kostyakov⁶, citado por Rode¹⁴, desarrolló la siguiente ecuación:

$$I = a t^b \quad [3]$$

donde:

I = infiltración acumulativa (cm);

t = tiempo (minutos);

a = constante;

b = constante.

Diferenciando la ecuación [3] con respecto al tiempo, se obtiene:

$$\frac{dI}{dt} = ba t^{b-1} \quad [4]$$

Donde $\frac{dI}{dt}$ es la velocidad de infiltración.

Lewis⁷ desarrolló una ecuación semejante. Miller y Gardner⁹ encontraron que después de varios cientos de segundos la ecuación de Kostyakov producía errores. Sin embargo, Philip¹³ la encontró superior a la de Horton. Free, Carlton y Gustafson⁴ obtuvieron buenos resultados con la ecuación [3] usando datos de campo.

La ecuación [3] es sencilla y fácil de aplicar. Su forma logarítmica es la siguiente:

$$\log I = \log a + b \log t \quad [5]$$

Con una relación de los valores de $\log I$ y $\log t$ en un gráfico se pueden estimar a y b . Philip¹³ estimó que en suelos secos y de textura fina (con atracción agua-suelo fuerte) b se aproxima a $1/2$ y que en suelos húmedos y arenosos (con atracción agua-suelo débil), b se aproxima a $1,0$. Usando un método con un sólo cilindro, Free, Carlton y Gustafson encon-

traron en 68 suelos, que b tenía un valor entre 0,04 y 0,82 y a entre 1,0 y 0,0087. (I se determinó en pulgadas y t en minutos).

Como la ecuación de Kostyakov tiene una forma logarítmica como la ecuación [1] en el Capítulo 11, se pueden analizar los datos de infiltración con una computadora en una forma semejante a la mostrada en el Capítulo 11. Cuando no se dispone de facilidades, el método gráfico mencionado antes es más conveniente.

ECUACION DE PHILIP

Philip^{1 3} desarrolló una teoría de infiltración y en base a ella propuso la siguiente ecuación:

$$I = ct^{1/2} + dt \quad [6]$$

donde:

I = infiltración acumulativa (cm);

t = tiempo (minutos);

c = constante;

d = constante; llamada en inglés "sorptivity".

Diferenciando la ecuación [6] con respecto al tiempo, se obtiene:

$$\frac{dI}{dt} = ct^{-1/2} + d \quad [7]$$

donde:

$\frac{dI}{dt}$ = velocidad de infiltración

Si se hace una relación gráfica entre $\frac{dI}{dt}$ y $t^{-1/2}$ se debe obtener una recta. La pendiente y la intercepción proporcionan los valores de c y d. Los términos $\frac{dI}{dt}$ y $t^{-1/2}$ deben emplear la misma unidad de tiempo.

Philip^{1 3} estimó que para valores grandes de t (entre 10^5 y 10^6 segundos) su ecuación no es válida. Miller y Gardner⁹ encontraron que la ecuación de Philip desvía a 10^3 segundos.

Ninguna de las ecuaciones mencionadas funcionan bien con perfiles estratificados (Miller y Gardner⁹).

Bodman y Colman³ estudiaron la distribución de humedad según la profundidad, durante la infiltración por inundación, en muestras de suelo previamente secadas al aire y encontraron que: solamente los primeros 2–3 cm de suelo estaban saturados; el flujo de agua por debajo de esta zona saturada ocurría en una zona no saturada, la que llamaron zona de transmisión y la cual terminaba con una zona y un frente de humedecimiento; la zona de flujo más importante era la zona de transmisión que se alargaba de acuerdo con el tiempo de infiltración. El crecimiento de la zona de transmisión es un mecanismo que explica la disminución característica de la velocidad de infiltración conforme transcurre el tiempo, ya que zonas de transmisión más largas presentaban mayor resistencia al flujo.

El trabajo de Bodman y Colman³ sugirió que la succión del agua aumentaba con la profundidad durante la infiltración debido a la presencia de la zona de transición no saturada y al frente de humedecimiento. Los trabajos de Marshall y Stirk⁸ y de Miller y Richard¹⁰ confirmaron dicha tendencia mediante mediciones directas de succión del agua. Por eso se puede apreciar la diferencia entre la velocidad de infiltración y la conductividad hidráulica del suelo. La conductividad hidráulica trata de un flujo en suelo saturado; en cambio la infiltración, comúnmente es flujo en suelo no saturado. Sólo cuando la infiltración ocurre en suelo saturado como el caso señalado en la ecuación [5] del Capítulo 10, se puede comparar la velocidad de infiltración y la conductividad hidráulica como el límite mínimo de la velocidad de infiltración del suelo correspondiente al estado saturado.

CAPACIDAD DE CAMPO

Comúnmente se considera ésta como la humedad retenida por el perfil de un suelo uniforme mojado que prácticamente ha dejado de drenar sobre suelo seco. Por lo general el tiempo para este drenaje después de la aplicación de agua es de 2 ó 3 días. En los Capítulos 10 y 11 se discute como la estratificación o un nivel freático superficial puede afectar el valor de la capacidad de campo de un perfil. La mejor forma de valorar todos estos efectos es con una evaluación directa en el campo donde es conveniente determinar la distribución de agua en el perfil después de la infiltración para este fin. También es co-

mún encontrar que aunque la humedad de la capacidad de campo en un perfil profundo corresponde al valor de humedad equilibrada a una succión de $1/3$ bar en la olla de presión, la succión medida directamente en el campo es algo menor (Smith y Browning¹⁵). El que escribe ha encontrado lo mismo para algunos suelos en Turrialba, Costa Rica.

MATERIALES

- 1 anillo con un diámetro interno mínimo de 30 cm y con una altura de 30 cm para introducir en el suelo, tal como lo muestra la Figura 12.1. Puede construirse un juego de cilindros cuyos diámetros sean 30, 31,5 y 33 cm, para que unos entren en los otros, con lo cual se facilitará su almacenamiento y su transporte;
- 1 anillo cuyo diámetro interno sea 20 cm o más, mayor que el del cilindro más pequeño. Es conveniente construir un juego de 3 cilindros de 50, 51,5 y 53 cm de diámetro y una altura de 20 cm para ponerlos en el suelo, como se indica en la Figura 12.1;
- 1 gancho indicador. (Puede construirse con un alambre de 2 mm de grosor y 45 cm de largo, cuyos últimos 2 cm estén doblados en forma de gancho y que tenga la punta afilada);
- 1 tela para proteger la superficie del suelo durante la aplicación del agua. Puede usarse una tela de textura gruesa;
- 1 prensa para fijar la regla sobre el borde del cilindro;
- 1 reloj para contar los minutos;
- 1 cuadro de registro de los datos de infiltración, tal como el Cuadro 12.1;
- 1 cuadro de registro de succión, igual al Cuadro 12.2;
- 4-5 botellas de 20 litros para llevar agua;
- 1 martillo de 7-15 kilos para meter los cilindros;
- 1 lámina de madera de 1,0 pulgadas (2,5 cm) de grosor y 21 x 6 pulgadas (54 x 15 cm), para golpear los anillos con golpes uniformes;
- 1 trozo de tiza;
- 1 tubo tipo Veihmeyer para perforar el suelo;
- 2 tensiómetros de reloj de 18 pulgadas (45,7 cm);
- 2 tensiómetros de reloj de 36 pulgadas (91,4 cm);
- 1 lámina de polietileno de 1-2 milésimos de pulgada de grosor (2,5-3 milésimos de cm) de 1 m x 2 m para cada zona de estudio de infiltración.

- 1 lámina de cartón de 1 m x 2 m para cada zona de estudio;
- 40 latas de 2 onzas (59 ml);
- 1 regla de 30 cm.

PROCEDIMIENTO

Ponga los anillos de las dimensiones indicadas en el suelo tal como se ve en la Figura 12.1. Es conveniente instalar el anillo exterior primero. Marque los anillos con tiza, indicando los niveles apropiados para la instalación. Meta los anillos exteriores e interiores con cuidado, verticalmente, de manera que su entrada sea uniforme y nivelada. Esto se puede lograr golpeando con el martillo a través de la lámina de madera sobre un lado del borde al tiempo que el pie se mantiene sobre el lado diagonal. Si hay vibración al golpear el anillo y si éste no penetra más, es probable que haya una piedra en el suelo. Instale la regla sobre el borde del anillo interior.

En la zona exterior instale dos tensiómetros diametricalmente opuestos a 15 cm de profundidad y dos a 50 cm de profundidad. Se facilita la instalación de los tensiómetros perforando el suelo hasta la profundidad adecuada con un tubo tipo Veihmeyer. Instale los tensiómetros llenos de agua y rellene los huecos con suelo suelto, estableciendo así un contacto firme entre el suelo y el tensiómetro.

Ponga la tela sobre la superficie del suelo del anillo interior para evitar compactación y cualquier alteración cuando se echa agua.

Marque con tiza el nivel del agua a 7,5 cm en el anillo interior y a 5 cm en el anillo exterior. Agregue agua en el borde hasta 5 cm y mantenga este nivel durante el ensayo. Inmediatamente después de que se haya mojado el borde, agregue aproximadamente 7,5 cm de agua en el cilindro interior. Quite la tela de la superficie del suelo.

Mida la altura del agua al llenar el anillo interior en la parte donde se encuentra la regla con la ayuda del gancho indicador. Lea el nivel del brazo del gancho cuando éste toque la superficie del agua. Empiece a contar el tiempo. Ponga las lecturas de altura y tiempo en el registro de datos del Cuadro 12.1.

Tome lecturas a los 0, 1, 2, 3, 4 y 5 minutos y a los 10, 20, 30, 45, 60, 90 y 120 minutos y luego cada hora hasta que la velocidad de entrada sea casi constante. Tome lecturas de los tensiómetros a los 10, 20, 30, 60 y 120 minutos y

CUADRO No. 12.1. Registro de datos para la infiltración de agua en el suelo.

Diámetro del cilindro: _____

Fecha de la última lluvia: _____

Fecha: _____

Cantidad de la última lluvia (mm): _____

Ensayo en: (seco) (húmedo).

1 Hora de lectura	2 Tiempo de infiltración, minutos	3 Altura del agua cm		4 Altura anterior menos altura actual cm	5 Tiempo actual menos tiempo anterior, minutos	6 Velocidad de de entrada (4/5)X60 cm/hora	7 Suma de las diferencias en 4, infiltración acumulada
		Lectura	Lectura ajustada*				
			1				
	0						
	1						
	2						
	3						
	4						
	5						
	10						
	20						
	30						
	45						
	60						
	90						
	120						

(*) Altura ajustada al completar nuevamente al nivel original del agua. 1) antes de ajustar. 2) después de ajustar.

Humedad del suelo (0-15 cm) _____

Humedad del suelo (15-30 cm) _____

también a los 15 minutos, 2 días y 4 días después del final de la infiltración.

Cuando el agua haya bajado 5 cm en el cilindro interior, tome una lectura del nivel y el tiempo y ponga más agua en el cilindro hasta completar de nuevo aproximadamente 7,5 cm. Al agregar más agua tome una lectura del nivel y del tiempo y anote en el registro la adición de agua.

Haga un ensayo cuando el suelo está seco. Tome muestras de humedad de 0–15, y 15–30 cm en 5 lugares alrededor de la zona de ensayo. Deje los cilindros en su sitio hasta el día siguiente para repetir el ensayo con suelo mojado.

Capacidad de campo. Al terminar el ensayo de infiltración con suelo mojado haga un muestreo de humedad perforando dos huecos diametralmente opuestos dentro del área del anillo interior, con un barreno tipo Viehmeyer. Saque dos muestras correspondientes a las siguientes capas: 0–10, 10–20, 20–30, 30–40 y 40–50 cm. Haga este muestreo tres veces: 15 minutos después del final de la infiltración, 2 días y 4 días después. (Vea el registro de datos). Cubra el experimento con una lámina de polietileno de 1 x 2 m para evitar la evaporación y los efectos de la lluvia, y con láminas de cartón para proteger la zona del sol.

Para un tipo de suelo dado haga un estudio que incluya entre 3 y 5 unidades de área de muestreo como se indica en el Capítulo 1 con 3 submuestras dentro de cada unidad de área de muestreo.

INFORME

Prepare un informe de la humedad del suelo con 0–15, y 15–30 cm en cada sitio y también promedios de cada unidad de área de muestreo. Haga para cada ensayo (submuestras) un cuadro del tiempo t (minutos), la infiltración acumulada I en cm, y la velocidad de infiltración en cm/hora y en cm/minuto.

Haga un gráfico de $\log t$ en la abscisa y $\log I$ en la ordenada. Use papel log-log de 3 ciclos x 3 ciclos y trace los valores de I y t en el gráfico. Los valores directos de I y t trazados en papel “log-log” funcionan como $\log I$ y $\log t$ respectivamente. Trace la mejor recta con los datos de una unidad de área de muestreo y determine las constantes a y b de la ecuación de Kostyakov. En el gráfico hecho en papel log-log, la pendiente b se determina mediante distancias lineales en el grá-

fico medidas con una regla. El valor de I cuando t es unidad (1 minuto) es a . (Los datos pueden analizarse en una computadora para determinar a y b).

Diferencie la ecuación (del tiempo de la ecuación [3] obtenida para formar una ecuación de velocidad de infiltración del tipo de la ecuación [4]; plotee dicha ecuación de velocidad (cm/hr) versus tiempo. La ordenada representará I en cm o velocidad de infiltración en cm/hr. Plotee los puntos experimentales de velocidad de infiltración en el gráfico también para comparar con la curva dibujada.

Haga un gráfico con la velocidad de infiltración en la ordenada y $t^{-1/2}$ en la abscisa y trace la mejor recta con los datos de una unidad de área de muestreo y en consecuencia, determine las constantes c y d de la ecuación de Philip. Para la

CUADRO No. 12.2. Registro de succión y humedad del experimento de infiltración.

Succión de capacidad de campo _____

Humedad de capacidad de campo _____

FECHA Y HORA	TIEMPO EN MINUTOS	SUCCION				% HUMEDAD GRAVIMETRICA									
		A 15 cm en cb		A 50 cm en cb		0 10 cm		10 20 cm		20 30 cm		30 40 cm		40 50 cm	
		1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
	10														
	20														
	30														
	60														
	120														
Al final de la infiltración	15 minutos después del final														
	2 días														
	4 días														

velocidad de infiltración y el tiempo deben usarse unidades de tiempo en minutos.

Las regresiones que obtenga de cada unidad de área de muestreo, pueden analizarse para límites de confianza de un valor estimado de cada unidad en la forma que se indica en el Capítulo 11.

Prepare los datos de humedad y succión para la capacidad de campo según los formularios de registro.

PREGUNTAS

- 1) ¿Cuáles son las aplicaciones del conocimiento de la infiltración del suelo?
- 2) ¿Por qué las ecuaciones de Horton, Kostyakov y Philip no se aplican a suelos estratificados?
- 3) ¿Qué es la ecuación racional? El tiempo de concentración de un campo agrícola es 5 minutos. ¿Qué duración de lluvia dará la rata de escurrimiento máxima de dicho campo?
- 4) ¿Cuál es la clase de irrigación de este suelo de acuerdo con la clasificación del Bureau de Reclamaciones de los EE.UU? ¿Qué tipo de aplicación de agua recomendaría usted para este suelo si se pusiera bajo riego? ¿Qué intensidad de lluvia o riego por aspersión puede recibir este suelo sin causar escurrimiento? ¿Cuál es el tiempo mínimo necesario para que entre al suelo por aspersión 10 cm de agua?
- 5) Si por desigualdad de la superficie del terreno, una depresión de 10 cm de profundidad queda llena de agua después de una lluvia de 20 mm, ¿cuánto es el tiempo máximo que se necesitará para que el agua desaparezca de la superficie? ¿A qué clase hidrológica pertenece este suelo, según la clasificación del "Soil Conservation Service"? (Ver Soil Conservation Service¹⁶, Musgrave y Holtan¹¹, y Ogrosky y Mockus¹²).

Clase hidrológica (Musgrave y Holtan¹¹)

Grupo	Velocidad estabilizada, cm/hora
A	0,76 – 1,14
B	0,38 – 0,76
C	0,13 – 0,38
D	< 0,13

- 6) ¿Cuál es la diferencia entre la conductividad hidráulica y la velocidad de infiltración del suelo?

BIBLIOGRAFIA

1. AYERS, Q. C. Soil erosion and its control. New York, McGraw-Hill, 1936. 365 p.
2. BERTRAND, A. R. Rate of water intake in the field. In Black, C.A. ed. Method of soil analysis. I. Physical and mineralogical properties, including statistics of measurement and sampling. Madison, Wisc., American Society of Agronomy, 1965. pp. 197–208. (Agronomy Series no. 9).
3. BODMAN, G. B. y COLMAN, E. A. Moisture and energy conditions during downward entry of water into soils. Soil Science Society of America. Proceedings 8:116–122. 1943.
4. FREE, G. R. E., CARLTON, J. L. y GUSTAFSON, A. G. Relative infiltration and related physical characteristics of certain soils. U.S. Department of Agriculture. Technical Bulletin no. 729. 1940.
5. HORTON, R. E. An approach toward a physical interpretation of infiltration capacity. Soil Science Society of America. Proceedings 5:399–417. 1941.
6. KOSTYAKOV, A. N. On the dynamics of the coefficient of water-percolation in soils and on the necessity for studying it from a dynamic point of view for purpose of amelioration (en ruso). In International Society of Soil Science, 6th Commission. Transactions. Groningen, Holland, 1932. v. A, pp. 17–21.
7. LEWIS, M. R. The rate of infiltration of water in irrigation practice. American Geophysical Union. Transactions 18(2):361–368. 1937.
8. MARSHALL, T. J. y STIRK, G. B. Pressure potentials of water moving downward into soil. Soil Science 68:359–370. 1949.
9. MILLER, D. E. y GARDNER, W. H. Water infiltration into stratified soil. Soil Science Society of America. Proceedings 26:115–119. 1962.
10. MILLER, R. P. y RICHARD, D. F. Hydraulic gradients during infiltration in soils. Soil Science Society of America. Proceedings 16:33–35. 1952.
11. MUSGRAVE, G. W. y HOLTAN, H. N. Infiltration. In Chow, V.T. ed. Handbook of applied hydrology. New York, McGraw-Hill, 1964. pp. 12.1–12.30.
12. OGROSKY, H. O. y MOCKUS, V. Hydrology of agricultural lands. In Chow, V.T. ed. Handbook of applied hydrology. New York, McGraw-Hill, 1964. pp. 21.1–21.97.
13. PHILIP, J. R. The theory of infiltration: IV. Sorptivity and algebraic infiltration equations. Soil Science 84:257–264. 1957.
14. RODE, A. A. Theory of soil moisture. Translated from Russian. Jerusalem, Israel Program for Scientific Translations, 1969. v.I, 560 p.

15. U.S. DEPARTMENT OF THE INTERIOR, BUREAU OF RECLAMATION. Manual de clasificación de tierras con fines de riego. Traducido por Antonio J. Estrada B. Caracas, Venezuela, Ministerio de Obras Públicas, 1963. p. irr.
16. U.S. SOIL CONSERVATION SERVICE. Hydrology. Washington, D.C., 1956. p. irr. (US Soil Conservation Service. National Engineering Handbook, Section 4).
17. SMITH, R. M. y BROWNING. P. R. Soil moisture tensión and pore space relations for several soils in the range of the "field capacity". Soil Science Society of America Proceedings 12: 17-21. 1947.
18. SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA. Glossary of soil science terms. Soil Science Society of America. Proceedings 29:330-351. 1965.
19. SUAREZ DE CASTRO, F. Conservación de suelos. Madrid, Salvat, 1956. 298 p.

CAPITULO 13

LA CONDUCTIVIDAD HIDRAULICA

DEL SUELO EN MUESTRAS NO ALTERADAS

INTRODUCCION

La conductividad hidráulica es la habilidad del suelo saturado de permitir el paso del agua. Este valor es necesario en las fórmulas de drenaje del suelo referentes al exceso de agua que penetra en un suelo y llega a tocar el nivel freático, determinado por el clima y la conductividad hidráulica del suelo. Dichas fórmulas son por ejemplo las de Hooghoudt (Hooghoudt³; Van Beers¹; y Luthin⁵) y de Glover-Dumm (Dumm² y Van Beers¹).

La determinación de las conductividades hidráulicas de los horizontes de un perfil de suelo es la forma más exacta para evaluar la clase de permeabilidad (U.S. Bureau of Plant Industry of Agricultural Engineering⁶) de aquella parte del perfil que se moja durante una lluvia (Wischmeier, Johnson y Cross⁷). La clase de permeabilidad de los horizontes mojados se estima por el valor de la conductividad hidráulica del horizonte menos permeable. El valor de la clase de permeabilidad contribuye al cálculo de la erodabilidad del suelo (Wischmeier, Johnson y Cross⁷).

La conductividad hidráulica es el factor de proporcionalidad de la ley de Darcy, que trata del flujo viscoso de agua en el suelo; es decir, el flujo de agua por unidad de gradiente del potencial hidráulico, en el sistema de unidades de longitud, tiempo y masa. Es también el flujo de agua por unidad de gradiente de la carga hidráulica cuando se usa el sistema de unidades de longitud, tiempo y peso. Recuérdesse que peso = masa x g. El Cuadro 13.1 ilustra este punto.

Las formas más usadas de la conductividad hidráulica son: cm/seg, cm/hora, o m/día. La ley de Darcy con las unidades de tiempo, longitud y peso es:

$$\frac{Q}{At} = v = -K \frac{\Delta H}{l} \quad [1]$$

donde:

t = tiempo;

Q = volumen del flujo;

A = área de la sección transversal del flujo;

v = velocidad $[\frac{L}{T}]$;

K = conductividad hidráulica $[\frac{L}{T}]$;

H = carga hidráulica o energía/unidad de peso del agua $[L]$;

l = longitud de la columna de suelo $[L]$;

ΔH = diferencia en la carga hidráulica $[L]$;

$\frac{\Delta H}{l}$ = gradiente hidráulica [sin dimensiones].

La ley de Darcy dice que la velocidad del flujo del agua a través de una columna de suelo saturado, es directamente proporcional a la diferencia en carga hidráulica e inversamente proporcional a la longitud de la columna.

CUADRO No. 13.1. Varias dimensiones de la conductividad hidráulica.

Fuerza motriz	Dimensión de la fuerza motriz	Dimensión de la conductividad hidráulica	Unidad de la conductividad hidráulica
Gradiente del potencial hidráulico	LT^{-2}	T	segundo
Gradiente de la carga hidráulica	LL^{-1}	LT^{-1}	cm/seg
Gradiente de la presión	$ML^{-2}T^{-2}$	$M^{-1}L^3T$	cm ³ /gm/seg

La carga de presión es la distancia vertical entre el punto considerado en el suelo y el borde o menisco del agua libre (borde de agua/atmósfera) de la línea ininterrumpida de agua conectada al punto considerado (ver Figura 13.1). Esta distancia representa en realidad la presión hidrostática expresada como distancia.

$$\text{carga de presión} = h = \frac{\text{Presión hidrostática}}{\rho_{ag} \times g} \quad [2]$$

La carga de gravedad del punto considerado en el suelo es la altura vertical de este punto en el campo gravitacional desde un nivel de referencia arbitrario. Generalmente se elige un plano en la base del aparato del experimento. (Ver Figura 13.1).

$$\text{carga de gravedad} = z = \text{altura vertical} \quad [3]$$

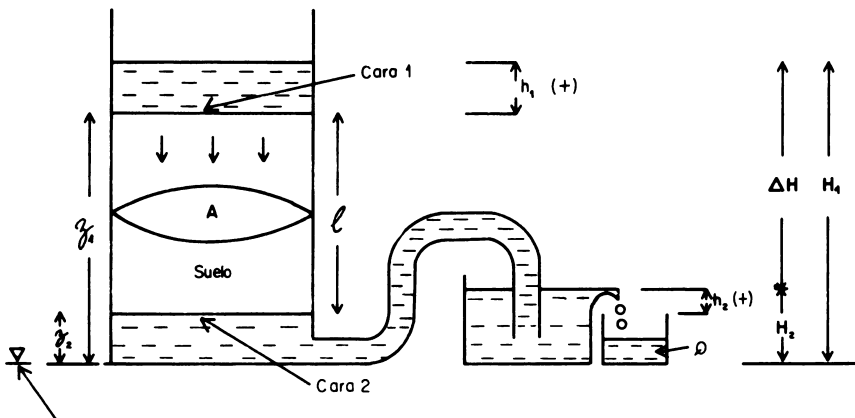


Fig. 13.1. Evaluación de la carga de presión, carga de gravedad y carga hidráulica para la ecuación de Darcy.

Puntos de interés en el suelo: Cara 1 y Cara 2.

- Cara 1.** Carga de presión: h_1 la altura de la columna de agua en contacto con cara 1 (en cm).
Carga de gravedad = z_1 (cm).
Carga hidráulica = $z_1 + h_1 = H_1$.
- Cara 2.** Carga de presión: h_2 , la altura de la columna de agua en contacto con cara 2.
Carga de gravedad = z_2
Carga hidráulica = $z_2 + h_2 = H_2$
 $\Delta H = H_2 - H_1$, ($H_1 > H_2$).

La carga hidráulica es la suma de la carga de presión y la carga de gravedad.

$$\text{carga hidráulica} = H = h + z \quad [4]$$

La diferencia en la carga hidráulica ΔH es la diferencia en altura de los niveles de las columnas de agua en contacto y en equilibrio con los puntos considerados del suelo (ver las Figuras 13.1 y 13.2).

En el caso del experimento (Figura 13.2) la carga hidráulica de la cara inferior de la muestra es cero porque el agua que gotea de dicha cara tiene presión atmosférica. Esto es un caso de la ley de emergencia de Richards, discutida en el Capítulo 10.

Se toman muestras de volúmenes no alterados de suelo en el campo, se saturan, se les aplica una carga hidráulica y se mide su flujo.

MATERIALES

- 1 Equipo de carga hidráulica constante para determinar la conductividad (Figura 13.2);
- 5 cilindros de metal inoxidable de aproximadamente 7,5 cm de diámetro y 7,5 cm de altura para sacar muestras de suelo sin alterar;
- 1 equipo especial con martillo para introducir los cilindros en el suelo (tal como el equipo Uhland usado para determinar la densidad aparente);
- 1 espátula o un cuchillo;
- 1 pala;
- 1 recipiente para mojar las muestras;
- 1 caja para llevar muestras
- 1 regla (cm);
- 1 frasco graduado de 100 ml;
- 1 tela de nilón;
- 1 rollo de cinta adhesiva para conexiones eléctricas.

PROCEDIMIENTO

Tome muestras no alteradas a varias profundidades del suelo o en cada horizonte distinto. Si existen capas impermeables, las

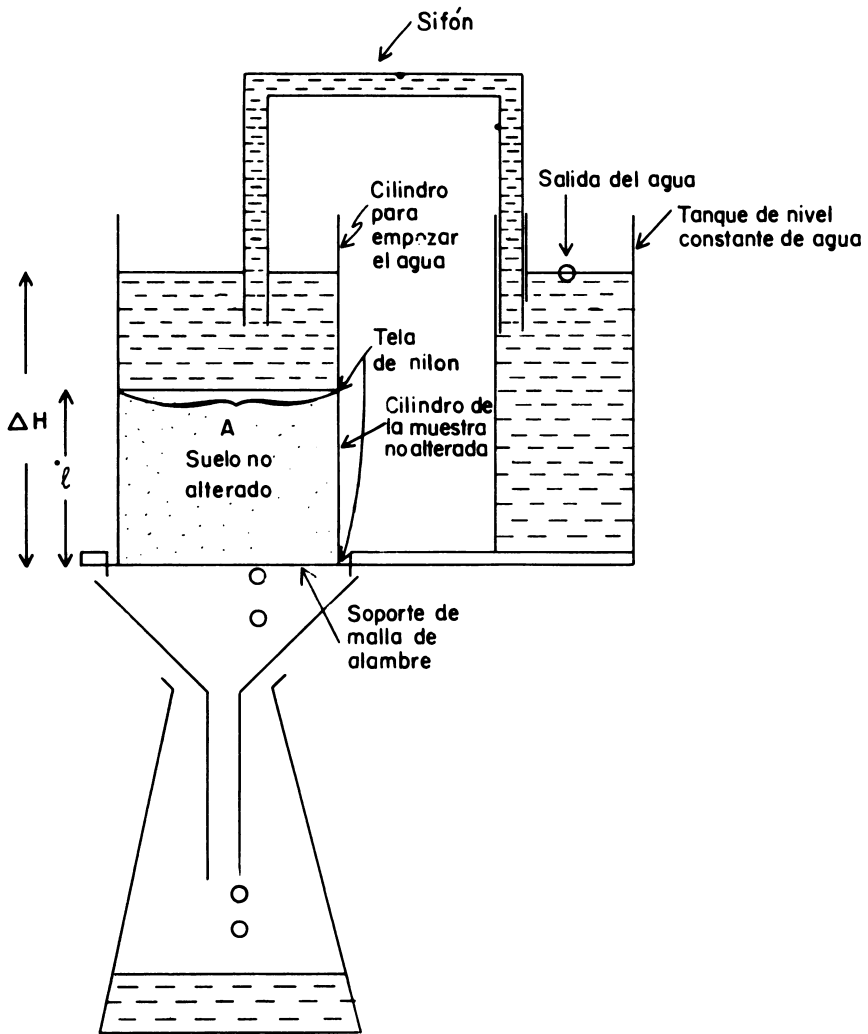


Fig. 13.2. Equipo para determinar la conductividad hidráulica del suelo.

cuales pueden ser de roca, de arcilla o de una cementación, estime su profundidad para decidir cuáles fórmulas de drenaje utilizará.

Si el propósito del estudio es para drenaje interno, tome muestras de los horizontes que permanecen bajo el nivel freático por algún tiempo durante el año. Tome en cada horizonte las muestras dentro de una unidad de volumen de muestreo que corresponda a una unidad de diseño, según las normas in-

dicadas en el Capítulo 1. Se puede suponer que un suelo arcilloso tendrá una conductividad lenta y por lo tanto, la unidad de volumen podrá estimarse como la de una faja de suelo hasta la profundidad de la capa impermeable que queda entre drenajes con un espaciamiento de 35 m. Para un suelo franco y franco arenoso se puede usar la faja que queda entre drenajes con un espaciamiento de 120 m.

Tome al azar, dentro de cada unidad de volumen de muestreo, tres o más muestras; llévelas al laboratorio sin modelarlas (se modelan con una espátula rasando cada lado). Ponga pedazos de tela de nilón en los lados de la muestra (ver Figura 13.2), fijando los bordes sobrantes contra la pared exterior del cilindro con cinta adhesiva para conexiones eléctricas "Scotch". Los bordes de la tela no deben sobresalir más de 1 cm. Deje las muestras durante 16–24 horas para que se saturen, dejando por un lado 1 cm de la muestra sobre el nivel del agua.

Coloque un cilindro vacío encima del cilindro con la muestra y selle su unión con dos o tres vueltas de la cinta eléctrica. Coloque los dos cilindros unidos sobre un soporte de malla de alambre como se indica en la Figura 13.2. (El aparato puede construirse de manera que se pueda colocar una o dos filas de muestras, según la capacidad deseada).

Llene de agua el tanque de nivel constante; manténgalo con el ajuste adecuado de entrada y salida. Llene un sifón con agua tapando cada extremo con un tapón de hule al que debe introducirle un clavo pequeño en el centro de uno de sus lados para facilitar su extracción. Instale el sifón como se indica en la Figura 13.2 y ponga agua sobre la muestra sin erosionarla. Quite primero el tapón del lado del tanque del nivel constante de agua y luego el del otro lado para que el sifón comience a funcionar.

Cuando el agua salga hacia el frasco, mida el volumen que sale cada 15 minutos, hasta que este sea constante dentro $\pm 5\%$. Mida la temperatura del agua. Mida ΔH como se indica en la Figura 13.2 la longitud del cilindro y su diámetro interno (para calcular el área A).

INFORME

Haga un registro de datos y cálculos con los siguientes rubros: nombre del suelo; área de la muestra, cm^2 ; largo de la

muestra cm; promedio de ΔH , cm; intervalo de tiempo (t) horas; promedio de los volúmenes (Q) recogidos en dicho intervalo, cc; promedio de la temperatura del agua, °C; Q/At ; $L/\Delta H$; $K = (Q/At) (L/\Delta H)$, cm/hora; K, m/día.

CUADRO No. 13.2. Registro de datos.

Nombre del suelo _____ Ubicación _____
 Profundidad, cm _____ Diámetro interno del cilindro
 (diámetro de la muestra) cm _____ Área seccional, cm² _____
 Largo de la muestra (L) cm _____

Intervalo de tiempo, t. (horas)	ΔH cm	Volumen, Q. recogido durante t.	Temperatura de agua °C

Promedio de los volúmenes constantes, Q _____

Promedio de los ΔH correspondientes a los volúmenes constantes _____

Promedios de las temperaturas de agua correspondientes a los volúmenes constantes _____

PREGUNTAS

- 1) Haga un diagrama semejante a la Figura 13.2 e indique la carga de presión h y la carga de la gravedad z para las capas inferior y superior de la muestra.
- 2) Use las guías de las fórmulas de drenaje que se dan en el Capítulo 14 para calcular el espaciamiento del drenaje, si la lluvia es bien distribuída.

$$q = 0,005 \text{ m/día;}$$

profundidad de la capa freática 1 m;

profundidad de los drenajes 1,60 m;

$K =$ en m/día como encontrada en el experimento;

$$D = 3 \text{ m;}$$

$$r = 0,10 \text{ m.}$$

- 3) Si la lluvia regular es interrumpida cada 9 días por una lluvia de 35 mm mayor de lo normal, calcule el tiempo necesario para bajar el nivel de la capa freática a 1 m. Suponga que 35 mm de lluvia ha aumentado el nivel de la capa freática 45 cm (V (promedio) 0–1 m, = 7,5%).
- 4) ¿Cuál es la clase de permeabilidad del perfil estudiado?

Clases de permeabilidad de perfiles de suelo del U.S. Bureau of Plant Industry and Agricultural Engineering⁶.

Clase	Conductividad hidráulica en cm/hora
-------	-------------------------------------

Lenta:

- | | |
|--------------|---------------|
| 1. Muy lenta | menor de 0,13 |
| 2. Lenta | 0,13 – 0,51 |

Moderada:

- | | |
|-------------------------|------------|
| 3. Moderadamente lenta | 0,51 – 2,0 |
| 4. Moderada | 2,0 – 6,3 |
| 5. Moderadamente rápida | 6,3 – 12,7 |

Rápida:

- | | | |
|----|------------|---------------|
| 6. | Rápida | 12,7 – 25,4 |
| 7. | Muy rápida | mayor de 25,4 |

BIBLIOGRAFIA

1. BEERS, W. F. J. VAN. Some nomographs for the calculation of drain spacings. Wageningen. Netherlands. International Institute for Land Reclamation and Improvement. Bulletin no 8. 1965. 48 p.
2. DUMM, L. D. Drain-spacing formula. Agricultural Engineering 35:726–730. 1954.
3. HOOGHOUDT, S. B. Bijdragen tot de Kennis van eenige natuurkundige grootheden van der ground. VII. Verslagen van Landbouwkundige Onderzoekingen 46:515–707. 1940.
4. KLUTE, A. Laboratory measurement of hydraulic conductivity of saturated soil. In Black, C. A. ed. Methods of Soil Analysis. I. Physical and mineralogical properties, including statistics of measurement and sampling. Madison, Wisc., American Society of Agronomy, 1965. pp. 210–221. (Agronomy Series no. 9).
5. LUTHIN, J. N. Drainage engineering. New York, Wiley, 1966. 250 p.
6. U.S. BUREAU OF PLANT INDUSTRY AND AGRICULTURAL ENGINEERING. Soil survey manual. Rev. ed. Washington, D.C., 1962. 503 p. (USDA Handbook no. 18).
7. WISCHMEIER, W. H., JOHNSON, C. B. y CROSS, B. V. A soil erodability nomograph for farmland and construction sites. Journal of Soil and Water Conservation. 26(5):189–193. 1971.

CAPITULO 14

FORMULAS DE DRENAJE INTERNO

INTRODUCCION

Un análisis seccional (perfil) del flujo del agua subterránea hacia un dren indica que el movimiento del agua es curvilíneo y forma una red de flujo en dos dimensiones (Childs^{3,4,5}). Esta red de flujo es la solución de la ecuación del tipo de "La Place", para el flujo hidráulico saturado en el suelo cuando se toman en cuenta las condiciones de límites.

La solución de muchos casos comunes de drenaje mediante la ecuación de La Place es difícil y laboriosa. Se ha encontrado que el flujo curvilíneo se puede aproximar bien por medio de la suma de tres componentes: el flujo horizontal, el vertical y el radial en la cercanía de los drenes.

Hay fórmulas de drenaje de aplicación práctica y satisfactoria para el campo, basadas en los componentes citados (Kirkham y Dezeeuw^{1,2} y Van Schilfgaarde^{1,7}). Estas fórmulas tienen además, otra aproximación del modelo agua-suelo; consideran que todo el flujo ocurre en la zona saturada, bajo el nivel freático. Sin embargo, hay flujo en la zona no saturada sobre el nivel freático. Luthin y Day^{1,5} demostraron que en una arena fina entre el 14 y 60% del flujo puede ocurrir en la zona no saturada. La fórmula de Hooghoudt está basada en el movimiento de agua horizontal y radial, y la fórmula de Ernst en el flujo horizontal, vertical y radial. Estas ecuaciones se emplean en el caso del flujo permanente de agua a través de una unidad de drenaje. La ecuación de Glover-Dumm trata del caso de un nivel freático descendente o sea, flujo transitorio.

Para aplicar las fórmulas de drenaje, a menudo se necesitan cálculos laboriosos, pero existen nomogramas que los aceleran mucho. En este manual se escogieron nomogramas elaborados por Van Beers¹ que pueden aplicarse tanto a drenes con tubos

como a zanjas abiertas. En el trópico húmedo es conveniente utilizar una zanja abierta para efectuar tanto el drenaje superficial como el subterráneo para ahorrar en el espacio ocupado por los drenes. La presencia de zanjas abiertas no impide el uso de maquinaria si se instalan alcantarillas en lugares estratégicos en el campo para facilitar el paso del equipo. En el Centro Agronómico Tropical de Investigación y Enseñanza (CATIE), en Turrialba, Costa Rica, dicho sistema ha resultado bastante práctico y económico.

ASCENSO DEL NIVEL FREÁTICO

Cuando el agua infiltrada en el suelo llega a tocar el nivel freático, hay un ascenso en el nivel que corresponde al espacio aéreo que se encuentra encima de él, el cual se puede llenar de agua. A esto se llama porosidad efectiva y si hay poca, el suelo se llena fácilmente con el agua y el ascenso por unidad de lámina de agua infiltrada es grande. En cambio, si la porosidad efectiva es mayor, el ascenso por unidad lámina infiltrada será menor. La relación da la siguiente ecuación:

$$A = \frac{100}{V} \times L \quad [1]$$

donde:

A = ascenso del nivel freático en cm;

L = lámina del agua infiltrada en cm;

V = % de porosidad efectiva. Espacio aéreo encima del nivel freático que se puede llenar de agua. También se llama rendimiento específico y espacio poroso drenable.

La porosidad efectiva encima del nivel freático depende de la altura de este nivel, según las leyes del equilibrio estático de una columna mojada de suelo tal como se indica en el Capítulo 10. Si se trata de un ascenso pequeño (10 cm) de agua, es adecuado un valor de la porosidad efectiva que corresponda a una succión de 0,01 bares. Si es un ascenso grande (50 cm), es conveniente usar el promedio de la porosidad efectiva para

el suelo entre el nivel freático y 50 cm de altura. Se puede apreciar que en el caso del suelo, entre 0–50 cm de altura se tratará de una porosidad efectiva mayor que en el caso de 0–10 cm. Los valores que oscilan entre 5 a 10% son comunes. Por ejemplo, si la porosidad efectiva es de 5%, una lluvia infiltrada de 1 cm causaría un ascenso de 20 cm en el nivel freático. Cabe notar que la porosidad efectiva en la ecuación [1] no es el espacio aéreo, sino la fracción de él que se llena con el agua infiltrada. Este valor aparece en la ecuación de Glover-Dumm. El resto del espacio aéreo total forma burbujas en el suelo bajo el nivel freático. Un suelo franco arcilloso (Forsythe y Pinchinat¹⁰) se encontró con 6% de espacio aéreo bajo el nivel freático. Un estimado de la porosidad efectiva es restar el valor del espacio aéreo del suelo bajo el nivel freático del valor del espacio aéreo total.

DIAGNOSTICO DE LOS CASOS DE FLUJO PERMANENTE Y FLUJO TRANSITORIO

Para poder escoger la fórmula adecuada de drenaje que se puede aplicar, es necesario evaluar la condición del drenaje y determinar si se aproxima al caso del flujo permanente o al caso del flujo transitorio. El caso de flujo permanente trata de un nivel freático constante suministrado gradualmente por lluvia infiltrada y no consumida por las plantas a una rata igual a la descarga por los drenes. Esta rata de flujo se llama coeficiente de drenaje y su valor se podría estimar como el promedio diario de la lluvia infiltrada durante los meses de mayor lluvia. En la realidad, cada lluvia causa un pequeño ascenso en el nivel freático y para el caso de flujo permanente este nivel experimenta una pequeña fluctuación (10-20 cm) si la magnitud de las lluvias tiene poca variación sobre el valor del promedio diario durante el lapso de tiempo considerado. Si la variación es mucho mayor por ejemplo 3, 4 ó más veces del promedio diario, y también se producen fluctuaciones mayores de 20 cm, se puede considerar que se aproxima a una condición de nivel freático descendente, o sea, un estado transitorio de flujo. Como ejemplo se puede considerar una lluvia infiltrada de 30 mm tres veces por mes, mientras el promedio diario es 8 mm de lluvia infiltrada durante el mismo lapso de tiempo.

El caso de estado transitorio de flujo ocurre también cuando hay percolación profunda de exceso de agua (30-50 mm) a consecuencia de una aplicación fuerte de agua en el riego. Di-

cho exceso de agua causa un ascenso notorio en el nivel freático y puede deberse a la poca eficiencia del método empleado en la aplicación del agua o al requisito de lixiviación, el cual es un exceso de riego planeado para controlar la acumulación de sales en el suelo. Excesos pequeños de agua (5–10 mm) corresponden mayormente a un sistema de flujo permanente.

CRITERIO PARA EL DISEÑO

Las siguientes son dos normas agronómicas importantes que se usan para determinar la profundidad mínima del nivel freático: 1) La profundidad que permita una buena aireación en la zona radical del cultivo y 2) La profundidad que restrinja el ascenso capilar de agua salada del nivel freático en zonas áridas.

El valor determinado de la profundidad mínima del nivel freático se aplica a la condición de flujo permanente y se agrega también la fluctuación esperada. Por ejemplo, si la profundidad mínima requerida es de 1 m y la fluctuación esperada es 10 cm, en el diseño se debe usar una profundidad de 1,10 m. En el caso del flujo transitorio, la fluctuación es mayor y el valor mínimo del nivel freático debe ser el nivel alcanzado después de una aplicación de agua. El tiempo para que el nivel freático llegue a su valor máximo de profundidad debe ser el intervalo entre riegos o lluvias fuertes. En caso de que durante los meses lluviosos haya unas lluvias fuertes cuyos valores se desvíen mucho del promedio diario, se aplica primero la fórmula para el flujo permanente, usando el promedio diario para obtener la profundidad para el diseño. Para las lluvias extraordinarias se aplica la fórmula de flujo transitorio usando la profundidad correspondiente al flujo permanente más la fluctuación debida a las lluvias fuertes como la profundidad mínima. Cabe notar que las profundidades máximas son aquellas que se tienen que relacionar con el nivel de agua en los drenes.

En términos generales se puede decir que el espaciamiento necesario para los drenes se reduce si:

1) el valor de q , la lluvia infiltrada en el perfil del suelo y no consumida por las plantas aumenta, porque hay más agua que drenar;

2) la conductividad hidráulica del suelo disminuye, porque la capacidad del suelo para drenarse se reduce;

3) el valor de D , la profundidad de la capa impermeable bajo del nivel freático disminuye, porque hay una capa reducida de suelo para conducir el agua;

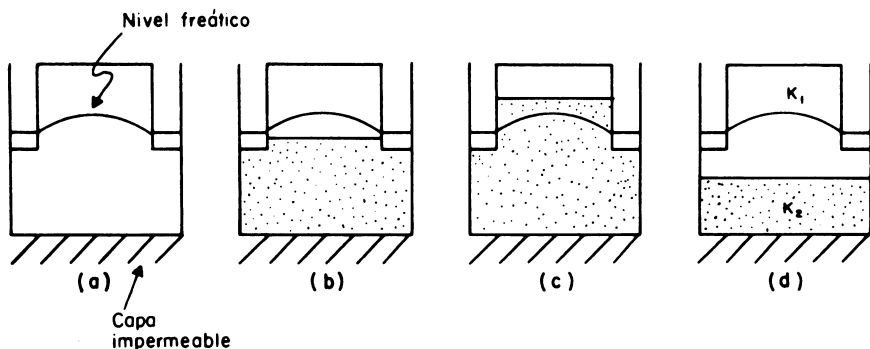
4) el valor de u , el perímetro mojado de la zanja disminuye, porque hay menos área de salida para el agua en el suelo;

5) se reduce H , la diferencia entre el nivel freático en el suelo y el nivel de agua en los drenes, porque la fuerza que impulsa el drenaje disminuye.

Las fórmulas de drenaje se utilizan para evaluar la contribución de cada uno de estos factores al espaciamiento.

CASO DE FLUJO PERMANENTE. APLICABILIDAD DE LAS FORMULAS DE HOOGHOUTT Y ERNST

Las fórmulas de Hooghoudt y Ernst se usan en el caso del flujo permanente y la aplicabilidad de cada una depende de la posición de los drenes con respecto a las capas de conductividad hidráulica K_1 y K_2 (ver Figura 14.1). En los casos a, b y c se pueden usar las dos fórmulas, pero en el caso d, cuando la capa inferior de conductividad hidráulica K_2 se encuentra bajo del nivel de los drenes, hay que usar la fórmula de Ernst.



Hooghoudt:

$K_1 = K_2$

Ernst:

$D > \frac{1}{4} L$, Figura 14.7

$D < \frac{1}{4} L$, Figura 14.8

Hooghoudt:

Especialmente si

$K_1 \gg K_2$

Ernst:

Figura 14.8

Hooghoudt:

$K_1 \neq K_2$

Ernst:

Figura 14.8

Ernst:

Figuras 14.8 y

14.8a.

Fig. 14.1. Caso de flujo permanente. Aplicabilidad de las fórmulas de Hooghoudt y Ernst.

En los casos a, b y c se usan modificaciones especiales de la ecuación de Ernst según las condiciones descritas y se utiliza el nomograma correspondiente. El significado de D en las dos ecuaciones varía tal como lo señalan las Figuras 14.2, 14.4, 14.5 y 14.6.

FORMULA DE HOOGHOUT

Condición del suelo. Un suelo con una capa impermeable de profundidad variable. Presuposición de flujo horizontal y radial en el estado permanente del movimiento de agua hacia un dren de tubo de radio r o una zanja con perímetro mojado $= u$. ($u \equiv \pi r$). No hay agua subterránea que llegue desde fuera de la zona de captación.

Condición del clima. Una distribución de lluvia uniforme que equivale a un flujo permanente, o sea, lluvia regular con poca variación durante la época considerada.

$$L^2 = \frac{8K_2}{q} dH + \frac{4K_1}{q} H^2 \quad [2]$$

en que:

L = espaciamiento de los drenes en metros;

q = descarga del dren (de los dos lados) en metros por día. Se llama también coeficiente de drenaje;

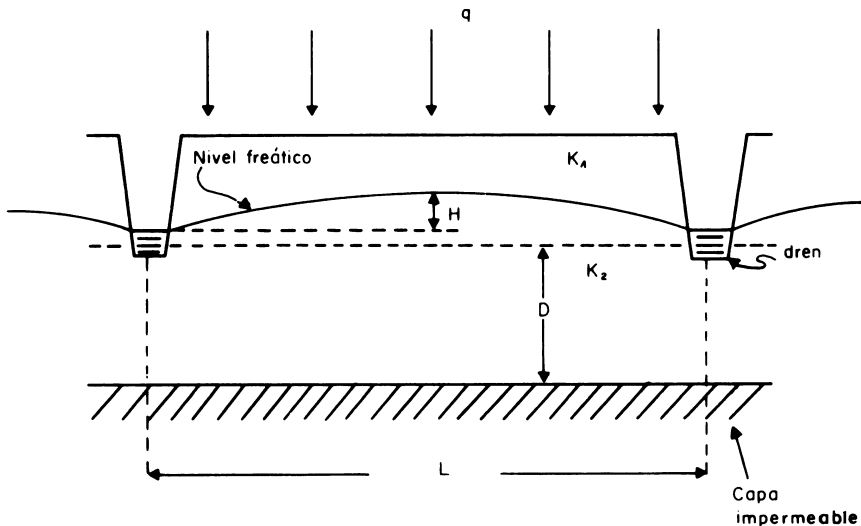


Fig. 14.2. Mediciones para la fórmula de Hooghoudt.

- K_1 = la conductividad hidráulica de la capa encima del nivel de los drenes en metros/día;
 K_2 = la conductividad hidráulica de la capa abajo del nivel de los drenes en metros/día;
 H = la altura (pica) de la capa freática sobre el nivel de los drenes;
 d = el grosor de la "capa equivalente" que depende de L , el espaciamiento de los drenes, el radio de los drenes o $\frac{u}{\pi}$ en que u es el perímetro mojado de las zanjas y D la profundidad de la capa impermeable del nivel de los drenes, en metros.

Comentarios sobre la fórmula. La primera parte de la fórmula trata del flujo bajo el nivel de los drenes, y la segunda, del flujo sobre el nivel de los drenes. La fórmula está basada en el modelo de un perfil de dos capas de conductividad hidráulica K_1 y K_2 , con los drenes colocados entre los bordes de las dos capas (Figura 14.1b). En un suelo homogéneo $K_2 = K_1$ (Figura 14.1a).

Si los drenes están colocados por debajo del borde (Figura 14.1c) se puede usar la fórmula de Hooghoudt, pero si están encima del borde (Figura 14.1d), no se puede usar esta fórmula y en este caso, se debe usar la ecuación de Ernst.

El coeficiente de drenaje se expresa en m/día, lo cual es lo mismo que m^3 por m^2 de área drenada (ejemplo, $q = 0,005$ m/día = $0,005 \text{ m}^3/\text{m}^2/\text{día}$). Si el espaciamiento de los drenes es 40 m, la descarga por metro de dren es $= qL = 0,005 \times 40 = 0,2 \text{ m}^3/\text{día}$. Si el dren tiene un largo de 100 m, la descarga del dren será $0,2 \times 100 = 20 \text{ m}^3$ por día ó $20.000/86.400 = 0,23$ litros/seg. La descarga por hectárea sería $0,23 \times 10.000/(40 \times 100) = 0,58$ litros/seg/hect.

El valor de H , la carga hidráulica disponible, puede calcularse con base en la profundidad mínima permisible de la capa freática y la profundidad de los drenes. La última depende de la economía (drenes más profundos permiten un espaciamiento más amplio), de la ubicación adecuada de las capas, del nivel de salidas disponibles y del contenido de sal del agua subterránea.

Si la capa impermeable está muy profunda, D se puede tomar como $1/4 L$, ya que una capa impermeable a una profundidad mayor que $1/4 L$ tiene poco efecto sobre el espaciamiento de los drenes (Hooghoudt¹¹).

Los valores de q que están relacionados con la descarga de la lluvia o con el requisito de lixiviación para evitar la salinización de los suelos no varían mucho y un estimado general sirve bien. En cambio, las variaciones posibles de K pueden ser más de 100 veces y la evaluación de este factor da lugar a muchos errores. Hay probabilidades también de una gran variación de D , la profundidad de la capa impermeable.

La fórmula de Hooghoudt (ecuación [1]) cuando $K_2 = K_1$, es decir, cuando el suelo es homogéneo y cuando se supone solamente flujo horizontal, se convierte en la fórmula desarrollada por Donnan⁶.

La cantidad d , la cual se llama "la capa equivalente", se introduce en la fórmula (ecuación [1]) para tomar en cuenta el flujo radial cerca de los drenes. Hooghoudt¹¹ desarrolló tablas para d con varios valores de r , L y D .

Van Beers (comunicación personal) presentó una fórmula aproximada para calcular d :

$$d = \frac{D}{1 + \frac{D}{L} a} \quad [3]$$

donde:

$$a = \frac{8}{\pi} \ln \frac{D}{4r} \quad [4]$$

La ecuación [3] puede evaluarse por medio de la Figura 14.3, de Van Beers (comunicación personal).

Uso de la fórmula Hooghoudt. Esta fórmula es sencilla pero requiere un proceso demorado de prueba y error para completar su cálculo. Ejemplo:

datos:

$$D = 3$$

$$K_2 = 1 \text{ m/día}$$

$$K_1 = 0,5 \text{ m/día}$$

$$q = 0,005 \text{ m/día}$$

$$H = 0,60 \text{ m}$$

$$u = 0,31 \text{ m (o } r = 0,10 \text{ m)}.$$

Problema: hallar el espaciamiento adecuado de los drenes.

Procedimiento: hay que suponer un valor de L para poder escoger un valor de d y después sustituir d con los datos en la ecuación [2] y ver si el valor obtenido de L es mayor o menor que el valor supuesto. Después, el valor supuesto se ajusta, de acuerdo con el resultado y se vuelve a calcular.

Se supone que L sea 40 m. Para $D = 3$ m, $u = 0,31$ m ($r = 0,10$ m), $d = 2,16$ m (Figura 14.3).

Entonces:

$$L^2 = 2080 + 144 = 2224 \quad [5]$$

ó

$$L = 47,5 > L \text{ (supuesto)} \quad [6]$$

Si se prueba $L = 50$ entonces $d = 2,29$ m

$$L^2 = 2344$$

$$L = 48,5 < L \text{ (supuesto)}$$

Si se prueba $L = 48$ entonces $d = 2,26$ m

$$L^2 = 2322 \quad [7]$$

$$L = 48,2 \text{ el cual se acerca mucho a } 48, \text{ que es el valor supuesto}$$

Luego se usa $L = 48$.

Importancia relativa de D , K_1 y K_2 : si no hubiera capa impermeable L sería 69 m. Si $D = 5$ m, $L = 57$ m o si $D = 1$ m, $L = 32$ m.

También se puede calcular el efecto de un cambio en K . Si K_1 fuera 1 m/día en lugar de 0,5 m/día (del cálculo), L sería = 49 m en lugar de 47,5 m, pero si K_2 fuera 0,5 m/día en lugar de 1 m por día, L sería = 34 m en 1 en lugar de 47,5 m.

El ejemplo sirve para demostrar que en este caso la K_2 de la capa inferior tiene más importancia que la K_1 de la capa superficial en el espaciamiento de los drenes y se debe determinar K_2 con mucho más cuidado. Sin embargo, cuando D y K_2 son pequeños y H y K_1 son grandes, K_1 tiene mucha importancia.

Generalmente es necesario hacer un gran número de medidas de K en los reconocimientos de campo para el drenaje. Los va-

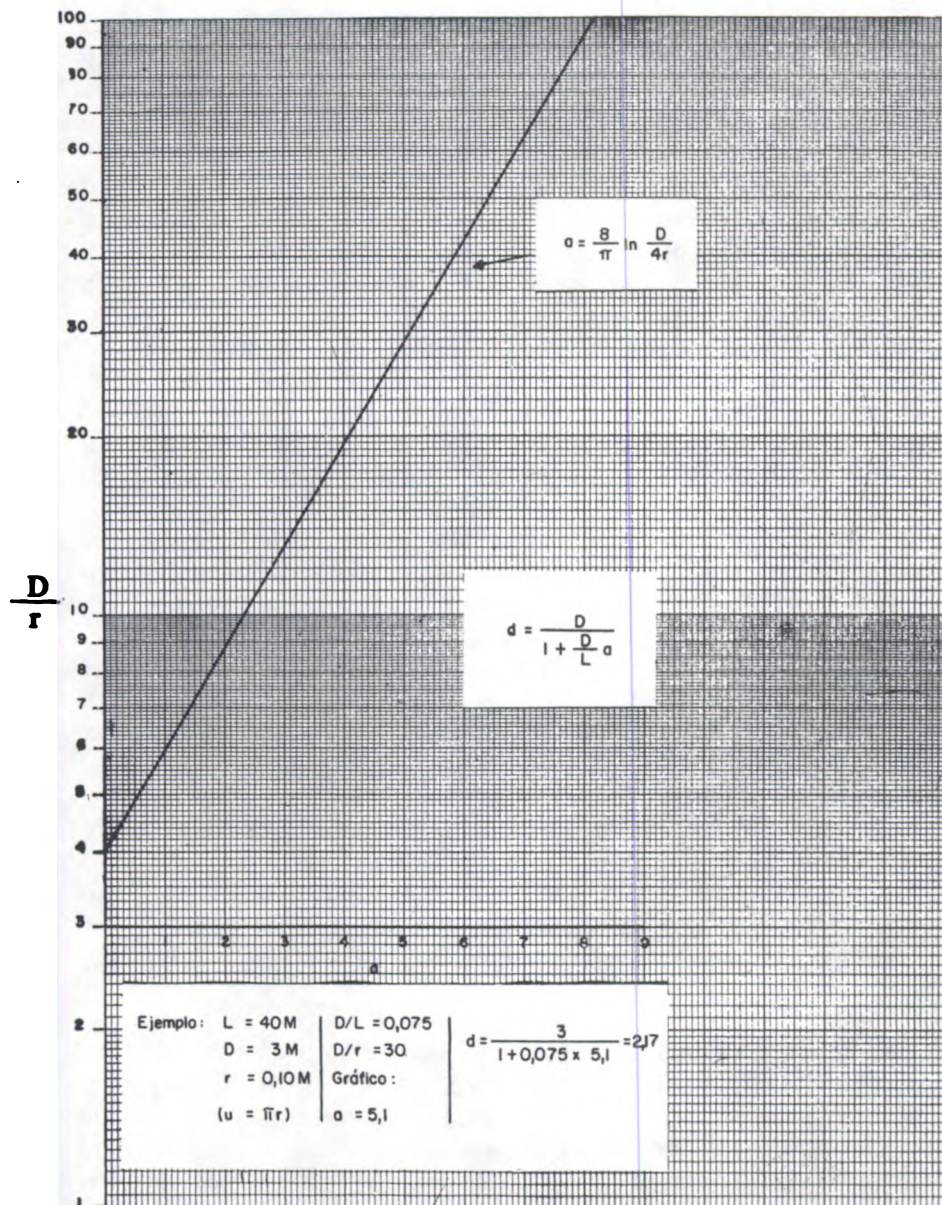


Fig. 14.3. La capa equivalente "d" de Hooghoudt (según Van Beers. Comunicación personal, junio 1973).

lores de K pueden variar mucho, especialmente cuando se determinan sistemáticamente en un sistema de red y no en un sistema de unidades hidrológicas de suelo, demarcadas previamente. La unidad de muestreo debe ser la unidad probable de diseño, según lo expresado en el Capítulo 13. ¿Cómo hacer un término medio de estos valores de K ? Para contestar esta pregunta uno debe fijarse que para valores dados de q y H , el espaciamiento se determina por K_1 , K_2 y D . Cuando los valores de K_1 y D tienen poca variación, los valores de K_2 deben promediarse. Si no, hay que calcular los espaciamientos para cada juego de K_1 , K_2 y D y sacar un promedio de los espaciamientos (L) correspondientes a una unidad de muestreo.

En la mayoría de los casos, en un mismo proyecto, los espaciamientos variarán. Por razones prácticas de diseño, administración y mantenimiento, es aconsejable usar un solo espaciamiento para una unidad administrativa (campo o parcela). Si hay alguna duda sobre la precisión de los cálculos (cuando la variabilidad de los promedios de las unidades de muestreo es grande), se pueden colocar drenes en un número menor de lo sugerido por el cálculo, pero con un espaciamiento que sea un múltiple simple (2 ó 3 veces) del espaciamiento calculado. Según la respuesta del campo, los otros drenes se pueden colocar luego.

FORMULA DE ERNST

Condición del suelo. Un suelo con una capa impermeable de profundidad variable. Presuposición de flujo vertical, horizontal y radial en el estado permanente de flujo hacia un dren de tubo de radio r o una zanja con perímetro mojado = u ($u \equiv \pi r$). No hay agua subterránea que llegue desde afuera de la zona de captación.

Condición de clima. Semejante al que se necesita para la fórmula de Hooghoudt.

En la fórmula de Ernst hay cargas hidráulicas asociadas con los flujos vertical, horizontal y radial, y éstas se suman para evaluar la carga hidráulica total disponible. La fórmula general de Ernst es la siguiente:

$$H = q \frac{D_v}{K_1} + \frac{q L^2}{8 K D} + \frac{q L}{\pi K} \ln \frac{D_o}{u} \quad [8]$$

$$H = H_v + H_h + H_r \quad [9]$$

donde:

H = carga hidráulica total disponible. Es la diferencia entre el nivel de agua en los drenes y su nivel a media distancia entre ellos;

H_v = carga hidráulica relacionada con el flujo vertical;

H_h = carga hidráulica relacionada con el flujo horizontal;

H_r = carga hidráulica asociada con el flujo radial;

L = espaciamiento de los drenes;

K_1 = conductividad hidráulica de la capa superior;

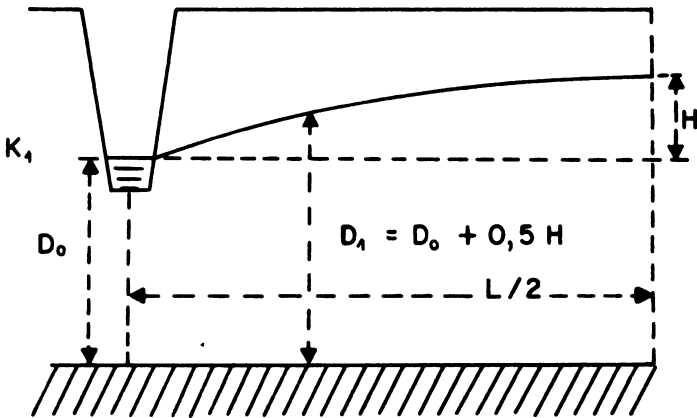
K_2 = conductividad hidráulica de la capa inferior;

K = valor de la conductividad hidráulica usada en el flujo radial K_1 ó K_2 según la posición de los drenes;

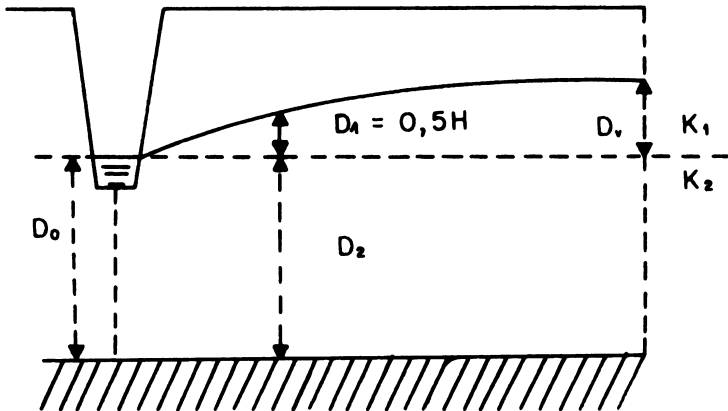
q = coeficiente de drenaje;

D_v = grosor de la capa relacionada con el componente vertical. El límite superior se mide desde el nivel del agua a media distancia entre los drenes, hasta el nivel del fondo de los mismos, cuando se encuentran en la capa más superficial (Figura 14.6). Si el dren se encuentra en el borde entre una capa de alta conductividad y una de baja conductividad, este borde se usa como límite inferior de D_v (Figura 14.5). En la mayoría de los casos el componente vertical es pequeño y puede ignorarse. Por ejemplo: si $q = 0,01$ m/día, $D_v = 0,60$ m y $K_1 = 0,3$ m/día, entonces: $H_v = q (D_v/K_1) = 0,01 \times (0,6/0,3) = 0,02$ m, pero si K_1 es pequeño, por ejemplo, de $0,02$ m/día, $H_v = 0,3$ m y no se puede ignorar (ver caso b de la Figura 14.5).

D_o = grosor de la capa relacionada con el flujo radial. El límite superior de esta capa se mide desde el nivel del agua en los drenes. El límite inferior puede ser la capa impermeable o una capa donde la conductividad hidráulica cambia (ver Figura 14.4, 14.5 y 14.6).

Fig. 14.4. Suelo homogéneo $D_0 < 1/4 L$

$$H = \frac{qL^2}{8K_1D_1} + \frac{qL}{\pi K_1} \ln \frac{D_0}{u}$$

Fig. 14.5. Suelo con dos capas de K_1 y K_2 . El dren se encuentra en el borde entre las capas.

$$a) K_1 \geq K_2 : H = \frac{qL^2}{8(K_1D_1 + K_2D_2)} + \frac{qL}{\pi K_2} \ln \frac{D_0}{u}$$

$$b) K_1 \ll K_2 : H = q \frac{D_v}{K_1} + \frac{qL^2}{8K_2D_2} + \frac{qL}{\pi K_2} \ln \frac{D_0}{u}$$

$$c) K_1 \gg K_2 : \text{se usa la fórmula de Hooghoudt.}$$

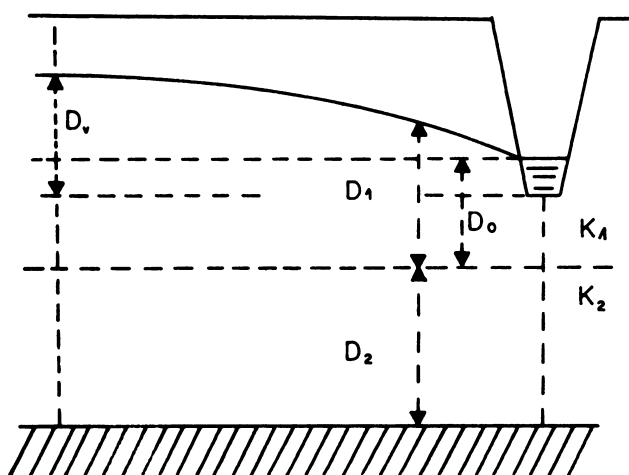


Fig. 14.6. Suelo con dos capas. El dren se encuentra encima del borde entre las capas.

$$H = q \frac{D_v}{K_1} + \frac{qL^2}{8(K_1D_1 + K_2D_2)} + \frac{qL}{\pi K_1} \ln \frac{aD_0}{u}$$

KD (sin índices) = el producto o la suma de productos de K y D de las varias capas relacionadas con el componente horizontal y puede ser K_1D_1 , K_2D_2 ó $K_1D_1 + K_2D_2$ según la condición del perfil del suelo.

D_1 = grosor de la capa con conductividad hidráulica K_1 , que está relacionada con el flujo horizontal. Este valor no se mide directamente, pero se calcula según la ubicación de los drenes con respecto a las capas K_1 y K_2 , $D_1 = 0,5 H$ (Figura 14.5) ó $D_1 = D_0 + 0,5 H$ (Figuras 14.4 y 14.6).

D_2 = grosor de la capa con conductividad hidráulica K_2 , que está relacionada con el flujo horizontal. Se mide directamente en el campo.

u = perímetro mojado = el ancho del fondo de la zanja + 2 x la altura del agua en ella. $u = \pi \times$ radio de un dren de tubo equivalente.

Se consideran cuatro casos comunes.

1. Suelo homogéneo con la capa impermeable a una profundidad grande o $D_0 > 1/4 L$ (Figura 14.7).

2. Suelo homogéneo con la capa impermeable a una profundidad D_0 bajo del nivel de los drenes. $D_0 < 1/4 L$ (Figuras 14.4 y 14.8).
3. El nivel de los drenes coincide con el borde entre las dos capas con conductividades hidráulicas K_1 y K_2 . (Figuras 14.5 y 14.8).
4. El borde entre las dos capas con K_1 y K_2 se encuentra bajo el nivel de los drenes (Figuras 14.6, 14.8 y 14.8a).

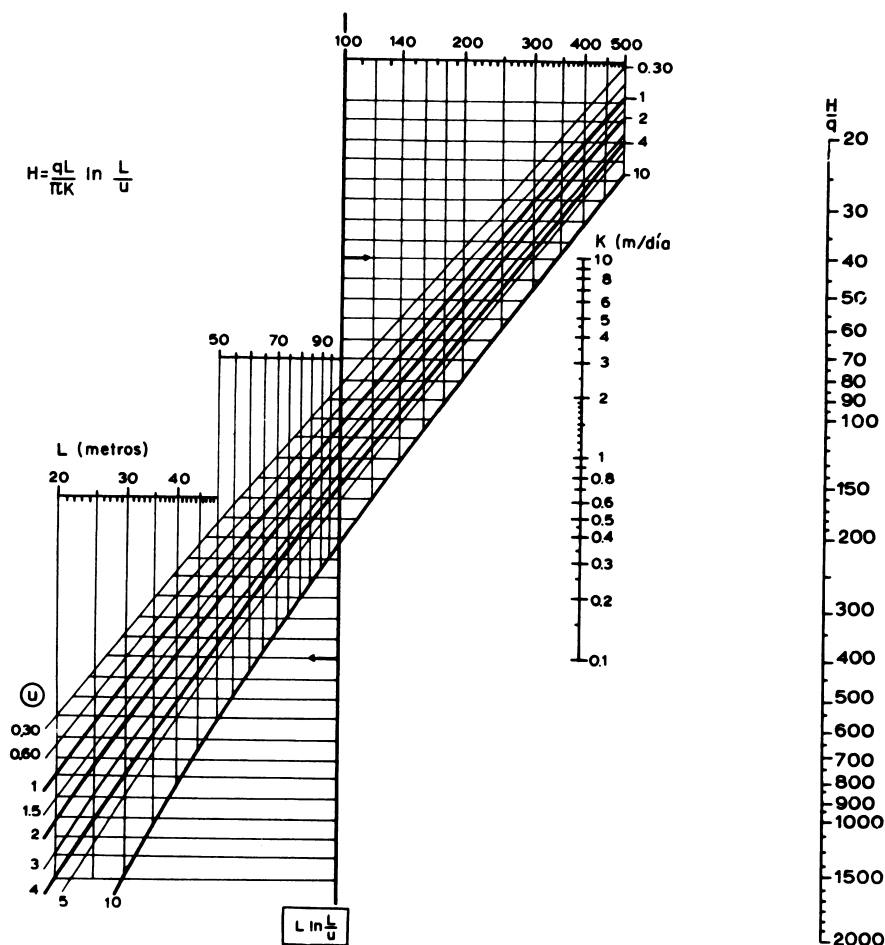


Fig. 14.7. Capa impermeable a gran profundidad ($D > 1/4 L$) (Van Beers¹).

La ecuación general de Ernst (ecuación [8]) se puede solucionar por prueba y error como en el caso de la de Hooghoudt, pero se convierte también en una ecuación cuadrática de la siguiente forma:

$$a L^2 + bL + c = 0 \quad [10]$$

la solución será:

$$L = \frac{-b + \sqrt{b^2 - 4ac}}{2a} \quad [11]$$

Para los casos especiales indicados 1) a 4), existen nomogramas que simplifican bastante el cálculo.

Caso 1. Suelo homogéneo con la capa impermeable a una profundidad grande. $D_0 > 1/4 L$ (Figura 14.7).

Si el nivel freático no es muy convexo ($H < L/5$), como es la situación más común, se puede aplicar la siguiente fórmula: (Ernst⁹, Toksoz y Kirkham¹⁶).

$$H = \frac{qL}{\pi K} \ln \frac{L}{u} \quad [12]$$

Bajo estas condiciones el flujo radial tiene más importancia y por lo tanto la ecuación [12] trata del flujo radial. La Figura 14.7 se usa para solucionar la ecuación.

Ejemplo:

$$q = 0,002 \text{ m/día}$$

$$H = 1,2 \text{ m}$$

$$K = 0,8 \text{ m}$$

$$u = 1,50 \text{ m}$$

$$\frac{H}{\frac{q}{K}} = \frac{1,2}{0,002} = 600$$

Conecte el punto $\frac{H}{\frac{q}{K}} = 600$ con el punto $K = 0,8$ y anote el lugar en que esta línea cruza la línea vertical $L \ln \frac{L}{u}$. Des-

de este punto se va horizontalmente hasta cruzar la línea correspondiente a $u = 1,5$. Entonces se lee $L = 270$ m.

Se puede apreciar la influencia del valor de u sobre el espaciamiento. Si u fuera 0,3, L sería 215 m y si u fuera 3 m, L sería 310 m.

Caso 2. Suelo homogéneo con la capa impermeable a una profundidad D_o bajo el nivel de los drenes. $D_o < 1/4 L$. (Figuras 14.4 y 14.8).

En este caso se utiliza la siguiente fórmula:

$$H = \frac{qL^2}{8K_1 D_1} + \frac{qL}{\pi K_1} \ln \frac{D_o}{u} \quad [13]$$

La Figura 14.8 se usa para solucionar la ecuación.

Ejemplo:

Datos	Cálculos
$q = 0,005$ m/día	$D_1 = D_o + 0,5H = 3 + 0,30 = 3,30$
$H = 0,60$ m	$KD = K_1 D_1 = 0,5 \times 3,30 = 1,65$
$K_1 = 0,5$ m/día	$H/q = 0,600/0,005 = 120$
$D_o = 3$ m	$D_o/u = 3/0,75 = 4$
$u = 0,75$ m	En el pie la Figura 14.8 se lee:
	$\frac{1}{\pi} \ln \frac{D_o}{u} = 0,44$
	$R_r = 0,44/K_1 = 0,44/0,5 = 0,88$

Se conectan los puntos $KD = 1,65$ en el lado de la izquierda con el punto $H/q = 120$ en el lado de la derecha. El punto de intersección de esta línea con la línea $R_r = 0,88$ da el valor de $L = 34$ m.

Uso de la Figura 14.8 cuando $H/q > 300$ y $R_r < 3$. Si los valores de H/q y KD están fuera del alcance de la Figura 14.8 se les puede reducir proporcionalmente y hacer la corrección correspondiente para transformar el valor obtenido de L al valor real. Por ejemplo, si $H/q = 800$, $KD = 20$ y $R_r = 1,8$, se conectan el punto $800/4 = 200$ al punto $20/4 = 5$. La intersección de esta línea con la línea $R_r = 1,8$ da $L' = 60$ m. Por lo tanto $L = 4 L' = 4 \times 60 = 240$ m.

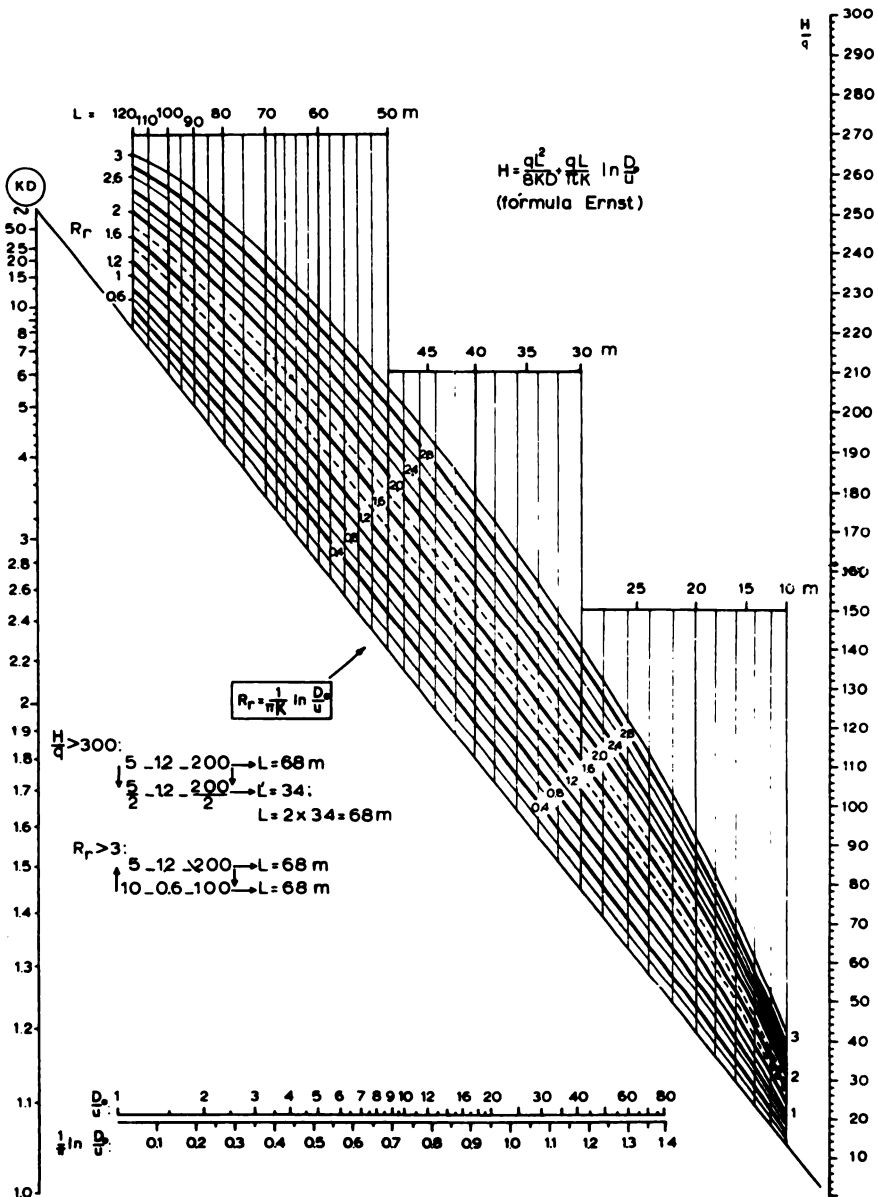


Fig. 14.8. Capa impermeable a profundidad finita ($D < 1/4 L$) Fórmula de Ernst (según Van Beers¹).

Uso de la Figura 14.8 si $R_r > 3$. En este caso los valores de R_r y H/q se dividen por un factor (por ejemplo 2) y el valor de KD se multiplica por el mismo factor de la manera siguiente:

KD	R_r	H/q
3	4,2	200
↓	↓	↓
6	2,1	100

Las dos combinaciones dan el mismo valor de L .

Caso 3. El nivel de los drenes coincide con el borde entre las dos capas con conductividades hidráulicas K_1 y K_2 . (Figuras 14.5 y 14.8).

a. $K_1 > K_2$ ó $K_1 < K_2$

En este caso el flujo vertical no se considera importante y se usa la siguiente fórmula:

$$H = \frac{q L^2}{8 (K_1 D_1 + K_2 D_2)} + \frac{q L}{\pi K_2} \ln \frac{D}{u} \quad [14]$$

Para solucionar la ecuación se usa la Figura 14.8.

Ejemplo:

Datos	Cálculos
$q = 0,005 \text{ m/día}$	$D_1 = 0,5 \text{ m}$ $H = 0,30 \text{ m}$
$H = 0,60 \text{ m}$	$KD = K_1 D_1 + K_2 D_2 = 0,5 \times 0,3 + 1 \times 3 = 3,15$
$K_1 = 0,5 \text{ m/día}$	$H/q = 0,600/0,005 = 120$
$K_2 = 1 \text{ m/día}$	$D_0/u = 3/0,30 = 10$
$D_0 = D_2 = 3 \text{ m}$	Se lee $\frac{1}{\pi} \ln \frac{D_0}{u} = 0,73$
$u = 0,30 \text{ m}$	Se conecta el punto $KD = 3,15$ con el punto $H/q = 120$. El punto de intersección de esta línea con la línea $R_r = 0,73$ da $L = 46 \text{ m}$.

b. $K_1 \ll K_2$ ó sea K_1 es aproximadamente 20 veces (o más) menor que K_2 .

En este caso el flujo vertical es importante, tanto como el radial y el horizontal, y se usa la ecuación general de Ernst, [8], para solucionar el problema. La ecuación [8] se soluciona como una ecuación cuadrática tal como se indica en las ecuaciones [10] y [11].

c. $K_1 \gg K_2$

En este caso la fórmula de Hooghoudt es la indicada, porque la fórmula de Ernst da un valor de L un poco menor que la de Hooghoudt.

Caso 4. El borde entre las dos capas con K_1 y K_2 se encuentra bajo el nivel de los drenes. (Figuras 14.6, 14.8 y 14.8a).

En este caso se emplea la ecuación completa de Ernst en la siguiente forma:

$$H = q \frac{D_v}{K_1} + \frac{q L^2}{8 (K_1 D_1 + K_2 D_2)} + \frac{q L}{\pi K_1} \ln \frac{D_o}{u} \quad [15]$$

El efecto del flujo radial requiere el uso de las Figuras 14.8 y 14.8a.

Ejemplo:

Datos	Cálculos
$q = 0,010 \text{ m/día}$	$D_v = 1,20 + 0,20 = 1,40$
$H = 1,20 \text{ m}$	$H_v = q (D_v/K_1) = 0,01 \times 1,40/0,20 = 0,07 \text{ m}$
$D_o = 0,60 \text{ m}$	$H_h + H_r = H - H_v = 1,20 - 0,07 = 1,13$
$u = 0,50 + 2 \times 0,20 = 0,90 \text{ m}$	$(H - H_v)/q$ se usa como $H/q = 1,13/0,010 = 113$
$D_2 = 3 \text{ m}$	$D_1 = D_o + 0,5 H = 0,60 + 0,60 = 1,20$
$K_1 = 0,2 \text{ m/día}$	$KD = K_1 D_1 + K_2 D_2 = 0,2 \times 1,20 \times 2 \times 3 = 6,24$
$K_2 = 2 \text{ m/día}$	

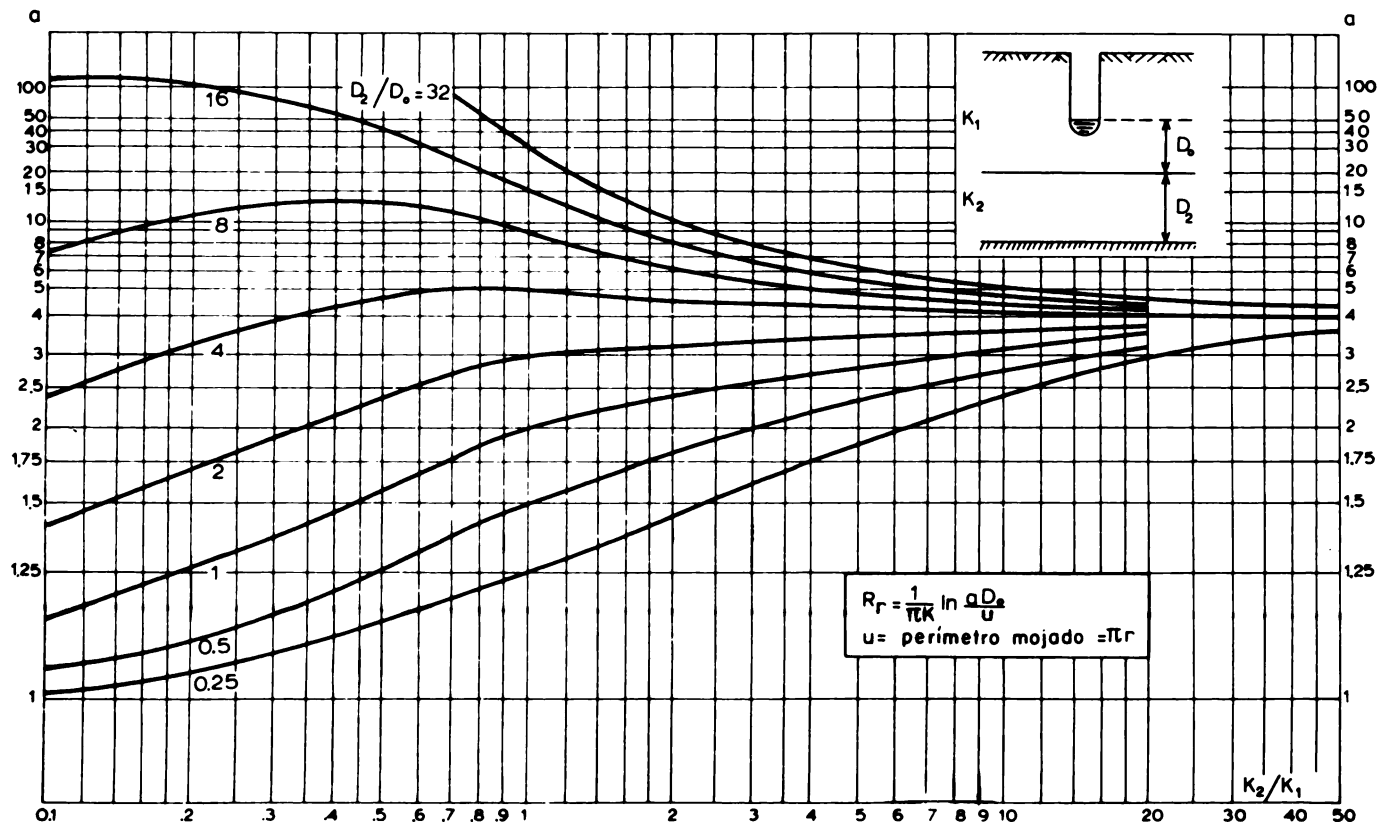


Fig. 14.8a. Resistencia radial (R_r) para el flujo radial. Suelo bajo de los drenes tiene dos capas. Fórmula de Ernst (Según Van Beers¹).

Resistencia radial. (Figura 14.8a).

$$K_2/K_1 = 2/0,2 = 10$$

$$D_2/D_0 = 3,0/0,60 = 5$$

Se lee en el gráfico que $a = 4,3$

a $D_0/u = 4,3 \times 0,60/0,90 = 2,9$. Esto equivale a D_0/u en la Figura 14.8.

En la Figura 14.8 se lee $\frac{1}{\pi} \ln \frac{D_0}{u} = 0,34$

$$R_r = 0,34/K_1 = 0,34/0,20 = 1,7$$

En la Figura 14.8

$$KD = 6,2; R_r = 1,7 \text{ y } H/q = 113. \text{ Entonces } L = 43 \text{ m.}$$

CASO DE FLUJO TRANSITORIO. FORMULA DE GLOVER/DUMM

Condición del suelo. Se supone una capa freática parabólica (Dumm⁸) encima de una capa impermeable. La capa freática desciende de H_0 a H_t dentro de un período de tiempo t , como se muestra en la Figura 14.9. Supone solamente flujo horizontal y transitorio hacia los drenes.

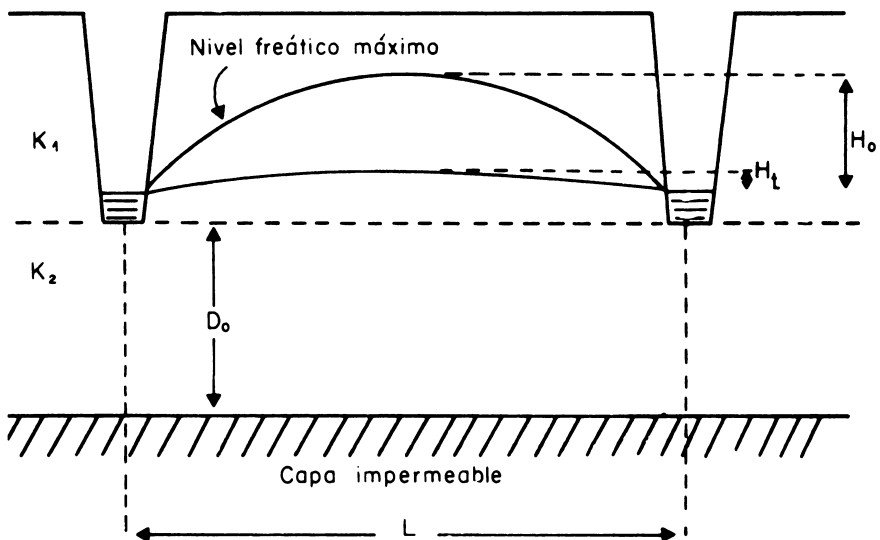


Fig. 14.9. Condición de tabla de agua variable o flujo transitorio. $D \ll 1/4 L$.

Condición del clima. La fórmula es adecuada para condiciones de clima donde hay mucha infiltración de agua hacia el interior del perfil del suelo dentro de un tiempo corto, (como por ejemplo: un día), dando como resultado un ascenso rápido de la capa freática (ejemplo: después de una irrigación o lluvia fuerte). Debido al drenaje, la capa freática desciende nuevamente después de varios días.

Fórmula: cuando $\frac{H_t}{H_o} < 0,8$

$$H_t = H_o \cdot 1,16 \exp. - \frac{t}{j} \quad [16]$$

donde:

H_t = altura final de la capa freática;

H_o = altura inicial de la capa freática;

t = tiempo en días;

j = el coeficiente de almacenaje;

$$= \frac{VL^2}{10 KD}$$

$$D = D_o + \frac{(H_o + H_t)}{4} ;$$

V = la fracción del volumen total del suelo que drena al nivel freático descendente. Van Beers¹ usó una aproximación cuando no hubo medidas de éstos: (%) $V = 10\sqrt{K}$ en que K es expresada en m/día. Ejemplo: si $K = 0,1$ m/día. $V = 3\%$ o $0,03$;

L = espaciamiento de drenes en metros (no corregido para el flujo radial);

K = conductividad hidráulica en m/día;

D_o = distancia entre el nivel de los drenes y la capa impermeable.

Cuando $\frac{H_t}{H_o} > 0,8$ la desviación de la línea rayada en el nomograma incluye una corrección.

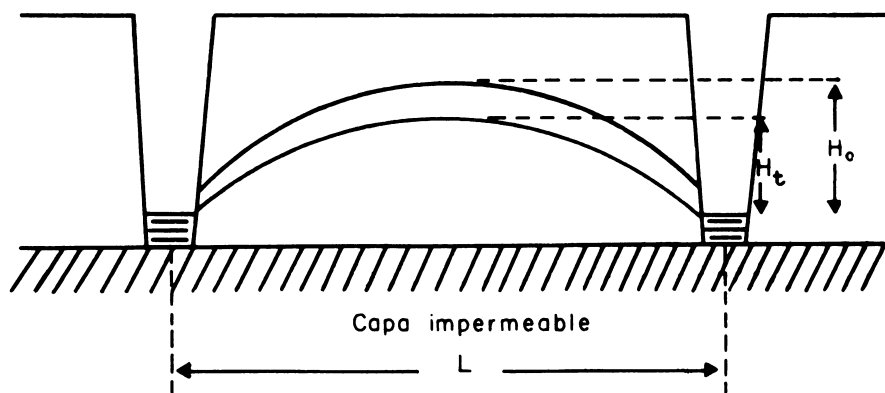


Fig. 14.10. Caso de tabla de agua variable con los drenes colocados sobre la capa impermeable.

Fórmula para el espaciamiento

$$L^2 = \frac{10KD}{V} j \quad [17]$$

De la Figura 14.11 y de los valores dados de $\frac{H_t}{H_o}$ se consigue $\frac{t}{j}$ y del valor dado de t se consigue j .

Corrección para flujo radial. Las ecuaciones [16] ó [17] sirven solamente para el flujo horizontal. Luego deben corregirse para el flujo radial hacia los drenes. La corrección negativa es:

$$\text{corrección} = D \ln \frac{(D)}{u} = 2,3 D \log \frac{(D)}{u} \quad [18]$$

en que u = perímetro mojado de la zanja o

$u = \pi \times \text{radio del tubo del dren equivalente.}$

La ecuación [18] es válida cuando la corrección es menor que $0,4 L$ (no corregido). Se aplica en la mayoría de los casos.

Ejemplo 1:

H_o = altura máxima permisible de la capa freática en relación con los drenes = 1,20 m.

Requisito de drenaje: un descenso en la capa freática de 0,6 m en 15 días.

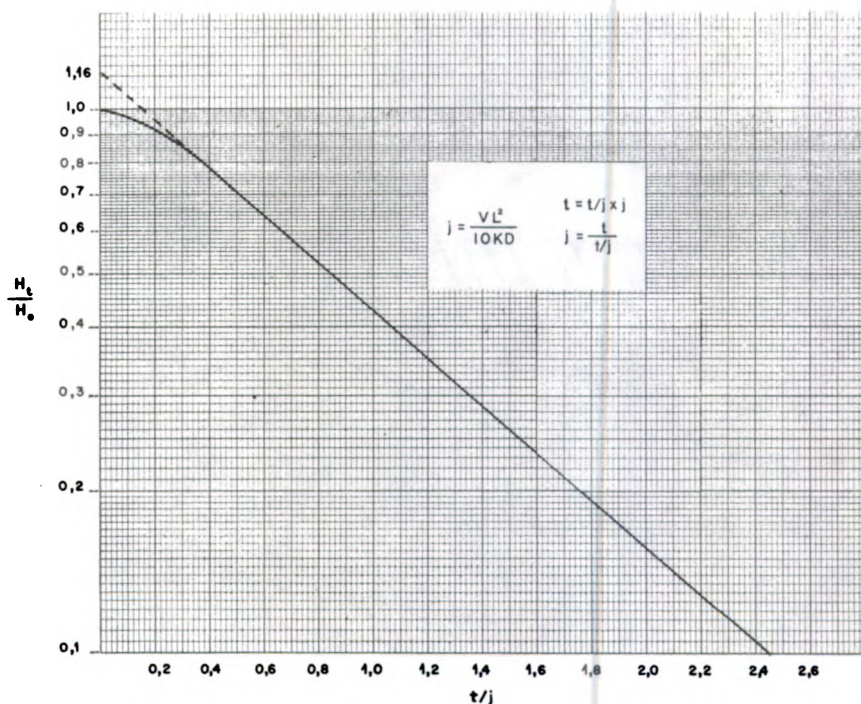


Fig. 14.11. Flujo transitorio, relación Glover-Dumm (según Van Beers¹).

$$K = 0,25 \text{ m/día (} K_1 = K_2 \text{ en Figura 14.9)}$$

$$V = 0,05$$

$$D_0 = 5 \text{ m}$$

Problema: ¿Cuál es el espaciamiento L ?

Cálculo:

$$H_t = H_o - 0,60 = 1,20 - 0,60 = 0,60 \text{ m}$$

$$\frac{H_t}{H_o} = 0,60/1,20 = 0,5$$

$$\text{Figura 14.11: } t/j = 0,84; \therefore j = 15/0,84 = 17,9$$

$$D = D_0 + (H_o + H_t)/4 = 5 + 1,80/4 = 5,45$$

$$KD = 0,25 \times 5,45 = 1,36$$

$$L^2 = \frac{10KD}{V} j$$

$$L^2 = \frac{10 \times 1,36}{0,05} \times 17,9 = 4860$$

$$L = 70 \text{ m}$$

Corrección para flujo radial.

Usando la ecuación [18]

$$u = 0,30 \text{ m } (r = 0,1 \text{ m });$$

$$\text{corrección} = 2,3 \times 5,45 \log (5,45/0,30) = 12,5 \log 18,2 = 15,7 \text{ m};$$

$$\text{el espaciamiento corregido es } 70 - 15,7 = 54,3 \text{ m.}$$

En el caso en que se da el espaciamiento y se necesita calcular el tiempo del descenso de la capa freática, debe agregarse la corrección al espaciamiento para obtener el valor no corregido que debe usarse en las ecuaciones [16] y [17].

Cuando H_t/H_0 es menor de 0,80 ocurre la recesión de cola (Kraijenhoff van der Leur¹³) y existe la siguiente relación:

$$q = \frac{2 \pi KDH}{L^2} \quad [19]$$

La expresión qL describe la rata de flujo de agua de los dos lados de una unidad de largo de dren. (Ver comentarios sobre la fórmula de Hooghoudt).

Ejemplo 2:

En este caso se trata de una solución para el flujo de un promedio diario de $q=7 \text{ mm}$ y también de un análisis de flujo transitorio para una lluvia fuerte, muy distinta del promedio diario que hizo que el nivel freático subiera hasta 10 cm de profundidad. También se trata del caso de un perfil con dos capas de K_1 y K_2 y con el nivel del dren entre ellas. (Figura 14.9).

Datos para la condición de flujo permanente (Caso 3º de la ecuación de Ernst).

$$K_1 = 0,5 \text{ m/día}$$

$$K_2 = 1 \text{ m/día}$$

Profundidad mínima del nivel freático permisible = 0,5 m

Profundidad de los drenes = 1 m

$$H = 1 - 0,5 = 0,5 \text{ m}$$

$$D_o = 3 \text{ m}$$

$$D_r = 3 \text{ m (Figura 14.5)}$$

$$D_1 = 0,25 \text{ m}$$

$$q = 0,007 \text{ m/día}$$

$$u = 0,30 \text{ m.}$$

Usando la Figura 14.8 se obtiene $L = 34 \text{ m}$.

Si hubiera lluvia fuerte que es la que hace que el nivel freático suba hasta 0,10 m de profundidad, el problema sería: ¿cuántos días se van a necesitar para que el nivel baje nuevamente a 0,50 m de profundidad? En este caso: $H_o = 0,90 \text{ m}$ y $H_t = 0,5 \text{ m}$.

El cálculo de la Figura 14.8 de la ecuación de Ernst ya contiene una corrección para el flujo radial y como la ecuación transitoria solamente trabaja con flujo horizontal, hay que agregar la corrección a L para obtener el valor no corregido antes de utilizar su valor en la ecuación [17], o sea, lo contrario de la operación hecha en el ejemplo anterior. Como se trata de dos capas, se usa una ecuación un poco distinta de la [18], que corresponde al caso de la Figura 14.9.

$$\text{Corrección} = \frac{KD}{K_2} \ln \frac{D_o}{u} = 2,3 \frac{KD}{K_2} \log \frac{D_o}{u} \quad [20]$$

donde:

$$KD = K_2 D_2 + K_1 D_1$$

$$D_1 = \frac{H_o + H_t}{4}$$

$$D_2 = D_o \text{ (Figura 14.9)}$$

entonces:

$$KD = 1 \times 3 + 0,5 \times 1/4 (0,9 + 0,50) = 3,18$$

$$\text{Corrección} = 2,3 \times \frac{3,18}{1} \log \frac{3}{0,3} = 7,3$$

$$\therefore L \text{ (no corregido)} = 34 + 7,3 = 41,3 \text{ m.}$$

Determinando j de la ecuación [17], con un valor de $V = 0,07$. $j = (41,3^2 \times 0,07)/(10 \times 3,18) = 3,9$ días.

En la Figura 14.11.

$$H_t/H_o = 0,56, \text{ entonces } t/j = 0,74$$

$$\text{Entonces } t = 0,74 \times 3,9 = 2,9 \text{ días}$$

Caso en que los drenes están colocados sobre la capa impermeable. La relación para el caso ilustrado en la Figura 14.10 es:

$$L^2 = \frac{4,5 \ t \ K \ H_o \ H_t}{V (H_o - H_t)} \quad [21]$$

Esta ecuación fue desarrollada por Boussinesq² y Dumm⁷.

BIBLIOGRAFIA

1. BEERS, W. F. J. VAN. Some nomographs for the calculation of drain spacings. Wageningen. Netherlands. International Institute for land reclamation and improvement. Bulletin no. 8. 1965. 48 p.
2. BOUSSINESQ, I. Sur une mode simple d'écoulement des nappes d'eaux d'un infiltration a lit horizontale avec rebords vertical tout atour lorsqu'une partie de ce rebord est enlevée depuis la surface jusqu' au fond. Comptes Rendus de L'Academie de Sciences 137:6-11. 1903.
3. CHILDS, E. C. The water table equipotentials and streamlines in drained land. Soil Science 56:317-330. 1943.
4. ———. The water table equipotentials and streamlines in drained land. II. Soil Science 59:313-327. 1945.

5. The water table equipotentials and streamlines in drained land. III. Soil Science 59:405-415. 1945.
6. DONNAN, W. W. Model tests of a tile-spacing formula. Soil Science Society of America. Proceeding 2:131-136. 1946.
7. DUMM, L. D. Drain-spacing formula. Agricultural Engineering 35:726-730. 1954.
8. Validity and use of the transient-flow concept in subsurface drainage. In American Society of Agricultural Engineers. Annual Meeting. Memphis, Tennessee, 1960. (Sin publicar).
9. ERNST, L. F. Het berekenen van stationaire grondwaterstromingen, welke in een vertikaal vlak afgebeeld kunnen worden. In Groningen. Netherlands. Instituut voor Bodemvruchtbaarheid. Rapport 1954. (mimeographiado).
10. FORSYTHE, W. M. y PINCHINAT, A. Tolerancia de frijol '27 R' a la inundación. Turrialba 21:228-231. 1971.
11. HOOGHOUDT, S. B. Bijdragen tot de kennis van eenige natuurkundige grootheden van der grond. VII. Verslagen van Landbouwkundige Onderzoekingen 46:515-707. 1940.
12. KIRKHAM, D. y DEZEEUW, J. W. Field measurements for tests of soil drainage theory. Soil Science Society of America. Proceedings 16:286-293. 1952.
13. KRAIJENHOFF VAN DER LEUR, D. A. study of non-steady groundwater flow with special reference to a reservoir coefficient. II. De Ingenieur (Section B) (Hollandia) 70:87-94. 1958.
14. KRAIJENHOFF VAN DER LEUR, D. A. A study of non-steady groundwater flow with special reference to a reservoir coefficient. II. De Ingenieur (Section B) (Hollandia) 74:285-292. 1962.
15. LUTHIN, J. N., y DAY, P. R. Lateral flow above a sloping water table. Soil Science Society of America. Proceedings 19:406-410. 1955.
16. TOKSOZ, S. y KIRKHAM, D. Graphical solution and an interpretation of a new drain spacing formula. Journal of Geophysical Research 66:509-516.
17. VAN SCHILFGAARDE, J. Theory of land drainage. In Luthin, J. N. ed. Drainage of Agricultural Lands. Madison, American Society of Agronomy, 1957. pp. 79-112. (Agronomy Series no. 7).

INDICE DE MATERIAS

- Agente de dispersión, 49
- Agua del suelo: clasificación, 118
 - atracción agua-suelo, 119
 - concepto energético, 120
- Calgon (ver agente de dispersión)
- Capa equivalente, 187
- Capa freática, 118, 119, 120, 124, 125, 126, 180, 181, 183, 186
 - profundidad mínima, 183
- Capa impermeable, 184, 187, 188,
 - importancia, 184, 188
 - profundidad, 187
- Capacidad de campo, 118, 120, 141, 162, 166
 - caso de la maceta y lisímetros superficiales, 121, 141
- Carga de gravedad, 102, 173
- Carga de presión, 102, 122, 125, 173
- Carga hidráulica, 102, 121, 125, 171, 174, 176, 184, 186
- Cifras significativas, 9
- Clase hidrológica del suelo, 168
- Compactación, 39
- Concentración de suspensión, cambio con profundidad, 48
 - concentración máxima recomendada, 48, 58
- Conductancia del tensiómetro, 109
 - relación con la sensibilidad, 110
- Conductividad hidráulica, 121, 171, 173, 183, 186
 - clases de permeabilidad del perfil, 178 y el encalamiento, 46
 - y la erodabilidad del suelo, 171
 - y las fórmulas de drenaje, 171, 183
- Densidad aparente, de suelos derivados de cenizas volcánicas y suelos aluviales, 19
 - como índice de penetrabilidad, 87
 - importancia en la humedad volumétrica, 19
 - masa de la capa arable, 39
 - método de terrones, 41
 - método de volumen conocido, 41
 - porosidad y espacio aéreo, 39
 - suelos aluviales, 19
- Densidad de las partículas, 28
 - cambio en determinación por líquido polar, 34
 - en la densidad de suspensión, 55, 57, 59
 - en la sedimentación, 57
 - importancia, 28, 39
- Densidad del agua, 19, 34
 - en el análisis por sedimentación, 50
- Desabsorción, curvas de, 137
 - aplicación al riego, 137
 - drenaje, 138
 - efecto de estructura y secamiento al aire, 139
 - espacio aéreo a capacidad de campo, 138
 - modelo logarítmico, 139, 152
 - muestras no alteradas, 138
 - salinidad, 138
 - zonificación hídrica, 138
- Desviación estándar, 4, 7, 22
 - de humedad, 22
- Difusión de aire en el suelo, 40
- Drenaje, 118
 - aproximaciones de las fórmulas, 180
 - coeficiente de, 138
 - ecuaciones, 180
 - muestreo para, 175
 - tubo de, 124
 - y equilibrio, 130
- Ecuación racional, 157, 159
- Eficaz de drenes, 124
- Equilibrio estático de agua, 124
 - condiciones experimentales, 130
- Erodabilidad del suelo y el tamaño de las partículas, 47
 - la conductividad hidráulica, 171
- Error aleatorio, 9
- Error sistemático, 9 (ver sesgo)
- Escurrimiento, 157, 159
- Esfuerzo efectivo, 82
 - en relación con la resistencia del suelo y derrumbes, 83
- Esfuerzo normal, 77
- Espacio aéreo, 40
 - a capacidad de campo, 138
 - en la curva de desabsorción, 150
 - índice de aeración, 40
 - valores limitantes para cultivos, 41
- Evaporación: de macetas, 115
- Exactitud, 4, 5
- Explosión de equipo, protección contra, 15
- Falla del suelo, 78
 - sobre de falla, 79
- Filtro poroso saturado, 97, 143

- Flujo permanente, 180, 182, 184
 Flujo transitorio, 180, 182, 201
 Fórmula de Ernst, 184, 190
 Fórmula de Glover-Dumm, 171, 201
 Fórmula de Hooghoudt, 171, 185, 189
 Fuerza normal, 77
- Gradiente hidráulica, 172
- Hidrómetro método de, ventaja, 47
 concordancia con el método de pipeta, 48
 correcciones del método de Bouyoucos, 47
 tipo ASTM-152-H, 49, 59
- Humedad, gravimétrica, 17
 volumétrica, 19
- Infiltración, 157
 contraste con la conductividad hidráulica, 162
 distribución de humedad con profundidad, 162
 distribución de succión con profundidad, 162
 ecuaciones de, 159
 inundación e, 129
 por lluvia, artificial, 157
 y la humedad del suelo, 158
- Instrumentos, calibración, 1
- Lámina de agua en el suelo, 19, 152
- Latas, cuidado de, 1
 preparación de inoxidables, 16
- Ley de Darcy, 121, 171, 172
- Ley de emergencia de Richards, 122, 124, 174
- Ley de Stokes, 47, 57
- Límites de confianza, 2, 3, 4, 20, 24, 25
 de humedad, 19, 25
 de un valor estimado de la curva de desabsorción, 171
 uso para determinar probabilidad, 20
- Límite líquido, 71, 73
- Límite plástico (límite inferior de plasticidad), 71, 72
- Masa de la capa arable, 39
- Masa secada al horno, 17, 30
 base para calcular la humedad gravimétrica y contenidos químicos, 17, 18, 30, 35
- Mohr, teoría de ruptura, 79
- Muestreo, de dos etapas de Stein, 7
 de la columna, 130
 unidades de muestreo en el campo, 8
- Nivel freático (ver capa freática)
- Número plástico, 71
- Penetrabilidad del suelo, 84, 87
 densidad aparente como índice, 87
- Plasticidad, 70
- Plato de presión, 144
- Plato de succión, 143
- Poros grandes, 154
- Potencial de presión, 98, 100, 143
 potencial capilar, 119
- Potencial hidráulico, 101
- Potencial neumático, 100
- Potencial osmótico, 100
- Potencial total del agua del suelo, 100
- Precisión, 2
- Presión de entrada de aire, 109, 143
- Presión hidrostática, 82
- Profundidad efectiva en el análisis por sedimentación, 48, 52
- Punto adhesivo, 71, 73
- Punto de marchitez permanente, 101, 142
- Queroseno, 35
- Rango plástico, 71
- Rendimiento específico, 118
- Resistencia tangencial (al corte), 77
 el aparato de torsión, 83, 92
 en relación con el penetrómetro, 84, 86
- Riego, 157
 por aspersión, 157
- Sensibilidad de una medición, 5
 del tensiómetro, 111
- Sesgo, 5
- Succión del agua del suelo, 83, 97
 agua aprovechable, 137
 atracción agua-suelo d_w , 98, 119
 desarrollo del potencial de presión, 98
 equivalencia con la succión osmótica, 146
- Succión osmótica, 101
 equivalencia con la succión matricial, 146
- Suelo cohesivo, 80
- Tamaño de las partículas, análisis de, 46
 en relación con la retención de agua, conductividad hidráulica y la erodabilidad del suelo, 46
 importancia, 46
 la infiltración, 47
 propiedades físicas y químicas del suelo, 46
- Tamizado en mojado, 47, 62
- Temperatura constante, cuarto de, 14
- Temperatura de agua, influencia sobre la viscosidad y la densidad de agua, 34
 sedimentación, 53, 56
- Tensiómetro: teoría de, 98
 construcción, 107
 instalación de, 128
 lectura de, 103
 limitaciones, 105
- Textura (ver tamaño de las partículas)
- Tracción específica del arado (unidad de tracción), 86
 y la resistencia del suelo, 87
- Tubo capilar, modelo para el suelo, 119
- Tubo de Veihmeyer, 22, 163
- Valores verdaderos aleatorios, 6
- Valores verdaderos fijos, 5

INDICE DE AUTORES

- Aguayo, J., 118, (135), 138, 142, (155)
 American Chemical Society, 4, (13)
 American Society for Testing and Materials, (38), 49, (68), 73, (76)
 Anderson, A. B., 120, (135)
 Ayers, A. P., 101, (117), 137, 146, (156)
 Ayers, Q. C., 157, (169)
- Barley, K. P., 83, 85, 88, (95)
 Bayer, L. D., 41, (45), (76), 118, (134)
 Berlijn, J. D., 87, (95)
 Bertrand, A. R., (169)
 Blake, C. R., 19, (26), 34, (38), 41, (45)
 Bodman, G. B., (76), 162, (169)
 Boelter, D. H., 19, (26)
 Bolt, G. H., 119, 120, (134)
 Boussinesq, L., (207)
 Bouyoucos, G. J., 47, 54, (68) 118, (134)
 Brady, N. O., 118, (134)
 Briggs, L. J., 118, (134)
 Browning, D. R., 163, (170)
 Buckingham, E., 118, 126, (134)
 Buckman, H. O., 118, (134)
 Bunger, W. C., 118, (136); (155)
 Burnett, E., 86, 89, (96)
- Calvin, L. P., 7, 9, (13); 26, 27, 139, 147 (155)
 Calzada Benza, J., 3, 5 (13); 22, 24, (26); 139, 140 (154)
 Camp, C. R., 83 (95)
 Carlton, J. L., 160, (169)
 Casagrande, A., 48, 49, 50, 54, (68), (76)
 Chahal, R. S., 145, (154)
 Childs, E. C., 83, (96); 118, 119, 120, (134-135) 138, (154) 180, (207-208)
 Clyde, D., 98, (116)
 Codoni, M. R., 48, (68)
 Collis-George, H., 119, 120, (134)
 Colman, E. A., 120, (134-135), 141, (154), 162, (169)
 Committee on balances and weights, 4
 Criddle, W. D., 118, (135), 138, (154)
 Cross, B. V., 47, (69), 171, (179)
- Dixon, J. O., 139, (156)
 Donnan, W. W., 187, (208)
 Drosdoff, M., 46, (69)
 Dumm, L. D., 171, (179), 201, 207, (208)
- Edlefsen, N. E., 98, (116), 120, (135)
 Ernst, L. F., 184, 186, 195, (208)
- Farrel, D. A., 88, (95)
 Fisher, R. A., 25, (26) 140, (154)
 Forsythe, W. M., 8, 9, (13) 17, 18, 19, 24, 25, 26, 39, 41, (45) 46, (69) 118, (135) 138, 139, 142, (154) 182, (208)
 Free, G. R. E., 160, (169)
- Gardner, H. R., 88, 89, (96)
 Gardner, W., 98, 116, 120, (135)
 Gardner, W. H., 17, (27), 160, 161, 162, (169)
 Gavande, S. A., 19, 26, 46, (69)
 Gill, W. R., 79, 83, 84, 87, (95-96)
 Goddard, T. M., 41, (45)
 Gonzalez, M., 19, (26), 46, (69)
 Gradwell, M. W., 34, (38)
 Greacen, E. L., 88, (95)
 Griffith, B. A., 78, (96)
 Guerrero, G., 118 (135), 138, 142, (155)
 Gustafson, A. G., 160, (169)
- Hendrickson, A. H., 87, (96)
 Hill, J. N., 139, (155)
 Hogman, C. D., (38)
 Holtan, H. N., 157, 158, 168, (169)
 Hooghoudt, S. B., 171 (179), 184, 186, (208)
 Horton, R. E., 159, 160, (169)
- International Society of Soil Science, 17, (27), 97, 100, (116)
 Israelsen, W. O., 98, (116), (135)
- Jackson, M. L., 8, (13)
 Johnson, C. B., 47, (69), 171, (179)
 Johnston, W. R., 145, (155)
- Kalisvaart, K. C., 118, (135), 138, (154)
 Kessler, J., 138, (155)
 Kirkham, D., 120, (135), 180, 195, (208)
 Klute, A., (179)
 Koch, C. R., 10, (13)
 Kondner, R. L., 84, 85, 86, (95)
- Day, P. R., 48, 49, 54, 57, 58, (68), 83, (95) 98, 101, (116) 120, 124, (135) 180, (208)
 Dezeuw, J. W., 180, (208)
 Diaz-Romeu, R., 17, 18, 26, 39, (45)

- Kostyakov, A. N., 160, (169)
 Kraijenhoff van der Leur, D. H., 205, (208)
- Lambe, T. W., 77, (95)
 Lebedeff, A. F., 119, (135)
 Legarda, L., 41, (45)
 Lewis, M. R., 160, (169)
 Loveland, R. P., (38)
 Low, P. E., 146, (155)
 Luthin, J. N., 118, 119, 124, (135), 138, (155), 171, (179), 180, (208)
- Marshall, T. J., 40, (45), 120, (135), 141, (155), 162, (169)
 McMurdie, J. L., 83, (95)
 Michels, P., 10, (13)
 Middelburg, H. A., 46, (69)
 Miller, D. E., 118, (136), 141, (155), 160, 161, (169)
 Miller, R. D., 119, 120, 124, (134)
 Miller, R. P., 162, (169)
 Minor, R. S., 10, (13)
 Mockus, V., 157, 168, (169)
 Mokady, R. S., 146, (155)
 Musgrave, G. W., 157, 158, 168, (169)
- Nye, P. H., 46, (69)
- Ogata, G., 145, (155–156)
 Ogrosky, H. O., 157, 168, (169)
 Olson, A. R., 10, (13)
- Penman, H. L., 40, 41, (45)
 Perrier, E. R., 145, (155)
 Perry, E. P., (76)
 Petersen, R. G., 7, 9, (13), 26, 27, 139, 147, (155)
 Philip, J. R., 160, 161, (169)
 Philipson, W. R., 46, (69)
 Pimentel, G. C., 10, (13)
 Pinchinat, A., 182, (208)
 Puri, A. N., 48, (69)
- Randolph, J. W., 86, (95)
 Reed, I. F., 86, (95)
 Richard, D. F., 162, (169)
 Richards, L. A., 101, (116) 120, (136) 138, 142, 145, (155)
 Richards, S. J., 98, 111, (117)
 Robinson, F. E., 41, (45)
 Rode, A. A., 160, (169)
 Rogers, W. S., 98, (117)
 Ruby, W. R., (38)
 Runge, E. C., 41, (45)
 Russell, M. B., 118, (136)
- Sibley, E. A., 83, (96)
 Smith, R. M., 163, (170)
 Smith, W. O., 34, (38), 57, 61, (69)
 Smythe, M., 10, (13)
 Sociedad Internacional de la Ciencia del Suelo, 100
- Soil Science Society of America., 17, 18, 27, 97, 99, (117), 126, (136), 141, (156), 157, (170)
 Sowers, G. F., 79, 83, (96)
 Steel, R. G. D., 3, 7, 9, (13), 24, (27), 139, 140, (156)
 Stirk, G. B., 162, (169)
 Strobel, H. A., 5, (13)
 Suárez de Castro, F., 157, 159, (170)
 Sumner, M. E., 139, (155)
 Synge, J. L., 78, (96)
- Tamachi, M., (76)
 Taylor, D. W., 50, (69)
 Taylor, H. M., 86, 88, 89, (96)
 Taylor, S. A., 137, (156)
 Thoreen, R. C., 48, 58, (69)
 Tisdall, A. L., 41, (45)
 Toksoz, S., 195, (208)
 Torrie, J. H., 3, 7, 9, (13), 24, (27), 139, 140, (156)
- USDA–ARS., 47, (69)
 USDA. US bureau of Plant Industry and Agricultural Engineering, 46, (69); 171, 178, (179)
 US Department of the Interior, 168, (170)
 US Soil Conservation Service, 157, 168, (170)
- Van Bavel, C. H. M., 137, (156)
 Van Beers, W. F. J., 171, 179, 180, 187, 197, 200, 202, 204, (207)
 Van Schilfgaarde, J., 180, (208)
 Van Wijk, W. R., 41, (45)
 Vander Berg, G. E., 79, 83, 84, 87, (96)
 Vasquez, O., 139, (155)
 Veihmeyer, F. J., 87, (96)
- Wadleigh, C. H., 101, (117), 137, 146, (156)
 Walker, W. M., 41, (45)
 Warkentin, B. P., 119, (136)
 Waterways Experiment Station, (96)
 Weaver, L. R., 101, (116–117), 120, (136), 138, 142, (155)
 Wesseling, J., 41, (45)
 Whitman, R. V., 77, (95)
 Wilson, T. W., 137, (156)
 Wischmeier, W. H., 47, (69), 171, (179)
- Yamane, G., 83, (96)
 Yates, E., 25, 26, 140, (154)
 Yong, R. N., 145, (154)
 Young, K. K., 139, (156)
- Zelenin, A. N., 84, (96)
 Zunker, F., 119, (136)

OTROS TITULOS DEL SERVICIO EDITORIAL IICA

Acarología. E. Doreste
Administración de empresas asociativas de producción agropecuaria. H. Murcia
***Administración de organizaciones agropecuarias.** A. T. Mosher
Agroecología del trópico americano. P. Montaldo
Articulación social y cambio técnico. La producción de azúcar en Colombia. E. Trigo y M. Piñeiro, Coordinadores
Arroz en los trópicos. R. F. Chandler
Associative farm management. H. Murcia
Batata o camote. (La), F. Folquer
Cambio técnico en el agro latinoamericano. Situación y perspectivas en la década del 80. E. Trigo y M. Piñeiro, Coordinadores
Caribbean seminar on farming systems research methodology. Varios

Comunicación escrita. A. Mac Lean
Conservación de suelos. F. Suárez de Castro
Compendio agronomía tropical Tomo I. IICA-Gob. de Francia
Compendio de mercadeo de productos agropecuarios. G. Mendoza
Crédito rural. Jaime Vélez
Cultivo de cítricos. Ch. Morín
Cultivo de raíces y tubérculos tropicales. A. Montaldo
Cultivo y mejoramiento de la papa. A. Montaldo
Diagnóstico de fallas en motores de combustión interna. J. Gilardi
Ecología basada en zonas de vida. L. Holdridge

Elementos de diseño del tractor y herramientas de labranza. J. Ashburner y B. Sims
En busca de tecnología para el pequeño agricultor. A. Marzocca
Enfoque de sistemas para el desarrollo agrícola. (Un), A. Saravia
Estrategias de enseñanza-aprendizaje. J. Díaz Bordenave y A. Martins
***Factores agrícolas en planificación y desarrollo regional.** I. Arnon
Farm Management handbook. G. Guerra

Física de suelos. W. Forsythe
Guía para elaboración de proyectos. S. Miragem, Coordinador
Introducción a la estadística. W. Caballero
Introducción a la evaluación económica

y financiera de inversiones agropecuarias. Manual de instrucción programada. J. A. Aguirre
Introducción a la fitopatología. L. C. González

Introduction to the diagnosis of plant disease. (An), Ch. Brathwaite
Invertebrate pests of annual food crops in Central America. A. B. S. King and J. L. Saunders
Management of low fertility acid soils of the american humid tropics. Varios
Manual de administración de empresas agropecuarias. G. Guerra
Manual de enseñanza práctica de producción de hortalizas. H. Holle y A. Montes
Métodos de investigación fitopatológica. E. R. French y T. T. Hebert
Mineralogía de arcillas de suelos. Eduardo Besoain
Modelos operacionales de reforma agraria y desarrollo rural en América Latina. A. García
Motores de combustión interna. J. Gilardi
Organización de la investigación agropecuaria. E. Trigo y M. Piñeiro, Coordinadores
***Organización y administración de la investigación agrícola.** I. Arnon

Plagas invertebradas de cultivos anuales alimenticios en América Central, A. B. S. King y J. L. Saunders
Proceedings caribbean workshop on the organisation and administration of agricultural research. Varios autores
Procesos sociales e innovación tecnológica. E. Trigo y M. Piñeiro
Producción de hortalizas. E. Cásseres
Química de suelos. H. Fassbender
Reparación de motores de tractores agrícolas. J. Gilardi
Sistemas de riego. Gurovich
Suelos del trópico. P. A. Sánchez
Taxonomía vegetal. A. Marzocca

Tecnología de la leche. A. Revilla
Tomates. R. Villareal
Traditional and potential fruit tree crop development. Varios

Tres formas de acelerar el crecimiento agrícola. A. T. Mosher
Yuca o mandioca. (La), A. Montaldo

Próxima aparición:

Aprovechamiento forestal. H. Anaya y P. Christiansen

Manual de prácticas de fruticultura. F. Leal y M. G. Antoni

Fisiología vegetal experimental. G. Fernández y M. Johnston

Series de diapositivas educativas sobre: caciones, fitopatología, botánica, clasificación de suelos, microbiología y bioquímica.

* Edición agotada.

Ejemplares fotocopados o microfilmados pueden ser obtenidos en la siguiente dirección:

INSTITUTE FOR SCIENTIFIC INFORMATION 3501 Market Street, University City Science Center Philadelphia, P.A. 19104 USA.

Remita este cupón al Servicio Editorial IICA, Oficina Central, Apartado 55, 2200 Coronado, San José, Costa Rica, o a la Oficina del IICA en su país, la cual nos informará inmediatamente de su pedido.

-
-
- ☐ Remítame factura proforma por _____ ejemplar(es) de los libros arriba indicados.
 - ☐ Envíeme el Catálogo de Publicaciones del IICA.
 - ☐ Orden en firme sólo para librerías, instituciones o bibliotecas (agregue un 15% al monto para efectos de correo).

Nombre completo

Dirección

Firma



editorial IICA

*Este libro se terminó de imprimir en
los talleres de Imprenta y Litografía
Varitec S.A. en el mes de enero 1986
Su edición consta de 2000 ejemplares.*

