

BIBLIOTECA DE LA FACULTAD
de Ciencias Agrarias y Forestales

LA PLATA
(Prov. de Bs. As.)
R. Argentina

FACULTAD DE CIENCIAS AGRARIAS Y
FORESTALES



UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA
PLATA



**EFFECTO DE LA COMPACTACIÓN SOBRE EL
SISTEMA POROSO DEL SUELO EN
DIFERENTES SITUACIONES DE LABRANZA;
MODELIZACIÓN Y REALIDAD.**

TESIS PARA OPTAR POR EL TÍTULO DE DR. DE LA
FACULTAD DE CIENCIAS AGRARIAS Y FORESTALES DE
LA UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA.

Postulante: Ing Agr. C. Germán Soracco
Director: Dr. Roberto R. Filgueira
Co-Director: Dr. Daniel Jorjuria Collazo

La Plata - Argentina
Diciembre 2008

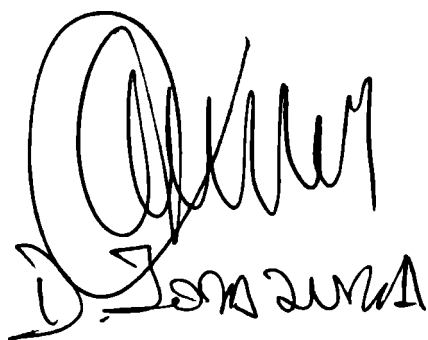
Agradecimientos

Al Dr. Roberto R. Filgueira, mi director, por el compromiso que siempre mostró con este trabajo de tesis.

Al Dr. Daniel Jorajuria Collazo por su aporte siempre crítico y adecuado.

Al CONICET y la Universidad Nacional de La Plata por el apoyo económico brindado en el desarrollo de la presente tesis doctoral.

A mis compañeros del laboratorio por los aportes recibidos en la realización de este trabajo.



D. JORAJURIA



RR FILGUEIRA



Germán Soracco

A mis viejos que me regalaron el amor a los libros.

A mis hermanas: Leticia que me mostró que puede haber diversión en la constancia y Vicky que me mostró puede haber constancia en la diversión.

قال تعالى " وجعلنا من الماء كل شيء حي "

"A partir del agua se han creado todas las cosas vivas".

El Corán. 21:30.

Índice general

1. Resumen	13
2. Antecedentes generales	18
2.1. Movimiento del Agua en el Suelo	18
2.1.1. Escalas de análisis	19
2.1.2. Flujo de agua en Suelo Saturado	22
2.2. Flujo de Agua en Suelo No Saturado	25
2.3. Infiltración .	36
2.3.1. Modelos empíricos	41
2.3.2. Modelos Analíticos y semi-analíticos	45
3. Antecedentes específicos	49
3.1. Infiltrómetro de disco	49
3.2. Análisis del flujo desde un infiltrómetro de disco	53
3.2.1. Análisis del flujo en estado estacionario	55
3.2.2. Análisis del flujo en estado transitorio .	60
3.3. Efectos de las labranzas sobre el movimiento del agua en el suelo	63
3.4. Comparación de métodos de obtención de variables hidráulicas	66
4. Hipótesis y Objetivos	72
5. Materiales y Métodos	74
5.1. Suelo reempaquetado en Laboratorio	75

ÍNDICE GENERAL	5
5.2. Ensayos a campo	77
5.2.1. Villa Argüello	78
5.2.2. San Antonio de Areco	79
5.3. Muestras Inalteradas en laboratorio	82
6. Resultados y Discusión	89
6.1. Suelo Artificial en Laboratorio	89
6.1.1. Análisis de la densidad aparente	89
6.1.2. Análisis de la Infiltración	90
6.1.3. Método del estado estacionario (MEE)	94
6.1.4. Método de Linearización Acumulativa (Cumulative Linearization Method, CLM)	97
6.1.5. Método de Diferenciación Acumulativa (Differentiative Linearization Method, DLM)	103
6.2. Ensayo a campo	107
6.2.1. Villa Argüello	107
6.2.2. San Antonio de Areco	111
6.3. Muestras Inalteradas en laboratorio	123
7. Conclusiones	130
8. Bibliografía	132
9. Anexos	151

Índice de cuadros

5.1. Situaciones ensayadas en laboratorio	77
5.2. Situaciones ensayadas en campo	82
6.1. Densidad Aparente en laboratorio. Letras distintas en las medias implican diferencias estadísticas ($P = 0,05$).	90
6.2. Valores de q_{∞} para las distintas energías de compactación y succiones aplicadas. Letras distintas muestran diferencias significativas (test LSD, $p=0,05$)	92
6.3. Valores de K_{sat} para las distintas energías de compactación y succiones aplicadas. Letras distintas muestran diferencias significativas (test LSD, $p=0,05$). Método del estado estacionario.	95
6.4. Valores de Sortividad para las distintas energías de compactación y succiones aplicadas. Letras distintas muestran diferencias significativas (test LSD, $p=0,05$)	97
6.5. Valores de K_{sat} obtenidos por el CLM para las distintas energías de compactación y succiones aplicadas. Letras distintas muestran diferencias significativas (test LSD, $p=0,05$).	99
6.6. Valores de S obtenidos por el CLM para las distintas energías de compactación y succiones aplicadas. Letras distintas muestran diferencias significativas (test LSD, $p=0,05$).	101

6.7. Valores de K_{sat} obtenidos por el DLM para las distintas energías de compactación y succiones aplicadas. Letras distintas muestran diferencias significativas (test LSD, $p=0,05$).	104
6.8. Valores de S obtenidos por el DLM para las distintas energías de compactación y succiones aplicadas. Letras distintas muestran diferencias significativas (test LSD, $p=0,05$).	106
6.9. Valores promedios y desviación estándar para los valores de q_{∞} . Letras diferentes en las medias implica diferencias estadísticamente significativas ($p = 0, 05$)	113
6.10. Valores medios de K_{sat} según el sistema de manejo, método físico de análisis y labranza. Letras diferentes en las medias implica diferencias estadísticamente significativas ($p = 0, 05$)	118
6.11. Valores medios de sortividad según el sistema de manejo, método físico de análisis y labranza. Letras diferentes en las medias implica diferencias estadísticamente significativas ($p = 0, 05$)	120
6.12. Numero de muestras extraídas y evaluadas.	123
6.13. Densidad Aparente de los cilindros utilizados para la determinación de K_{sat} en laboratorio. Letras distintas en las medias implican diferencias estadísticas ($p = 0, 05$).	124
6.14. Valores de K_{sat} para cada tratamiento y orientación de muestreo. Letras distintas en las medias implican diferencias estadísticas ($\alpha = 0, 05$).	125

Índice de figuras

2.1. Se muestra la matriz del suelo. En oscuro el sólido y en claro el espacio poroso	20
2.2. Estimación del REV por incremento del volumen considerado para el análisis.	21
2.3. Flujo Saturado Horizontal en una columna de suelo	23
2.4. Porción de suelo aislado para analizar los flujos de agua en las tres dimensiones	32
2.5. Curva de Infiltración Acumulada [L] en el tiempo.	38
2.6. Curva de tasa de infiltración [LT^{-1}] en el tiempo. .	39
2.7. Gráfico del contenido de humedad en función de la profundidad para varios tiempos (donde θ_{is} es el contenido inicial de agua en la arena, θ_{ic} es el contenido inicial de agua en la arcilla, θ_{ss} es el contenido de agua de saturación en la arena y θ_{sc} es el contenido de agua de saturación en la arcilla.) Fuente: Haverkamp <i>et al.</i> (1977)	40
3.1. Esquema del infiltrómetro de disco (Fuente: Filgueira <i>et al.</i> 2006)	53
3.2. Infiltración acumulada [L] de agua en un suelo versus el tiempo [T]. Los datos son reales, no simulados, y corresponden a un sitio de La Plata. Datos propios	54
3.3. Comportamiento de la infiltración acumulada versus la raíz cuadrada del tiempo para los primeros estadíos para el mismo set de datos de La Plata que los de la figura 3.2 (datos propios).	59

3.4. Ejemplo de la determinación de los coeficientes C_1 y C_2 según el método CLM. En el eje y tenemos $\frac{I}{\sqrt{t}}$ [$LT^{-1/2}$] y en el x \sqrt{t} [$T^{1/2}$]. Datos propios.	62
3.5. Ejemplo de la determinación de los coeficientes C_1 y C_2 según el método DLM. En el eje y tenemos $\frac{dI}{d\sqrt{t}}$ [$LT^{-1/2}$] y en el x \sqrt{t} [$T^{1/2}$]. Datos propios.	63
5.1. El suelo bajo siembra directa luego del pasaje de la maquinaria de cosecha	81
5.2. Infiltrómetro en el campo .	83
5.3. Dispositivo Utilizado para la determinación de conductividad hidráulica saturada en laboratorio	85
5.4. Cilindro utilizado para la determinación de la conductividad hidráulica saturada .	87
5.5. Extracción de cilindro para densidad aparente	88
6.1. Comportamiento de la Inf. Acum. (cm) para las succiones utilizadas y las compactaciones realizadas	90
6.2. Comportamiento de la infiltración básica (q_∞) (cmh^{-1}) según los factores ensayados	91
6.3. Valores de la infiltración básica (q_∞) ($cm.h^{-1}$) para cada uno de los niveles de la variable Succión x Compactación (1=0 golpes y -4 cm, 2=0 golpes y -8 cm, 3=5 golpes y -4 cm, 4=5 golpes y -8 cm, 5=10 golpes y -4 cm y 6=10 golpes y -8 cm)	92
6.4. Comportamiento de la conductividad hidráulica saturada (K_{sat}) ($cm.h^{-1}$) obtenida por el MEE para los distintos factores.	94
6.5. Comportamiento general de la Sortividad (S)($cm.h^{-1/2}$). Método del estado estacionario.	96

- 6.6. Comportamiento de la conductividad hidráulica saturada (K_{sat}) ($cm.h^{-1}$) obtenida por el método de la linearización acumulativa (CLM) para los distintos factores 98
- 6.7. Comportamiento de la conductividad hidráulica saturada (K_{sat}) ($cm.h^{-1}$) obtenida por el método de la linearización acumulativa (CLM) según los factores que la modifican 99
- 6.8. Comportamiento de la Sortividad ($cm.h^{-1/2}$) obtenida por el CLM según los factores que la modifican 100
- 6.9. Comportamiento de la sortividad ($cm.h^{-1/2}$) según los factores que la modifican 101
- 6.10. Comportamiento de la conductividad hidráulica saturada (K_{sat}) ($cm.h^{-1}$) obtenida por el método de la linearización por diferenciación (DLM) con los factores ensayados 103
- 6.11. Valores de la conductividad hidráulica saturada (K_{sat}) ($cm.h^{-1}$) obtenidos por el método de la linearización por diferenciación (DLM) 104
- 6.12. Comportamiento general de la Sortividad ($cm.h^{-1}$) obtenida por el método de la linearización por diferenciación (DLM) 105
- 6.13. Valores de Sortividad ($cm.h^{-1}$) obtenidos por el método de la linearización por diferenciación (DLM) 105
- 6.14. Relación entre los datos de infiltración obtenidos con un infiltrómetro de disco y el tiempo, para un suelo labrado. La línea recta representa el ajuste por regresión de los datos experimentales para la estimación de q_{∞} . 107
- 6.15. Relación entre los datos de infiltración obtenidos con un infiltrómetro de disco y el tiempo, para un suelo labrado recientemente, en la forma $I t^{-1/2}$ versus $t^{1/2}$ 109

- 6.16. Efecto del paso de la cosechadora sobre la infiltración acumulada en sitios bajo siembra directa con descompactación de suelo (SDCD). En el eje Y se muestra la infiltración acumulada (cm) y en el eje X el tiempo en h. Tratamientos 3 y 5. 111
- 6.17. del paso de la cosechadora sobre la infiltración acumulada en sitios bajo siembra directa sin laboreo de descompactación (T). En el eje Y se muestra la infiltración acumulada (cm) y en el eje X el tiempo en h. Tratamientos 4 y 6. 112
- 6.18. Valores medios y desviación estándar de los valores de la infiltración básica (q_{∞}) ($cm.h^{-1}$). 114
- 6.19. Interacción entre el momento de muestreo y la labranza. 116
- 6.20. Valores de la conductividad hidráulica saturada (K_{sat}) (cmh^{-1}) para las 6 situaciones medidas 117
- 6.21. Valores de la conductividad hidráulica saturada (K_{sat}) (cmh^{-1}) obtenidos por los dos métodos de análisis estudiados. La recta tiene una pendiente 1 119
- 6.22. Comparación entre los valores de Sortividad ($cmh^{-1/2}$) obtenidos por los dos métodos de análisis estudiados. La recta tiene pendiente 1. 121
- 6.23. Comparación entre los valores de la infiltración básica (q_{∞}) y de la conductividad hidráulica (K_{sat}) para cada uno de los métodos de análisis utilizados en ($cm.h^{-1}$). La línea recta tiene pendiente 1. 122
- 6.24. Valores de Densidad Aparente obtenidos con el método del cilindro ($Mg m^{-3}$). Las líneas representan la desviación estándar 123
- 6.25. Densidad aparente de los cilindros utilizados para la determinación de la conductividad hidráulica (K_{sat}) en laboratorio. Las líneas representan la desviación estándar 124

ÍNDICE DE FIGURAS	12
6.26. Valores de la conductividad hidráulica saturada (K_{sat}) para cada tratamiento y orientación de muestreo. Las líneas representan la desviación estándar	125
6.27. Agregados de los primeros 5 cm del suelo, mostrando estructura laminar.	127
6.28. Agregados del suelo estudiado mostrando estructura laminar.	128

Capítulo 1

Resumen

El conocimiento de las leyes que rigen el movimiento del agua en el suelo es fundamental para las ciencias agrarias. Esto es así debido a la importancia que la existencia de agua posee en el crecimiento y desarrollo de los cultivos. Ahora bien, tan importante como la existencia de una cantidad no limitante de agua es la existencia de una dinámica apropiada de esta sustancia. El estudio de las propiedades hidráulicas, particularmente la tasa de infiltración estacionaria, la conductividad hidráulica saturada (K_{sat}) y la sortividad (S), y su relación con las labranzas, es fundamental para la obtención de una producción agrícola sustentable. El infiltrómetro de disco a tensión es uno de los más novedosos dispositivos desarrollados para estudiar las propiedades hidráulicas del suelo. A pesar de la importancia que posee la determinación de estas propiedades hidráulicas el principal inconveniente observado es la falta de unicidad entre los métodos físico-matemáticos utilizados para obtener valores confiables de estas variables, a partir de las mediciones realizadas. A modo de ejemplo, puede citarse a Logdson & Jaynes (1993) que, comparando 4 métodos diferentes, obtienen valores muy disímiles y de una variabilidad muy pronunciada. En casos extremos, utilizando uno de los métodos más aceptados (White & Sully, 1987) obtienen, de 34 determinaciones, que sólo 20 pueden utilizarse para el cálculo de K_{sat} y S . Se mencionan como motivos, por ejemplo, que en algunos casos el método arroja valores negativos para

K_{sat} y en otros que no es posible identificar con precisión el estadio del proceso donde la sortividad puede ser determinada, necesarias en el modelo matemático usado. Resultados similares fueron publicados recientemente por Aoki & Sereno (2004) donde utilizando dos métodos de obtención de K_{sat} (White & Sully, 1987; Ankeny *et al.*, 1991) obtienen, para el mismo tratamiento, valores estadísticamente diferentes para cada uno de los métodos (con un factor 2 aprox.). De datos propios, aun no publicados, hemos concluido que este problema se acentúa utilizando métodos que realizan mediciones en el estado estacionario versus métodos que lo hacen en el estado transitorio.

De todo lo anterior se desprende que: 1) actualmente el método de medida de las propiedades hidráulicas mediante el infiltrómetro de disco y su posterior interpretación teórica necesita un análisis exhaustivo para encontrar sus principales fortalezas y debilidades, 2) es necesario analizar la sensibilidad del instrumento para detectar efectos de las labranzas y de las compactaciones sobre los suelos, 3) es necesario evaluar la performance de los distintos métodos físico-matemáticos de análisis de los datos obtenidos desde un infiltrómetro de disco a tensión, 4) Es necesario examinar los cambios en la infiltración no solamente a partir de los datos de densidad aparente, sino que también es necesario incorporar la conectividad del sistema poroso, 5) Es importante estudiar el efecto de las labranzas sobre la estructura del suelo y su comportamiento temporal para tender hacia una agricultura sustentable y el infiltrómetro de disco sería un instrumento adecuado para esto.

En este trabajo de tesis se utilizó el infiltrómetro de disco a tensión (Perroux & White, 1988), y la ecuación de Darcy en flujo saturado (Hillel, 1998), para obtener datos experimentales de infiltración y conductividad hidráulica saturada. Los modelos matemáticos utilizados para la interpretación de los datos experimentales fueron dos: a) de flujo estacionario, b) de flujo transitorio. En el caso a) se utilizó el mod-

elo de Wooding (1968) y el de Darcy. En el caso b) se usó el modelo de Philip (1957), modificado por Haverkamp *et al.* (1994) para el caso del infiltrómetro. Para los ajustes por regresión se utilizaron dos modelos, b1) el de linealización acumulativa (CLM); y b2) el de linealización por diferenciación (DLM). Se obtuvieron como resultado la infiltración básica (q_{∞}), y a partir de modelos matemáticos, la K_{sat} y la S . Los valores obtenidos fueron procesados estadísticamente para determinar las diferencias significativas entre los distintos modelos. Para estudiar el proceso de movimiento del agua en el suelo se usaron tres formas de coleccionar los datos experimentales: 1) sobre suelo reempaquetado con el que se fabricaron probetas para el estudio en laboratorio. Estas probetas fueron sometidas a varios grados de compactación y se estudió la infiltración bajo diferentes tensiones en el suministro del agua, 2) sobre suelo retirado del campo con cilindros, procurando que las muestras sufrieran mínima perturbación, para estudiar flujo saturado, y 3) sobre suelos directamente a campo, sometidos a diferentes técnicas de manejo, que incluyeron siembra directa con y sin descompactación.

Con el trabajo realizado en laboratorio se buscó observar el proceso de infiltración en una situación completamente controlada, para evitar el “ruido” presente en las observaciones realizadas en el terreno y de esta forma poder evaluar la capacidad del infiltrómetro de disco y de los modelos de flujo para detectar procesos de compactación. Otro de los objetivos de la experimentación en laboratorio fue medir el efecto de la compactación inducida artificialmente sobre las variables hidráulicas, reduciendo el efecto de sitio, muy importante en las determinaciones de propiedades hidráulicas a campo.

El fundamento de un estudio a campo fue la necesidad de evaluar el grado de adecuación de los modelos de análisis utilizados para medir el efecto de la compactación sobre las propiedades hidráulicas, en situaciones reales de terreno. El mismo se realizó en dos etapas: en Villa Argüello, partido de Berisso, donde se evaluaron, sobre un

suelo con alto contenido de arcilla, tres situaciones de manejo diferentes con compactaciones contrastantes, y un segundo ensayo, en San Antonio de Areco, concentrado en siembra directa y los procesos de compactación asociados a este sistema.

Finalmente, en una tercera situación experimental, se buscó concluir sobre el efecto de los procesos de compactación en la conectividad del sistema poroso.

Del estudio realizado se concluyó que:

i) Es posible cuantificar el efecto de la compactación, inducida por tráfico o manejo, a través de las propiedades físicas conductividad hidráulica saturada y sortividad. El infiltrómetro de disco a tensión es un instrumento válido para evaluar, a través de las propiedades hidráulicas, dichos procesos de compactación.

ii) Es posible afectar la conectividad del sistema poroso de un suelo a través de la labranza o el uso del mismo.

iii) Las variables hidráulicas; tasa de infiltración básica, conductividad hidráulica y sortividad son parámetros adecuados para detectar variabilidad espacial y temporal en la estructura del suelo producto de las diferentes labranzas y usos del mismo.

iv) La conductividad hidráulica se comportó de manera similar a la tasa de flujo estacionario desde el infiltrómetro de disco. Los modelos de obtención de esta variable que utilizan el estado estacionario (MEE) demostraron ser más robustos y de aplicabilidad generalizada. Los modelos que utilizan el estado transitorio, CLM y DLM, condujeron, en general, a resultados de dudoso sentido físico. Se concluye que la base teórica del modelo no explica el comportamiento de la infiltración en los suelos estudiados.

v) En siembra directa, la conectividad del sistema poroso resultó muy diferentes en sentido vertical y horizontal a pesar de que la densidad aparente fue siempre la misma. La densidad aparente como único parámetro no garantiza la posibilidad de inferir adecuadamente sobre la dinámica del agua en el suelo. La metodología de evaluación de la conductividad hidráulica saturada a muestras extraídas según dirección horizontal y vertical, se mostró muy eficaz para detectar la conectividad de los poros en ambas direcciones.

vi) El infiltrómetro de disco no fue capaz de detectar la anisotropía del sistema poroso en siembra directa.

Capítulo 2

Antecedentes generales

2.1. Movimiento del Agua en el Suelo

El agua se mueve en el suelo en dos de sus tres estados. Este movimiento es debido a la diferencia de potencial agua existente en dos puntos del suelo. Es decir que para que se produzca movimiento del agua en el suelo debe, necesariamente, existir una diferencia de potencial. En el caso del agua en estado gaseoso la fuerza motriz del proceso es la difusividad debida a un gradiente de concentración de moléculas de agua en el aire. En el caso del agua líquida los potenciales que generan el flujo pueden ser gravitacionales, de presión y mátricos. El peso relativo de estos potenciales sobre el movimiento del agua en el suelo va variando conforme cambie el contenido de agua en el suelo (Kutilek & Nielsen, 1994).

Nótese que en el caso de que los potenciales del suelo hayan alcanzado un equilibrio, es decir que no cambian en el tiempo, puede existir de todas formas un flujo de agua. Esto sucede ya que la existencia de potenciales que no cambian en el tiempo no implica que necesariamente sean iguales. Este es el ejemplo típico del fenómeno de infiltración en régimen estacionario; los potenciales en cada punto del suelo no cambian en el tiempo pero son distintos entre sí lo que permite la existencia de una tasa de infiltración estacionaria. Si todos los potenciales fueran iguales, no existiría razón para la existencia de

esta tasa y el agua no penetraría en el suelo.

2.1.1. Escalas de análisis

El fenómeno de movimiento del agua en el suelo puede ser encarado a partir de dos escalas diferentes; microscópica y macroscópica. Para una cabal comprensión de esta división se incorpora el concepto introducido por Bear (1972) de REV (representative elementary volume).

REV

La porosidad de un suelo se calcula como:

$$P = \frac{V_p}{V_t} \quad (2.1)$$

donde V_p es el volumen de poros y V_t el volumen total de suelo. Ahora bien, la correcta determinación de V_t es crucial, ya que debe ser un volumen cuya porosidad sea representativa de todo el entorno. Para determinarlo se puede seguir el siguiente razonamiento: supongamos que V_{t1} es muy pequeño y que está centrado en un poro, entonces $P = 1$. Tomando el mismo V_{t1} pero ahora centrado en la fase sólida $P = 0$ (Figura 2.1). Supongamos ahora que tomamos un V_{t2} mayor que V_{t1} , para el primer caso (que estaba centrado en un poro) la porosidad va a disminuir porque al aumentar el valor de V_t es muy probable que se involucre algo de materia sólida. De manera análoga para el segundo caso (donde V_t estaba centrada en la fase sólida) conforme se vaya agrandando V_t la porosidad irá aumentando. Si se sigue realizando este proceso de incremento del valor de V_t (a V_{t3} por ejemplo) en un caso la porosidad irá aumentando y en el otro disminuyendo hasta que se llegue a un punto donde el valor de porosidad de ambos procedimientos coincide, y no solo eso, conforme se siga aumentando el valor de V_t no se registrarán cambios en el valor de P . Cuando esto suceda se habrá alcanzado el REV, ver figuras 2.1 y 2.2.

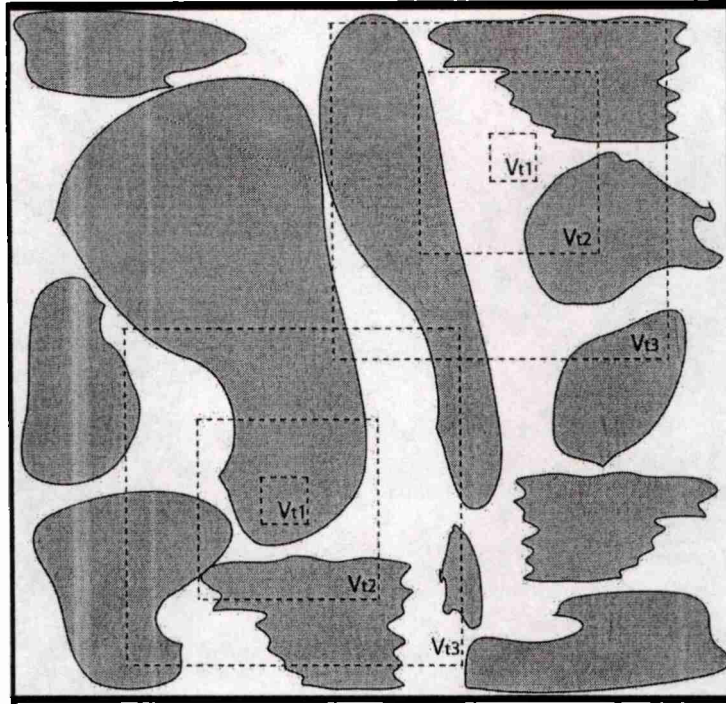


Figura 2.1: Se muestra la matriz del suelo. En oscuro el sólido y en claro el espacio poroso

Escala Microscópica

En la escala microscópica el flujo en cada poro es tomado en forma individual y se aplica la ecuación de Poiseuille (ecuación 2.2). Según esta ecuación el caudal que atraviesa, con flujo laminar, un tubo cilíndrico capilar (tal es la simplificación de la forma de los poros del suelo en este enfoque) depende de la cuarta potencia del radio del tubo y de la caída de carga hidrostática por unidad de longitud.

$$Q = \frac{\Delta P \pi r^4}{8L\eta} \quad (2.2)$$

donde Q es el caudal ($Q = v/t$, volumen sobre tiempo), r es el radio del capilar, ΔP es la diferencia de presión entre los extremos del tubo, L es la longitud del tubo y η es la viscosidad dinámica. O bien:

$$Q = \frac{1}{8\eta} \frac{\partial P}{\partial x} \pi r^4 \quad (2.3)$$

donde $\partial P/\partial x$ representa el gradiente de presión. Si lo que se desea es

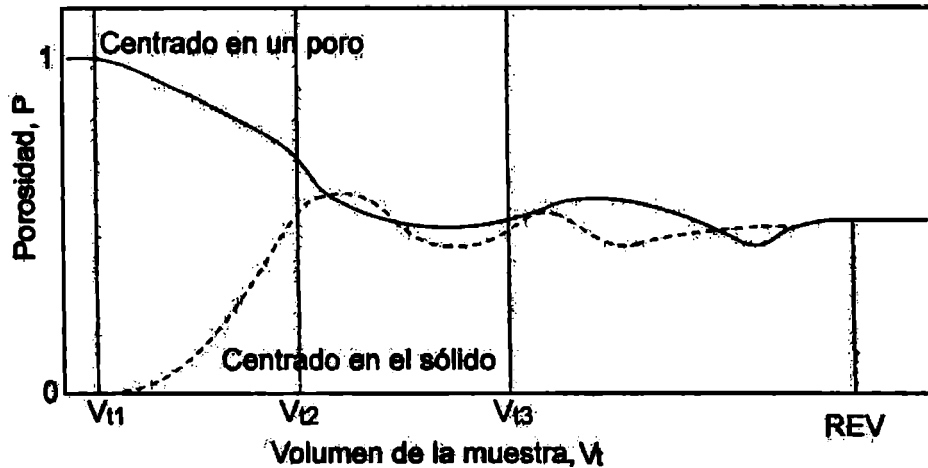


Figura 2.2: Estimación del REV por incremento del volumen considerado para el análisis.

conocer el caudal total que atraviesa una sección de suelo es necesario determinar la distribución de tamaño de poros con un nivel de detalle importante. De forma que suponiendo el suelo como un conjunto de n_i tubos capilares de radio r_i , el caudal total que atraviesa una sección del suelo será la suma de los caudales individuales de cada poro.

$$Q_t = \frac{1}{8\eta} \frac{\partial P}{\partial x} \sum n_i r_i^4 \pi \quad (2.4)$$

La validez de esta ley se acota por la aceptación de una serie de supuestos; la existencia de flujo laminar, de un fluido incompresible en una matriz rígida, bajas velocidades de flujo y que la geometría no varíe durante el proceso de transferencia. Las características reales de los poros del suelo difieren mucho de lo que supone la ley de Poiseuille. Si bien las velocidades de flujo en el suelo no son grandes y el flujo laminar podría suceder, los poros del suelo no tienen radio constante y muchas veces se encuentran interrumpidos. A todo esto hay que agregarle el fenómeno de tortuosidad. Para resolver el problema del flujo a esta escala debemos poseer suficiente información de las características geométricas de los poros que componen el REV. Incluso conociendo estas características serían necesarios grandes esfuerzos en cálculos sólo para cubrir una pequeña porción de suelo lo que lo hace complicada

su aplicación. Estos modelos son mencionados igual ya que son muy útiles desde el punto de vista de la comprensión a nivel fenomenológico ya que poseen un carácter intuitivo importante. Además en muchas consideraciones teóricas es necesario recurrir a dichos modelos, aunque siempre el nivel de simplificación del sistema poroso sea importante.

Escala Macroscópica

Con un enfoque determinístico es posible estudiar en forma cuantitativa el proceso de transferencia de agua en el suelo. Para esto debe garantizarse que se estudie una porción de suelo lo suficientemente grande para garantizar que el REV se alcance. El área por la que sucede el flujo en estas condiciones es llamada, de manera análoga al REV, REA (representative elementary área). La aproximación macroscópica al flujo del agua en el suelo conduce a la ecuación de Darcy que será presentada más adelante.

2.1.2. Flujo de agua en Suelo Saturado

Para este caso se asume que el agua se encuentra fluyendo por todos los poros del suelo, llenando completamente éstos. Es necesario destacar que en condiciones de campo la saturación completa nunca es alcanzada debido a que en el proceso de mojado queda aire atrapado que no puede escapar y de esta forma nunca se logra que el contenido de agua sea igual a la porosidad total P .

Kutilek & Nielsen (1994) consideran cuasi-saturación cuando se cumple que $\theta = mP$, donde m toma un valor entre 0.85 y 0.95, donde θ es el contenido hídrico volumétrico. De forma que el aire atrapado ocupa $P(1 - m)$. Se aclara que aunque se sabe lo anterior, cuando se considera el análisis de flujo saturado, no se tendrá en cuenta el aire atrapado.

Ecuación de Darcy

Para llegar a la ecuación de Darcy se discute un experimento idealizado muy simple que es mostrado en la figura 2.3.

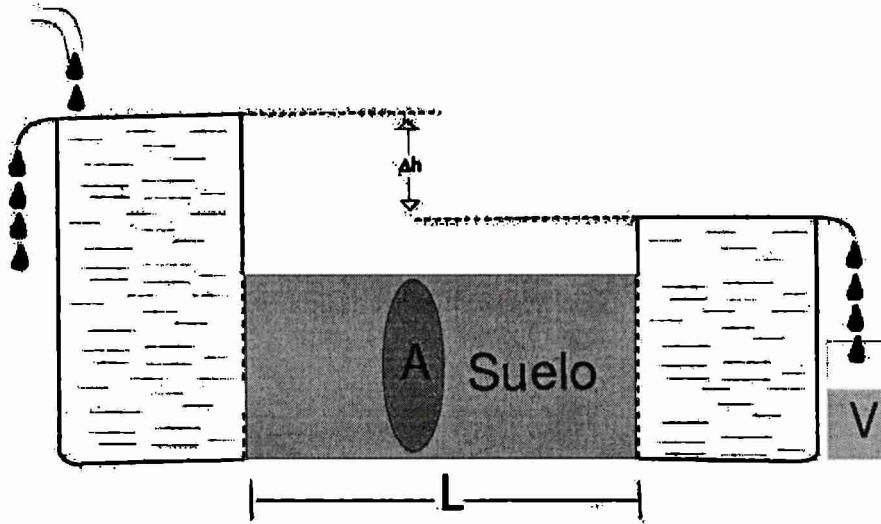


Figura 2.3: Flujo Saturado Horizontal en una columna de suelo

En la figura 2.3 puede verse una columna horizontal de suelo saturado a través de la cual se encuentra fluyendo agua. Cada uno de los extremos del cilindro se encuentran conectados a sendos recipientes de agua, el nivel del agua es diferente entre los dos recipientes y en cada uno de ellos se mantiene constante durante el transcurso del experimento. En estas condiciones se verifica un flujo de agua de izquierda a derecha. El caudal Q que atraviesa el cilindro se calcula simplemente midiendo el volumen que atraviesa el área transversal en la unidad de tiempo (Hillel 1998).

En el año 1856 Darcy demostró, para columnas de arena, que existía una relación lineal entre el caudal Q y una carga hidráulica H dada por:

$$Q \propto H \quad (2.5)$$

definiendo el gradiente hidráulico como la carga hidráulica por unidad de longitud y considerando un área transversal del cilindro

del experimento, A , la ecuación 2.5 se convierte en:

$$Q \propto \frac{\Delta H}{L} A \quad (2.6)$$

Surge de aquí que para la existencia de este flujo es necesaria la presencia de un gradiente hidráulico. Retomando la ecuación 2.6 surge como factor de proporcionalidad la Conductividad Hidráulica Saturada, K .

$$Q = -K \frac{\Delta H}{L} A \quad (2.7)$$

Si definimos el flujo q_f como el caudal Q de agua que atraviesa un área transversal a la dirección de dicho flujo tenemos que:

$$q_f = \frac{Q}{A} \quad (2.8)$$

así la ecuación 2.7 se transforma en:

$$q_f = -K \frac{\Delta H}{L} \quad (2.9)$$

Esta ecuación conocida como Ley de Darcy tiene forma análoga a muchas leyes de transporte: de calor (Ley de Fourier), de corriente eléctrica (Ley de Ohms), fluídos (Ley de Fick), etc. El signo negativo aparece debido a que la variación de potencial es negativa cuando la coordenada que acompaña la longitud del tubo es positiva y viceversa.

Cuando el flujo no es estacionario o el suelo no es uniforme puede darse el caso de que la carga hidráulica no disminuya en forma lineal con la dirección de flujo. En estos casos debe considerarse el gradiente hidráulico instantáneo.

$$q_f = -K \frac{dH}{dL} \quad (2.10)$$

Si se realiza un análisis tridimensional se tiene que:

$$q_{fx} = -K_x \frac{dH_x}{dx} \quad (2.11)$$

$$q_{fy} = -K_y \frac{dH_y}{dy} \quad (2.12)$$

$$q_{fz} = -K_z \frac{dH_z}{dz} \quad (2.13)$$

tomando las ecuaciones 2.11, 2.12 y 2.13 es posible expresar el vector \vec{q} de la siguiente manera:

$$\vec{q} = \left(-K_x \frac{dH}{dx}\right) i + \left(-K_y \frac{dH}{dy}\right) j + \left(-K_z \frac{dH}{dz}\right) k \quad (2.14)$$

así se llega a una forma más completa de la Ley de Darcy. Dicha expresión diferencial fue propuesta por Slichter (1899). A través de esta expresión se generaliza la ley de Darcy para un medio poroso con una ecuación diferencial macroscópica que actúa en las tres dimensiones:

$$q_f = K \nabla H \quad (2.15)$$

Donde ∇ es el gradiente de carga hidráulica en el espacio tridimensional. Obsérvese que ∇ es un vector y K es un escalar, de forma que q_f es un vector, cuya dirección y sentido estará dado por ∇ . Finalmente la expresión 2.15 postula que el flujo de un líquido viscoso a través de un medio poroso se produce en la dirección, y con un tasa proporcional, de una “fuerza motriz” (en este caso el gradiente hidráulico) y, también, de la habilidad del medio poroso para conducir dicho líquido (Conductividad hidráulica).

Para el caso unidimensional la ecuación 2.15 toma la forma de una de las ecuaciones 2.11, 2.12 o 2.13 :

$$q_f = -K \frac{dH}{dx} \quad (2.16)$$

2.2. Flujo de Agua en Suelo No Saturado

Las bases del estudio del movimiento del agua en el suelo son establecidas por la ley de Darcy, que fue desarrollada para el estudio de

un medio poroso saturado. Sin embargo procesos como la absorción de agua por las raíces, el transporte de nutrientes y contaminantes en el suelo así como la gran mayoría de procesos que involucran interacciones agua-suelo se realizan en contenidos de agua menores a la saturación. La caracterización del movimiento del agua en el suelo en régimen no saturado requiere un aparato matemático complicado y es por eso que las soluciones de los análisis en flujo no saturado comenzaron a desarrollarse tardíamente (Hillel, 1998). En las últimas décadas los estudios de este tipo de procesos se ha vuelto uno de los más importantes y activos tópicos en la hidrología de suelos y, como resultado, se obtuvo un avance realmente significativo en el aspecto práctico y teórico de resolución del problema. Tanto en el flujo no saturado como en el saturado el movimiento del agua se realiza desde potenciales mayores hacia los menores, tratando de eliminar esta diferencia de potenciales, es decir, tendiendo hacia el equilibrio. Aunque, incluso en un suelo saturado las diferencias de potenciales no desaparecen, sin alcanzar nunca un equilibrio (*The State of equilibrium, like human happiness, may never be achieved in practice, but its natural pursuit is an universal rule*, Hillel (1998) *sic*).

En la sección 2.1.2 se mostró que el flujo del agua en el suelo era proporcional a un gradiente de potencial y que dicho gradiente era la *fuerza motriz* del movimiento del agua. Este aspecto no cambia cuando se estudia el movimiento en suelo no saturado. Sí cambia el origen físico de dicho gradiente de potenciales. En el flujo saturado el gradiente tiene origen gravitacional (generalmente expresado como carga hidráulica por unidad de longitud) mientras que en el flujo no saturado dicho gradiente tiene un origen algo más complejo y difícil de cuantificar. Aparte del gradiente gravitacional y por encontrar en los poros del suelo interfases sólido-líquido-gas, se expresa el fenómeno de capilaridad y como resultado de éste aparece un nuevo potencial llamado mátrico. El gradiente de este potencial, al igual que el grav-

itacional, contribuye a la fuerza motriz que domina el movimiento. La ecuación de Darcy es válida también aquí, aclarando que $k(h)$ es la conductividad hidráulica no saturada.

$$q_f = -K(h) \frac{\partial H}{\partial z} \quad (2.17)$$

y para análisis en dos y en tres dimensiones tenemos:

$$q_f = -K(h) \nabla H \quad (2.18)$$

La mayor diferencia entre los dos tipos de flujo recae en la conductividad hidráulica, es decir en la habilidad que posee un suelo para conducir agua. En un suelo completamente saturado todos los poros están llenos de agua, de esta forma todos participan del proceso de conducción. Es decir, el área transversal con capacidad de conducir agua es máxima. A medida que el suelo va perdiendo humedad algunos poros se llenan de aire, perdiendo su capacidad de conducir agua. O sea que el área efectiva en el proceso de conducción disminuye. Esta disminución de la conductividad hidráulica con la pérdida de humedad no es lineal.

Recordemos la ley de Poiseuille:

$$Q = \frac{\pi r^4 \Delta P}{8\eta L} \quad (2.19)$$

donde Q es el caudal [L^3T^{-1}], r es el radio del tubo [L], η es el coeficiente de viscosidad del agua [$ML^{-1}T^{-1}$], L es la longitud del tubo [L] $\frac{\Delta P}{L}$ es el gradiente responsable del movimiento del agua [$ML^{-2}T^{-2}$]. Observando la ecuación 2.19 y teniendo en cuenta que en el proceso de secado de un suelo los primeros poros en secarse son los de mayor diámetro podemos concluir que si, por secado, se eliminan familias de poros del proceso de conducción el caudal se verá profundamente afectado por este proceso ya que $Q \propto r^4$. Es por esto que el proceso de secado de un suelo puede hacer que los valores de la conductividad

hidráulica decrezcan en varios órdenes de magnitud, en algunos casos descendiende 1.000.000 de su valor original cuando la succión se incrementa de 0 a 1 MPa (Hillel, 1998). La explicación de dicho descenso sólo a través de una dismunición del área conductora es una simplificación. A medida que el suelo se seca se acentúa el fenómeno de tortuosidad que afecta el movimiento del agua en el suelo y ocurren, también, cambios en la viscosidad del agua ya que en poros pequeños la proporción de agua adsorbida es mayor y la adsorción produce un aumento de la viscosidad. Esto hace que sea complicado encontrar la función de variación de la conductividad hidráulica con el contenido hídrico. Aun cuando dicha relación es difícil de determinar se han hecho varios intentos para calcularla en forma tanto determinística (Marshall, 1958, Millington and Quirk, 1959, Collis-George, 1990) como empírica (Gardner, 1958; Gardner & Mayhugh, 1958, Brooks & Corey, 1966). Las aproximaciones determinísticas se basan en la suposición de que el suelo está compuesto por poros de distinto radio y que se encuentran distribuidos completamente al azar. Si se piensa en el suelo conduciendo agua como planos infinitamente delgados transversales al flujo, que se ponen en contacto, es claro que la capacidad para conducir agua dependerá de como se superpongan los poros de los distintos planos, y dicha superposición es completamente al azar. Este encuentro entre los planos determina la existencia de poros interconectados y de otros poros que no lo están. Incluso, para los que se encuentran interconectados la restricción a la conducción será dominada por el poro más pequeño de cada plano. El número de conexiones N a lo largo de cada plano se encuentra relacionado inversamente con el tamaño de los poros, cuanto menor es el poro, hay más cantidad de ellos para una determinada área y, por lo tanto, es más probable encontrar conexiones entre los mismos. Hillel (1998) dice que dicha relación está dada por la expresión:

$$N \propto \frac{1}{r^2} \quad (2.20)$$

Como se dijo antes el caudal que atraviesa un poro dado tiene una relación no lineal con el radio de dicho poro ($Q \propto r^4$) y puede decirse que la expresión NQ es el caudal total que atraviesa la familia de poros de radio r . Puede concluirse que el caudal de cada clase será directamente proporcional a r^2 . Por supuesto que este punto de vista descansa sobre supuestos que difícilmente se encuentren en la práctica. Para fines prácticos la porosidad total se divide en fracciones por tamaño y sus correspondientes volúmenes parciales para cada clase se obtienen a partir de datos de contenidos hídrico a distintas tensiones desde la función de retención hídrica (curva característica de retención hídrica). Dicha función relaciona el contenido hídrico con la succión. Dado que dicha succión puede relacionarse con el radio de los poros con la ecuación de capilaridad nosotros podemos analizar la curva característica de retención hídrica como incrementos del contenido hídrico del suelo según la familia de tamaño de poro afectada. Adicionalmente puede relacionarse esa cantidad de poros para cada clase de tamaño con la ley de Poiseuille. Este análisis de la variación de la conductividad hidráulica con el contenido hídrico fue utilizado por varios autores (Marshall, 1958; Millington & Quirk, 1959; Kunze *et al*, 1968; Green & Corey, 1971; Jackson, 1972). Este punto de vista descansa sobre el concepto de capilaridad de forma tal que sería más aplicable a suelos de texturas medias que a suelos de texturas arcillosas, donde la adsorción, el flujo en láminas en las paredes de los poros y la interacción de los iones con el movimiento del agua en el suelo son importantes y no son tenidos en cuenta en la teoría capilar. Otro de los aspectos críticos en lo que hace a la aplicación de dicho punto de vista es el hecho de que en un suelo real, existen espacios dentro de los agregados con agua relativamente inmóvil (que la ecuación de capilaridad cuantifica como espacio poroso). Para solucionar este

aspecto Brooks & Corey (1964) mostraron que en casos donde la proporción de agua "inmóvil" sea importante es necesario reemplazar en los cálculos el contenido de agua total θ_t por un valor dado por $\theta_t - \theta_r$, donde θ_r es el contenido de agua residual. Otro de los problemas de este enfoque es el hecho de que la curva de retención hídrica se encuentra muy afectada por la histéresis, el fenómeno de hinchamiento y contracción y la interacción de las partículas del suelo con la materia orgánica, entre otros factores. Gran parte de estos factores han sido tenidos en cuenta por Van Genuchten y Mualem (Mualem, 1976; Van Genuchten, 1980; Mualem, 1986) en un desarrollo semi-analítico obtuvieron buenas predicciones de la conductividad hidráulica de los suelos a distintas tensiones, siempre basándose en la curva de retención hídrica. La compleja naturaleza del fenómeno hace que el enfoque desde el punto de vista empírico sea muy atractivo. Son varios los investigadores que miraron el problema desde esta óptica (Wind, 1955; Gardner, 1958; Gardner & Mayhugh, 1958, Brooks & Corey, 1966). Wind (1955) propuso la siguiente relación:

$$K = gh^i \quad (2.21)$$

donde g e i son empíricos y h es la succión. En esta ecuación el coeficiente i toma siempre valores menores que 0, de forma que dicha expresión tiene como problema que si $h \rightarrow 0$, $K \rightarrow \infty$. Gardner (1958) para solucionar este problema, modifica dicha expresión obteniendo lo siguiente:

$$K = \frac{g}{|h|^m + d} \quad (2.22)$$

en esta ecuación m y d son coeficientes empíricos. A diferencia de la ecuación 2.21, es aplicable para $h = 0$, nótese que si $h \rightarrow 0$, $K = \frac{g}{d}$. En ese mismo trabajo propuso otra ecuación que ha sido muy utilizada en soluciones analíticas:

$$K = K_{fs} \exp^{\alpha h} \quad (2.23)$$

donde K_{fs} es la conductividad hidráulica saturada en el campo. El valor del coeficiente empírico α tiene dimensión [L^{-1}] y está relacionado con la textura del suelo.

Ecuación de Richards

La ecuación 2.18 es aplicable en flujo estacionario no saturado donde $\nabla \cdot q = 0$, $dq/dt = 0$ y $d\theta/dt = 0$. En muchas situaciones reales el flujo no saturado del agua en el suelo es no estacionario, es decir $d\theta/dt \neq 0$. En estas condiciones se necesitan dos ecuaciones para caracterizar la dinámica del agua en el suelo: la ecuación de Darcy para la tasa de flujo y la ecuación de continuidad para conocer el cambio del contenido volumétrico de agua en el tiempo. La ecuación de Darcy, aplicada al suelo ha sido presentada anteriormente. La ecuación de continuidad se basa en la ley de conservación de la masa. Dicha ley, aplicada al agua en el suelo, establece que dicha sustancia no puede crearse o destruirse en el suelo. Así el cambio en el contenido de agua en una porción de suelo debe ser igual a la tasa de entrada de agua menos la tasa de salida de agua en la misma porción de suelo. Si se considera una porción prismática de suelo en un espacio definido por las coordenadas rectangulares x , y y z y se asume que los lados del cuerpo son Δx , Δy y Δz su volumen será $\Delta x \Delta y \Delta z$ (Figura 2.4). Consideraremos, en primera instancia, flujo sólo en el eje x . Si al flujo de entrada en el eje x lo llamamos q_{fx} y asumimos que el cambio en el tiempo de q_{fx} es continuo, la tasa de salida $q_{f_{out-x}}$ estará dada por:

$$q_{f_{out-x}} = q_x + \frac{\partial q_x}{\partial x} \Delta x \quad (2.24)$$

es así que los volúmenes de entrada, Vol_{in} , y de salida, Vol_{out} , de agua estarán dados por las siguientes ecuaciones:

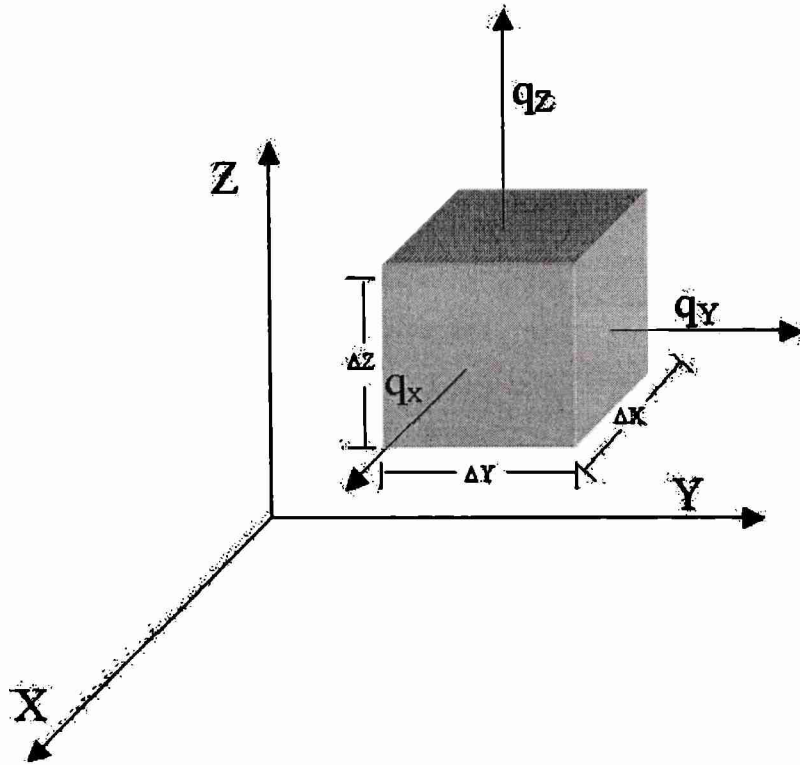


Figura 2.4: Porción de suelo aislado para analizar los flujos de agua en las tres dimensiones

$$Vol_{in} = q_{fx} \Delta y \Delta z \Delta t \quad (2.25)$$

$$Vol_{out} = \left(q_{fx} + \frac{\partial q_{fx}}{\partial x} \Delta x \right) \Delta y \Delta z \Delta t \quad (2.26)$$

el cambio en el volumen de agua (ΔV_x) de la porción de suelo considerada debido a los flujos en el eje x viene dado por la resta de las ecuaciones 2.25 y 2.26:

$$\Delta V_x = Vol_{in-x} - Vol_{out-x} \quad (2.27)$$

$$\Delta V_x = q_{fx} \Delta y \Delta z \Delta t - \left(q_{fx} + \frac{\partial q_{fx}}{\partial x} \Delta x \right) \Delta y \Delta z \Delta t \quad (2.28)$$

la ecuación 2.28 puede expresarse con más claridad de la siguiente manera:

$$\Delta V_x = -\frac{\partial q_{fx}}{\partial x} \Delta x \Delta y \Delta z \Delta t \quad (2.29)$$

de manera análoga tenemos para los ejes y y z :

$$\Delta V_y = -\frac{\partial q_{fy}}{\partial y} \Delta y \Delta x \Delta z \Delta t \quad (2.30)$$

$$\Delta V_z = -\frac{\partial q_{fz}}{\partial z} \Delta z \Delta x \Delta y \Delta t \quad (2.31)$$

la suma de las ecuaciones 2.29, 2.30 y 2.31 cuantifica el cambio total del contenido hídrico con el tiempo para la porción de suelo considerada:

$$\frac{\Delta \theta}{\Delta t} \Delta x \Delta y \Delta z \Delta t = -\frac{\partial q_{fx}}{\partial x} \Delta x \Delta y \Delta z \Delta t - \frac{\partial q_{fy}}{\partial y} \Delta x \Delta y \Delta z \Delta t - \frac{\partial q_{fz}}{\partial z} \Delta x \Delta y \Delta z \Delta t \quad (2.32)$$

es decir:

$$\frac{\Delta \theta}{\Delta t} \Delta x \Delta y \Delta z \Delta t = -\left(\frac{\partial q_{fx}}{\partial x} + \frac{\partial q_{fy}}{\partial y} + \frac{\partial q_{fz}}{\partial z}\right) \Delta x \Delta y \Delta z \Delta t \quad (2.33)$$

tomando el límite para $\Delta t \rightarrow 0$ se obtiene la siguiente ecuación:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\left(\frac{\partial q_{fx}}{\partial x} + \frac{\partial q_{fy}}{\partial y} + \frac{\partial q_{fz}}{\partial z}\right) \quad (2.34)$$

reemplazando la ecuación 2.17 en la ecuación 2.34 para cada una de las tres direcciones:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K(h) \frac{\partial H}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K(h) \frac{\partial H}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \frac{\partial H}{\partial z} \right] \quad (2.35)$$

finalmente, se obtiene la ecuación de Richards, en forma compacta:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot [K(h) \nabla H] \quad (2.36)$$

recordando que H incluye el potencial gravitacional z y la succión h podemos reescribir la ecuación 2.36 de la siguiente forma:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot [K(h) \nabla (h + z)] \quad (2.37)$$

si ∇z es cero para flujo horizontal y la unidad para el flujo vertical se puede reescribir la ecuación

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot (K(h) \nabla h) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (2.38)$$

o,

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K(h) \frac{\partial h}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K(h) \frac{\partial h}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \frac{\partial h}{\partial z} \right] + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (2.39)$$

que en una dimensión sería:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K(h) \frac{\partial h}{\partial x} \right] \quad (2.40)$$

en esta ecuación el tiempo y el espacio son variables independientes, mientras que la succión (h) y el contenido hídrico (θ) son variables dependientes. Recordando que existe una relación entre h y θ dada por la curva característica de retención hídrica, se puede recurrir a dicha relación para eliminar una de las variables dependientes. Particularmente útil es la relación, definida por la ecuación:

$$C(h) = \frac{\partial \theta}{\partial h} = \frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial x}{\partial h} \quad (2.41)$$

que es la pendiente de la curva característica de retención hídrica en cada punto. La ecuación 2.41 es llamada Capacidad específica de retención hídrica, ($C(h)$), y nos da la posibilidad de obtener la ecuación de Richards basada en la succión o en el contenido hídrico. Las soluciones analíticas de estas ecuaciones son muy difíciles de obtener debido a la dependencia no lineal de h con θ (y de K con θ). Debido a esto se han propuesto métodos numéricos para la resolución de dicha ecuación que, según Milly (1985) y Celia *et al.* (1990), se encuentran lejos de ser satisfactorios. Dichos métodos han sido aplicados, en general, a la forma de la ecuación de Richards dependiente de

h debido a que puede aplicarse tanto en condiciones de suelo saturado como no saturado y a que puede aplicarse en suelos con horizontes ya que en los cambios de horizontes es común que θ no sea continua, mientras que h no presenta cambios bruscos.

La formulación alternativa, dependiente de θ , tiene la siguiente forma:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{K(\theta)}{C(\theta)} \frac{\partial \theta}{\partial x} \right] \quad (2.42)$$

retomando la ecuación de Darcy y combinándola con la ecuación 2.41 tendremos:

$$q_f = -K(\theta) \frac{\partial h}{\partial x} = -\frac{K(\theta)}{C(\theta)} \frac{\partial \theta}{\partial x} \quad (2.43)$$

Childs & Collis-George (1950) introdujeron el término difusividad D , análogo al de la ley de Fick:

$$D(\theta) = \frac{K(\theta)}{C(\theta)} = K(\theta) \frac{\partial h}{\partial \theta} \quad (2.44)$$

de la combinación de 2.42 y 2.43 llegamos a:

$$q_f = -D \nabla \theta \quad (2.45)$$

que para un dimensión es matemáticamente análoga a la ley de Fick:

$$q_{fx} = -D \frac{\partial \theta}{\partial x} \quad (2.46)$$

Finalmente se obtiene una solución de la ecuación de Richards, dependiente de la difusividad, donde el término gravitacional es despreciado por tratarse el movimiento de agua horizontal:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right] \quad (2.47)$$

Otra forma de resolver la ecuación 2.40 es la transformación integral de Kirchhoff:

$$\phi = \int_{-\infty}^h K(h)dh \quad (2.48)$$

donde ϕ es llamado potencial de flujo mátrico y es la fuerza motriz del flujo (Gardner, 1958; Haverkamp *et al.*, 1977; Campbell, 1985; Elrick & Reynolds, 1992). Esta variable ha sido muy utilizado en el análisis del flujo desde un infiltrómetro de disco.

2.3. Infiltración

El agua se mueve en el suelo siempre y cuando exista un gradiente de potencial entre los puntos considerados. La naturaleza de estos gradientes puede ser variada, destacándose en el suelo los gradientes originados por potenciales mátrico, hidrostático y gravitacional. Ahora bien, la forma en que intervienen estos potenciales varía con el contenido de agua del suelo; en condición saturada no existe expresión del potencial mátrico y el agua se mueve siguiendo las diferencias de potenciales gravitatorio e hidrostático. A medida que el suelo va perdiendo agua la importancia del potencial gravitatorio disminuye dejando lugar a la expresión del potencial mátrico. Esto es perfectamente visible en los primeros estadios del proceso de infiltración sobre suelo seco donde el potencial gravitatorio puede ser totalmente despreciado ya que, en ese caso, no domina el movimiento del agua en el suelo.

Los procesos hidrológicos elementales del suelo son (Kutilek & Nielsen, 1994):

- Infiltración.
- Redistribución del agua en el perfil del suelo, posteriormente a la infiltración.
- Drenaje a la napa.
- Evaporación desde el suelo desnudo.
- Evapotranspiración desde el suelo vegetado.

Como puede apreciarse en el listado anterior el proceso de Infiltración es el único que significa ganancia de agua para el perfil del suelo. Es decir este es el proceso que domina los fenómenos de recarga hidrológica en el perfil.

La infiltración se define formalmente como: el proceso de entrada de agua en el suelo, generalmente en flujo descendente, a través de la superficie del suelo o parte de ella (Hillel, 1998). Este parámetro cuantifica cuán rápido se mueve el agua en los primeros centímetros del suelo. Cabe resaltar lo siguiente; como se aclaró antes el agua se mueve siguiendo diferencias de potenciales, de forma que el movimiento del agua una vez ingresada al perfil no es solo descendente, sino también ascendente y lateral, dependiendo de una gran variedad de factores, donde se destaca la textura del mismo y el contenido de humedad.

Como ya mencionamos, para el caso de un suelo seco, los gradientes más importantes son el matricial y, en menor medida, el gravitacional. Pero a medida que el agua entra en el suelo el potencial de la matriz del suelo va desapareciendo ya que ésta va llenándose de agua y no existe expresión de los fenómenos capilares, dejando como protagonista al potencial gravitatorio. Conforme varíen los potenciales variará también la tasa de infiltración.

Debido a los gradientes iniciales la tasa de infiltración es alta al principio y va disminuyendo principalmente debido al efecto de disminución de la expresión del gradiente de potencial mátrico. Finalmente se llega a una situación donde no existe variación de la tasa de infiltración y el proceso es totalmente dominado por el gradiente de potencial gravitatorio. Esta tasa, independiente del tiempo, se la llama tasa de infiltración básica y posee unidades de longitud sobre tiempo [LT^{-1}].

Conocer el valor de esta tasa es muy importante para la agronomía. Su valor determinará cuanta agua entra al perfil del suelo y alcanza una zona donde puede ser aprovechada por las raíces y cuanta escur-

rirá. De esta forma la tasa de infiltración no solo afecta la economía del agua de las comunidades vegetales sino que también nos indica el monto de agua que escurre con el consecuente peligro de erosión. Donde las condiciones de los suelos, especialmente en superficie, limiten la tasa de infiltración, puede suceder que, incluso con la existencia de precipitaciones abundantes las plantas no tengan la cantidad de agua necesaria para su normal desarrollo.

La primer variable registrada para cuantificar el proceso de infiltración es la infiltración acumulada expresada comúnmente en unidades de longitud ya que surge de dividir un volumen de agua que ingreso al suelo en una superficie. Desde ya que esta infiltración acumulada (I) es función del tiempo. Este valor representa el monto total de agua infiltrada en la superficie del suelo desde el comienzo del proceso de infiltración con $t = 0$. La curva de $I(t)$ es suave, es decir sin interrupciones, y siempre ascendente (Figura 2.49). En términos matemáticos la infiltración acumulada se expresa como:

$$I(t) = \int_0^t q(t)dt \quad (2.49)$$

donde $I(t)$ es la infiltración acumulada en función del tiempo y $q(t)$ es la tasa de infiltración.

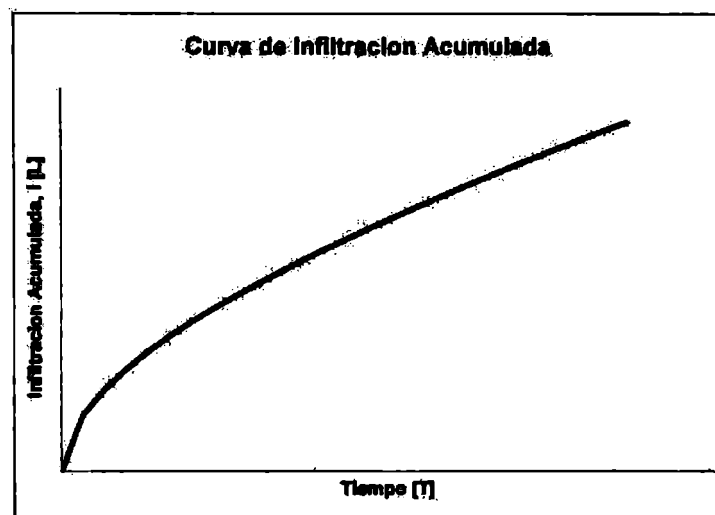


Figura 2.5: Curva de Infiltración Acumulada [L] en el tiempo.

Se define también la tasa de infiltración, q :

$$q = \frac{dI}{dt} \quad (2.50)$$

Esta tasa de infiltración decrece rápidamente con el tiempo y se aproxima a un valor constante (figura 2.6) Para $t = 0$, $q \rightarrow \infty$, y para $t \rightarrow \infty$, $q \rightarrow cte$. En teoría si $t \rightarrow \infty$, $q \rightarrow K_{sat}$ (Conductividad hidráulica Saturada), pero esto será discutido luego. Desde el punto de vista teórico esa tasa de infiltración constante se alcanza para tiempo ∞ ; en la práctica este tiempo puede variar entre media hora y algunas horas dependiendo de las características del suelo (texturales, hidráulicas, etc.) y, fundamentalmente, del contenido de humedad del mismo.

Curva de tasa de infiltración en el tiempo

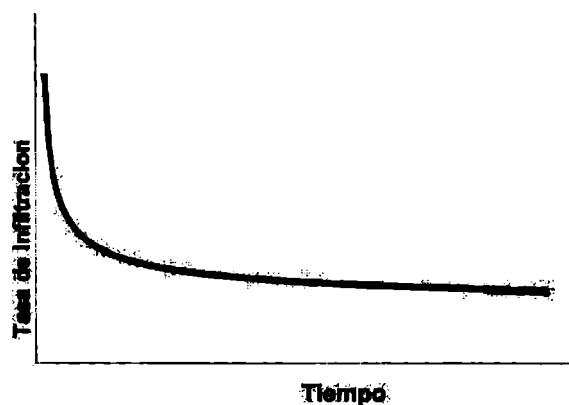


Figura 2.6: Curva de tasa de infiltración [LT^{-1}] en el tiempo.

Para caracterizar el fenómeno de la infiltración primero debemos encontrar la función que describa la carga hidráulica en su dependencia con la profundidad del perfil y con el tiempo, $h(z, t)$ y el comportamiento de $\theta(z, t)$, recordando que h y θ se encuentran relacionadas a través de la curva característica de retención hídrica.

En la figura 2.7 se muestra el $\theta(z, t)$ para dos tipos de suelos. Los perfiles tienen aspecto de pistón, particularmente en la arena. La zona

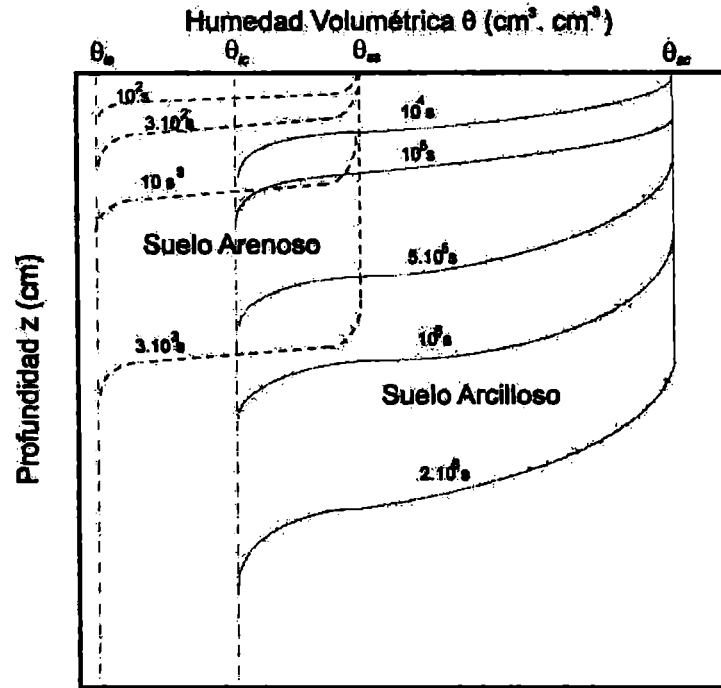


Figura 2.7: Gráfico del contenido de humedad en función de la profundidad para varios tiempos (donde θ_{is} es el contenido inicial de agua en la arena, θ_{ic} es el contenido inicial de agua en la arcilla, θ_{sa} es el contenido de agua de saturación en la arena y θ_{sc} es el contenido de agua de saturación en la arcilla.) Fuente: Haverkamp *et al.* (1977)

donde el contenido de humedad ($\theta(z, t)$) decrece rápidamente con la profundidad (z) se llama frente húmedo. Algunas características interesantes pueden extraerse de la figura 2.7; la tasa de avance del agua en la arena es más de dos órdenes de magnitud mayor que en la arcilla. A medida que la profundidad del agua avanza, el frente húmedo se vuelve más gradual. Si se integra el perfil de humedad para un tiempo t se define la I para ese t :

$$I(t) = \int_{\theta_i}^{\theta_s} z d\theta \quad (2.51)$$

donde I va a ser menor, conforme θ_i sea mayor. Hasta que $I = 0$ si $\theta_i = \theta_s$. El θ_i es importante en la determinación de q , Kutilek & Nielsen (1994) afirman que si se cumple que $\frac{\theta_i}{\theta_s} \geq 0,95$, la tasa de infiltración q es aproximadamente igual a la conductividad hidráulica saturada.

Nunca debe olvidarse que la infiltración es un reflejo de las condiciones del suelo. Particularmente de las características de su sistema poroso. De forma que puede realizarse una caracterización del mismo en lo que hace a distribución de tamaño de poros y continuidad a partir de variables hidráulicas. Los modelos que describen el proceso se dividen en 1) Empíricos y 2) Analíticos y semi-analíticos.

2.3.1. Modelos empíricos

Históricamente se han utilizado ecuaciones empíricas para describir la disminución de la tasa de infiltración, q , con el tiempo. Estos modelos, en general, utilizan ecuaciones extremadamente simples y no poseen una base física. La primera aproximación consistió en la comparación de la forma de la curva que describe $I(t)$ y $q(t)$ con una función analítica, en general potencial o exponencial.

Ecuación de Lewis (o de Kostiakov)

Esta ecuación de infiltración es clásicamente atribuida a Kostiakov por su publicación de 1932. Swartzendruber (1987) sostiene que esta ecuación potencial dependiente del tiempo debe ser atribuida a Lewis, incluso cuando la publicación por este último autor es posterior. El trabajo de Lewis data de 1937. Esta ecuación es una función potencial de exponente negativo que describe el comportamiento de la tasa de infiltración con el tiempo:

$$q_0 = \gamma t^\alpha \quad (2.52)$$

donde q_0 es la tasa de infiltración al tiempo t . Asimismo γ ($\gamma > 0$) y α ($-1 < \alpha < 0$) son constantes. Los parámetros en 2.52 no tienen ningún significado físico y son obtenidos por ajuste del modelo a los datos experimentales. Integrando la ecuación 2.52, como indica la ecuación 2.49, se obtiene la expresión para $I(t)$, la infiltración acumulada en el tiempo:

$$I = \frac{\gamma}{1 + \alpha} t^{(1+\alpha)} \quad (2.53)$$

donde los parámetros γ y α son, como ya fué señalado, coeficientes empíricos. El valor de γ debe ser igual a q_{01} , la tasa de infiltración para la unidad de tiempo (generalmente el minuto). Cabe aclarar que algunos autores discutieron si considerar que el valor de $(1 + \alpha)$ puede ser mayor que 1 es erróneo (Gosh, 1985; Mbagwu, 1994) lo que no se cumpliría si el valor de α se encuentra entre -1 y 0 . Esta ecuación posee una serie de limitaciones, siendo quizás la mas importante su comportamiento para $t \rightarrow \infty$. Cuando $t \rightarrow \infty$, $q_0 \rightarrow 0$. Esto no posee ningún sentido físico para suelos agrícolas.

Esta ecuación ha sido ampliamente usada, y aun hoy se utiliza, debido a que es muy simple y la estimación de los parámetros de ajuste no tiene complicaciones. Sin embargo el sentido físico de dichos parámetros ha sido discutido (Turbak & Morel-Seytoux, 1988, Benham *et al* 2000). Fok (1986) afirma que aun cuando los usuarios de la ecuación de Lewis-Kostiakov afirman que los parámetros de ajuste podrían tener significado físico, la ecuación continúa siendo empírica y debe ser considerada como tal. A pesar de ello los valores de los parámetros de ajuste de la ecuación de Kostiakov-Lewis han sido usados como entradas en modelos hidrológicos (Smerdon *et al* 1988; Walker & Busman 1990, Sritharan 1992; Hartley 1992; Al-Azba 1994; Renault & Wallender 1997; Singh & Bhallamudi, 1997 Valiantzas 1997; Cahoon 1998; Gillies 2005, Zhang *et al* 2006). La eficacia de este modelo para la descripción del proceso de infiltración ha sido evaluada anteriormente poniendo énfasis en el dimensionamiento de sistemas de riego a campo sin hacer hincapié en la habilidad del modelo para detectar efecto de las labranzas y manejos de suelo alternativos (Lal *et al.* 1989, Lal & Vandoren 1990, Benham *et al* 2000, Mahmood & Latif, 2003, Holzapfel *et al.*, 2004). En un muy interesante trabajo de Gosh (1985) se discute que la ecuación de Lewis-Kostiakov, para el

caso donde $(1 + \alpha)$ sea mayor que la unidad dicho modelo sería igual que el de Philip (1957). Cabe aclarar que no abundan ejemplos en la literatura donde los valores de $(1 + \alpha)$ sean mayores a la unidad. El modelo de Philip será discutido mas adelante.

Mezencev (1948) observó los inconvenientes de la ecuación y realizó una modificación tendiente a solucionar esta falta de adecuación del modelo para tiempos largos. Dicha modificación consistió en lo siguiente:

$$q = c_1 + c_2 t^{-\beta} \quad (2.54)$$

de donde puede obtenerse una expresión para la infiltración acumulada:

$$I = c_1 t + \frac{1}{(1 - \beta)} c_2 t^{(1-\beta)} \quad (2.55)$$

los coeficientes c_1 , c_2 y β son empíricos. Se observa ahora que cuando $t \rightarrow \infty$, $q \rightarrow c_1$ y este valor no cambia conforme el tiempo siga aumentando, es decir se ha alcanzado el estado estacionario. De esta forma, $q \approx K_{sat}$. La tasa de infiltración para la unidad de tiempo es $(c_1 + c_2)$.

Esta modificación ha sido utilizada por muchos autores sobre todo en el análisis de infiltración de los suelos para diseño de sistemas de riego (Liu, T. & J. Lu. 1989; Elliot *et al.* 1983; Maheshwari *et al.* 1988, Maheshwari & Jayawardane 1992; Hartley 1992). También ha sido utilizada para estudios hidrológicos (Guardo 1995; Wang *et al.* 2007).

Ecuación de Horton

Los trabajos de Horton de la década del '30 (Horton 1940) fueron muy importantes por ser precursores del estudio de la infiltración. La tasa de infiltración q según el modelo de Horton se obtiene de la siguiente manera:

$$q = q_f + (q_0 - q_f) \exp(-\eta t) \quad (2.56)$$

donde q_0 es la tasa de infiltración inicial ($t = 0$), q_f es la tasa de infiltración final que es constante y se obtiene para tiempos largos y η es un parámetro del suelo que describe qué tan rápido disminuye la tasa de infiltración. Se observa que q tiene un valor finito para $t=0$. De la misma manera para $t \rightarrow \infty$, $q \rightarrow q_f$, esto indica que $q_f \approx K_{sat}$.

La infiltración acumulada I , se obtiene integrando la ecuación 2.56

$$I = q_f t + \frac{(q_0 - q_f)}{\eta} (1 - \exp(-\eta t)) \quad (2.57)$$

Mas allá del modelo de la infiltración propuesto los aportes de este científico fueron notables. Propuso que la disminución de la tasa de infiltración con el tiempo estaba controlada por una serie de complejos fenómenos como ser el sellado, encostramiento, la energía de la gota de lluvia, entre otros. Señaló también que aún cuando la tasa de infiltración estacionaria se haya alcanzado ésta puede ser menor que la conductividad hidráulica saturada por la presencia de aire atrapado. El uso de esta función, aunque no posee base física, ha mostrado ser muy adecuada para el ajuste de los datos de infiltración.

Ecuación de Philip

Philip (1957) en un trabajo hoy clásico propuso una ecuación empírica que describe el proceso de infiltración. Esta ecuación tiene especial valor si se remarca que es la base de su modelo de infiltración semi-analítico que es uno de los mas utilizados actualmente y que será profundizado más adelante. En este modelo la tasa de infiltración, q , se obtiene de la siguiente manera:

$$q = q_0 + \frac{s}{2t^{1/2}} \quad (2.58)$$

donde s y q_0 son constantes que dependen de cada suelo. Como se verá más adelante esta ecuación en una forma truncada del desarrollo en serie de potencias que originó el modelo semi-empírico de infiltración de Philip.

Ecuación de Holtan

La ecuación de Holtan (Holtan 1961) muestra la disminución de los valores de q con el aumento de la infiltración acumulada, I :

$$q = c_5(W - I)^\epsilon + c_6 \quad (2.59)$$

en esta ecuación c_5 , c_6 y ϵ son coeficientes empíricos. Finalmente W es la capacidad de almacenaje de agua por encima de un horizonte limitante e I es la infiltración acumulada. Cuando el suelo se satura se cumple que $W=I$, en esa situación $q \rightarrow c_6$, es decir, c_6 es la tasa de infiltración estacionaria.

2.3.2. Modelos Analíticos y semi-analíticos**Ecuación de Philip**

La ecuación de Richards (1931) describe la variación del contenido de agua en el tiempo. La forma de esta ecuación que describe el aumento del contenido hídrico con la coordenada z es:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \right] + \frac{dK}{d\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (2.60)$$

donde D es la difusividad y K la conductividad hidráulica saturada. Esta ecuación presentada por Philip (1957) fue el primer intento de describir de forma puramente determinística la entrada del agua en el suelo. La solución presentada por Philip (1957) se basó en una solución de la ecuación diferencial 2.60. La solución de Philip se aplica para el caso de un suelo uniforme en toda su profundidad y con contenido de humedad inicial constante θ_i . Cuando ingresa agua en la porción de suelo estudiada se produce, instantáneamente, un cambio de humedad y el nuevo contenido de humedad es θ_0 . Este valor de humedad es constante y se considera la humedad de saturación. Las condiciones de contorno iniciales y posteriores del análisis de Philip son dados en 2.61 y 2.62:

$$\begin{cases} t = 0 \\ z > 0 \\ \theta = \theta_i \end{cases} \quad (2.61)$$

$$\begin{cases} t \geq 0 \\ z = 0 \\ \theta = \theta_0 \end{cases} \quad (2.62)$$

El primer término del lado derecho de la ecuación 2.60 es el transporte de agua debido al grado de insaturación que posee el perfil del suelo al inicio del proceso de infiltración. A medida que θ_i aumenta, la importancia de este factor disminuye. El segundo término del lado derecho de la ecuación 2.60 es el debido al potencial gravitacional. La solución de Philip se basó en la idea de separar la infiltración en sus dos componentes (el causado por el potencial mátrico y el causado por el potencial gravitacional). Dicha solución tomó la forma de una serie de potencias del tipo:

$$z(\theta, t) = \sum_{n=1}^{\infty} f_n(\theta) t^{n/2} \quad (2.63)$$

donde z es la profundidad y $f_n(\theta)$ se calcula sucesivamente a partir de los valores de la difusividad ($D(\theta)$) y de la conductividad hidráulica ($K(\theta)$).

Si el contenido de humedad se expresa como la infiltración acumulada tenemos:

$$I(t) = \int_{\theta_i}^{\theta_s} z d\theta \quad (2.64)$$

La solución de Philip para describir la dependencia de la infiltración acumulada con el tiempo toma la forma de una serie de potencias:

$$I(t) = \sum_{n=1}^{\infty} j_n(\theta) t^{n/2} = st^{1/2} + (A_2 + K_i)t + A_3 t^{3/2} + \dots + A_n t^{n/2} \quad (2.65)$$

donde los coeficientes j_n son calculados, nuevamente, a partir de los valores de la difusividad ($D(\theta)$) y de la conductividad hidráulica ($K(\theta)$) y donde:

$$A_n = \int_{\theta_i}^{\theta_s} f_n(\theta) d(\theta) \quad (2.66)$$

donde A_n es el enésimo coeficiente de la serie. La serie de potencias 2.65 converge para tiempos de infiltración cortos o intermedios y retomando la ecuación 2.50 puede obtenerse la tasa de infiltración derivando la ecuación 2.65:

$$q(t) = \frac{1}{2}st^{-(1/2)} + (A_2 + K_i) + \frac{3}{2}A_3t^{1/2} + \dots + \frac{n}{2}A_nt^{(n/2-1)} \quad (2.67)$$

Para tiempos largos Kutilek & Nielsen (1994) demuestran que no existe convergencia para la ecuación 2.65. La tasa de infiltración para $t \rightarrow \infty$:

$$q_0 = K_{sat} \quad (2.68)$$

Los tiempos máximos a los cuales se registra convergencia para las ecuaciones 2.64 y 2.65 varía en forma muy amplia. Haverkamp *et al.* (1988) encontraron que dichos tiempos varían entre 0,67 h para arenas y 250 h para arcillas. Mientras que la ecuación 2.67 se cumple para tiempos variables según la textura del suelo. Por su lado, Nielsen *et al.* (1961) reportaron que este tiempo era aproximadamente igual a 100 minutos para un suelo franco-limoso. Mientras que para la *Yolo Light Clay* de Philip (1957) ese tiempo era, al menos, 33.000 minutos. Kunze & Nielsen (1983) encontraron que para una arcilla dicho tiempo es aproximadamente igual a 10^5 minutos.

Este modelo ha sido y es ampliamente utilizado y aceptado, aunque se han reportado algunos problemas en la aplicación del mismo. El más notable es que son necesarias dos formas para analizar el proceso completo, una para cualquier tiempo, con excepción de tiempos muy

largos (...for all except very large time t , Philip *sic*) y otra para tiempos tendiendo a infinito.

Ecuación de Swartzendruber

Revisando las ecuaciones de Philip, Swartzendruber (1987) presentó una ecuación de infiltración matemáticamente simple para la relación entre posición, contenido volumétrico de agua y el tiempo. Lo interesante es que, a diferencia de las ecuaciones de Philip, dicha ecuación es exactamente integrable para todo tiempo mayor a 0. De forma que con dicha expresión es posible obtener la tasa de infiltración y la infiltración acumulada, ambas variables como función del tiempo. Swartzendruber propuso intuitivamente, dicen Kutilek & Nielsen (1994), la nueva ecuación:

$$I = \frac{S}{A_0} \left[1 - \exp(-A_0 t^{1/2} - B_0 t - C_0 t^{3/2} - \dots) \right] + K_s t \quad (2.69)$$

donde A_0 , B_0 , C_0 , ...son constantes que dependen del suelo y de los contenidos de agua iniciales y finales. Como puede verse la ecuación incluye una forma exponencial que es común en soluciones aproximadas que estudian el fenómeno de infiltración (*e.g.* la solución de Gardner). Según Swartzendruber (1987) la ecuación es aplicable a cualquier tiempo y derivando la expresión 2.69 tenemos:

$$q = \frac{S}{A_0} \left[1 - \exp(-A_0 t^{1/2} - B_0 t - C_0 t^{3/2} - \dots) \right] \left[\frac{A_0}{2} t^{-(1/2)} + B_0 + \frac{3}{2} C_0 t^{1/2} + \dots \right] + K_s \quad (2.70)$$

La aplicación de esta ecuación ha sido muy poco extendida y su aplicación al análisis del movimiento del agua desde un infiltrómetro de disco. En estudios preliminares para la presente tesis se utilizó el modelo de Swartzendruber obteniéndose pobres ajuste y, en muchos casos, falta de significancia en los parámetros de ajuste.

Capítulo 3

Antecedentes específicos

3.1. Infiltrómetro de disco

La determinación de las propiedades hidráulicas de los suelos ha sido una necesidad para estudios que tiendan a cuantificar el movimiento del agua en el suelo en situaciones de campo. Siguiendo este propósito Talsma (1969) desarrolló una técnica de determinación de la sortividad desde una superficie circular de aporte de agua. Es importante destacar que es en estos años cuando Philip introduce el concepto de sortividad y la ecuación algebraica que dominaría el proceso (Philip 1957, 1969). En este sentido Talsma desarrolló una técnica de determinación de la sortividad y de la conductividad hidráulica saturada basada en un instrumento desarrollado por Gardner en la década de 1940 al que llamó "sorptivity tube" (White *et al*, 1992). Ese instrumento consistía en un cuerpo cilíndrico que se vinculaba con un cono truncado, en la base de dicho cono había una placa porosa que permitía el pasaje del agua. En el cuerpo cilíndrico se medía la evolución del nivel de agua en el tiempo. Este instrumento tenía la ventaja de poder entregar el agua en un rango de presiones de $-0,1m < h < 0m$. Usualmente se restringía el flujo lateral mediante la inserción de un cilindro hueco y dentro de dicho cilindro se realizaba la determinación. Antes de colocar el instrumento se depositaba una fina capa de arena para favorecer el contacto hidráulico entre el instrumento y el suelo.

El aparato matemático asociado al instrumento no era muy complejo. Realizando ensayos de corta duración se determinaba la sortividad utilizando la siguiente expresión:

$$\lim_{t \rightarrow 0} \frac{dI}{dt^{\frac{1}{2}}} \rightarrow S(h_0) \quad (3.1)$$

donde $S(h_0)$ es la sortividad en función de la succión h . Luego, del sitio donde se ubicó el infiltrómetro se extraía una muestra cilíndrica de longitud L y área transversal A para determinar la conductividad hidráulica en el sitio donde la sortividad fue determinada. Mediciones a carga constante eran realizadas para determinar la conductividad hidráulica de acuerdo a la siguiente expresión:

$$K(h/2) = q_{\infty}L/[A(L + h)] \quad (3.2)$$

Donde q_{∞} es la tasa de flujo estacionario. Trabajos más recientes han discutido el uso de esta ecuación y concluido que es, en el mejor de los casos, una aproximación (White *et al*, 1992).

Esta técnica fue utilizada en los 80's para estudios hidrológicos superficiales y de manejo del suelo (Clothier *et al*, 1981; Clothier & White, 1981, 1982; Hamilton *et al*, 1983; Packer *et al*, 1984; Goss *et al*, 1984; Walker & Chong, 1986). Clothier & White (1981, 1982) utilizaron un infiltrómetro de 5 cm de diámetro para realizar determinaciones de sortividad y conductividad hidráulica y trataron de predecir la tasa de infiltración estacionaria sin éxito. Clothier & White (1982) realizaron mediciones de sortividad, avance de frente húmedo y conductividad hidráulica saturada a campo con tres instrumentos diferentes, el "sorptivity tube" y dos infiltrómetros de anillo simple de diferentes diámetros. Los valores de sortividad obtenidos en dicho trabajo por los diferentes instrumentos difieren en forma importante para un mismo sitio. Los autores atribuyen esta variabilidad a que el "sorptivity tube" trabaja con succión mientras que los otros instrumentos entregan el agua a la presión atmosférica. Hamilton *et al*

(1983) utilizaron el instrumento para predecir, sin éxito, la tasa de infiltración básica de un suelo en condiciones de inundación por lluvias. En 1983, Chon & Green presentan una descripción de los métodos disponibles para la determinación de la sortividad incluyendo el "sorptivity tube" (método V en el artículo) que será utilizado luego por Walker & Chong (Walker & Chong, 1986) e incorporan una mejora en el aparato proponiendo la utilización de poros mas grandes para la entrega de agua. Packer *et al* (1984) utilizaron el instrumento para detectar efecto de degradación de los suelos bajo labranza reducida y convencional con quema de residuos. Los autores encontraron que la labranza reducida mejora la estructura del suelo y sus propiedades hidráulicas, así como también provoca un aumento en el contenido de materia orgánica. Goss *et al* (1984) utilizaron este instrumento para evaluar el movimiento del agua en superficie y a la altura de las raíces. Walker & Chong (1986) utilizaron el "sorptivity tube" para evaluar el comportamiento de la sortividad frente a diferentes energías de compactación y para distintos contenidos hídricos. Comparando este valor con el índice de vacío encuentran que la susceptibilidad de la sortividad a la compactación varía con la humedad del suelo al momento de la medición. Este instrumento se encuentra hoy en total desuso debido a que presenta limitaciones muy notorias y, también, por la aparición de mejores instrumentos para realizar la misma tarea. Los principales inconvenientes que se encontraban en el uso del instrumento fueron: un diámetro muy pequeño (alrededor de 8 cm); restricción al flujo de agua y de aire a través de la membrana durante los estádíos iniciales de la infiltración, problemas en el contacto suelo-instrumento; bloqueo por partículas de suelo de las agujas que poseía el instrumento para permitir la entrada de aire cuando entregaba el agua a presiones menores de 0 y el disturbio del suelo debido a la inserción del anillo con el fin de confinar el flujo a una dimensión (White *et al*, 1992). Este último inconveniente es particularmente notable, y es

compartido por todas las técnicas que utilizan el confinamiento del flujo a campo. En el procedimiento de inserción del anillo destinado a confinar el flujo se produce una interrupción del sistema suelo y nos enfrentamos con el principio de incertidumbre de Heisenberg donde no conocemos la influencia del acto de medir sobre la medición (White *et al.*, 1992). Perroux & White (1988) desarrollaron las bases para un nuevo instrumento que resolviera los inconvenientes del clásico “sorption tube”. En ese artículo, hoy considerado un clásico, los autores diseñan un infiltrómetro de disco que permite trabajar en el suelo sin realizar prácticamente ninguna alteración del mismo. Los permeámetros de disco del estilo de los descritos por ellos han sido, y continúan siendo muy utilizados con diferentes propósitos, tales como: comparación de propiedades hidráulicas en diferentes suelos (Thony *et al.*, 1991; Chan & Heenan, 1993; Clothier *et al.*, 1995; Angulo-Jaramillo *et al.*, 1996; Shouse & Mohanty, 1997); comparación de efectos de sistemas de labranza alternativos sobre las variables hidráulicas (Vauclin & Chopart, 1992; Chan & Heenan, 1993; Murphy *et al.*, 1993; Vandervaere *et al.*, 1997; Angulo-Jaramillo *et al.*, 1997) y análisis del transporte de solutos (Quadri *et al.*, 1994; Clothier *et al.*, 1995; Gaudet *et al.*, 1995; Angulo-Jaramillo *et al.*, 1996; Angulo-Jaramillo *et al.*, 1997). En la presente tesis se utilizará un infiltrómetro de disco a tensión (a veces llamado permeámetro de disco), similar al descrito por Perroux & White (1988). El aparato (figura 3.1) consiste esencialmente de un disco plástico de 12,5 cm de diámetro cubierto en su base por una fina membrana de nylon (M). El tubo (RD) sirve de Mariotte y posee una entrada móvil de aire (C1) que se usa para ajustar el potencial agua (h) en la base de la malla de nylon. El tubo (RA) sirve de depósito de agua para la infiltración y lleva una escala graduada que permite leer los volúmenes de agua infiltrados en función del tiempo.

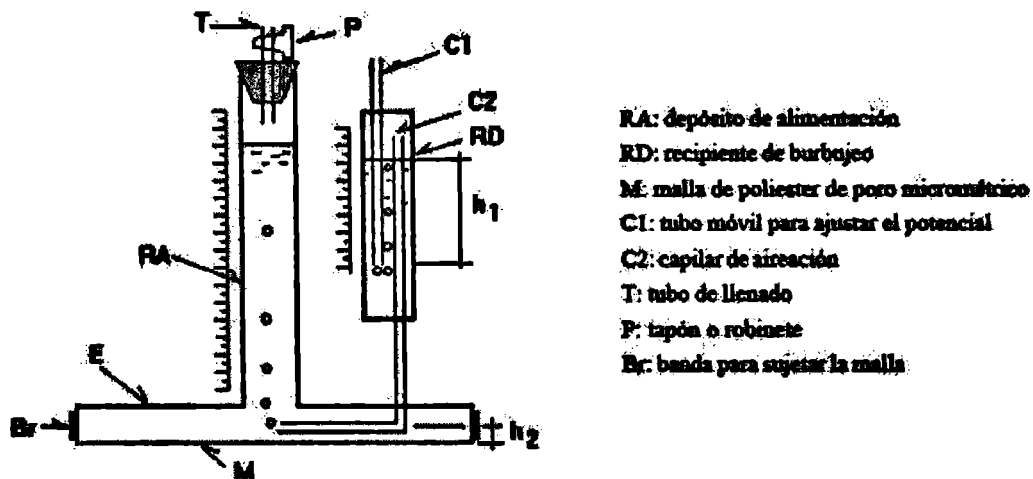


Figura 3.1: Esquema del infiltrómetro de disco (Fuente: Filgueira *et al.* 2006)

3.2. Análisis del flujo desde un infiltrómetro de disco

El proceso de infiltración ha sido estudiado por diversos autores, existiendo varios modelos que lo describen. El modelo de Philip (ver 2.3.2 (Philip, 1957)) es uno de los más usados. Dicho modelo expresa la infiltración acumulada en función del tiempo con una aproximación consistente en tomar los dos primeros términos de la ecuación 2.65:

$$I = S\sqrt{t} + At \quad (3.3)$$

donde I [LM^{-1}] es la infiltración acumulada, S es la Sortividad [$LT^{-1/2}$], A es un factor que se encuentra entre $K/3$ y $2K/3$, siendo K la conductividad hidráulica saturada. Como se deduce de la ecuación 3.3, la infiltración acumulada depende del tiempo y de la raíz cuadrada del tiempo. La sortividad disminuye con el aumento del contenido hídrico, de forma tal que en la ecuación 3.3 la parte dependiente de la raíz del tiempo tiende gradualmente a cero con el paso del tiempo (y el aumento de la humedad del suelo). El factor A (como la conductividad hidráulica saturada) aumenta con el contenido de humedad, haciendo

que la parte de la ecuación 3.3 dependiente del tiempo lineal se haga cada vez mas importante con el paso del tiempo. De forma que la parte dependiente de la raíz cuadrada del tiempo es determinante para estadios tempranos del flujo, mientras que la parte dependiente del tiempo lineal es determinante para tiempos largos (Figura 3.2.

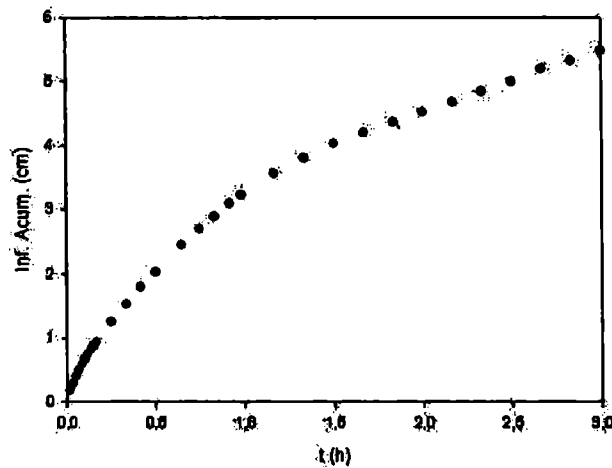


Figura 3.2: Infiltración acumulada [L] de agua en un suelo versus el tiempo [T]. Los datos son reales, no simulados, y corresponden a un sitio de La Plata. Datos propios

De forma aproximada entonces, podemos afirmar que se cumple que para los estadios tempranos:

$$I = S\sqrt{t} \quad (3.4)$$

En los estadios tardíos (en el orden de las 2 h según mi experiencia para los suelos ensayados) la infiltración comienza a estar dominada por el potencial gravitacional, de forma que la infiltración comienza a tener un comportamiento lineal con el tiempo. La derivada de la infiltración respecto del tiempo, en estadios tardíos del fenómeno, recibe el nombre de tasa de flujo estacionario.

El referirse a los diferentes estadios del flujo como “tempranos” y “tardíos”, tiene mucho de intuitivo y poco de rigor científico, de forma que, para evitar confusiones, los estadios del flujo se dividen en dos zonas bien caracterizadas: zona de infiltración en flujo transito-

rio y zona de la infiltración en flujo estacionario. La primera tiene como principal característica una tasa de infiltración variable (decreciente) en el tiempo. En la segunda zona la tasa de infiltración se mantiene constante con el tiempo. En lo que hace al análisis del flujo de agua desde un infiltrómetro de disco esta diferenciación ha llevado a enfoques diferentes para el análisis de los datos obtenidos con dicho instrumento.

3.2.1. Análisis del flujo en estado estacionario

Wooding (1968) desarrolló una ecuación que describe el flujo desde una fuente circular (disco). Esta ecuación es la base del análisis del flujo estacionario desde un infiltrómetro de disco:

$$q_{\infty} = K_{sat} + \frac{4\phi_0}{\pi r_d} \quad (3.5)$$

donde q_{∞} es la tasa de infiltración en la condición de flujo estacionario [LT^{-1}], K_{sat} es la conductividad hidráulica saturada, r_d es el radio del disco [L] y ϕ_0 es el potencial de flujo mátrico (ver ecuación 2.40). De la ecuación de Wooding se evidencia que aún en el caso de alcanzarse el estado estacionario, el flujo está compuesto por un componente dependiente de la gravedad (conductividad hidráulica saturada) y un componente dependiente de la capilaridad (potencial de flujo mátrico). Si se observa cuidadosamente la ecuación 3.5 se deduce que a partir de los datos obtenidos desde el infiltrómetro surgen dos incógnitas (la K_{sat} y ϕ_0), mientras que r_d se conoce y q_{∞} , es la tasa de infiltración en estado estacionario, se mide. Se han propuesto una serie de posibilidades para solucionar la ecuación 3.5.

Soluciones de la ecuación de Wooding

Solución utilizando múltiples discos. Se realizaron mediciones de la tasa de flujo en estado estacionario desde dos discos de radios difer-

entes (r_1 y r_2) y se obtienen así dos tasas de infiltración, q_1 y q_2 respectivamente. Aplicando 3.5 se obtienen dos ecuaciones:

$$q_1 = K_{sat} + \frac{4\phi_0}{\pi r_1} \quad (3.6)$$

$$q_2 = K_{sat} + \frac{4\phi_0}{\pi r_2} \quad (3.7)$$

resolviendo simultáneamente las ecuaciones 3.6 y 3.7 tenemos (Smetten & Clothier, 1989; Thony *et al.*, 1991; Angulo-Jaramillo *et al.*, 2000):

$$K_{sat} = \frac{q_1 r_1 - q_2 r_2}{r_1 - r_2} \quad (3.8)$$

y

$$\phi_0 = \frac{\pi (q_1 - q_2)}{4 \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right)} \quad (3.9)$$

Ejemplos de cálculo utilizando esta aproximación pueden encontrarse en Thony *et al.* (1991) quien compara propiedades hidrodinámicas de dos suelos contrastantes en Montpellier, Francia. En dicho estudio utiliza dos discos, de radios 40 y 97,5 mm, respectivamente. Vauclin & Chopart (1992) compararon el efecto de 3 prácticas agrícolas sobre las propiedades hidráulicas de suelos arenosos de Costa de Marfil utilizando la ecuación 3.8. Cook & Broeren (1994) utilizan este acercamiento, con radios 38 y 115 mm respectivamente, en un trabajo cuyo objetivo es la comparación de metodologías de cálculo. Angulo-Jaramillo *et al.* (2000) señalan que trabajando con más de dos radios también podría resolverse la ecuación de Wooding. La solución alternativa consiste en realizar una regresión lineal entre los valores q_i y $\frac{1}{r_i}$. De forma que la ordenada al origen es el valor de K_{sat} y de la pendiente puede obtenerse ϕ_0 (ver ecuación 3.5).

Solución utilizando distintas succiones. Ankeny *et al.* (1991) partiendo desde la ecuación 3.5 y midiendo los valores de q_∞ para dos succiones diferentes al mismo disco obtuvo las siguientes ecuaciones:

$$q_1 = K_1 + \frac{4\phi_1}{\pi r_d} \quad (3.10)$$

$$q_2 = K_2 + \frac{4\phi_2}{\pi r_d} \quad (3.11)$$

donde $q_1 = q(h_1)$, $q_2 = q(h_2)$, $K_1 = K(h_1)$, $K_2 = K(h_2)$, $\phi_1 = \phi(h_1)$ y $\phi_2 = \phi(h_2)$. Philip (1985, 1986) dice que la relación entre K y ϕ (A) es constante para dos succiones sucesivas y está dada por la siguiente ecuación:

$$A = \frac{K}{\phi} \quad (3.12)$$

y obteniendo una expresión aproximada para la diferencia ($\phi_1 - \phi_2$) se obtienen tres ecuaciones con tres incógnitas que se resuelven para dos conductividades (K_1 , K_2) a partir de las cuales puede calcularse ϕ_1 y ϕ_2 (Ankeny *et al.* 1991). Aplicando este procedimiento a una secuencia de succiones se obtiene una curva de $K(h)$ representadas por una función “de a partes” Logdson & Haynes (1993) desarrollaron, con la misma base, otra metodología de ajuste. Tomando como válida la relación exponencial entre K y h propuesta por Gardner (1958).

$$K(h) = K_{fs} e^{\alpha h} \quad (3.13)$$

donde K_{fs} es la conductividad hidráulica saturada a campo y α es una constante. Tomando todo esto puede obtenerse una expresión exacta para ($\phi_1 - \phi_2$):

$$\phi_1 - \phi_2 = \frac{K_1 - K_2}{\alpha} = \frac{(h_1 - h_2)(K_1 - K_2)}{\ln \frac{K_1}{K_2}} \quad (3.14)$$

Finalmente, Logdson & Haynes (1993), desarrollan una regresión no lineal para ajustar simultáneamente todos los datos. Introduciendo

la ecuación 3.9 en la 3.5 tenemos:

$$q_{\infty} = \left[1 + \frac{4}{\alpha\pi r_d}\right] K_{fs} e^{\alpha h} \quad (3.15)$$

la ecuación 3.15 puede ser resuelta mediante procesos iterativos.

Determinación de medida simple Existe una metodología para el cálculo de la conductividad hidráulica desde un infiltrómetro de disco. Este método se basa en asumir como válida la siguiente expresión (Reichardt *et al.*, 1972; Brutsaert, 1979; White, 1987)

$$\phi_0 = \frac{bS_0^2}{(\theta_0 - \theta_n)} \quad (3.16)$$

donde b es un parametro de forma. El subfijo 0 implica la condición impuesta por el infiltrómetro, mientras que el sufijo n representa la condición del suelo antes de comenzar la determinación.

Admitiendo que la ecuación 3.4 es válida para los estadíos iniciales de infiltración, es posible obtener el valor de S mediante la obtención de la pendiente de la recta que surge de graficar la infiltración en función de la raíz del tiempo (I vs \sqrt{t}) para los primeros tiempos del proceso de infiltración (figura 3.3).

Una vez estimada S y habiendo obtenido también de la medición de campo el valor de tasa de infiltración básica (q_{∞}) y la humedad volumétrica (inicial y final), surge de la combinación de las ecuaciones 3.5 y 3.16 una expresión que permite calcular el valor de K :

$$K = q_{\infty} - \frac{4}{\pi r_d} \frac{bS_0^2}{(\theta_0 - \theta_n)} \quad (3.17)$$

Esta metodología por su simplicidad y aceptación fué la elegida en la presente tesis para resolver la ecuación de Wooding.

Es importante remarcar que la validez de la ecuación 3.5 y por consiguiente los métodos descritos anteriormente tiene una serie de limitaciones a saber: (i) la ecuación 3.5 se obtuvo bajo el supuesto de

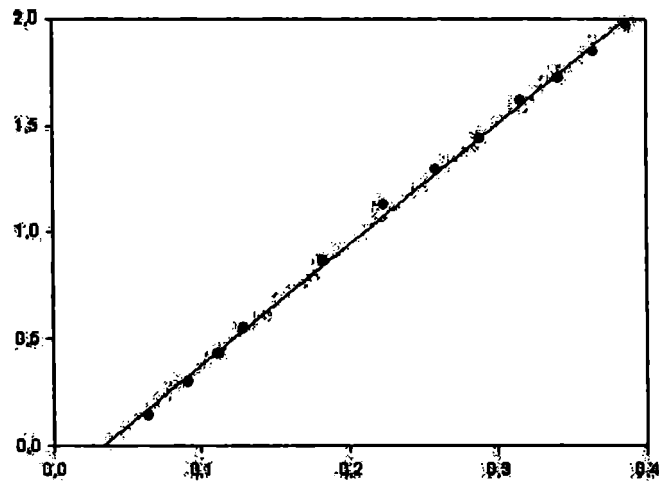


Figura 3.3: Comportamiento de la infiltración acumulada versus la raíz cuadrada del tiempo para los primeros estadíos para el mismo set de datos de La Plata que los de la figura 3.2 (datos propios).

que el suelo es homogéneo e isotrópico y el contenido de agua inicial es uniforme. Es sabido que en los suelos son comunes las variaciones en el contenido de agua, cambios en la densidad aparente, diferenciación por horizontes y cambios importantes en la textura que ocurren cerca de la superficie del suelo (White et al. 1992). El cumplimiento de estos supuestos sólo puede ser verificado *a posteriori*. La evidencia de este alejamiento de las condiciones supuestas se pone de manifiesto por valores de K mucho menores que q_{∞} , registrándose incluso, en algunos casos, valores de K negativos (Logdson & Haynes, 1993). (ii) Es al menos dudoso que la condición de estado estacionario sea alcanzada al finalizar el test (White et al. 1992). El tiempo necesario para alcanzar el estado estacionario debe ser más corto que el período de atención y el límite de paciencia del observador lo cual no siempre se verifica (Vandervaere et al. 2000b).

3.2.2. Análisis del flujo en estado transitorio

Aunque los métodos basados en la ecuación de Wooding han sido usados y comparados en una gran cantidad de trabajos (Hussen & Warrick, 1993; Logsdon & Haynes, 1993; Cook & Broeren, 1994, Aoki y Sereno, 2004 a, b; entre otros) hubo otros investigadores que orientaron su análisis al estudio del flujo transitorio desde un infiltrómetro de disco (Turner & Parlange, 1974); Warrick & Lomen, 1976; Warrick, 1992; Haverkamp *et al.*, 1994; Smettem *et al.*, 1994; Zhang, 1997; Vandervaere *et al.*, 2000a,b; por citar algunos).

Las ventajas de trabajar sobre el flujo transitorio son: (i) Los supuestos de homogeneidad del suelo como sistema y el contenido uniforme del agua en el suelo se vuelven más realistas con una reducción del volumen de suelo muestreado en un experimento de corta duración; (ii) la variación vertical de las propiedades hidráulicas pueden ser determinados con alta resolución llevando a cabo experimentos de corta duración; (iii) los experimentos cortos permiten la realización de un número mayor de repeticiones en el campo, lo cual lo vuelve particularmente interesante para el estudio de la variabilidad espacial; (iv) el régimen transitorio de infiltración contiene más información, la cual no es analizada cuando se usa el régimen estacionario. Los trabajos realizados (Warrick, 1992; Haverkamp *et al.*, 1994; Zhang, 1997, Vandervaere *et al.* 2000a) tienen en común la siguiente expresión para la infiltración acumulada en el flujo transitorio:

$$I = C_1\sqrt{t} + C_2t \quad (3.18)$$

Donde C_1 y C_2 son parámetros de ajuste cuyo sentido físico será discutido más adelante. Sobre la base de la ecuación 3.18 Haverkamp *et al.* (1994) establecieron una ecuación de infiltración con base física para infiltrómetros de disco:

$$I = S\sqrt{t} + \left[\frac{2-\beta}{3}K + \frac{\gamma S^2}{r_d(\theta_0 - \theta_n)} \right] t \quad (3.19)$$

donde β y γ son constantes (Haverkamp *et al.*, 1994), S es la sortividad, K es la conductividad hidráulica, t es el tiempo, r_d es el radio del disco, θ_0 es la humedad final y θ_n la inicial. Obsérvese que la ecuación 3.19 es una forma ampliada de la ecuación 3.18, donde:

$$C_1 = S \quad (3.20)$$

y

$$C_2 = \frac{2-\beta}{3}K + \frac{\gamma S^2}{r_d(\theta_0 - \theta_n)} \quad (3.21)$$

Aunque existe un consenso generalizado en la aceptación de estas ecuaciones, hay diferencias en lo que hace a la obtención de los valores de C_1 y C_2 , de forma que la utilización de la ecuación 3.18 se reduce al método de obtención de los coeficientes C_1 y C_2 .

Método de Linearización Acumulativa (Cumulative Linearization Method, CLM)

Este método surge de una linealización propuesta por Smiles & Knight (1976) y luego tomado, y desarrollado, por Vandervaere *et al.* (2000a) que consiste en dividir ambos miembros de la ecuación 3.18 por \sqrt{t} , la que finalmente toma la forma:

$$\frac{I}{\sqrt{t}} = C_1 + C_2\sqrt{t} \quad (3.22)$$

entonces si se representa $\frac{I}{\sqrt{t}}$ vs. \sqrt{t} por un simple ajuste lineal puede obtenerse los valores de C_1 y C_2 . C_1 es la ordenada al origen y C_2 la pendiente de la recta (Figura 3.4).

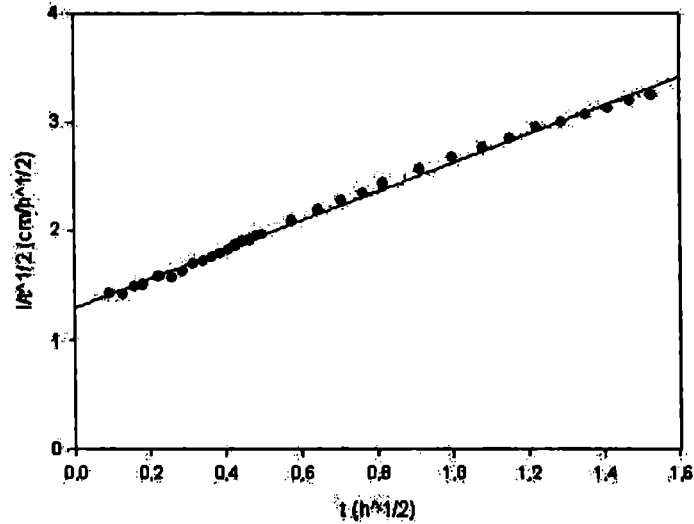


Figura 3.4: Ejemplo de la determinación de los coeficientes C_1 y C_2 según el método CLM. En el eje y tenemos $\frac{I}{\sqrt{t}} [LT^{-1/2}]$ y en el x $\sqrt{t}[T^{1/2}]$. Datos propios.

Método de la linearización por diferenciación (Differentiative Linearization Method, DLM)

Este método consiste en diferenciar la infiltración acumulada respecto de la raíz cuadrada del tiempo, de forma que la ecuación 3.18 se transforma en:

$$\frac{dI}{d\sqrt{t}} = C_1 + 2C_2\sqrt{t} \tag{3.23}$$

donde $\frac{dI}{d\sqrt{t}}$ es aproximadamente igual a:

$$\frac{dI}{d\sqrt{t}} \approx \frac{\Delta I}{\Delta\sqrt{t}} = \frac{I_{n+1} - I_n}{\sqrt{t_{n+1}} - \sqrt{t_n}} \quad (i=1\dots n-1) \tag{3.24}$$

donde n es el número de datos y el correspondiente \sqrt{t} es calculado de la siguiente manera:

$$\sqrt{t} = \sqrt{\sqrt{t_i}\sqrt{t_{i+1}}} \tag{3.25}$$

la ecuación 3.23 muestra que el gráfico $\frac{dI}{d\sqrt{t}}$ vs \sqrt{t} debe ser lineal, con ordenada al origen igual a C_1 y pendiente igual a $2 C_2$. Ver figura 3.5.

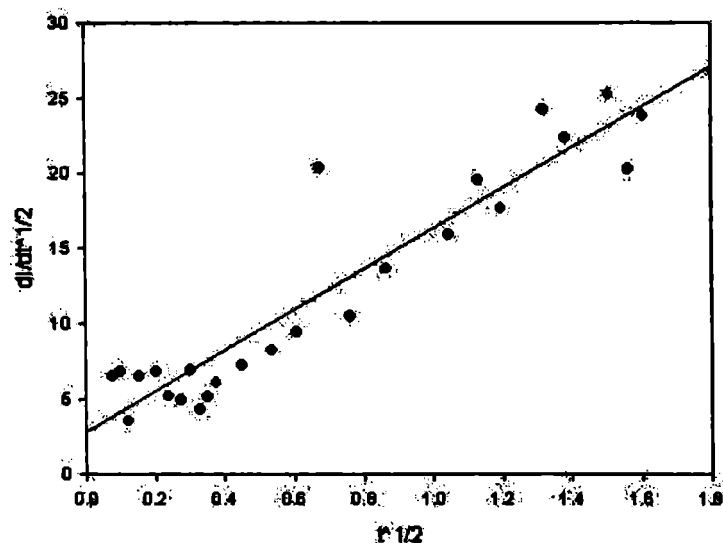


Figura 3.5: Ejemplo de la determinación de los coeficientes C_1 y C_2 según el método DLM. En el eje y tenemos $\frac{d|dx|}{dt} [LT^{-1/2}]$ y en el x $\sqrt{t}[T^{1/2}]$. Datos propios.

3.3. Efectos de las labranzas sobre el movimiento del agua en el suelo

Jethro Tull en su fundamental obra de 1731 llamada *The New Horse – Hoeing Husbandry* (La novedosa labranza por medio de la tracción equina) afirmaba que las tareas mecánicas previas a un cultivo deben pulverizar el suelo a un nivel tal que permita a las raíces la ingestión de las partículas del mismo. Desde hace mucho tiempo existe un consenso generalizado sobre el carácter erróneo de esta afirmación, sin embargo, menos generalizado es el consenso sobre el efecto de las labranzas sobre las propiedades físicas de los suelos. Las labranzas son la alteración más significativa que sufre el suelo en sus propiedades físicas. Esto es debido a su repetitiva aplicación, el rango de profundidad donde tiene acción y su influencia sobre el manejo de los residuos de cosecha (Strudley *et al.*, 2008). Dentro de las propiedades físicas de los suelos son aquellas relacionadas con el movimiento del agua en el suelo las que se ven más afectadas. Wang *et al.* (2007) estudian-

do una gran cantidad de suelos encuentran que son las propiedades hidráulicas, particularmente la conductividad hidráulica saturada, las más adecuadas para determinar el efecto degradativo de las labranzas sobre el suelo. Adicionalmente, si bien el efecto de la labranza puede variar con la profundidad, no existe ninguna práctica que no modifique, en mayor o menor grado, las características físicas de la superficie del suelo. La infiltración del agua en el suelo, junto con sus componentes: la conductividad hidráulica y la sortividad, son un reflejo de estas características, y su relación con las labranzas ha sido estudiado con anterioridad. En general los estudios se basan en la comparación de siembra directa con labranza conservacionista o convencional (Green *et al.*, 2003). Los resultados de dichos estudios han demostrado ser inconsistentes para distintos sitios, climas y tipos de suelos. Los pesos de las maquinarias y tamaño del rodado utilizados para las distintas prácticas de manejo pueden compactar el suelo modificando la densidad aparente, la distribución de tamaño de poros y la forma y disposición de los mismos. Los cambios en las propiedades del espacio poroso del suelo se ven reflejados en la alteración de las propiedades hidráulicas de los mismos (Horton *et al.*, 1994; Green *et al.*, 2003). Ross & Hughes (1985) trabajando en un suelo limoso en Nueva Zelanda estudiaron el efecto de diferentes labranzas (convencional, reducida y siembra directa) sobre propiedades físicas de los suelos como: densidad aparente, agregación del suelo y tasa de infiltración básica. Los autores reportan mayores densidades aparentes, mayor estructuración y menores tasa de infiltración en el tratamiento bajo siembra directa. Sauer *et al.* (1990) evaluaron el efecto de las labranzas sobre las propiedades hidráulicas superficiales de un suelo. Para esto se utilizó un infiltrómetro de disco a saturación y a distintas succiones de aplicación de agua. Los autores encuentran que para todas la succiones ensayadas los valores de la conductividad hidráulica y de la sortividad fueron iguales o mayores en labranza convencional que

en siembra directa. Carter & Steed (1992) trabajaron en el horizonte superficial de un suelo franco arcillo-arenoso bajo diferentes sistemas de labranza (convencional y siembra directa) y manejo de residuos (quema o retención de residuos). Utilizando un infiltrómetro de disco a tensión determinaron sortividad y tasa de infiltración básica. Los autores reportan mayores valores de sortividad y de infiltración básica en suelos bajo siembra directa. Estos resultados son distintos de los reportados por Horne *et al.* (1992). En dicho trabajo se evaluó el efecto de las labranzas sobre algunas propiedades físicas de los suelos. El estudio se realizó sobre un suelo loésico de textura fina e imperfectamente drenado. Se determinó, entre otras propiedades, la tasa de infiltración básica. Se reportan mayores valores de densidad aparente y menores tasas de infiltración para siembra directa en comparación con los valores obtenidos para labranzas convencional y conservacionista. Concluyen que la labranza conservacionista es la técnica que presenta más ventajas para su aplicación continua. Reynolds *et al.* (1994) determinaron la conductividad hidráulica saturada en 3 suelos de diferentes texturas (franco arcillo-limoso, franco limoso y arenoso) en dos labranzas contrastantes (arado de reja y vertedera y siembra directa). Los valores de la variable se determinaron a dos succiones de aplicación de agua. Los autores reportaron mayores valores de la conductividad hidráulica saturada en el tratamiento con arado de reja y vertedera para los suelos franco arcillo-limoso y arenoso. Mientras que para el suelo franco limoso los valores reportados fueron mayores para el tratamiento bajo siembra directa continua. Azoos & Arshad (1996) trabajando bajo la hipótesis de que la aplicación prolongada de labranzas modifica, en forma diferencial según el tipo de labranza, el comportamiento de la infiltración y de la conductividad hidráulica saturada. Los autores trabajaron sobre suelos franco limosos y franco arenosos conducidos bajo labranza convencional y siembra directa. Encontraron mayores valores de conductividad hidráulica saturada para

el tratamiento bajo siembra directa. En un trabajo posterior los mismos autores (Azoos & Arshad , 2001) encontraron que para varias succiones de aplicación de agua se cumplía que en todos los casos la conductividad hidráulica era mayor en siembra directa que en labranza convencional. Moret & Arrue (2007) estudiaron el efecto de tres sistemas de labranza (convencional, labranza mínima y siembra directa) sobre la dinámica de las propiedades hidráulicas . Para esto utilizaron un infiltrómetro de disco y trabajaron con 4 succiones de aplicación de agua en período de barbecho. Los autores reportan que en todos los casos los tratamientos bajo labranza convencional y conservacionista presentaron mayores valores para la conductividad hidráulica a las tensiones ensayadas.

Como puede verse en lo presentado no existe un consenso generalizado sobre el efecto de las labranzas sobre el movimiento del agua en el suelo. Siendo uno de los más activos tópicos de estudio de la física de suelos en los últimos años.

3.4. Comparación de métodos de obtención de variables hidráulicas

En la bibliografía no son pocos los casos donde se comparan diferentes métodos de cálculo para la obtención de las variables hidráulicas (Turner & Parlange, 1974; Warrick & Lomen, 1976; Warrick, 1992; Hussen & Warrick, 1993; Logsdon & Haynes, 1993; Cook & Broeren , 1994; Haverkamp *et al.*, 1994; Smettem *et al.*, 1994; Zhang, 1997, Vandervaere *et al.*, 2000a,b; Jacques *et al.* 2002; Aoki y Sereno, 2004a,b) entre otros, pero en ninguno de los casos se llega a conclusiones satisfactorias en lo que hace a la existencia de un método único, de amplia aplicabilidad.

En todos los casos, los trabajos se concentran en el análisis del flujo estacionario (Hussen & Warrick, 1993; Logsdon & Haynes, 1993; Cook

& Broeren, 1994; Aoki y Sereno 2004 a,b; o en el transitorio (Turner & Parlange, 1974; Warrick & Lomen, 1976; Warrick, 1992; Haverkamp *et al.* 1994; Smettem *et al.*, 1994; Zhang, 1997; Vandervaere *et al.*, 2000ayb), mientras que los trabajos que comparan métodos del estado estacionario versus métodos del estado transitorio son escasos (Filgueira *et al.*, 2006).

Hussen & Warrick (1993) utilizando dos infiltrómetros con diferentes diámetros (con radios de disco 52 y 118 mm, respectivamente) compararon diferentes métodos para la obtención de la conductividad hidráulica a distintas tensiones. Las succiones evaluadas fueron: 0, 50, 100 y 150 mm, respectivamente. Se analizaron 5 métodos para la obtención de $K(h)$, 4 de los cuales utilizaron el infiltrómetro de disco a tensión a campo, mientras que el restante fue de laboratorio. Los métodos que utilizaron el infiltrómetro fueron: i) *Single Disc Method* que utiliza, para cada determinación un solo disco y una sola succión; ii) *Double Disc Method*, que utiliza dos discos de diferente radio para cada tensión; iii) *Best Fit For Multiple Head*, este método utiliza varias succiones en el mismo sitio para cada determinación de $K(h)$ y iv) *Two Tensions Two Equations*, para obtener K_h por este método se utilizan dos tensiones en el mismo sitio y para el mismo disco. Los autores reportan valores diferentes de la conductividad hidráulica saturada para los distintos métodos y tensiones ($P=0,05$). En la tabla 3 de dicho trabajo puede verse que si bien esto se cumple para todas las tensiones cuanto mas cercana a 0 es la succión mas grandes son las diferencias entre los métodos de análisis. Los autores obtienen valores negativos de $K(h)$ para los métodos i y ii. Destacan el problema que presentan los métodos como el iii, que al realizar dos determinaciones con distinto radio y en diferente sitio el problema de la variabilidad espacial no puede ser evitado. El método iii proporcionó valores estables para la variable pero tiene como problema que es necesario alcanzar el estado estacionario para cada una de las tensiones ensayadas y, desde

el punto de vista experimental, no es sencillo determinar con precisión el momento en que dicho estado ha sido alcanzado.

Logsdon & Jaynes (1993) realizaron una comparación de 4 métodos de análisis para la obtención de variables hidráulicas. Los métodos utilizados fueron: i) el de White & Sully (White & Sully 1987) que utiliza un solo disco y una sola tensión; ii) el de Smetten & Clothier (Smetten & Clothier 1989) que utiliza más de un tamaño de base de infiltrómetro y una tensión; iii) el de Ankeny (Ankeny *et al.* 1991) que utiliza un solo radio de disco y más de una tensión y iv) el *Regression Method* consiste en un ajuste de regresión no-lineal. Utilizaron dos tamaños de infiltrómetros (con radio de la base 76 y 230 mm de base). El estudio se dividió en cuatro partes. En la primera parte compararon los valores de $K(h)$ obtenido por métodos de laboratorio (muestras de suelo sin disturbar) con los valores de $K(h)$, obtenidos en el campo, por el método iii y iv. De dicho estudio concluyeron que si bien el método iii no arrojó valores negativos para $K(h)$, los valores de dicha variable eran diferentes estadísticamente a los valores obtenidos en laboratorio (figura 2 de Logsdon & Haynes 1993). Mientras que el método iv proporcionó valores más cercanos a los obtenidos en laboratorio, pero siempre diferentes estadísticamente (figura 2 de Logsdon & Haynes, 1993). En la segunda parte del estudio se analizó la infiltración en los primeros estadios del proceso utilizando los métodos i y iv. Las determinaciones se realizaron sobre dos situaciones de labranza contrastantes (Siembra Directa y Arado de Reja y Vertedera) sobre un suelo franco-limoso. Se realizaron mediciones a 3 succiones con un solo infiltrómetro. Ambos métodos arrojaron valores coherentes de $K(h)$. El Método i demostró ser preciso pero genera dudas sobre la posibilidad de una obtención precisa de la sortividad. Además condujo, en 3 de 30 valores, a valores negativos de $K(h)$. Los autores aconsejan la utilización de este método para aquellos casos donde se determinara $K(h)$ a un solo potencial y el suelo no ha sido prehumedecido. La

tercera y cuarta parte del estudio fue la aplicación del método ii y la comparación de los valores obtenidos de $K(h)$ con los valores obtenidos por el método iii y iv. Se utilizaron dos tamaños de disco. Los autores concluyen que el método ii es poco robusto y conduce en muchos casos a valores de $K(h)$ negativos. En la mayoría de los casos arrojó valores sin sentido físico (valores de q_{∞} mayores para el infiltrómetro de radio menor). En 30 de 40 ensayos realizados los valores de $K(h)$ carecieron de sentido físico. Los valores obtenidos por este método y los obtenidos por los métodos iii y iv tuvieron un pobre ajuste (figura 5 de Logsdon & Haynes 1993).

Cook & Broeren (1994) utilizaron 6 métodos para la obtención de $K(h)$ y/o Sortividad. Para esto utilizaron dos infiltrómetros de disco a tensión de diferentes radios de base (50 y 102 mm, respectivamente). Se realizaron los ensayos con dos succiones (-20 mm y -40 mm). Tres de los seis métodos estaban basados en la ecuación de Wooding (Wooding, 1968), el de Scotter *et al.*, 1982; el de Ankeny *et al.*, 1991 y el de White *et al.*, 1992. Un cuarto método desarrollado por Warrick (Warrick, 1992) fue utilizado para la obtención de la sortividad en aquellos casos donde el ajuste de los primeros valores de la infiltración acumulada con la raíz cuadrada del tiempo no podía realizarse con precisión. También utilizaron un método de obtención de las variables hidráulicas propuesto por Youngs (1987). Los autores indican que los valores de $K(h)$ y los de S obtenidos por los métodos basados en la ecuación de Wooding y el de Warrick son similares. Mientras que los valores obtenidos por el método de Youngs (1987) son siempre menores.

Jacques *et al.* (2002) trabajaron sobre 3 modelos que describen la curva de infiltración acumulada. Dichos modelos fueron utilizados para la obtención de la sortividad y la q_{∞} . La conductividad hidráulica fue estimada desde tres puntos de vistas diferentes: i) a partir de la q_{∞} , ii) a partir de la sortividad y de la q_{∞} y iii) a partir de dos estimaciones de la sortividad. Adicionalmente, los autores compararon la variabilidad

espacial de la sortividad, la q_{∞} y la conductividad hidráulica saturada estimada por cada uno de los métodos. Se consideró, al momento de las mediciones a campo con el infiltrómetro, el efecto de la arena que usualmente se utiliza para favorecer el contacto hidráulico entre el disco y el suelo. Reportan que los modelos que describen las curvas de infiltración lo hacen en forma adecuada. Esta concordancia no se observa entre los valores de la conductividad hidráulica arrojada por los diferentes modelos. El segundo de los enfoques utilizados, que demandan valores de q_{∞} y S arrojó valores medios de K mayores que los otros dos enfoques teóricos. Los autores concluyen que si bien los valores de K obtenidos con distintos métodos en el mismo sitio específico son diferentes, las medias obtenidas pueden utilizarse para realizar comparaciones.

Aoki y Sereno (2004a) determinaron infiltración con un infiltrómetro de disco a tensión. Las mediciones se realizaron a dos succiones. La sortividad y la conductividad hidráulica saturada fueron estimadas a partir de dos métodos: el de White & Sully (White & Sully 1987) y el de Ankeny (Ankeny *et al.* 1991). En los casos que existiesen dudas sobre si el estado estacionario fue alcanzado se utilizó la ecuación de Horton (ecuación 2.56) para estimar dicha tasa. Los autores encuentran que ambos métodos difieren grandemente en los valores de K estimada. Encuentran que el método de Ankeny es el más robusto y que los valores de K obtenidos son similares a los reportados en la bibliografía.

Vandervaere *et al.* (2000 a y b) estudian la aplicación de métodos que utilizan el estado estacionario para la obtención de la Sortividad y de la conductividad hidráulica saturada. Los autores concluyen que el proceso de infiltración puede ser adecuadamente cuantificado mediante una ecuación de dos términos (ecuación 3.18). Al depender ambos coeficientes del tiempo (\sqrt{t} y t , respectivamente) se reporta una posible compensación entre los valores de C_1 y C_2 . Esto conduciría a

un problema en el ajuste de regresión. Para evitar esto propone dos metodologías de linearización para corregir dicho problema de ajuste. Adicionalmente se proponen 4 métodos de obtención de K y S. Los métodos difieren en el radio del disco utilizado y la succión aplicada. En éstos trabajos las determinaciones se realizaron sobre suelo artificial y los autores detectan la necesidad de estudiar la aplicación de estos métodos a escala de campo e informan sobre un trabajo que continua la serie atacando este aspecto de la problemática.

Todo esto refuerza la idea de continuar en la búsqueda de un método que arroje resultados más consistentes para la obtención de variables hidráulicas de los suelos.

Capítulo 4

Hipótesis y Objetivos

Hipótesis

i) Es posible cuantificar el efecto de la compactación, inducida por tráfico o manejo, a través de propiedades físicas como la conductividad hidráulica saturada y sortividad. El infiltrómetro de disco a tensión es un instrumento válido para evaluar, a través de las propiedades hidráulicas, dichos procesos de compactación.

ii) Es posible afectar la conectividad del sistema poroso de un suelo a través de la labranza o el uso del mismo.

iii) La densidad aparente como único parametro de estimación indirecta de la porosidad, no garantiza una disponibilidad hídrica que asegure la sustentabilidad del sistema agua-suelo-planta.

Objetivos Generales

-Realizar un aporte a la plataforma cognoscitiva en lo que hace al tema de la infiltración y su relación con las labranzas.

-Contribuir a la sustentabilidad del sistema productivo agrícola mediante el aporte a la plataforma cognitiva en lo que hace a la temática relacionada con la compactación del suelo inducida por el uso y mane-

jo del mismo.

Objetivos específicos

-Realizar un estudio exhaustivo de la infiltracion medida en forma experimental con el infiltrometro de disco a tensión.

-Realizar un análisis crítico de la adaptabilidad del infiltrómetro de disco a las mediciones en los suelos a estudiar, en lo que hace a variables hidráulicas.

-Realizar una evaluación exhaustiva de los métodos disponibles para el cálculo de variables hidráulicas, eligiendo el que mejor se adapta al suelo estudiado, y, en lo posible, generando uno nuevo.

Capítulo 5

Materiales y Métodos

Los experimentos llevados a cabo en la presente tesis incluyeron tanto el campo como el laboratorio. En el campo se estudiaron dos situaciones. En uno de los ensayos de campo (Villa Argüello) se trabajó en tres situaciones de uso contrastantes, mientras que en la otra situación de campo (San Antonio de Areco) se analizó un suelo bajo dos sistemas de labranza (Siembra directa con y sin descompactación) en tres momentos de muestreo diferentes (Diciembre, precosecha y poscosecha). El trabajo de laboratorio se dividió en dos etapas, en la primera de ellas se evaluó el comportamiento de las propiedades hidráulicas en muestra de suelo reempaquetado sometido a 3 niveles de compactación y entregando el agua a dos potenciales diferentes. En la segunda etapa se trabajó sobre muestras de suelo sin disturbar extraídas en dos direcciones (horizontal y vertical) en un ensayo bajo siembra directa con y sin descompactación.

En el laboratorio sobre muestras reempaquetadas se estudió el proceso de infiltración en condiciones controladas y de esta forma poder evaluar el comportamiento general del infiltrómetro de disco y de los modelos de flujo. Adicionalmente se buscó medir el efecto de la compactación inducida artificialmente sobre las variables hidráulicas, reduciendo el efecto de sitio, muy importante en las determinaciones de propiedades hidráulicas a campo.

El estudio a campo fue realizado para evaluar el grado de ade-

cuación de los modelos de análisis utilizados para medir el efecto de la compactación sobre las propiedades hidráulicas, en situaciones reales de campo. El mismo se realizó en dos etapas: en Villa Argüello, partido de Berisso, donde se evaluaron, sobre un suelo con alto contenido de arcilla, tres situaciones de manejo diferentes con compactaciones contrastantes, y un segundo ensayo, en San Antonio de Areco, concentrado en siembra directa y los procesos de compactación asociados a este sistema.

Por último, en una tercera situación experimental, se buscó, sobre muestras de suelo inalteradas, concluir sobre el efecto de los procesos de compactación en la conectividad del sistema poroso.

5.1. Suelo reempaquetado en Laboratorio

Para las determinaciones de laboratorio se trabajó sobre muestras provenientes del horizonte superficial de un Argiudol típico. Las muestras fueron extraídas de la Estación Experimental Julio Hirschhorn, dependiente de la Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales de la Universidad Nacional de La Plata. Dicha estación experimental se encuentra en el cinturón hortícola de las inmediaciones de la ciudad de La Plata, provincia de Buenos Aires, Argentina. En dicho suelo, y siempre en el horizonte superficial, se realizó un muestreo aleatorio. Se escogieron 10 puntos de muestreo. En cada uno de los puntos se extrajo una gran cantidad de muestra (aproximadamente 30 kg de suelo en cada sitio). Se permitió el secado al aire de las muestras. Se pasaron luego por una torre de tamices quedándose con los agregados de un diámetro entre 0,2 y 0,4 cm. Se confeccionaron probetas de suelo artificial utilizando sólo los agregados cuyo diámetro se encontró entre los valores antes mencionados. Las probetas poseían un diámetro de 24 cm de diámetro y una altura de 20 cm y no tenían fondo. Para retener el suelo en las probetas se colocó en la base de las mismas

una malla plástica de trama lo suficientemente gruesa como para no ser un impedimento para el movimiento del agua y lo suficientemente fina como para impedir la pérdida de suelo. El entramado de la malla tenía una apertura de 0,1 cm. Sobre estas probetas se realizaron los tests de infiltración. Se utilizó el infiltrómetro de disco a tensión con un diametro de la base de 12 cm. Dichos ensayos se realizaron con una tensión de aplicación de agua de -4 cm y -8 cm. No se realizaron mediciones con tensión 0 cm debido a que iban a manifestarse los espacios que se produjeron entre los agregados en el momento de armar la probeta de suelo artificial.

Sobre las probetas se practicó una compactación controlada. La tarea de compactación, en todos los casos, se realizó llevando a los agregados de suelo a una humedad gravimétrica de $0,30 \text{ kg.kg}^{-1}$. La razón de la elección de este grado de humedad se basó en ensayos Proctor de compactación (Aragón *et al.*, 2000) realizados sobre el suelo, que indicaban que en estos tenores de humedad se tenía la máxima susceptibilidad a la compactación. Una vez depositados los agregados humedecidos se les aplicó la energía de compactación a golpes con un pistón tipo Proctor. Para la distribución uniforme de la energía de compactación se colocó una tabla circular cuyo diámetro coincidía con el de la probeta. Para cada una de las tensiones ensayadas se practicaron 3 tratamientos de compactación diferentes: Sin compactación, con 5 golpes y con 10 golpes. Con cada golpe aplicado la energía por volumen de suelo fue $1,65 \text{ kJ. m}^{-3}$. Se realizaron 4 repeticiones para cada situación, totalizando 24 ensayos. Antes de instalar el infiltrómetro sobre las probetas se colocó una delgada capa de arena para favorecer el contacto hidráulico entre el suelo y el instrumento. El test de infiltración se condujo durante un intervalo de tiempo lo suficientemente largo como para asegurar que el estado estacionario fuera alcanzado. En general las determinaciones se prolongaron por más de 2,5 h. Se realizaron lecturas a tiempos prefijados: 0,5 minutos,

Tratamiento
-40 mm de Succión y Sin Compactación
-40 mm de Succión y 5 golpes
-40 mm de Succión y 10 golpes
-80 mm de Succión y Sin Compactación
-80 mm de Succión y 5 golpes
-80 mm de Succión y 10 golpes

Cuadro 5.1: Resumen de las situaciones ensayadas en laboratorio

al minuto, una vez por minuto hasta los 10 minutos, una vez cada cinco minutos hasta la media hora y, luego, una vez cada 10 minutos hasta que el estado estacionario fuera alcanzado. En el cuadro 5.1 se presenta un resumen de las situaciones ensayadas en el laboratorio. Adicionalmente se determinó la textura del suelo por el método del hidrómetro (Gee & Bauder, 1986) y el contenido de humedad en forma gravimétrica. La determinación de densidad aparente se realizó siguiendo el principio del método del cilindro (Blake & Hartge, 1986), pero en lugar de un cilindro para la extracción del suelo se utilizaron cajas metálicas de forma prismática.

5.2. Ensayos a campo

La sección de ensayos a campo se dividió en dos grandes partes: en la primera se evaluó el comportamiento de las propiedades hidráulicas según finalidades de uso contrastantes y en la segunda se evaluó el efecto de los sistemas de labranza sobre dichas propiedades. En ambos casos y para los ensayos de infiltración se utilizó el infiltrómetro de disco a tensión de 120 mm de diametro de base. La rutina que se llevaba a cabo era la siguiente: se seleccionaba un sitio de medición tratando de evitar porciones de terrenos con grietas o irregularidades muy pronunciadas, se despejaba la vegetación tratando de alterar lo menos posible la estructura original del suelo, se colocaba una fina

capa de arena para favorecer el contacto hídrico, se colocaba el infiltrómetro en forma suave y se realizaban las lecturas de infiltración a tiempos prefijados. Se realizaron lecturas a los 30 segundos, al minuto, cada minuto hasta los 10 minutos, cada 5 minutos hasta la media hora y, luego, cada 10 minutos hasta el final de la determinación. De esta forma se obtuvieron curvas completas y detalladas del proceso de infiltración. Se determinó adicionalmente la textura de los suelos estudiados por el método del hidrómetro (Gee & Bauder, 1986).

5.2.1. Villa Argüello

Las determinaciones se realizaron en un lote de unas 4 ha, sobre un suelo Franco arcilloso. El predio pertenece a la Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales de la UNLP, ubicado en el Partido de Berisso, Provincia de Buenos Aires. Se fijaron tres sitios de medición, los cuáles se encontraban en una zona de muy baja pendiente. Se buscó en estos sitios situaciones contrastantes de manejo, sobre todo en aspectos que repercutieran en contrastes en las propiedades hidráulicas del suelo. Los tres situaciones escogidas para su estudio fueron: en primer lugar un lote destinado al cultivo de especies hortícolas, que fuera recientemente removido (Sitio I), el segundo fue un sitio con pastura de gramíneas (*Agropyrum sp.*, *Distichlis sp.* y *Cynodon sp.*) con 8 años de antigüedad (Sitio II), la que se encontraba con muy buena cobertura y en activo crecimiento y, por último, la tercera situación fue una zona que había sufrido pisoteo de animales con una intensidad importante, y que en el momento de la medición se encontraba con una buena cobertura de gramíneas (*Cynodon sp.*) (Sitio III). En cada uno de los sitios se determinó, del horizonte superficial, densidad aparente, densidad del material sólido (D_s) y textura. Para estimar la D_{ap} se utilizó el método del cilindro (Blake & Hartge, 1986) para lo cual se extrajeron seis muestras de cada sitio y los resultados se utilizaron para la obtención de las variables porosidad total ($P_{tot} = 1 - D_{ap}/D_s$) e

índice de poros ($I_{por} = V_{por}/V_{sol}$), donde V_{por} y V_{sol} son los volúmenes de poros y del material sólido del suelo, respectivamente. La (D_s) se obtuvo por picnometría en alcohol (Blake & Hartge 1986 b). Las medidas de infiltración se hicieron en el horizonte superficial de cada sitio con infiltrómetros de disco (Perroux & White 1988). En todos los casos se necesitaron alrededor de dos horas para alcanzar el estado estacionario. Para la determinación q_0 , necesario para calcular K_0 y S_0 , se realizaron tres mediciones por cada sitio, colocando los infiltrómetros en los vértices de un hipotético triángulo de 1,5 m de lado. En todos los casos se utilizó el instrumento sin succión en el recipiente de burbujeo (sin potencial negativo), de forma que la totalidad de los poros participaran del flujo. Se realizaron 3 determinaciones en los sitios I y II, y 6 en el sitio III. A partir de la información obtenida, la determinación de K_{sat} y S se hizo de dos formas. La primera fue mediante el modelo estacionario. Se consideró que dicho estado se había sido alcanzado cuando no se registró cambio en los valores de la tasa de infiltración en un período de media hora; en general esta condición fue alcanzada después de 1,5 a 2 horas de iniciado el experimento. El segundo método utilizada fue el CLM.

5.2.2. San Antonio de Areco

El ensayo se realizó en el establecimiento agropecuario "La Fé". Dicho establecimiento está ubicado en las cercanías de la localidad de San Antonio de Areco. El área estudiada se encuentra a los 34° 18' 10" Latitud Sur y 59° 56' 58" Longitud Oeste. El suelo del ensayo está descrito como Argiudol típico (Soil Taxonomy, 1999), perteneciendo a la serie Río Tala. Los lotes ensayados se encontraban bajo el mismo sistema de labranza durante los últimos 5 años y presentaban una historia de cinco años bajo siembra directa con y sin descompactación. La densidad aparente en superficie en el testigo se mantuvo sin cambios a lo largo de todo el ciclo ($1,26 \pm 0,07 \text{ Mg m}^{-3}$). En la parcela con

descompactación se registraron valores de densidad aparente iniciales de $1,13 \pm 0,08 \text{ Mg m}^{-3}$ y al final del ciclo de $1,25 \pm 0,08 \text{ Mg m}^{-3}$. El contenido de materia orgánica fue de $39 \pm 6 \text{ g kg}^{-1}$ para el suelo sin descompactación y de $42 \pm 10 \text{ g kg}^{-1}$ para el suelo con descompactación. Debido a que las parcelas estudiadas presentaban homogeneidad en el paisaje, no se dividió en bloques el ensayo. Sólo se consideraron las parcelas principales. Estas contaban con 9 metros de ancho y 50 metros de longitud. Se planteó un diseño experimental completamente al azar, sin replicaciones, con dos tratamientos: siembra directa con labores de descompactación (SDCD) y siembra directa sin labores de descompactación (T). A su vez, se realizaron mediciones en tres épocas: en diciembre de 2006, y en mayo de 2007, antes y después de la cosecha. Cuando se presentó interacción entre los factores se creó una nueva variables que surgió de la combinación del sistema de labranza y del momento de muestreo. Los tratamientos resultantes de dicha combinación se identificaron de la siguiente forma:

- 1= Siembra directa con descompactación en diciembre,
- 2= Siembra directa sin descompactación en diciembre,
- 3= Siembra directa con descompactación en precosecha,
- 4= Siembra directa sin descompactación en precosecha,
- 5= Siembra directa con descompactación en poscosecha y
- 6= Siembra directa sin descompactación en poscosecha.

El sistema utilizado para remover el suelo en las parcelas de SDCD fue un descompactador de montantes curvos (designación comercial "cultivie"), con dos planos de acción distanciados a 0,6 m, montantes dispuestos en forma convergente, con un distanciamiento entre puntos de vinculación al bastidor de 0,88 m en el plano delantero, determinando una separación de 0,55 m entre órganos activos. En el plano trasero, la distancia entre los puntos de vinculación al bastidor fue de 1,88 m, determinando una separación entre órganos activos de 1,6 m. El despeje del implemento fue de 0,85 m, encontrándose equipado con cuchillas

de corte de residuos por delante de la línea de acción de los órganos activos. La profundidad de trabajo efectiva fue entre 0,25 - 0,30 m. La humedad del suelo en el momento en el que se pasó el descompactador de montantes curvos fue del 17% en promedio. La cosechadora utilizada fue de la marca comercial AGCO, modelo Gleaner R 62, con rodado delantero 30,5-32 y trasero 16,9-26, con una masa total de 14,2 Mg, carga sobre eje delantero 11,4 Mg, sobre eje trasero 2,8 Mg. En la figura 5.1 se presenta el aspecto del terreno luego del pasaje de la maquinaria.



Figura 5.1: El suelo bajo siembra directa luego del pasaje de la maquinaria de cosecha

A partir de la información obtenida en los ensayos de infiltración la determinación de K y S se hizo de dos formas. La primera fue mediante el modelo estacionario, donde S se estimó utilizando los datos resultantes de los primeros instantes de infiltración, a partir de la pendiente de la recta que resultó de graficar I vs \sqrt{t} (ecuación 3.22). Una vez estimada S se utilizaron las ecuaciones 3.16 y 3.17 para encon-

Tratamiento
SDCD en Diciembre
T en Diciembre
SDCD antes del pasaje de la cosechadora
T antes del pasaje de la cosechadora
SDCD despues del pasaje de la cosechadora
T despues del pasaje de la cosechadora

Cuadro 5.2: Resumen de las situaciones ensayadas en el campo

vez estimada S se utilizaron las ecuaciones 3.16 y 3.17 para encontrar K . Se consideró que el estado estacionario había sido alcanzado cuando no se registró cambio en los valores de la tasa de infiltración en un período de media hora; en general esta condición fue alcanzada después de 1,5 a 2 horas de iniciado el experimento. La segunda forma de obtener los datos fue procesarlos de manera que se pudiera utilizar la ecuación 3.22. En una representación I vs \sqrt{t} , del ajuste por regresión lineal se pudieron obtener C_1 y C_2 . Se usó la ecuación 3.21 para determinar K . En la figura 5.2 se muestra el infiltrómetro en el campo

Para el análisis estadístico se utilizó el paquete estadístico gratuito R y el paquete Statgraphics 5.0. Se realizó un ANOVA y el test de Tukey para la comparación entre la medias ($p = 0,05$).

5.3. Muestras Inalteradas en laboratorio

Las parcelas de donde se extrajeron las muestras de suelo fueron las utilizadas en los ensayos descritos en la seccion 5.2.2. Es decir un Argiudol típico (USDA, 2006). La textura del mismo en la profundidad estudiada (0-15 cm) es franco limosa. El contenido medio de Materia Orgánica en la profundidad estudiada no difirió entre los tratamientos presentes. Su valor promedio fué de 40 g Kg^{-1} . Al momento del muestreo se observó en el suelo estudiado la presencia de estructura



Figura 5.2: Infiltrómetro en el campo

laminar, con agregados delgados y planos orientados en paralelo a la superficie del suelo, en los primeros 15 cm de profundidad. Esta observación ya había sido reportada por otros autores (Andriulo & Rosell, 1988; Senigagliesi & Ferrari, 1993; Sasal *et al.*, 2006).

Se planteó un diseño experimental completamente al azar, con dos tratamientos: siembra directa con laboreo de descompactación (SD-CD) y un testigo consistente en siembra directa sin laboreo de descompactación (T). El tratamiento SDCD fue descompactado en el mes de Septiembre de cada año. El descompactador utilizado es el descrito en la sección 5.2.2. Las parcelas miden 9 metros de ancho por 50 metros de largo. Dichas parcelas se encuentran próximas en el espacio y en la misma posición del paisaje. Los sitios de extracción de muestras se escogieron al azar dentro de cada una de las parcelas. Se seleccionaron 12 sitios donde se extrajeron muestras inalteradas en sentido horizontal y vertical para la determinación de conductividad

hidráulica en el laboratorio. De cada parcela se escogieron tres sitios adicionales para la extracción de muestras para determinar densidad aparente. Las muestras para medir conductividad hidráulica en laboratorio fueron extraídas con cilindros de PVC de 5,88 cm de diámetro por 15 cm de largo, en sentido vertical y horizontal, en el estrato superficial. Se utilizaron cilindros de acero inoxidable de 10 cm de largo y 7,4 cm de diámetro interno para extraer las muestras con las que se determinó densidad aparente. Las determinaciones se realizaron en Abril.

Procedimiento de extracción de muestras para determinación de K_{sat}

Cada cilindro fue cubierto en su cara interna por una capa delgada de grasa de litio previo a la extracción con el fin de facilitar la penetración en el suelo, y asegurar posteriormente que el flujo se diera únicamente por el espacio poroso de la muestra y no entre ésta y la cara del cilindro. Se extrajeron 24 cilindros para cada tratamiento, de los cuales 12 se extrajeron en sentido horizontal y 12 en sentido vertical. La ubicación de los sitios de los cuales se extrajeron las muestras dentro de cada tratamiento fue elegida al azar. Para extraer las muestras verticales se procedió de la siguiente forma: una vez elegido el sitio de extracción se limpió la superficie de material vegetal y se introdujo el cilindro con sumo cuidado, hasta aproximadamente la mitad de su largo. Para su posterior extracción se excavó alrededor sacando el cilindro, el cual luego de enrasar la muestra en su cara inferior, se envolvió en film de polietileno y se colocó en una caja. Para extraer las muestras horizontales se realizó previamente un pequeño pozo en los sitios escogidos, dejando sus paredes lisas y perpendiculares a la superficie. Luego se introdujo el cilindro con cuidado y se extrajo con ayuda de pala. La profundidad a la cual se extrajeron estas muestras horizontales fue dentro de los primeros 10 cm. Las muestras que no llegaron en condiciones de inalterabilidad al momento de la medición

Metodología utilizada para medir K_{sat} en laboratorio La metodología utilizada para medir K_{sat} en laboratorio es la descrita en el Manual de laboratorio de Física de Suelos (Forsythe, 1980). Se usó un dispositivo en el cual los cilindros con las muestras son colocados verticalmente, con la cara inferior apoyada sobre un embudo y a presión atmosférica (figura 5.3).



Figura 5.3: Dispositivo Utilizado para la determinación de conductividad hidráulica saturada en laboratorio

Retomando la Ley de Darcy:

$$\frac{Q}{A} = q = -K_{sat} \frac{\Delta H}{D} \quad (5.1)$$

Se aplicó una carga hidráulica constante durante la determinación (figura 5.4). Dicha carga oscilaba entre 3 y 5 cm por encima de la cara superior del cilindro de suelo. Para aplicar la Ley de Darcy se debe conocer la diferencia de carga hidráulica entre las dos caras de

cara superior del cilindro de suelo. Para aplicar la Ley de Darcy se debe conocer la diferencia de carga hidráulica entre las dos caras de la columna de suelo, y el largo de la misma. La carga hidráulica total es la suma de la carga debida a la presión y de la carga debida a la gravedad. En nuestro caso, la columna de suelo se colocó verticalmente. En la cara superior, la carga debida a la presión (H_1) es igual a la carga de agua por encima de la misma (3 a 5 cm) y la carga por la gravedad es igual al largo de la columna de suelo. En la cara inferior, la carga hidráulica es cero. Aplicando la ley de Darcy al diseño utilizado tenemos:

$$q = -K_{sat} \frac{H_1 + D}{D} = K_{sat} \frac{H_1}{D} + K_{sat} \quad (5.2)$$

donde $D[L]$ es el espesor de la columna de suelo. Midiendo el volumen de agua que pasa por la columna de suelo por unidad de tiempo, y conociendo el área transversal de la misma, se estima q .

El largo de la columna de suelo y la carga de agua por encima de la cara superior se miden directamente. Despejando de la ecuación 5.2 se calcula la K_{sat} para esa muestra. En la práctica se procedió de la siguiente forma: en primer lugar se llevaron las muestras a saturación colocando los cilindros en bandejas con agua destilada, y dejando que la misma ascienda por capilaridad durante 24 h. Posteriormente se colocaron los mismos en el dispositivo antes descrito, donde se les aplicó la carga hidráulica constante. Así dispuesto se dejó funcionar por media hora con el fin de que el flujo se estabilizara. A partir de ese momento se registró en intervalos de 5 min el volumen de agua que pasó por la muestra, y la carga hidráulica por encima de la cara superior. Se realizaron cinco determinaciones consecutivas por muestra. Al finalizar la medición se midió el largo de la columna de suelo. Se utilizó el promedio de las cinco determinaciones para determinar la K_{sat} de la muestra de la forma descripta anteriormente.



Figura 5.4: Cilindro utilizado para la determinación de la conductividad hidráulica saturada

Procedimiento de extracción de muestras y determinación de Densidad Aparente Se determinó densidad aparente superficial en los primeros 10 cm, en cada tratamiento utilizando el método del cilindro (Blake & Hartge, 1986). Este consiste en hincar el cilindro en el suelo y retirarlo cuidadosamente del mismo (figura 5.5).

Luego se enrasan sus bordes. La muestra obtenida se seca 24 hs en estufa a 105°C y luego se pesa. El cociente entre la masa seca y el volumen del cilindro es la densidad aparente de la muestra. Adicionalmente se determinó la densidad aparente de los cilindros utilizados para la determinación de la K_{sat} ;

Análisis estadístico Los resultados fueron analizados mediante un ANOVA y un test de medias para buscar diferencias significativas entre los tratamientos ($P=0,05$). Los datos se analizaron con el software



Figura 5.5: Extracción de cilindro para densidad aparente

estadístico Statgraphics 5.1. Para el análisis de K_{sat} se realizó un ANOVA multifactor, tomando como variable respuesta la K_{sat} y como factores que la modifican el sistema de labranza (T y SDCD) y la orientación de muestreo (vertical y horizontal).

Capítulo 6

Resultados y Discusión

6.1. Suelo Artificial en Laboratorio

Los resultados obtenidos en el laboratorio fueron de gran utilidad para avalar el uso del infiltrómetro de disco. Además permitió la familiarización con la técnica experimental, aspecto sustancial para la posterior etapa a campo. En esta etapa se analizaron los resultados obtenidos de 24 probetas, que correspondieron a 3 energías de compactación, 2 tensiones de aplicación de agua y 4 repeticiones para cada caso. El ensayo de textura realizado por el método del hidrómetro modificado en nuestro laboratorio por Filgueira *et al.* (2005) clasificó el suelo como franco-arcilloso.

6.1.1. Análisis de la densidad aparente

El análisis estadístico realizado para evaluar el efecto de los tratamientos sobre la densidad aparente fue un ANOVA de una vía (Sokal & Rohlf, 1995), tomando como variable respuesta la densidad aparente seca y como factor que la modifica la energía de compactación aplicada. Cada tratamiento tuvo 8 repeticiones. Como era esperable se encontró que la variable presentaba diferencia significativa para los distintos tratamientos de compactación inducida artificialmente. En el cuadro 6.1 pueden verse los valores de la densidad aparente seca para cada una de las energías de compactación ensayadas.

Tratamiento	Promedio ($Mg.m^{-3}$)	Rango ($Mg.m^{-3}$)	C.V. (%)
0 Golpes	0,99 ^a	0,01	0,72
5 Golpes	1,04 ^b	0,02	0,95
10 Golpes	1,17 ^c	0,04	1,02

Cuadro 6.1: Densidad Aparente en laboratorio. Letras distintas en las medias implican diferencias estadísticas ($P = 0,05$).

6.1.2. Análisis de la Infiltración

Los numerosos ensayos de laboratorio condujeron a la obtención de curvas de infiltración acumulada siempre ascendente y suave, describiendo en forma adecuada el proceso de infiltración desde el disco. En la figura 6.1 se presentan dos casos del comportamiento de la infiltración acumulada para cada una de las succiones ensayadas. En la mitad de la izquierda se presenta el caso con -4 cm para todos los tratamientos. En la parte derecha se presenta el caso con -8 cm para todos los tratamientos. Se aclara que no se presentan datos promediados, los gráficos fueron realizados a partir de ensayos puntuales.

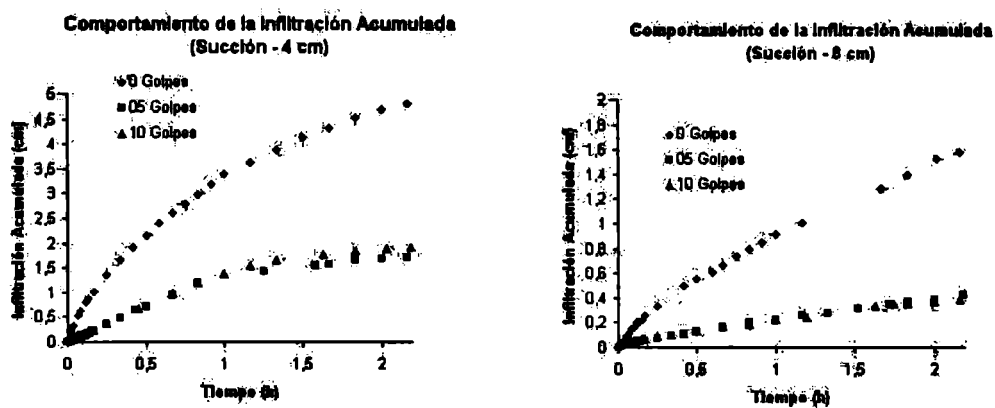


Figura 6.1: Comportamiento de la Inf. Acum. (cm) para las succiones utilizadas y las compactaciones realizadas

Para analizar el comportamiento de la infiltración básica (q_{∞}) con la succión y las diferentes energías de compactación se realizó un ANOVA multifactor. Dicho análisis presentó una interacción significativa de los factores ensayados. En la figura 6.2 se presenta el comportamiento de

la variable según los factores que la modifican. En la figura 6.2 se observa que para el tratamiento de 0 golpes el efecto de la succión da como diferencia alrededor de $0,6 \text{ cm.h}^{-1}$ en el valor del q_{∞} . Mientras que para los tratamientos con 5 y 10 golpes no se detectan diferencias significativas, aún cuando la porosidad total, reflejada en la densidad aparente, de los 2 tratamientos era diferente (cuadro 6.1). Observese que los poros que son activos en la conducción de agua dependen de la succión aplicada, mostrando el instrumento capacidad de discriminar las distintas distribuciones de tamaño de poros.

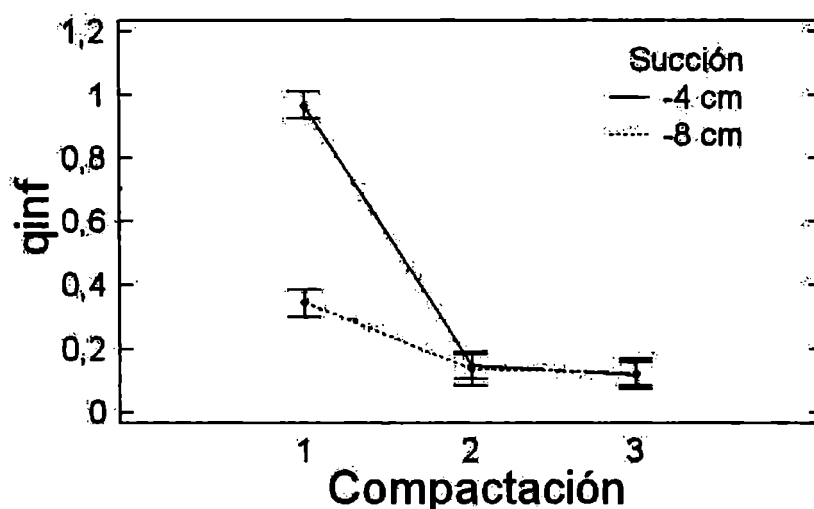


Figura 6.2: Comportamiento de la infiltración básica (q_{∞}) (cm.h^{-1}) según los factores ensayados

Para evitar la interacción que se registró entre los factores que modifican la q_{∞} se creó una nueva variable fruto de la combinación de la succión y la energía de compactación. Dicha variable presentó 6 niveles; 1=0 golpes y -4 cm, 2=0 golpes y -8 cm, 3=5 golpes y -4 cm, 4=5 golpes y -8 cm, 5=10 golpes y -4 cm y 6=10 golpes y -8 cm. Los valores medios de q_{∞} resultantes de éste nuevo análisis y sus intervalos de confianza ($P=0,05$) se presentan en la figura 6.3 y el cuadro 6.2.

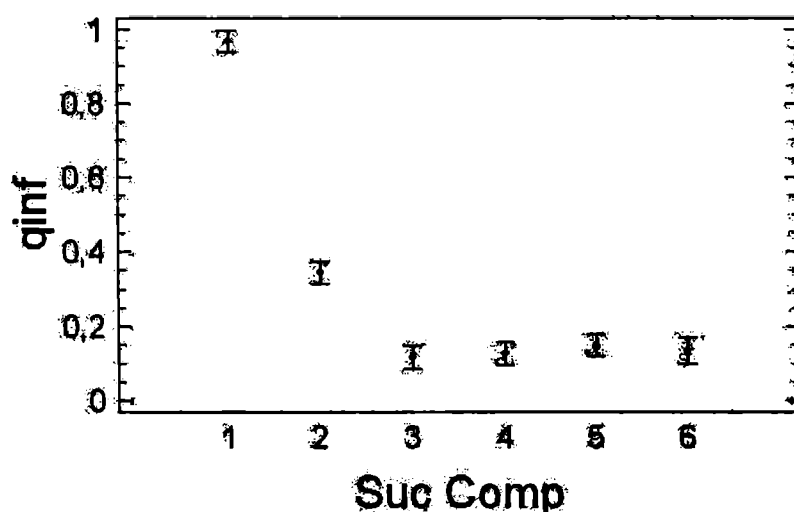


Figura 6.3: Valores de la infiltración básica (q_{∞}) ($cm.h^{-1}$) para cada uno de los niveles de la variable Succión x Compactación (1=0 golpes y -4 cm, 2=0 golpes y -8 cm, 3=5 golpes y -4 cm, 4=5 golpes y -8 cm, 5=10 golpes y -4 cm y 6=10 golpes y -8 cm)

Del test de medias se desprende que existen tres grupos homogéneos para la variable respuesta. En el primer grupo con un valor de q_{∞} más alto que las demás situaciones se encuentra el tratamiento 0 Golpes-4cm. Con un valor intermedio el tratamiento 0 golpes-8 cm. Finalmente el resto de los tratamientos presenta homogeneidad estadística para la variable estudiada. Puede verse que para ambas tensiones la compactación genera una disminución significativa de la tasa

Compactación	Succión	q_{∞} ($cm.h^{-1}$)
0 Golpes	- 4 cm	0,97 ^a
	- 8 cm	0,34 ^b
5 Golpes	- 4 cm	0,15 ^c
	- 8 cm	0,14 ^c
10 Golpes	- 4 cm	0,12 ^c
	- 8 cm	0,13 ^c

Cuadro 6.2: Valores de q_{∞} para las distintas energías de compactación y succiones aplicadas. Letras distintas muestran diferencias significativas (test LSD, $p=0,05$)

de infiltración básica. Dicha disminución es más pronunciada para el tratamiento de -4 cm de succión (de $0,97 \text{ cm.h}^{-1}$ a $0,15 \text{ cm.h}^{-1}$ en la primera energía de compactación aplicada) que en el tratamiento de -8 cm de Succión (de $0,34 \text{ cm.h}^{-1}$ a $0,13 \text{ cm.h}^{-1}$ en la primera energía de compactación aplicada). Otro aspecto notable es que luego de realizar una compactación la tasa de infiltración básica no es diferente para las dos tensiones ensayadas, aun en la compactación más intensa. Aunque, observando los valores de porosidad total, reflejada en la densidad aparente, en el cuadro 6.2 puede verse que el porcentaje total de poros es significativamente menor en el tratamiento con 10 golpes. Este menor porcentaje de poros en el tratamiento de compactación más intenso no se ve acompañado por una consecuente disminución de la tasa de infiltración. Esto se debería a que la respuesta de la infiltración básica a las compactaciones debe buscarse en interacciones más complejas que la variación cuantitativa del sistema poroso. La infiltración básica no depende sólo de la cantidad de poros presentes sino que también depende de la conectividad de dichos poros. Aunque para las dos succiones la tasa de infiltración básica con 5 y 10 golpes no varía, la infiltración acumulada para un tiempo dado es notablemente mayor en los tratamientos con -4 cm de succión, como puede verse en la figura 6.1. Aunque, al presentar una tasa de infiltración básica similar entre los tratamientos ese efecto presente en los tiempos ensayados tiende a diluirse con el tiempo ya que los incrementos de la infiltración acumulada en el tiempo son iguales para las dos succiones utilizadas. La razón por la cual se produce esta mayor infiltración acumulada en los primeros instantes en el tratamiento se debe a que la sortividad es función de la succión de aplicación de agua. Cuanto mayor es la succión menor es la sortividad (White *et al.*, 1992) y como es este parámetro hidráulico quien gobierna el flujo en los primeros estadios del movimiento del agua es esperable que el tratamiento de succión -4 cm (con mayor sortividad que el de -8 cm) acumule más agua en los

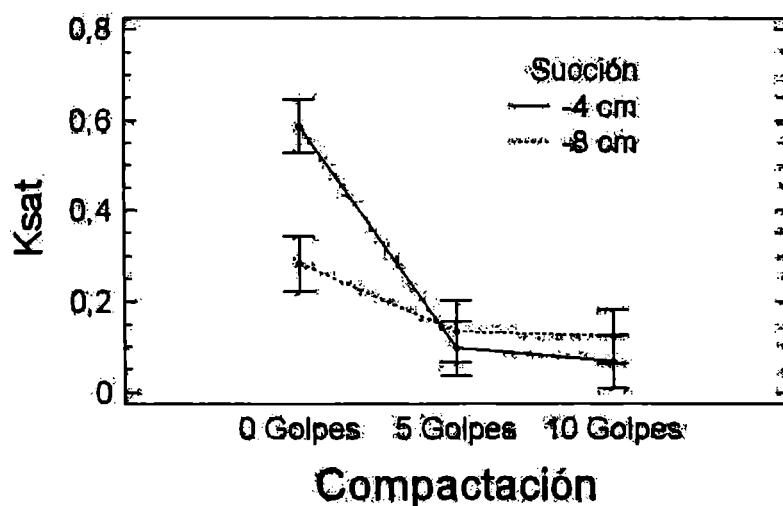


Figura 6.4: Comportamiento de la conductividad hidráulica saturada (K_{sat}) ($cm \cdot h^{-1}$) obtenida por el MEE para los distintos factores.

estados iniciales. Ya que en las situaciones reales de terreno el agua se mueve, generalmente, en flujo no estacionario, los resultados presentados avalan la conveniencia del estudio del proceso de infiltración desde el principio. Considerar sólo el valor de la infiltración básica puede conducir a conclusiones erróneas sobre la recarga del perfil del suelo. Por ejemplo, como puede verse en la figura fig:Labo3, luego de 1 hora la infiltración acumulada en el tratamiento de 5 golpes es, aproximadamente, 1,4 cm para -4 cm y 0,2 cm para -8 cm, aunque el q_{∞} será el mismo en los dos casos.

6.1.3. Método del estado estacionario (MEE)

Análisis de K_{sat}

En la figura 6.4 puede verse el comportamiento de K_{sat} obtenida por el MEE para las dos succiones utilizadas y las 3 energías de compactación aplicadas (4 repeticiones).

Para analizar los valores de K_{sat} se realizó un ANOVA multifactor tomando como factores la succión utilizada (-4 cm y -8 cm) y la compactación realizada (0 golpes, 5 Golpes y 10 Golpes). Se encon-

Compactación	Succión	K_{sat} ($cm.h^{-1}$)
0 Golpes	- 4 cm	0,57 ^a
	- 8 cm	0,30 ^b
5 Golpes	- 4 cm	0,10 ^c
	- 8 cm	0,13 ^c
10 Golpes	- 4 cm	0,07 ^c
	- 8 cm	0,12 ^c

Cuadro 6.3: Valores de K_{sat} para las distintas energías de compactación y succiones aplicadas. Letras distintas muestran diferencias significativas (test LSD, $p=0,05$). Método del estado estacionario.

tró una interacción significativa entre los factores. Para evitar dicha interacción se realizó un ANOVA de una vía tomando como variable respuesta la K_{sat} y como factor que la modifica una nueva variable obtenida de la combinación de la compactación y la succión practicada. Dicha nueva variable presentó 6 niveles (1=0 golpes y -4 cm, 2=0 golpes y -8 cm, 3=5 golpes y -4 cm, 4=5 golpes y -8 cm, 5=10 golpes y -4 cm y 6=10 golpes y -8 cm). Dicho ANOVA de una vía arrojó que existía diferencia estadísticamente significativa en al menos uno de los tratamientos. Luego se realizó un test de medias (LSD, $P=0,05$) para comparar los valores de K_{sat} obtenidos para cada tratamiento.

Los valores medios de la K_{sat} para cada succión y compactación se presentan en el cuadro 6.3. Las medias presentaron tres grupos homogéneos: un primer grupo con mayores valores (tratamiento 1), un segundo grupo con valores intermedios (tratamiento 2) y un tercer grupo homogéneo con los menores valores (tratamientos 3 a 6).

De la comparación de los cuadros 6.2 y 6.3 se desprende que, en todos los casos, los valores de K_{sat} fueron menores que los de q_{∞} . Esto es razonable teniendo en cuenta que, en flujo no confinado, la K_{sat} es sólo un componente del q_{∞} . Otro aspecto llamativo es que las diferencias entre estas dos variables es marcadamente menor para la succión de 8 cm, indicando cómo la distribución de tamaño de poros influye

sobre K_{sat} y q_{∞} . Esto se debería a la participación de la sortividad, como expresión de la capilaridad, en el modelo del estado estacionario. En dicho modelo el valor de K_{sat} se calcula a partir de q_{∞} y un término sustractivo donde la sortividad aparece elevada al cuadrado (ver ecuación 3.17).

Análisis de la sortividad (S)

Para detectar los efectos de los tratamientos sobre la porosidad se analizó la sortividad. Para ello se realizó un ANOVA de una vía tomando las compactaciones realizadas y las succiones aplicadas como factores que modifican la variable. El comportamiento general de la Sortividad puede verse en la figura 6.5.

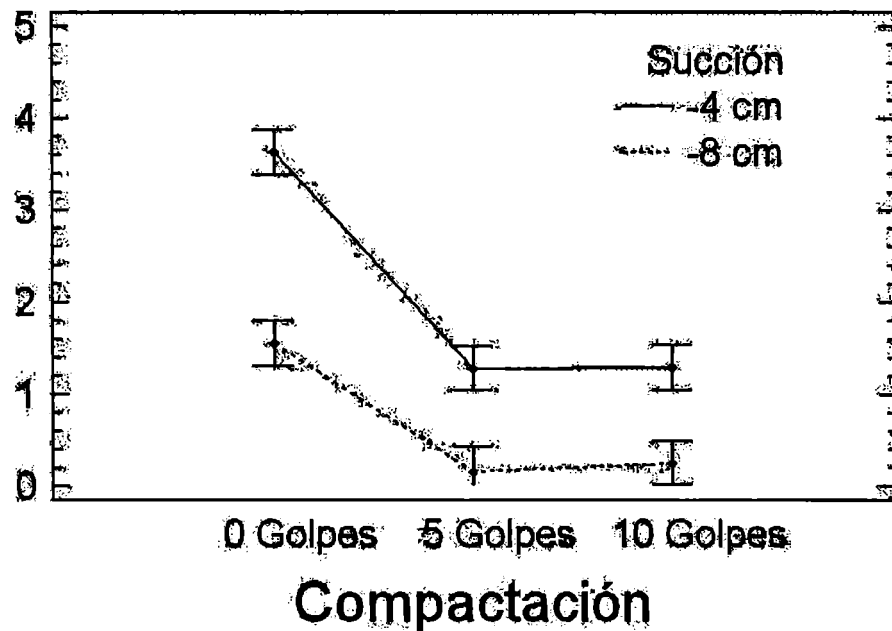


Figura 6.5: Comportamiento general de la Sortividad (S)($cm.h^{-1/2}$). Método del estado estacionario.

El ANOVA mostró una interacción significativa entre los factores que modifican a la sortividad.

Como puede verse en la figura 6.5 el valor de la sortividad se vió muy afectado con la succión y las compactaciones. Para cada una de las energías de compactación S presentó un valor mayor en el tratamiento

Compactación	Succión	S ($cm.h^{-1/2}$)
0 Golpes	- 4 cm	3,63 ^a
	- 8 cm	1,55 ^b
5 Golpes	- 4 cm	1,28 ^b
	- 8 cm	0,15 ^c
10 Golpes	- 4 cm	1,29 ^b
	- 8 cm	0,24 ^c

Cuadro 6.4: Valores de Sortividad para las distintas energías de compactación y succiones aplicadas. Letras distintas muestran diferencias significativas (test LSD, $p=0,05$)

-4 cm que en el de -8 cm. Esto se explica debido a que la sortividad es función de la succión de aplicación de agua, siendo menor el valor de la sortividad cuanto mayor es la succión aplicada (White *et al.*, 1992). De la figura 6.5 puede observarse que, a diferencia de las variables K_{sat} y q_{∞} , los valores de sortividad para los tratamientos que recibieron compactación se diferenciaron muy bien según las succiones. Esto indicaría la mayor sensibilidad de ésta variable para detectar cambios en la distribución de tamaño y conectividad del sistema poroso.

Es importante destacar que el MEE fue suficientemente sensible como para detectar diferencias significativas entre las diferentes succiones utilizadas y las distintas compactaciones practicadas, lo que hace posible el uso de esta metodología para detectar procesos de compactación en el campo.

6.1.4. Método de Linearización Acumulativa (Cumulative Linearization Method, CLM)

Otro enfoque teórico diferente, que condujo a los resultados que se presentarán en esta sección, fue el análisis de los datos obtenidos mediante el modelo de flujo en estado transitorio (Haverkamp *et al.*, 1994).

Análisis de K_{sat}

Se realizó un ANOVA multifactor tomando como factores que modifican a la K_{sat} obtenida por el método CLM a la compactación ejercida y a la succión aplicada. El comportamiento general de la K_{sat} según los factores ensayados puede verse en la figura 6.6.

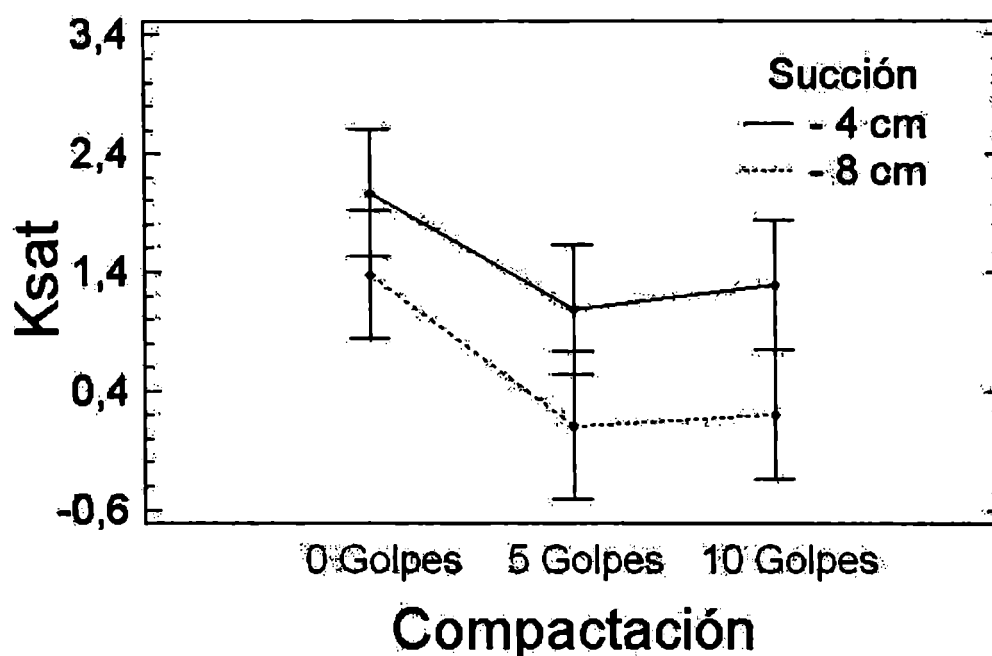


Figura 6.6: Comportamiento de la conductividad hidráulica saturada (K_{sat}) ($cm.h^{-1}$) obtenida por el método de la linealización acumulativa (CLM) para los distintos factores

Dicho análisis arrojó que existe efecto de ambos factores sobre la conductividad hidráulica saturada. La interacción entre los factores no fue estadísticamente significativa. En la figura 6.7 se presenta el comportamiento de la K_{sat} según los distintos factores. Es importante puntualizar aquí que los valores de K_{sat} arrojados por el CLM son mayores que los de q_{∞} . Esto no tendría sentido físico ya que K_{sat} es un componente de q_{∞} . La razón de éste problema se encontraría en el modelo teórico. Del ajuste de los datos por el CLM se encuentra que el coeficiente C_2 estaría sobreestimado. Esto fue reportado con

Compactación	Succión	K_{sat} ($cm.h^{-1}$)
0 Golpes	- 4 cm	2,07 ^a
	- 8 cm	1,38 ^b
5 Golpes	- 4 cm	1,08 ^b
	- 8 cm	0,11 ^c
10 Golpes	- 4 cm	1,29 ^b
	- 8 cm	0,20 ^c

Cuadro 6.5: Valores de K_{sat} obtenidos por el CLM para las distintas energías de compactación y succiones aplicadas. Letras distintas muestran diferencias significativas (test LSD, $p=0,05$).

anterioridad por Filgueira *et al.* (2006) y Ndiaye *et al.* (2005). En el primero de los trabajos se advierte y se expresa el problema. Mientras que en el de Ndiaye *et al.* (2005) los autores no parecen detectar el problema, quizás porque los valores de k_{sat} y q_{∞} se presentan en diferentes unidades (ver tabla 3 en Ndiaye *et al.* (2005)). Esto no permite apreciar, a simple vista, esta contradicción del modelo teórico sobre el que se basa el análisis. En nuestro caso esto fue detectado al realizar la conversión de unidades correspondiente.

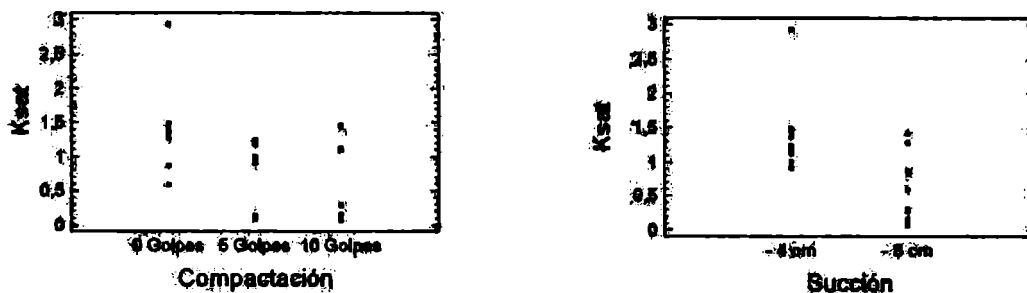


Figura 6.7: Comportamiento de la conductividad hidráulica saturada (K_{sat}) ($cm.h^{-1}$) obtenida por el método de la linealización acumulativa (CLM) según los factores que la modifican

El test de medias realizado con posterioridad indica que los valores de K_{sat} para una succión de -4 cm fue siempre superior a los ensayos de -8 cm. En cuanto a las compactaciones aplicadas el análisis realizado reconoce dos grupos donde los efectos del factor sobre la variable

respuesta es homogéneo. El primero de los grupos con valores mayores de K_{sat} conformado por el tratamiento sin compactación, y el segundo grupo conformado por los tratamientos con 5 y 10 golpes.

Análisis de la Sortividad

Para analizar el comportamiento de la variable según los factores ensayados se realizó un ANOVA multifactor donde se tomó como variable respuesta la sortividad obtenida por el CLM y como factores que la modifican la succión de aplicación de agua y la energía de compactación aplicada. En la figura 6.8 se presentan los valores de la sortividad obtenidos en el ensayo.

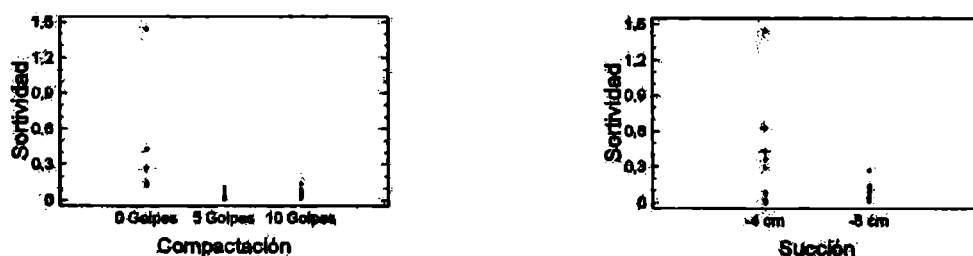


Figura 6.8: Comportamiento de la Sortividad ($cm.h^{-1/2}$) obtenida por el CLM según los factores que la modifican

Dicho ANOVA arrojó que ambos factores modifican el valor de la Sortividad, mientras que no existe interacción significativa entre ellos. En la figura 6.9 puede verse el comportamiento general de la sortividad con los factores ensayados.

Del test múltiple de medias (LSD, $P=0,05$) se detecta que el comportamiento general para la variable sortividad obtenida por el CLM es el mismo que para la K_{sat} obtenido por el mismo método físico-matemático. Es decir; dos grupos diferentes para la succión aplicada, donde los tratamientos de -4 cm se diferencian de los de -8 cm por tener valores superiores. En cuanto a las compactaciones aplicadas el análisis realizado reconoce dos grupos donde los efectos del factor sobre la variable respuesta es homogéneo. El primero de los grupos,

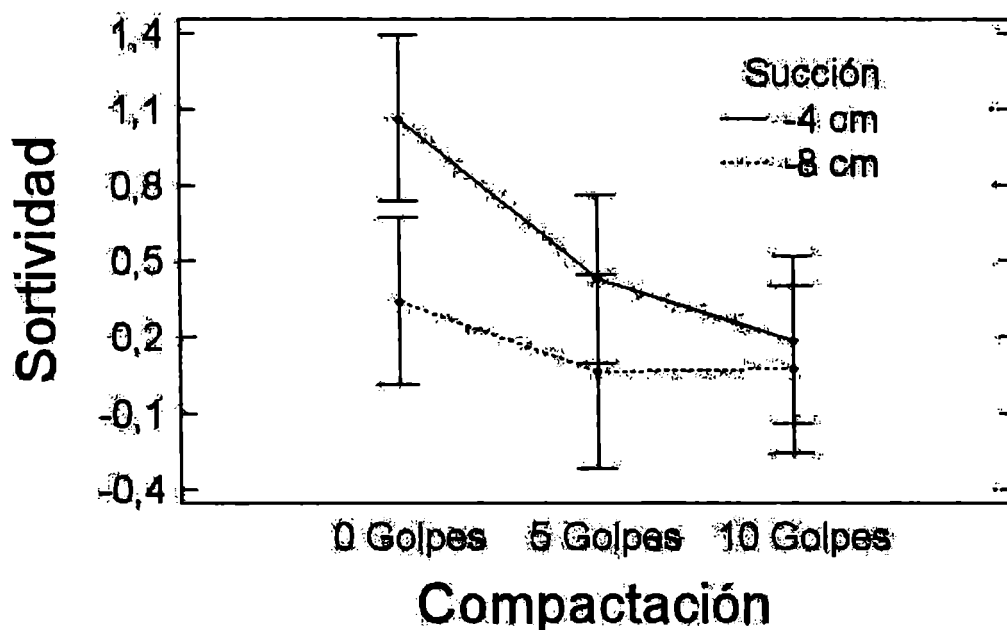


Figura 6.9: Comportamiento de la sortividad ($cm.h^{-1/2}$) según los factores que la modifican

conformado por el tratamiento sin compactación, donde la sortividad fue estadísticamente diferente para las dos succiones y el segundo grupo se encuentra compuesto por los tratamientos con 5 y 10 golpes y allí la sortividad no presentó diferencias significativas para las dos succiones (ver cuadro 6.6. La variable sortividad es muy dependiente de la tensión a la cual se aplica el agua, el hecho de que el CLM no haya detectado diferencias significativas en dicha variable para dos de los

Compactación	Succión	S ($cm.h^{-1/2}$)
0 Golpes	- 4 cm	1,06 ^a
	- 8 cm	0,34 ^b
5 Golpes	- 4 cm	0,42 ^b
	- 8 cm	0,06 ^c
10 Golpes	- 4 cm	0,19 ^b
	- 8 cm	0,07 ^c

Cuadro 6.6: Valores de S obtenidos por el CLM para las distintas energías de compactación y succiones aplicadas. Letras distintas muestran diferencias significativas (test LSD, $p=0,05$).

tres tratamientos de compactación habla de una falta de sensibilidad del método. Otro resultado notable es que los valores de la sortividad obtenida por el CLM son siempre menores que los obtenidos por el MEE. Se retomará la discusión de este tema más adelante.

6.1.5. Método de Diferenciación Acumulativa (Differentiative Linearization Method, DLM)

Análisis de K_{sat}

Los ajustes por regresión lineal de los datos experimentales al modelo teórico fueron siempre peores que en los otros dos métodos analizados. Para analizar la K_{sat} obtenida por el método de análisis del flujo en estado transitorio, DLM, se trabajó de forma similar que en CLM. Es decir se realizó un ANOVA multifactor para la variable tomando como factores que la modifican la succión aplicada y la compactación ejercida. El comportamiento general de la variable según los factores ensayados puede verse en la figura 6.10.

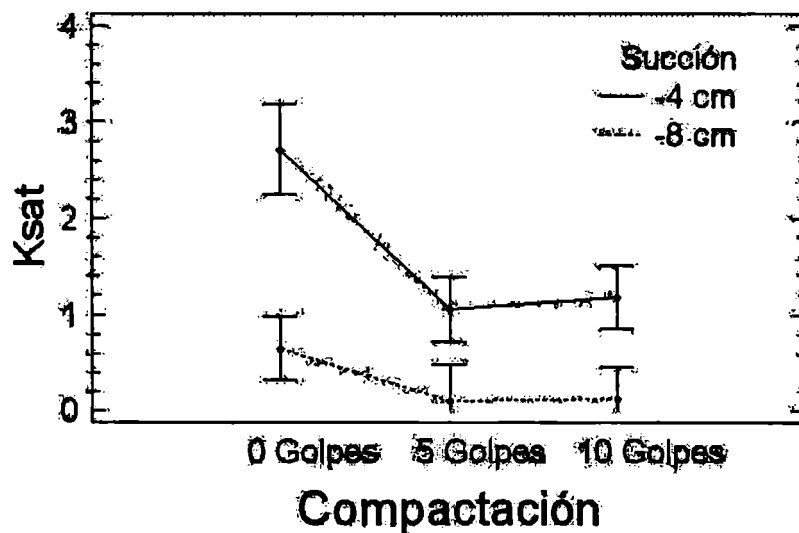


Figura 6.10: Comportamiento de la conductividad hidráulica saturada (K_{sat}) ($cm.h^{-1}$) obtenida por el método de la linearización por diferenciación (DLM) con los factores ensayados

En la figura 6.11 se presentan los valores de K_{sat} obtenidos por el DLM.

Se realizó luego un test de medias (LSD, $P=0,05$). Dicho test encontró mayores valores de K_{sat} para el tratamiento de -4 cm de succión, respecto del de -8 cm. En cuanto a la compactación se encontraron dos grupos de respuesta similar (ver cuadro 6.8). El primero,

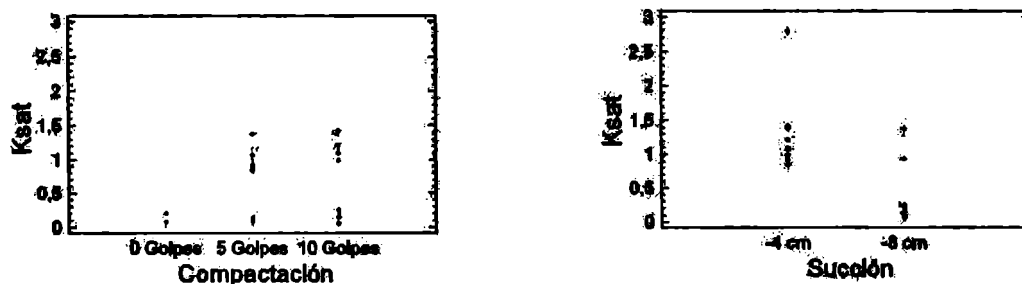


Figura 6.11: Valores de la conductividad hidráulica saturada (K_{sat}) ($cm.h^{-1}$) obtenidos por el método de la linealización por diferenciación (DLM)

Compactación	Succión	K_{sat} ($cm.h^{-1}$)
0 Golpes	- 4 cm	2,71 ^a
	- 8 cm	0,65 ^b
5 Golpes	- 4 cm	1,01 ^b
	- 8 cm	0,11 ^c
10 Golpes	- 4 cm	1,25 ^b
	- 8 cm	0,13 ^c

Cuadro 6.7: Valores de K_{sat} obtenidos por el DLM para las distintas energías de compactación y succiones aplicadas. Letras distintas muestran diferencias significativas (test LSD, $p=0,05$).

que presentó los mayores valores para la variable, compuesto por el tratamiento que no recibió compactación. El segundo de los grupos, que presentó menores valores para la K_{sat} , está compuesto por el tratamiento con 5 y 10 golpes. Se vuelve a presentar en éste método la misma contradicción que para el CLM; los valores de K_{sat} son mayores que los de q_{∞} . El hecho de que con dos métodos de ajuste diferente (CLM y DLM) se repita la misma situación ($K_{sat} > q_{\infty}$) estaría indicando que la problemática debe buscarse en la base teórica del modelo de flujo transitorio. Esto abre un camino para una posible mejora teórica del modelo de flujo transitorio que será investigado en el futuro.

Análisis de la Sortividad

Se realizó un ANOVA multifactor tomando la Sortividad como variable dependiente y la succión aplicada y la compactación ejercida como factores que la modifican. El comportamiento general de la sortividad con los factores ensayados puede verse en la figura 6.12

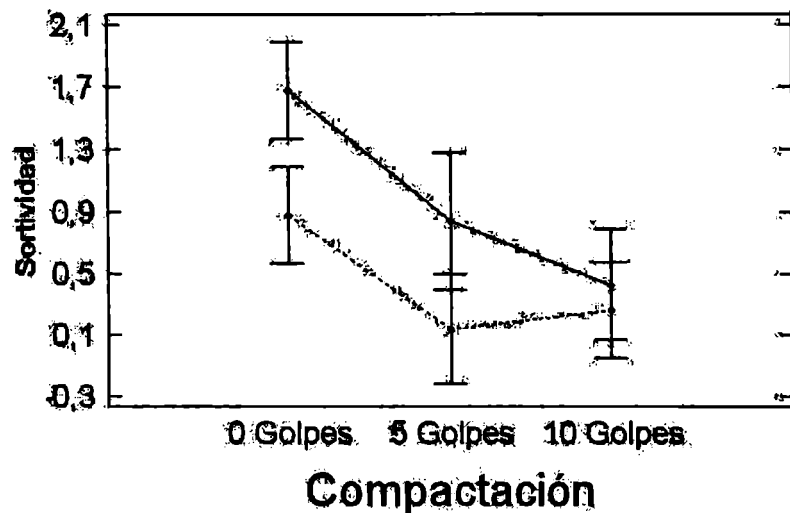


Figura 6.12: Comportamiento general de la Sortividad ($cm.h^{-1}$) obtenida por el método de la linealización por diferenciación (DLM)

El ANOVA no encontró interacciones significativas para los factores ensayados. Los valores de Sortividad obtenidos por el CLM se presentan en la figura 6.13.

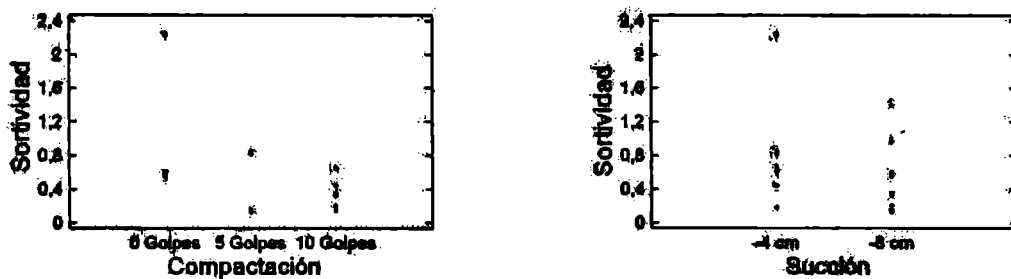


Figura 6.13: Valores de Sortividad ($cm.h^{-1}$) obtenidos por el método de la linealización por diferenciación (DLM)

El comportamiento de los valores de la sortividad obtenida con este

Compactación	Succión	S ($cm.h^{-1/2}$)
0 Golpes	- 4 cm	1,67 ^a
	- 8 cm	0,88 ^b
5 Golpes	- 4 cm	0,94 ^c
	- 8 cm	0,12 ^c
10 Golpes	- 4 cm	0,43 ^c
	- 8 cm	0,26 ^c

Cuadro 6.8: Valores de S obtenidos por el DLM para las distintas energías de compactación y succiones aplicadas. Letras distintas muestran diferencias significativas (test LSD, $p=0,05$).

método fue el mismo que el presentado para la misma variable obtenida por el DLM (ver cuadro 6.8). En lo que hace a la succión, la existencia de dos grupos; uno con mayores valores de sortividad correspondientes a la succión de -4 cm y un segundo grupo que arrojó menores valores para la variable correspondientes a la succión de -8 cm. Nuevamente en este caso, se puede observar que los valores de S obtenidos son menores que aquellos resultante del MEE.

6.2. Ensayo a campo

6.2.1. Villa Argüello

Se obtuvieron, consecuentemente con la historia de uso de los lotes, densidades aparentes estadísticamente diferentes, entre $0,77 \text{ Mgm}^{-3}$ y $1,43 \text{ Mgm}^{-3}$, siendo la más alta la correspondiente al Sitio III, una zona que era transitada por vacunos en su camino a un corral de encierre de un tambo, ahora en desuso. La más baja fue la correspondiente al Sitio I (suelo recién removido).

A partir de estos valores se pudieron determinar las porosidades totales de los sitios y los índices de poros, que resultaron también estadísticamente diferentes. La densidad del material sólido determinada varió entre $2,58$ y $2,60 \text{ Mgm}^{-3}$. Como ya mencionáramos, en el modelo de flujo estacionario se calculó primero q_{∞} a partir de la pendiente de esta curva en los últimos tiempos del experimento (ver figura 6.14).

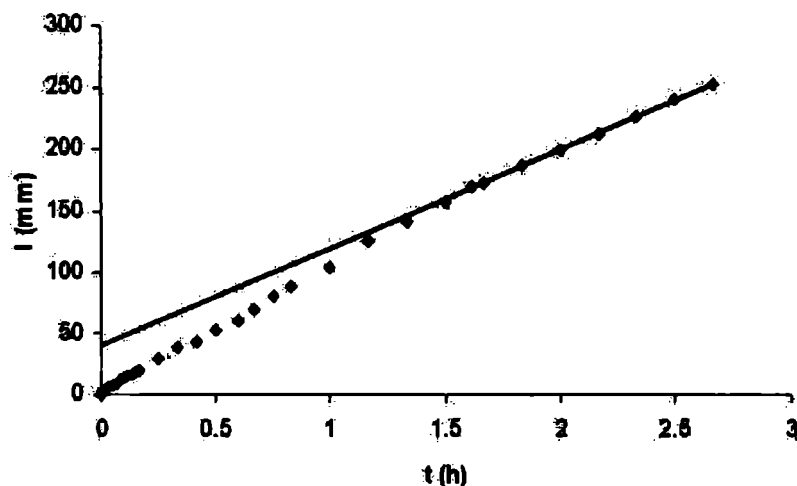


Figura 6.14: Relación entre los datos de infiltración obtenidos con un infiltrómetro de disco y el tiempo, para un suelo labrado. La línea recta representa el ajuste por regresión de los datos experimentales para la estimación de q_{∞} .

Este tiempo fue generalmente del orden de 90 a 180 minutos. La sortividad se estimó directamente de la pendiente de la recta obteni-

da por ajuste de los datos experimentales de la infiltración acumulada versus la raíz cuadrada del tiempo, en los primeros instantes, por el método de mínimos cuadrados. Se realizó, en primer término, un análisis de la varianza con todos los datos de K_{sat} , para más de un factor, con el objeto de evaluar posibles interacciones. La primer conclusión fue que no hubo interacción entre el método de análisis de los datos para la obtención de K_{sat} y los sitios. El test de Tukey no encontró diferencia significativa entre las medias de K_{sat} estimadas, en todos los sitios, por los métodos de flujo estacionario ($49,2 \mp 19,3 \text{ mmh}^{-1}$) o flujo transitorio ($79,7 \mp 57,8 \text{ mmh}^{-1}$) para $p=0,05$. En cambio, sí se encontraron diferencias significativas entre las medias en los tratamientos; de suelo compactado, por un lado, y de suelo labrado o de pastura por el otro. En el estado estacionario los valores medios de K_{sat} fueron $65,8 \mp 12,6$ para los datos de pastura y labranza reunidos (no presentaron diferencias significativas entre ellos), y $33,3 \mp 10,2 \text{ mmh}^{-1}$ para los datos de los sitios compactados. Estos valores fueron estadísticamente diferentes ($p=0,05$) de los de pastura y labranza reunidos. En el estado transitorio los resultados para la misma variable y los mismos sitios fueron: $123,0 \mp 47,8 \text{ mmh}^{-1}$ para datos de pastura y labranza reunidos (no presentaron diferencias significativas entre ellos), y $36,1 \mp 22,8 \text{ mmh}^{-1}$ para los sitios compactados. Sus valores también fueron estadísticamente distintos ($p=0,05$). Para el modelo del flujo estacionario sería esperable que la variable experimental q_{∞} presentara valores similares a K_{sat} para tiempos largos. En la figura 6.15 se presenta un ajuste del CLM para uno de los ensayos realizados.

Los valores medios de q_{∞} y K_{sat} en el modelo estacionario resultaron $53,45 \mp 17,29 \text{ mmh}^{-1}$ y $49,18 \mp 19,87 \text{ mmh}^{-1}$, respectivamente, que no resultaron estadísticamente diferentes. Sin embargo, la tendencia de $q_{\infty} > K_{sat}$ es coherente con lo esperable de este modelo. Las diferencias entre las variables, para los sitios de suelo labrado y de pastura, fueron inferiores al 7%, mientras que para el sitio de suelo

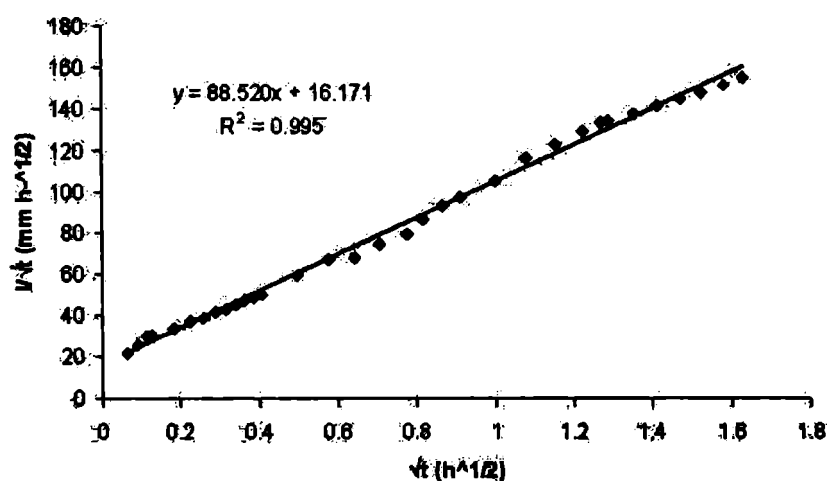


Figura 6.15: Relación entre los datos de infiltración obtenidos con un infiltrómetro de disco y el tiempo, para un suelo labrado recientemente, en la forma $I t^{-1/2}$ versus $t^{1/2}$

compactado alcanzó valores extremos del 221 %, planteando dudas respecto a la aplicabilidad del modelo en este caso. Los valores de K_{sat} determinados con este método variaron entre 78,2 y 18,9 mmh^{-1} para el mismo suelo con distintos tratamientos. Desde el punto de vista físico-matemático, las diferencias de comportamiento estuvieron gobernadas por los valores $(\theta_0 - \theta_n)$ y fueron determinantes para el cálculo de K_{sat} . La desaparición de poros de mayor tamaño debido al proceso de compactación ha tenido una gran influencia en la capacidad de almacenamiento del agua, con una consecuente menor diferencia del contenido de humedad, con respecto a los casos de los sitios de suelo con pastura y suelo labrado. Los valores de K_{sat} determinados con este método variaron entre 189,3 y 13,6 mmh^{-1} para el mismo suelo con distintos tratamientos. Como se infiere de la desviación estándar de K_{sat} para cada tratamiento, hay una mayor dispersión en los resultados de este parámetro en comparación con aquellos determinados por el método del flujo estacionario. Los valores medios de K_{sat} por ambos modelos, para los tres tratamientos, fueron estadísticamente iguales ($p=0,05$). Lo mismo ocurre cuando se comparan los valores

medios de q_{∞} con los de K_{sat} ($p=0,05$) determinados por este modelo. Estos resultados plantearían una incongruencia física, ya que la media de K_{sat} para dos de los tratamientos (labrado y pastura), obtenidos por el modelo del flujo en estado transitorio serían mayores que las medias de q_{∞} . Esta tendencia es más clara cuando se observa que, para nueve de los doce sitios estudiados, los valores de K_{sat} obtenidos con el modelo transitorio fueron mayores que q_{∞} . Los valores medios de S estimados mediante la aproximación del flujo estacionario variaron entre 23,9 y 58,5 $mmh^{-1/2}$, mientras que para el modelo del flujo en estado transitorio oscilaron entre 10,9 y 36,6 $mmh^{-1/2}$. Las medias obtenidas mediante los modelos teóricos para cada tratamiento resultaron estadísticamente diferentes ($p=0,05$) y los valores derivados del modelo transitorio, se mantuvieron siempre menores que los obtenidos por el modelo del flujo estacionario. La comparación entre los valores de sortividad por tratamientos no arrojó diferencias significativas entre los tratamientos ($p=0,05$). La determinación de S con el modelo de flujo transitorio dio los siguientes valores: 21,0 10, $mmh^{-1/2}$ para la media de los sitios de pasturas y labrados (en conjunto) y 22,8 6,2 $mmh^{-1/2}$ para la media de los sitios compactados, sin diferencia estadística significativa. En general, la sortividad mostró ser una variable cuyos valores no tuvieron un comportamiento definido.

En la Figura 6.16 se puede ver cómo el comportamiento de la K_{Sat} , obtenida por el modelo estacionario, presenta una buena asociación con los valores de Dap seca. Esto indicaría que, en la situación estudiada, el comportamiento de la K_{Sat} es muy dependiente del volumen de poros y explicaban gran medida la forma en que se conduce el agua hacia el interior del perfil. Esto, como se verá más adelante no puede generalizarse para todas las situaciones de labranza. Debiendo estudiarse en cada situación particular.

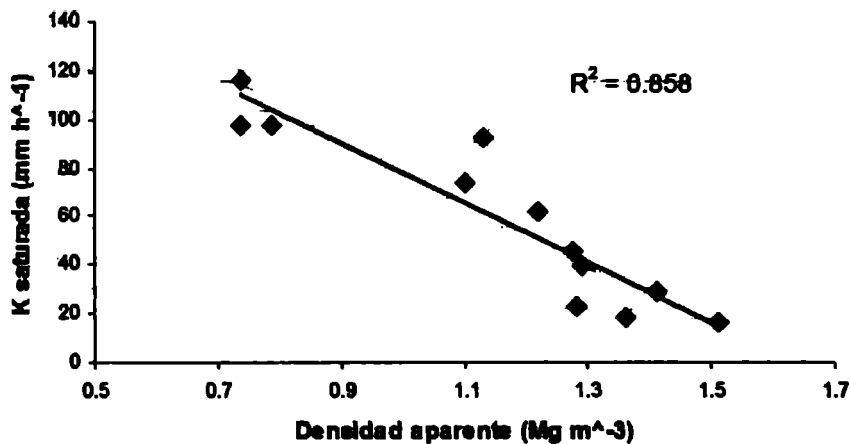


Figura 6.16: Dependencia de la conductividad hidráulica saturada (MEE) con la densidad aparente del suelo.

6.2.2. San Antonio de Areco

Análisis de la Infiltración

En la figura 6.16 se muestra el comportamiento de la infiltración acumulada en el tiempo para el tratamiento bajo siembra directa que recibió descompactación (definido como SDCD). Los datos presentados no son promedios sino que se trata de dos de los test realizados.

En la figura 6.16 puede verse cómo la infiltración se ve afectada por el pasaje de la maquinaria de cosecha en el tratamiento que recibió descompactación. En la figura 6.17 se presenta el comportamiento de la misma variable en el testigo.

Puede verse en la figura 6.17 como el pasaje de la cosechadora no modifica, en forma sustancial, el comportamiento de la infiltración acumulada. De la observación de las figuras 6.16 y 6.17 surge que el comportamiento de la infiltración será diferente para cada uno de los sistemas de labranza. A fin de profundizar el análisis se realizó un ANOVA multifactor tomando como variable respuesta la infiltración básica (q_{∞} , ver ecuación 2.50) y como factores el sistema de labranza y el momento de realización del muestreo. Se observó que estos factores presentaron una interacción para la variable respuesta estudiada.

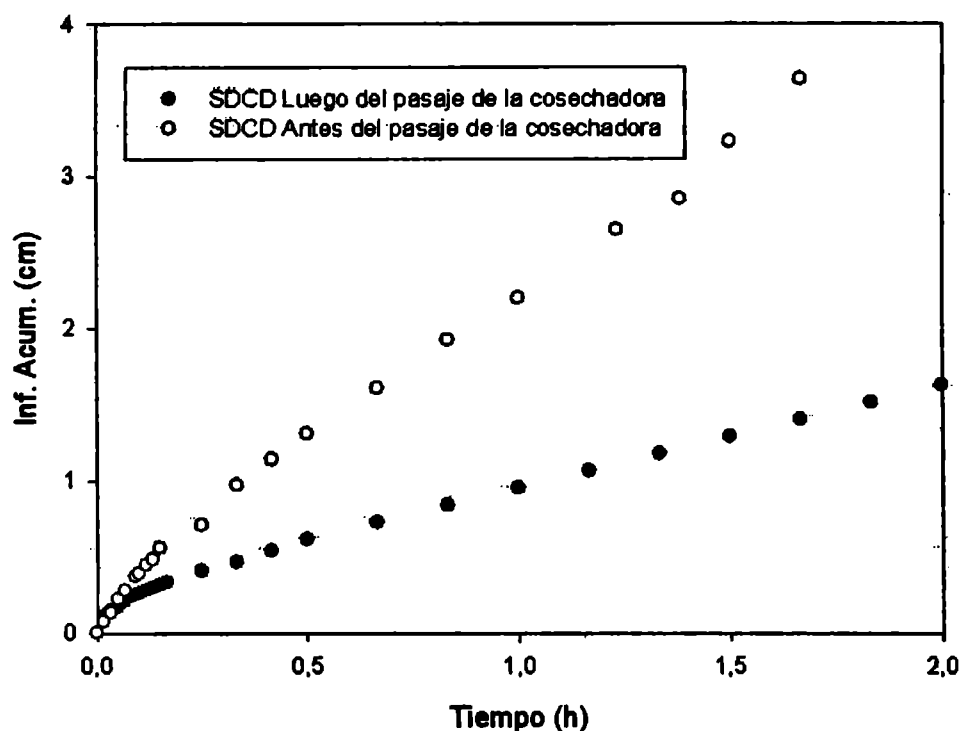


Figura 6.17: Efecto del paso de la cosechadora sobre la infiltración acumulada en sitios bajo siembra directa con descompactación de suelo (SDCD). En el eje Y se muestra la infiltración acumulada (cm) y en el eje X el tiempo en h. Tratamientos 3 y 5.

Para eliminar el efecto de dichas interacciones se realizó un ANOVA de una vía tomando como tratamientos cada una de las combinaciones de los factores antes ensayados, es decir 6 tratamientos: 1= Siembra directa con descompactación en diciembre, 2= Siembra directa sin descompactación en diciembre, 3= Siembra directa con descompactación en precosecha, 4= Siembra directa sin descompactación en precosecha, 5= Siembra directa con descompactación en poscosecha y 6= Siembra directa sin descompactación en poscosecha. Al encontrarse efecto de los tratamientos sobre la variable se realizó un test de medias LSD para identificar que tratamientos se distinguen de los otros. El resultado de dicho test se presenta en el cuadro 6.9.

En la figura 6.18 se presentan los valores medios (representados por los puntos llenos) de q_{∞} para cada una de las situaciones ensayadas y se

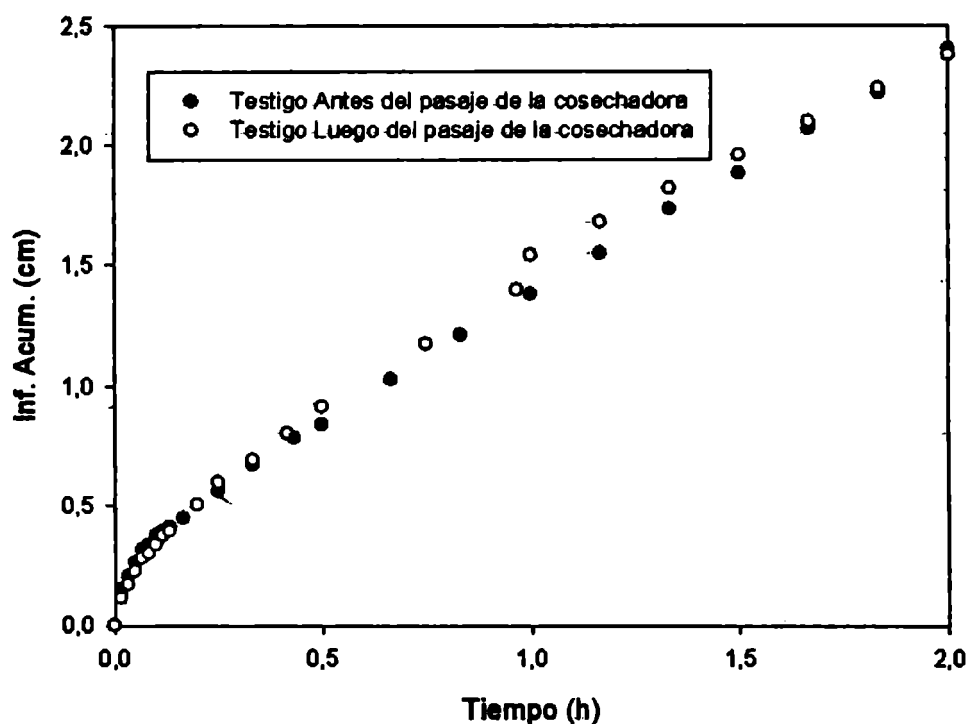


Figura 6.18: del paso de la cosechadora sobre la infiltración acumulada en sitios bajo siembra directa sin laboreo de descompactación (T). En el eje Y se muestra la infiltración acumulada (cm) y en el eje X el tiempo en h. Tratamientos 4 y 6.

incluyen las líneas que representan las desviaciones estándares. Puede verse en el cuadro 6.9 que dos de los seis tratamientos presentan homogeneidad estadística para la variable estudiada (q_{∞}), diferenciándose con un valor más alto del resto. Horne *et al.* (1992) trabajando en suelos franco limosos obtuvieron menores tasa de infiltración básica en parcelas bajo siembra directa continua que en labranza mínima. Resultados similares fueron reportados por Sasal *et al.* (2006) para un suelo de Pergamino de la misma textura y por Alegre *et al.* (1991) en una revisión de varios casos en Latinoamérica. En el caso de Sasal *et al.* (2006) los valores de infiltración básica medidos con un infiltrómetro oscilaron entre 2 y 3 $cm\ h^{-1}$, lo cual está de acuerdo con los valores obtenidos en el presente estudio. Gómez *et al.* (1999) encontraron que la tasa de infiltración era mayor en siembra directa que en labranza convencional en un ensayo de 15 años de duración.

Tratamiento	q_{∞} (cmh^{-1})
SDCD en diciembre	3,51 ^a
Testigo en diciembre	1,06 ^b
SDCD en precosecha	3,10 ^a
Testigo en precosecha	1,08 ^b
SDCD en poscosecha	1,05 ^b
Testigo en poscosecha	1,70 ^b

Cuadro 6.9: Valores promedios y desviación estándar para los valores de q_{∞} . Letras diferentes en las medias implica diferencias estadísticamente significativas ($p = 0,05$)

Existen, además, otros casos en los que se registra una tasa de infiltración básica mayor en siembra directa que en tratamientos con remoción de suelo (Azooz & Arshad, 2001; Strudley *et al.*, 2008). Por su parte, el estudio de Alvarez *et al.* (2006) sobre la variable infiltración de tres suelos en siembra directa con y sin descompactación, detectó diferencias estadísticas entre ambos tratamientos al momento de la siembra. Algunos de los valores reportados son peculiarmente altos (e.g. San Gregorio 1273 $mm h^{-1}$). A su vez, la infiltración en el tratamiento que recibiera descompactación experimentó una disminución estadísticamente significativa al momento de la cosecha (Junín 115, San Gregorio 81, Chivilcoy 63 $mm h^{-1}$), respecto del momento de siembra (Junín 163, San Gregorio 1273, Chivilcoy 455 $mm h^{-1}$). Este último efecto no fue detectado en este estudio, donde la disminución se produjo en poscosecha, en el tratamiento descompactado. Al momento de la cosecha, en el trabajo de Alvarez *et al.* (2006), las diferencias estadísticas existentes entre los dos sistemas de labranza desaparecieron. Sin embargo, de los valores reportados por los autores en la Tabla 2 se observa una tendencia de la infiltración a ser mayor en los sitios descompactados. Esta evolución de la tasa de infiltración no coincide con nuestras observaciones en el presente trabajo, donde desde diciembre hasta antes de la cosecha la infiltración se mantiene estadísticamente igual para cada uno de los tratamientos (aunque menor

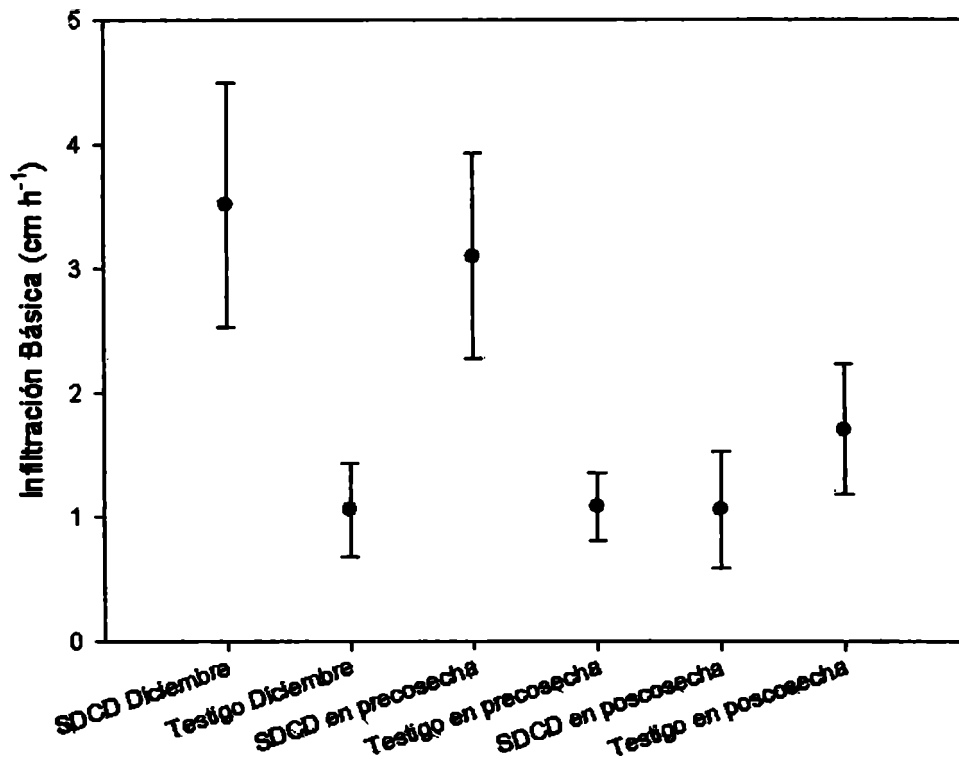


Figura 6.19: Valores medios y desviación estándar de los valores de la infiltración básica (q_{∞}) ($cm.h^{-1}$).

en el testigo). Recién luego de la cosecha se produce la disminución estadísticamente significativa de la infiltración básica para el tratamiento descompactado con el cultivo. Para el tratamiento sin descompactar no se registraron disminuciones (cuadro 6.9 y Figura 6.18).

Aplicación de los modelos de análisis

Se estimaron la sortividad y la conductividad hidráulica saturada a partir la ecuación de Wooding (ecuación 3.5), es decir utilizando el estado estacionario (MEE, 3.2.1). También se utilizaron los métodos del estado transitorio, CLM (sección 3.2.2) y DLM (3.2.2). El número de ensayos de infiltración en esta sección fueron treinta y siete (21 determinaciones en diciembre, 8 en precosecha y 8 en postcosecha). En líneas generales los ajustes del proceso de infiltración utilizando el DLM fueron malos, presentando coeficientes de bondad de ajuste bajos

y conduciendo a valores de K_{sat} negativos en un gran número de casos (datos no presentados). De forma que la aplicación de dicho método fue descartado para esta situación experimental. Tanto el MEE como el CLM se encontraron 2 valores de K_{sat} negativos. Esto concuerda con lo reportado por otros investigadores (Logsdon & Jaynes, 1993; Cabria & Culot, 2000; Aoki & Sereno, 2004) y fueron eliminados del análisis estadístico por no tener sentido físico.

Análisis de la K_{sat}

Los valores de K_{sat} obtenidos por el MEE y el CLM fueron analizados a través de un ANOVA multifactor tomando como factores que modifican la variable el método de análisis utilizado, el momento de muestreo y sistema de labranza. Dicho análisis arrojó que existía una interacción estadísticamente significativa entre el momento de muestreo y el sistema de labranza. Es decir el comportamiento de la K_{sat} fue distinto para cada sistema de labranza según el momento de muestreo (figura 6.20).

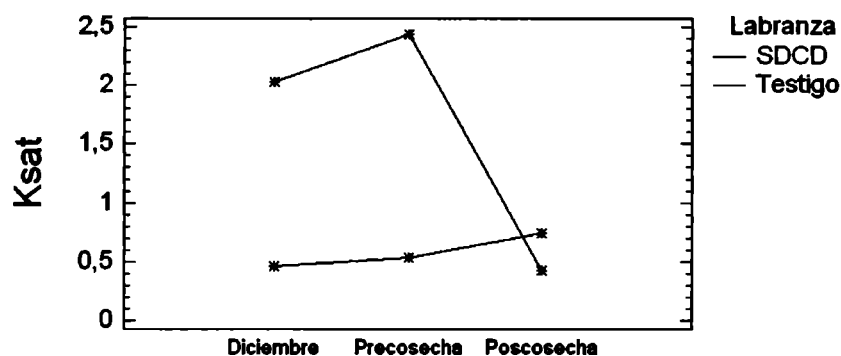


Figura 6.20: Interacción entre el momento de muestreo y la labranza.

En dicha figura es claro que la tendencia general de K_{sat} con el momento de muestreo no es la misma para los dos sistemas de labranza

estudiados. Para eliminar del análisis dicha interacción se realizó un ANOVA multifactor para K_{sat} tomando como factores el método de análisis utilizado (MEE y CLM) y una nueva variable que surge de la combinación del sistema de labranza y el momento del muestreo. El factor "método de análisis" presentó dos niveles mientras que la nueva variable tuvo 6 niveles (1= Siembra directa con descompactación en diciembre, 2= Siembra directa sin descompactación en diciembre, 3= Siembra directa con descompactación en precosecha, 4= Siembra directa sin descompactación en precosecha, 5= Siembra directa con descompactación en poscosecha y 6= Siembra directa sin descompactación en poscosecha) (Figura 6.20). Como aspecto destacable de dicho análisis surge que el ANOVA mostró que el método físico-matemático de análisis no influyó sobre el valor de K_{sat} . Mientras que sí se encontró efecto del momento de muestreo sobre la variable estudiada.

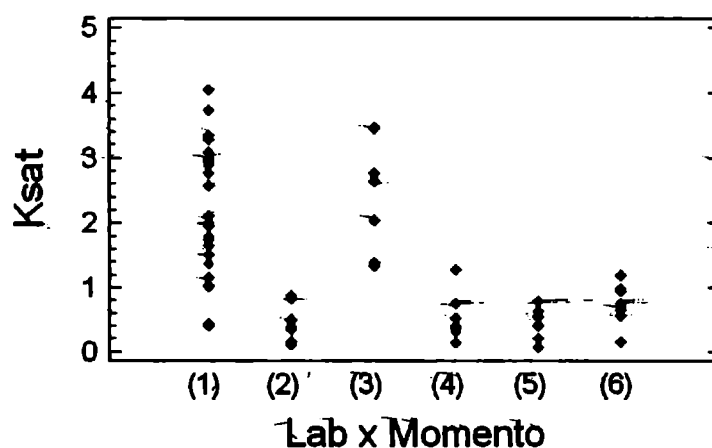


Figura 6.21: Valores de la conductividad hidráulica saturada (K_{sat}) (cmh^{-1}) para las 6 situaciones medidas

Para determinar qué tratamientos se distinguían de los otros se realizó un test de medias (LSD, $P=0,05$). El resultado de dicho test mostrando la existencia de diferencias significativas se presenta en el

cuadro 6.10

Labranza	Método	Momento	K_{sat} ($cm.h^{-1}$)
SDCD	MEE	Diciembre	1,92 ^a
		Precosecha	2,54 ^a
		Poscosecha	0,49 ^b
	CLM	Diciembre	2,13 ^a
		Precosecha	2,37 ^a
		Poscosecha	0,36 ^b
Testigo	MEE	Diciembre	0,51 ^b
		Precosecha	0,49 ^b
		Poscosecha	0,83 ^b
	CLM	Diciembre	0,41 ^b
		Precosecha	0,61 ^b
		Poscosecha	0,65 ^b

Cuadro 6.10: Valores medios de K_{sat} según el sistema de manejo, método físico de análisis y labranza. Letras diferentes en las medias implica diferencias estadísticamente significativas ($p = 0,05$)

Del cuadro 6.10 puede extraerse que la K_{sat} en SDCD en diciembre y en precosecha difiere estadísticamente de los valores obtenidos en poscosecha. Esto indicaría que el tráfico de la maquinaria de cosecha produjo una disminución significativa de K_{sat} . El tratamiento sin descompactación, en cambio, no evidenció diferencias significativas a lo largo de todo el ciclo, ni por el tránsito de maquinaria o por el método de elaboración de los datos. Los valores de K_{sat} para SDCD fueron mayores que para T en diciembre y en precosecha. En poscosecha no se encontró diferencias significativas entre SDCD y T.

Un aspecto destacable de los resultados obtenidos en esta sección es que los dos métodos de análisis arrojaron valores coherentes de K_{sat} y ambos enfoques detectaron de igual forma las variaciones en los valores de dicha variable. En la figura 6.21 se presentan los valores de K_{sat} obtenidos por los dos métodos evaluados.

Conductividad Hidráulica Saturada

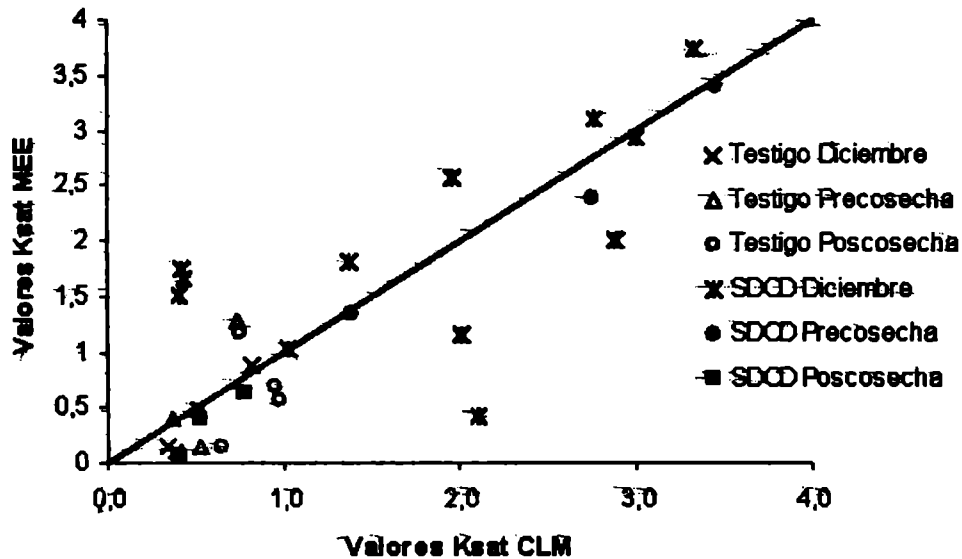


Figura 6.22: Valores de la conductividad hidráulica saturada (K_{sat}) (cmh^{-1}) obtenidos por los dos métodos de análisis estudiados. La recta tiene una pendiente 1

Análisis de la S

Los valores de S obtenidos por el MEE y el CLM fueron analizados a través de un ANOVA multifactor tomando como factores que modifican la variable el método físico-matemático de análisis utilizado, el momento de muestreo y el sistema de labranza. Dicho análisis mostró una interacción estadísticamente significativa para los factores que afectan la variable estudiada. De forma que se generó una nueva variable definida como las combinaciones de los factores previamente mencionados (Labranza x momento de muestreo x método de análisis). Se realizó entonces un ANOVA de una vía tomando como variable la sortividad y como factor que la modifica la nueva variable a 12 niveles (2 sistemas de labranza, 2 métodos de análisis y 3 momentos de muestreo). Se encontró efecto de esa variable sobre la sortividad.

Luego, para saber qué tratamientos se habían destacado por sobre los otros se realizó un test de medias (LSD, $P=0,05$) cuyo resultado se presenta en el cuadro 6.11.

Labranza	Método	Momento	S ($cm.h^{-1/2}$)
SDCD	MEE	Diciembre	2,86 ^a
		Precosecha	1,20 ^b
		Poscosecha	1,07 ^b
	CLM	Diciembre	1,19 ^a
		Precosecha	0,47 ^c
		Poscosecha	0,88 ^{bc}
Testigo	MEE	Diciembre	1,66 ^b
		Precosecha	1,21 ^b
		Poscosecha	1,40 ^b
	CLM	Diciembre	1,06 ^{bc}
		Precosecha	0,91 ^{bc}
		Poscosecha	0,92 ^{bc}

Cuadro 6.11: Valores medios de sortividad según el sistema de manejo, método físico de análisis y labranza. Letras diferentes en las medias implica diferencias estadísticamente significativas ($p = 0,05$)

De acuerdo a lo reportado por Drees *et al.* (1994) la labranza afecta el diseño del espacio poroso produciendo una interrupción de los poros interconectados que caracterizan a los suelos no disturbados. Esto haría que la sortividad aumentara. Dicho efecto fue observado por Cabria & Culot (2000) en Udoles del sudeste de la Provincia de Buenos Aires. En nuestro estudio ninguno de los dos métodos de análisis mostró tendencias significativas en el comportamiento de esta variable. En la figura 6.22 se pueden ver el comportamiento de los valores de S , obtenidos por cada uno de los métodos fisicomatemáticos aplicados.

Se puede apreciar claramente que el análisis con el modelo de flujo transitorio da como resultado valores de sortividad menores que los obtenidos con el modelo de flujo estacionario.

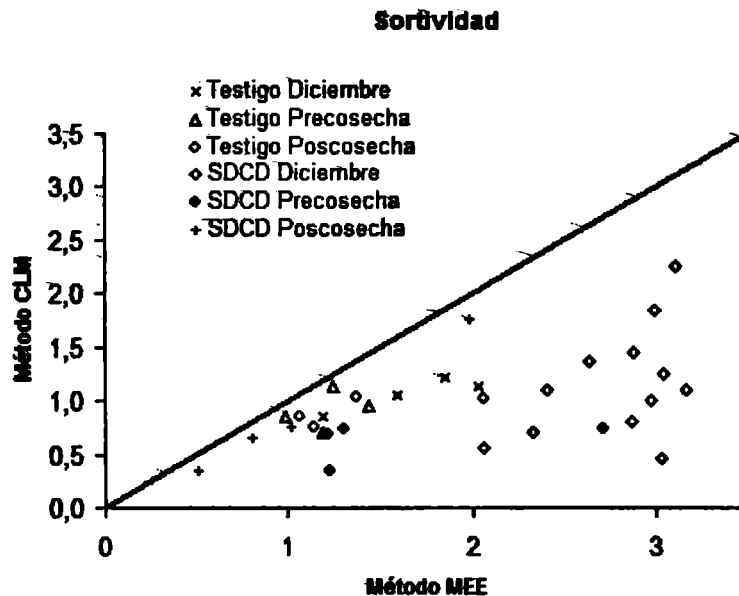


Figura 6.23: Comparación entre los valores de Sortividad ($cmh^{-1/2}$) obtenidos por los dos métodos de análisis estudiados. La recta tiene pendiente 1.

Otras consideraciones

En la figura 6.23 se puede ver el comportamiento de q_{∞} vs K_{sat} para cada uno de los métodos utilizados para el análisis.

Se puntualiza que en todos los casos K_{sat} es menor que q_{∞} . Esto es lógico ya que K_{sat} es sólo un componente de la tasa de infiltración (Ecuación 3.3).

En estudios que utilizan el infiltrómetro de disco a tensión se encuentra difundida la utilización del q_{∞} , generalmente bajo la denominación de infiltración básica, como indicador de la dinámica del agua en el suelo en estado saturado (Gil, 2002; Sasal *et al.*, 2006). En alguna ocasión, incluso, se considera que dicho valor es equivalente a la conductividad hidráulica saturada (Gil, 2002). Dicha aproximación debe manejarse con cuidado y no puede generalizarse. La equiparación de q_{∞} con K_{sat} implica físicamente suponer $S=0$, lo cual en un flujo no confinado no sería correcto, aun una vez alcanzado el estado esta-

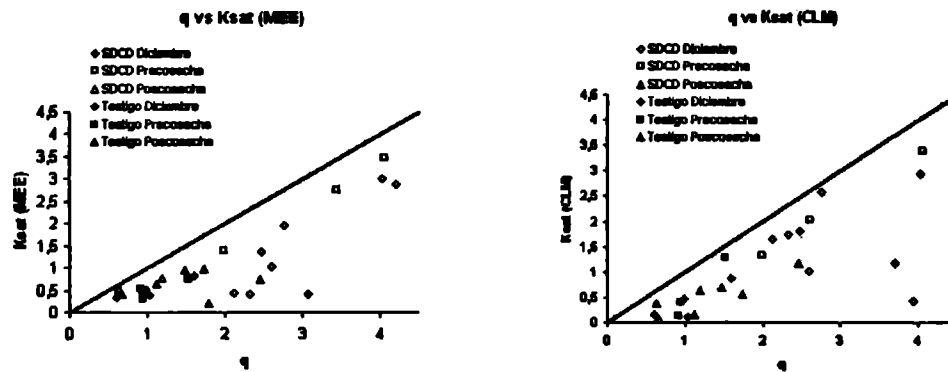


Figura 6.24: Comparación entre los valores de la infiltración básica (q_{∞}) y de la conductividad hidráulica (K_{sat}) para cada uno de los métodos de análisis utilizados en ($cm.h^{-1}$). La línea recta tiene pendiente 1.

cionario. Filgueira *et al.* (2006), trabajando en otro suelo reportaron que dicha simplificación conduce a errores mayores cuanto mayor es la compactación que ha sufrido el suelo ensayado.

Como ya había ocurrido en Villa Argüello el modelo del flujo transitorio (Haverkamp *et al.* 1994) condujo a resultados de dudoso sentido físico. Cabe mencionar que las ecuaciones utilizadas en la presente tesis son las propuestas por estos autores, como una aproximación, para tiempos cortos y medianos. La ecuación general de donde proviene esta aproximación es mucho más compleja y fue también estudiada en detalle. La complejidad de esta ecuación y su origen determinaron que no fuera posible concretar una mejora en el marco teórico en un plazo razonable, por lo que se decidió dejar este objetivo para una futura investigación.

En el anexo I se presentan ejemplos de los ajustes realizados para la obtención de C_1 y C_2 para todas las situaciones experimentales.

6.3. Muestras Inalteradas en laboratorio

De las 12 muestras extraídas para la determinación de K_{Sat} al momento de la medición se descartaron aquellas que se percibía que no estaban totalmente inalteradas, en el cuadro 6.12 se muestra el total de muestras evaluadas.

Tratamiento	Orientación	Muestras extraídas	Muestras evaluadas
Testigo	Horizontal	12	7
SDCD	Horizontal	12	7
Testigo	Vertical	12	10
SDCD	Vertical	12	10

Cuadro 6.12: Numero de muestras extraídas y evaluadas.

La densidad aparente medida con el método del cilindro en los primeros 10 cm de suelo no presentó diferencias significativas entre los tratamientos. Para el el tratamiento SDCD el valor fue de $1,26 \pm 0,07 \text{ Mg m}^{-3}$ y para el testigo $1,25 \pm 0,08 \text{ Mg m}^{-3}$ (Figura 6.24).

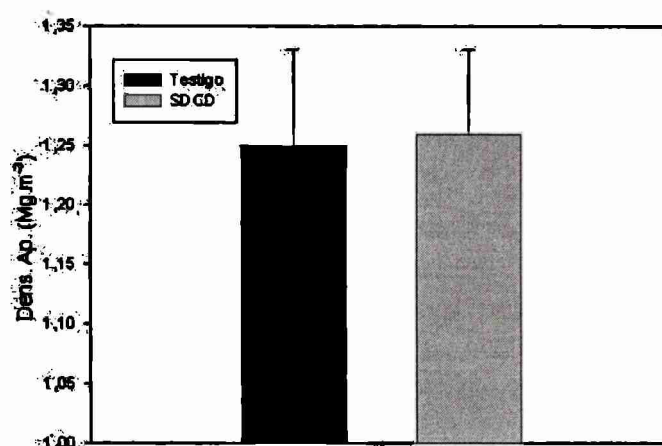


Figura 6.24: Valores de Densidad Aparente obtenidos con el metodo del cilindro (Mg m^{-3}). Las líneas representan la desviación estándar

6.25

Para analizar los valores de densidad aparente determinada a partir de los cilindros utilizados para la determinación de K_{Sat} se realizó un

Tratamiento	Orientación	Promedio ($Mg.m^{-3}$)	Desvío Estándar ($Mg.m^{-3}$)
Testigo	Horizontal	1,15 ^a	0,070
SDCD	Horizontal	1,19 ^a	0,085
Testigo	Vertical	1,14 ^a	0,085
SDCD	Vertical	1,14 ^a	0,081

Cuadro 6.13: Densidad Aparente de los cilindros utilizados para la determinación de K_{sat} en laboratorio. Letras distintas en las medias implican diferencias estadísticas ($p = 0,05$).

ANOVA multifactor tomando como factores el sistema de labranza y la orientación de muestreo. La razón por la cual los valores de la densidad aparente obtenidos por el método del cilindro son mayores que la determinada a partir de los cilindros utilizados para determinar K_{sat} se atribuye a la diferencia en la profundidad explorada por dos métodos de extracción de muestras. En siembra directa se produce una gran acumulación de materia orgánica de baja densidad en superficie. Debido a esto una diferencia en la profundidad explorada determina una variación en la densidad aparente. Este gradiente de densidad será estudiado en posteriores investigaciones.

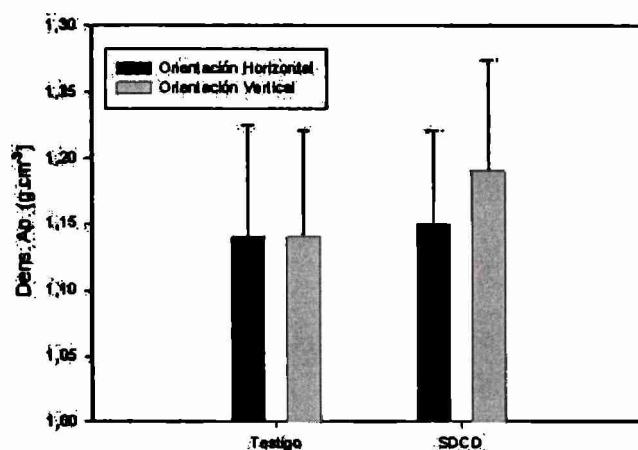


Figura 6.25: Densidad aparente de los cilindros utilizados para la determinación de la conductividad hidráulica (K_{sat}) en laboratorio. Las líneas representan la desviación estándar

No se encontraron diferencias significativas en lo que hace a ninguno de los dos factores. Los valores de esta variable se presentan en el cuadro 6.13 y la figura 6.25

Tratamiento	Orientacion	K_{sat} (cmh^{-1})	Desvio Stándard (cmh^{-1})
Testigo	Horizontal	7,39 ^a	5,1
SDCD	Horizontal	6,95 ^a	7,0
Testigo	Vertical	0,79 ^b	0,5
SDCD	Vertical	1,98 ^b	1,5

Cuadro 6.14: Valores de K_{sat} para cada tratamiento y orientación de muestreo. Letras distintas en las medias implican diferencias estadísticas ($\alpha = 0,05$).

Para comparar los valores de K_{Sat} se realizó un ANOVA tomando como factores que modifican a esta variable al sistema de labranza y la orientación de muestreo.

Dicho análisis encontró que existía efecto de la orientación de muestreo sobre la variable K_{Sat} , mientras que el sistema de labranza no modificaba dicha variable (cuadro 6.14 y Figura 6.26).

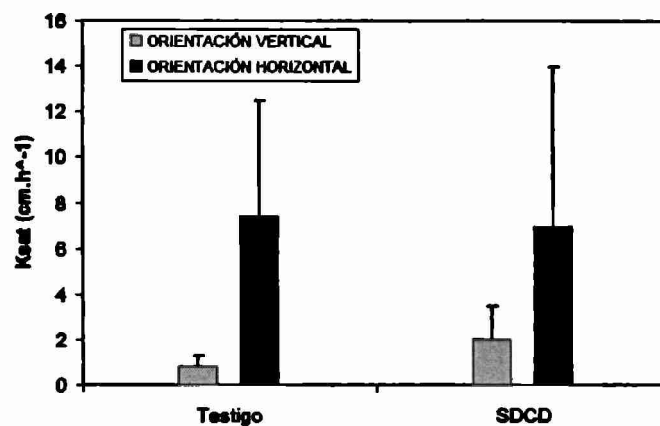


Figura 6.26: Valores de la conductividad hidráulica saturada (K_{sat}) para cada tratamiento y orientación de muestreo. Las líneas representan la desviación estándar

Como puede verse en la figura 6.26 y el cuadro 6.14 los valores de K_{sat} son significativamente mayores en aquellas muestras extraídas en sentido horizontal que en aquellas obtenidas en sentido vertical. Al no

encontrarse diferencias estadísticamente significativa en la densidad aparente entre el muestreo horizontal y vertical, es decir que la porosidad total de la muestra es la misma, puede aseverarse que existe una orientación preferencial de los poros en el sentido horizontal. Dicha orientación preferencial no puede ser revertida mediante la aplicación de una descompactación anual.

El carácter anisotrópico de la porosidad ha sido citado previamente por algunos autores (Drees *et al.* 1994; Ball & Robertson, 1994; Stewardt *et al.*, 2006; Sasal *et al.*, 2006).

Drees *et al.* (1994) trabajaron en suelos con un alto contenido de limo (en algunos casos superior al 70 %). En dos tratamientos de labranza (labranza convencional y siembra directa) extrajeron muestras que, posteriormente, fueron impregnadas con resina poliéster. Sobre dichas muestras se realizaron cortes delgados y se analizaron micromorfológicamente para distintas profundidades y para cada sistema de labranza. Utilizando análisis de imágenes los autores describieron el tamaño, la forma y la orientación de los poros y agregados. Encontraron, en el tratamiento con siembra directa, estructura laminar en los primeros centímetros del suelo. En dicha zona se evidenciaba una continuidad de los poros más marcada en sentido horizontal. En las figuras 6.27 y 6.28 se muestran fotografías de agregados tomados en la zona donde el carácter laminar de la estructura era muy marcado.

Ball & Robertson (1994), por su parte, estudiaron la orientación de poros del estrato superficial utilizando difusión de gases radiactivos. Midió la difusividad en los dos ejes, vertical y horizontal. Así llegaron a la conclusión de que existe una orientación preferencial de los poros en sentido horizontal en el estrato superficial en suelos bajo siembra directa continua.

Las tendencias generales obtenidas por estos autores (Drees *et al.* 1994 y Ball & Robertson, 1994) son coincidentes con las encontradas en el desarrollo de la presente tesis, aunque es importante destacar



Figura 6.28: Agregados de los primeros 5 cm del suelo, mostrando estructura laminar.

que en ninguno de los trabajos antes citados se utilizó agua. Drees *et al.* (1994) realizaron observaciones directas de los suelos pero no realizaron ningún experimento que, más allá de describir morfológicamente la porosidad del suelo, realice un análisis funcional del mismo. Mientras que Ball & Robertson (1994) atribuyeron una mayor difusividad de gases a una mayor conectividad del sistema poroso. Si bien este análisis es muy interesante desde el punto de vista del funcionamiento del sistema poroso del suelo, si quiere conocerse la dinámica del agua en el mismo, la extrapolación entre difusividad de gases y conductividad hidráulica debe realizarse con cuidado (Karletta Chief *et al.* 2008).

Stewart *et al.* (2006) trabajaron modelizando la permeabilidad a partir de la forma de las partículas constitutivas del suelo y de la estructura de su “empaquetamiento”. Sobre diferentes situaciones se modelizó el flujo para distintos suelos artificiales, encontrando que la anisotropía influía sobre el movimiento del agua y que dicha anisotropía no se debía sólo a la forma y el tamaño de las partículas, sino también, a la estructura de “empaquetado” de dichos suelos. Aunque no



Figura 6.29: Agregados del suelo estudiado mostrando estructura laminar.

realizaron experimentos para validar dichos resultados.

El enfoque de Sasal *et al.* (2006) fue más cercano a la dinámica del agua en el suelo. En dicho trabajo estudiaron la orientación del sistema poroso mismo midiendo retención hídrica en muestras extraídas en los dos ejes (horizontal y vertical) en el estrato superficial. Los autores trabajaron con varias succiones en la mesa de tensión. Estos autores reportaron valores porcentuales de volumen de poros de diámetros mayores que $60 \mu\text{m}$ para muestras de suelo bajo siembra directa, tomadas en dirección horizontal y vertical. La relación entre estos porcentajes fue del orden de 2 a favor de las muestras obtenidas horizontalmente. Analizando los valores de retención hídrica (a través de los porcentajes de poros $>60 \mu\text{m}$) concluyeron que existe una orientación preferencial de los macroporos en sentido horizontal en el estrato superficial de suelos bajo SD. Los resultados encontrados por estos investigadores coinciden con los expuestos en el presente trabajo, aunque es necesario realizar algunos comentarios. La determinación de la orientación del sistema poroso a través de datos de retención hídrica es, por lo menos, discutible. La retención hídrica nos indi-

ca el volumen total de poros de radios menores al determinado, por simple teoría capilar, para un succión dada. De forma que no queda demasiado claro cómo la orientación del muestreo puede hacer que, para un mismo suelo, el volumen de poros de alguna clase de tamaño se vea modificada. Siempre considerando que el REV (*representative elementary volume*, ver sección 2.1.1) haya sido alcanzado en las dos orientaciones de muestreo.

Otro aspecto destacable es que los valores de la K_{sat} obtenidos para este ensayo con el infiltrómetro de disco se encuentran en el mismo orden de magnitud que los obtenidos en el laboratorio sobre muestras sin disturbar extraídas en dirección vertical. Mientras que dichos valores fueron significativamente menores que aquellos arrojados por las muestras extraídas en sentido horizontal. Esto muestra que aun cuando los valores de K_{sat} en sentido horizontal sean altos el infiltrómetro no es capaz de detectarlos.

En cuanto a la densidad aparente medida luego de la cosecha, el efecto de la descompactación no influyó sobre dicha variable. Este hecho hace necesario que en el futuro se realice una investigación sobre la dinámica temporal de la variable densidad aparente en el suelo estudiado, atendiendo a las relaciones existentes con otras variables como: contenido de materia orgánica y su análisis de las distintas fracciones, estabilidad de agregados, mineralización de la materia orgánica, entre otras.

Capítulo 7

Conclusiones

i) Es posible cuantificar el efecto de la compactación, inducida por tráfico o manejo, a través de las propiedades físicas conductividad hidráulica saturada y sortividad. El infiltrómetro de disco a tensión es un instrumento válido para evaluar, a través de las propiedades hidráulicas, dichos procesos de compactación.

ii) Es posible afectar la conectividad del sistema poroso de un suelo a través de la labranza o el uso del mismo.

iii) Las variables hidráulicas; tasa de infiltración básica, conductividad hidráulica y sortividad son parámetros adecuados para detectar variabilidad espacial y temporal en la estructura del suelo producto de las diferentes labranzas y usos del mismo.

iv) La conductividad hidráulica se comportó de manera similar a la tasa de flujo estacionario desde el infiltrómetro de disco. Los modelos de obtención de esta variable que utilizan el estado estacionario (MEE) demostraron ser más robustos y de aplicabilidad generalizada. Los modelos que utilizan el estado transitorio, CLM y DLM, condujeron, en general, a resultados de dudoso sentido físico. Se concluye que la base teórica del modelo no explica el comportamiento de la infiltración en los suelos estudiados.

v) En siembra directa, la conectividad del sistema poroso resultó muy diferentes en sentido vertical y horizontal a pesar de que la densidad aparente fue siempre la misma. La densidad aparente como único parámetro no garantiza la posibilidad de inferir adecuadamente sobre la dinámica del agua en el suelo. La metodología de evaluación de la conductividad hidráulica saturada a muestras extraídas según dirección horizontal y vertical, se mostró muy eficaz para detectar la conectividad de los poros en ambas direcciones.

vi) El infiltrómetro de disco no fue capaz de detectar la anisotropía del sistema poroso en siembra directa.

Capítulo 8

Bibliografía

Al-Azba, A. & T. Strelkoff. 1994. Correct form of hall technique for border irrigation advance. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 120: 292-307.

Alegre, J.C., D.K. Cassel & E. Amezquita. 1991. Tillage Systems and Soil Properties in Latin America. *Soil Till. Res.* 20: 147-163.

Alvarez, C.R., M.A. Taboada, C. Bustingorri & F.H. Gutiérrez Boem. 2006. Descompactación de suelos en siembra directa: efectos sobre las propiedades físicas y el cultivo de maíz. *Ciencia del Suelo* 24: 1-10.

Andriulo, A.E. y R.A. Rosell. 1988. Propiedades físicas edáficas en dos sistemas de labranza. *Turrialba* 38: 365-375.

Angulo-Jaramillo, R., J.P. Gaudet, J.L. Thony, M. Vauclin. 1996. Measurement of hydraulic properties and mobile water content of a field soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 60: 710-715.

Angulo-Jaramillo, R., F. Moreno, B.E. Clothier, J.L. Thony, G. Vachaud, E. Fernandez-Boy, J.A. Cayuela. 1997. Seasonal variation of hydraulic properties of soils measured using a tension disc infiltrometer. *Soil*

Sci. Soc. Am. J. 61, 27-32.

Angulo-Jaramillo R., J.P. Vandervaere , S. Roulier , J.L. Thony , J.P. Gaudet & M. Vauclin. 2000. Field measurement of soil hydraulic properties by disc and ring infiltrometers, a review and recent developments. *Soil Till. Res.* 55: 1-29.

Ankeny, M.D., M. Ahmed, T.C. Kaspar & R. Horton. 1991. Simple field method for determining unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55: 467-470.

Aoki, A. M. y R. Sereno. 2004a. Comparación de dos metodologías de cálculo de propiedades hidráulicas de un suelo, a partir de datos medidos con infiltrómetro de disco a tensión. En: Metodologías físicas para la investigación del suelo: penetrometría e infiltrometría. Eds. Filgueira R.R. y F.G. Micucci. Editorial de la Universidad Nacional de La Plata. 180 pp.

Aoki, A. M. y R. Sereno. 2004b. Modificaciones de la conductividad hidráulica y porosidad del suelo, estimadas mediante infiltrómetro de disco a tensión. . En: Metodologías físicas para la investigación del suelo: penetrometría e infiltrometría. Eds. Filgueira R.R. y F.G. Micucci. Editorial de la Universidad Nacional de La Plata. 180 pp.

Aragon, A., M.G. García, R.R. Filgueira & Y.A. Pachepsky. 2000. Maximum Compactibility of Argentine Soils From the Proctor Test; The Relationship with Organic Carbon and Water Content. *Soil Till. Res.* 56: 197-204.

Azooz, R.H., Arshad, M.A., 1996. Soil infiltration and hydraulic conductivity under long-term no-tillage and conventional tillage sys-

tems. *Can. J. Soil Sci.* 76: 143-152.

Azooz, R.H., Arshad, M.A., 2001. Soil water drying and recharge rates as affected by tillage under continuous barley and barley-canola cropping systems in northwestern Canada. *Can. J. Soil Sci.* 81: 45-52.

Ball, B.C. & E.A.G. Robertson. 1994. Effects of soil water hysteresis and the direction of sampling on aeration and pore function in relation to soil compaction and tillage. *Soil Till. Res.* 32: 51- 60.

Bear, J. 1972. Dynamics of fluids in Porous Media. *Elsevier Science. New York.*

Benham, B.L., D.L. Reddell & T.H. Marek. 2000. Performance of three infiltration models under surge irrigation. *Irrigation Science* 20: 37-43.

Blake, G.R. & K.H. Hartge. 1986. Particle size analysis. Methods of soil analysis, Part 1. Physical and Mineralogical Methods. *Agronomy Monograph N°9. Second Edition.* Pp 363-376.

Brooks, R.H. & A.T. Corey. 1964. Hydraulic properties of porous media. *Hydrological Papers N°3. Colorado State University. Ft. Collins, CO.*

Brooks, R.H. & A.T. Corey. 1966. Hydraulic properties of porous media affecting fluid flow. *Proc. Am. Soc. Civ. Eng., J. Irrigation Drainage Div., IR2* : 61 – 68.

Brutsaert, W. 1979. Universal constants for scaling the exponential soil water diffusivity. *Water Resourc. Res.* 15: 481-483.

Cabria, F.N & J.Ph. Culot. 2000. Efectos de la labranza convencional sobre la sortividad y la conductividad hidráulica saturada en Udoles del sureste de la provincia de Buenos Aires. *Ciencia del Suelo* 18: 1-8.

Cahoon, J. 1998. Kostiakov infiltration parameters from kinematic wave model. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 124: 127-130.

Campbell, G.S. 1985. Soil Physics with basis: Transport Models for soil-plant systems. *Elsevier, Amsterdam*.

Carter, M.R., Steed, G.R., 1992. The effects of direct drilling and stubble retention on hydraulic properties at the surface of duplex soils in northeastern Victoria. *Aust. J. Soil Res.* 30 (4), 505-516.

Celia, M.A., E.T. Bouloutas & R.L. Zarba. 1990. A general mass-conservative solution of the unsaturated flow equation. *Water Resour. Res.* 26: 1483-1496.

Chan, K.Y., D.P. Heenan. 1993. Surface hydraulic properties of a red earth under continuous cropping with different management practices. *Aust. J. Soil Res.* 31, 13-24.

Childs, E.C. & N. Collis-George. 1950. The permeability of porous materials. *Proc. Roy. Soc. Lond.* 201A:392-405.

Chong, S.K.; R.E. Green.1983. Sortivity measurement and its application. En: national conference on advances in infiltration, Chicago, *Advances in infiltration proceedings*. Chicago: ASAE,. p.82-91.

Clothier, B.E. & I. White. 1981. Measurement of sorptivity and soil water diffusivity in the field. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45: 241-245.

Clothier, B. E. & I. White. 1982. Water Diffusivity of a Field Soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 46:155-158

Clothier, B.E., J.H. Knight & I. White. 1981. Burger's equation: Application to field constant flux infiltration. *Soil Sci.* 132: 255-261.

Clothier, B.E., L. Heng, G.N.Magesan, I.Vogeler. 1995. The measured mobile-water content of an unsaturated soil as a function of hydraulic regime. *Aust. J. Soil Res.* 33, 397-414.

Cook, F.J. & A. Broeren. 1994. Six methods for determining sorptivity and hydraulic conductivity with disc permeameters. *Soil Sci.* 157: 2-11.

Collis-George, N & D.B. Yates. 1990. The first stage of drainage from ponded soils with encapsulated air. *Soil Sci.* 149:103-111.

Drees, L.R., A.D. Karathanasis, L.P. Wilding & R.L. Blevins. 1994. Micromorphological Characteristics of Long-Term No-Till and Conventionally Tilled Soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58: 508-517.

Elliott, R.L., W.R. Walker & G. Skogerboe. 1983. Infiltration parameters from furrow irrigation advance data. *Transactions of the ASAE* 26: 1726-1731.

Elricks, D.E. & W.D. Reynolds. 1992. Infiltration from constant-head well permeameters and infiltrometers. En: Topp, G.C., W.D.

Reynolds & R.E. Green eds. *Advances in measurement of soil physical properties: Bringing theory into practice. SSSA Special Publication no. 30. Madison, WI.*

Filgueira R.R., P.R. Gelati, C.G. Soracco, G.O. Sarli. 2005. Mejora en la metodología para determinar la fracción arcilla utilizando un hidrómetro. VIII Congreso Argentino de Ingeniería Rural (CADIR 2005), Merlo, San Luis. 9-12 Noviembre.

Filgueira, R.R., C.G. Soracco, G.O. Sarli y L.L. Fournier. 2006. Estimación de propiedades hidráulicas de suelos por mediciones a campo y el uso de modelos de flujo estacionario y transitorio. *Ciencia del Suelo* 24: 39-49.

Fok, Y. 1986. Derivation of Lewis-Kostiakov intake equation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 112: 164-171.

Forsythe, W. 1980. FÍSICA DE SUELOS. Editorial IICA. Pp. 171-179.

Gardner, W.R. 1958. Some steady state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Sci.* 84: 228-232.

Gardner, W.R. & M.S. Mayhugh. 1958. Solutions and test of the diffusion equation for the movement of water in soil. *Soil Sci. Am. Proc.* 22: 197-201.

Gaudet, J.P., R. Angulo-Jaramillo, J.L. Thony, M. Vauclin, B. Ladouche, T. Bariac, S. Huon, B. Ambroise, A.V. Auzet. 1995. Mesures in situ de la fraction immobile de l'eau du sol avec de l'eau enrichie en ^{18}O

dans un infiltromètre a succión controlée. In: Proceedings of the Conference on Isotopes on *Water Resource Management*, Vol. 1. AIEA-SM-336/130P, Vienna, March, 20-24, 1995, pp. 28-35.

Gee, G.W. & J.W. Bauder. 1986. Particle size analysis. Methods of soil analysis, Part 1. Physical and Mineralogical Methods. *Agronomy Monograph N°9. Second Edition*. Pp 383-409.

Gil, R. 2002. Manual del Infiltrómetro de disco a tensión.

Gillies, M.H. & R.J. Smith. 2005. Infiltration parameters from surface irrigation advance and run-off data. *Irrigation Science* 24: 25-35.

Gomez, J.A., J.V. Giraldez, M. Pastor, E. Federes. 1999. Effects of tillage method on soil physical properties, infiltration and yield in an olive orchard. *Soil Till. Res.* 52 (3-4), 167-175.

Gosh, R.K. 1985. A note on Lewis-Kostiakov's infiltration equation. *Soil Science* 139: 193-196.

Goss, M. J., W. Ehlers , F. R. Boone, I. White & K.R. Howse. 1984. Effects of soil management practice on soil physical conditions affecting root growth. *J. Agric. Eng. Res.* 30: 131-140.

Green, R.E. & J.C. Corey. 1971. Calculation of hydraulic conductivity: a further evaluation of predictive methods. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 35: 3-8.

Green, T.R., L.R. Ahuja, J.G. Benjamin. 2003. Advances and challenges in predicting agricultural management effects on soil hydraulic properties. *Geoderma* 116 (1-2): 3-27.

Guardo, M. 1995. Volume balance solution for water flow over flat soil surfaces. *Water Resources Bulletin* 31: 1089-1099.

Hamilton, L. S. & P.N. King. 1983. Tropical forested watershed: Hydrologic and soils response to major uses or conversions. *Westview Press*. Boulder, CO.

Hartley, D.M. 1992. Interpretation of Kostġakov infiltration parameters for borders. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 118: 156-165.

Haverkamp, R., M. Vauclin, J. Touma, P.J. Wierenga & G. Vauclaud. 1977. A comparison of numerical simulation models for one-dimensional infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 41: 285-294.

Haverkamp, R., M. Kutilek, J.Y. Parlange, L. Rendon & M. Krejca. 1988. Infiltration under ponded conditions: 2. Infiltration equations tested for parameter time-dependence and predictive use. *Soil Sci.* 145: 317-329.

Haverkamp, R., P.J. Ross, K.R.J. Smettem, J.Y. Parlange. 1994. Three dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. Part 2. Physically based infiltration equation. *Water Resour. Res.* 30: 2931-2935.

Hillel, D. 1998. Environmental soil physics. *Academic Press, New York*.

Holtan, H.N. 1961. Concept of infiltration estimates in watershed hydrology. *USDA Tech. Bull.* 1435.

Holzapfel, E.A., J. Jara, C. Zuniga, M.A. Marino, J. Paredes & M. Billib, 2004. Infiltration parameters for furrow irrigation. *Agricultural Water Management* 68: 19-32.

Horne, D.J., C.W. Ross & K.A. Hughes. 1992. Ten years of a maize/oats rotation under three tillage systems on a silt loam in New Zealand. 1. A comparison of some soil properties. *Soil Till. Res.* 22: 131-143.

Horton, R.E. 1940. An Approach towards a physical interpretation of infiltration capacity. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 5: 399-417.

Horton, R., M.D. Ankeny, R.R. Allmaras. 1994. Effects of compaction on soil hydraulic properties. En: B.D. Soane, C. Ouwerkerk (eds.). *Soil compaction in crop production*. Elsevier, Amsterdam, pp. 141-165.

Hussen, A.A. & A.W. Warrick. 1993. Alternative analysis of hydraulic data from the disc tension infiltrometer. *Water Resour. Res.* 29: 4103-4108.

Jackson, R.D. 1972. On the calculation of hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 36: 350-383.

Jacques, D., J. Simunek, D. Mallants, M. Th. van Genuchten, 2002. Multicomponent transport model for variably-saturated porous media: Application to the transport of heavy metals in 72 soils, In: *Computational Methods in Water Resources*. Hassanizadeh, S.M., R.J. Schotting, W.G. Gray, and G.F. Pinder (Eds.). Delft, The Netherlands. Elsevier, *Developments in Water Science*, 47, 555-562.

Karletta Chief, T.I., P.A. Ferré & B. Nijssen. 2008. Correlation between air permeability and saturated hydraulic conductivity: unburned and burned soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 72: 1501-1509.

Kostiakov, A.N. 1932. On the dynamics of the coefficient of water-percolation in soil and on the necessity of studying it from a dynamic point of view for purposes of amelioration. *Trans. Sixth Comm. Intl. Soc. Soil Sci., Part A*: 17-21.

Kunze, R.J. & D.R. Nielsen. 1983. Finite-difference solutions of the infiltration equation. *Soil Sci.* 134: 81-88.

Kunze, R.J., G. Uehara & K. Graham. 1968. Factors important in the calculation of hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 32: 760-765.

Kutilek, M. & D. Nielsen. 1994. Soil Hydrology. *Catena Verlag, Germany.*

Lal R., T.J. Logan & N.R. Fausey. 1989. Long-term tillage and wheel traffic effects on a poorly drained mollic ochraqualf in north-west Ohio. 2. Infiltrability, surface runoff, sub-surface flow and sediment transport. *Soil Till. Res.* 14: 359-373.

Lal R. & D.M. Vandoren Jr. 1990. Influence of 25 years of continuous corn production by three tillage methods on water infiltration for 2 soils in Ohio. *Soil Till. Res.* 16: 71-84.

Liu, T. & J. Lu. 1989. Studies on the cumulative infiltration of the two-dimensional infiltration under furrow irrigation. *Journal of*

Hydraulic Engineering 4: 11-21.

Logsdon, S.D. & D.B. Jaynes. 1993. Methodology for determining hydraulic conductivity with tension infiltrometers. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57: 1426-1431.

Maheshwari, B.L. & N.S. Jayawardane. 1992. Infiltration characteristics of some clayey soils measured during border irrigation. *Agricultural Water Management* 21: 265-279.

Maheshwari, B.L., A.K. Turner, F.A. McMahon & B.J. Campbell. 1988. An optimization technique for estimating infiltration characteristics in border irrigation. *Agricultural Water Management* 13: 13-24.

Mahmood S. & M. Lattif. 2003. Surge-ring infiltrometer and its application to simulate infiltration. *Irrigation and Drainage Systems* 17: 367-379.

Marshall, T.J. 1958. A relationship between permeability and size distribution of pores. *J. Soil Sci.* 9: 1-8.

Mbagwu, J.S.C. 1994. Soil physical properties influencing the fitting parameters in Philip and Kostiaikov infiltration models. *Internal Report IC/94/97. International Centre For Theoretical Physics. Miramare – Trieste, Italia.*

Mezencev, V.J. 1948. Theory of formation of the surface run-off. *Meteorologia e Hidrologia* 3: 33-40.

Millington, R.J. & J.P. Quirk. 1959. Permeability of porous media.

Nature (London) 183: 387-388.

Milly, P.C.D. 1985. A mass-conservative procedure for time-stepping in models of unsaturated flow. *Adv. Water Resour.* 8: 32-36.

Moret, D. & J.L. Arrue. 2007. Dynamics of soil hydraulic properties during fallow as affected by tillage. *Soil Till. Res.* 96: 103-113.

Mualem, Y. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 12: 513-522.

Mualem, Y. 1986. Hydraulic conductivity of unsaturated soils: prediction and formulas. Methods of soil analysis, Part 1. Physical and Mineralogical Methods. *Agronomy Monograph N°9. Second Edition.* Pp 799-821.

Murphy, B.W., T.B. Koen, , B.A. Jones, L.M. Huxedurp. 1993. Temporal variation of hydraulic properties for some soils with fragile structure. *Aust. J. Soil Res.* 31, 179-197.

Ndiaye, B., M. Esteves, J.P. Vandervaere, J.M. Lapetite, M. Vauclin. 2005. Effect of rainfall and tillage direction on the evolution of surface crusts, soil hydraulic properties and runoff generation for a sandy loam soil. *J. Hydrol.* 307: 294-311

Nielsen, D.R., D. Kirkham & W.R. van Wijk, 1961. Diffusion equation calculations of field soil water infiltration profiles. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 25: 165-168,

Packer, I.J., Hamilton, G.J. and White, I., 1984. Tillage practices to conserve soil and improve soil conditions. *J. Soil Conserv.* (NSW)

40, pp. 78-87.

Perroux K.M. & I. White. 1988. Design for disc infiltrometers. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52:1205-1215.

Philip, J.R. 1957. The Theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil Sci.* 84: 257-264.

Philip, J.R. 1969. Theory of infiltration. *Advances Hydrosc.* 5:215-305, Academic Press, New York.

Philip, J.R. 1985. Reply to "Comments on steady infiltration from spherical cavities". *Soil Sci. Soc. Am. J.* 19: 788-789.

Philip, J.R. 1986. Linearized unsteady multidimensional infiltration. *Water Resour. Res.* 22: 1712-1727.

Quadri, B.M., B.E. Clothier, R. Angulo-Jaramillo, M. Vauclin, S.R. Green. 1994. Axisymmetric transport of water and solute underneath a disc permeameter. Experiments and a numerical model. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58: 696-703.

Renault, D. & W.W. Wallander. 1997. Surface storage in Furrow irrigation evaluation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 123: 415-422.

Reichardt, K.D., D.R. Nielsen & J.W. Biggar. 1972. Scaling of horizontal infiltration into homogeneous soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 36: 240-245.

Reynolds, W.D. & D.E. Elrick. 1994. Determination of hydraulic

conductivity using a tension infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55, 633-639.

Ross, C.W., K.A. Hughes. 1985. Maize oats forage rotation under three cultivation systems, 1978-83. 2. oil properties. *N Z J. Agric. Res.* 28 (2), 209-219.

Richards, L.A. 1931. Capillary conduction of liquids through porous media. *Physics* 1: 318-333.

Sasal, M.C., A.E. Andriulo, M.A. Taboada. 2006. Soil porosity characteristics and water movement under zero tillage in silty soils in Argentinian Pampas. *Soil Till. Res.* 87: 9-18.

Sauer, T.J., Clothier, B.E., Daniel, T.C., 1990. Surface measurements of the hydraulic properties of a tilled and untilled soil. *Soil Till. Res.* 15: 359-369.

Scotter, D.R., B.E. Clothier, E.R. Harper. 1982. Measuring saturated hydraulic conductivity using twin rings. *Aust. J. Soil Res.* 20, 295-304.

Senigagliesi, C. & M. Ferrari. 1993. Soil and crop responses to alternative tillage practices. En: Buxton, D.R., R. Shibles, R.A. Forsberg, B.L. Blad, K.H. Asay, G.M. Paulsen, R.F. Wilson eds. *International Crops Science I. Crop Science Society of America Inc., Madison, WI*, pp. 27-35.

Smerdon, E.T., A.W. Blair & D.L. Reddell. 1988. Infiltration from irrigation advance data. I: theory. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 114: 4-17.

Shouse P.J., & B.P. Mohanty. 1997. Scaling of near-saturated hydraulic conductivity measured using disc infiltrometers. *Water Resour. Res.* 34(5):1195-1205.

Singh, V. & S.M. Bhallamudi. 1997. Hydrodynamic modeling of basin irrigation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 123: 407-414.

Slichter, C. S. 1899. *U.S. Geol. Ann. Rep.* 19-II, pp.295-384.

Smetten K.R.J. & B.E. Clothier. 1989. Measuring unsaturated sorptivity and hydraulic conductivity using multiple disc permeameters. *J. Soil Sci.* 40: 563-568.

Smetten K.R.J., J.Y. Parlange, P.J. Ross & R. Haverkamp. 1994. Three dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. Part 1. A capillary-based theory. *Water Resour. Res.* 30: 2925-2929.

Smiles D.E. & J.H. Knight. 1976. A note on the use of the Philip infiltration equation. *Aust. J. Soil Res.* 14: 103-108.

Soil Taxonomy. 1999. USDA. NRCS. *US Government Printing Office, Washington DC* 20402.

Sokal, R.R. & F.J. Rohlf. 1995. *Biometry.* W.H. Freeman. New York.

Sritharan, S. I. 1992. Equivalent Kostiaikov parameters for SCS infiltration families. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 118: 192-197.

Stewart, M.L., A.L. Ward & D.R. Rector. 2006. A study of pore geometry effects on anisotropy in hydraulic permeability using the lattice-Boltzmann method. *Advances in Water Resources* 29: 1328-1340.

Strudley, M.W., T.R. Green & J.C. Ascough II. 2008. Tillage effect on soil hydraulic properties in space and time: state of the science. *Soil Till. Res.* 99: 4-48.

Swartzendruber, D. 1987. A quasi-solution of Richard's equation for the downward infiltration of water in soil. *Water Resour. Res.* 23: 809-817.

Talsma, T. 1969. In-situ measurements of sorptivity. *Aust. J. Soil Res.* 7:269-276.

Thony, J.L, G. Vachaud, B.E. Clothier & R. Angulo-Jaramillo. 1991. Field measurements of the hydraulic properties of soil. *Soil Technol.* 4: 111-123.

Turbak, A.S. & H.J. Morel-Seytoux. 1988. Analytical solutions for surface irrigation. II: variable infiltration rate. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 114: 48-60.

Turner, N.C. & J.Y. Parlange. 1974. Lateral movement at the periphery of a one-dimensional flow of water. *Soil Sci.* 118: 70-77.

Valiantzas, J.D. 1997. Surface irrigation advance equation: variation of subsurface shape factor. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 123: 300-306.

Van Genuchten, M.Th. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44: 892-898.

Vandervaere, J.P., C. Peugeot, M. Vauclin, R. Angulo-Jaramillo, T. Lebel. 1997. Estimating hydraulic conductivity of crusted soils using disc infiltrometers and minitensiometers. *J. Hydrol.* 188/189: 203-223.

Vandervaere, J.P., M. Vauclin & D.E. Elrick. 2000a. Transient Flow from Tension Infiltrometers: I. The two-parameter equation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64: 1263-1272.

Vandervaere, J.P., M. Vauclin & D.E. Elrick. 2000b. Transient Flow from Tension Infiltrometers: II. Four Methods to Determine Sorptivity and Conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64: 1272-1284.

Vauclin, M. & J.L. Chopart. 1992. L'infiltrométrie multidisques pour la détermination in situ des caractéristiques hydrodynamiques de la surface d'un sol gravillonnaire de Cote-d'Ivoire. *L'Agronomie Tropicale* 46: 259-271.

Walker, W.R. & J.D. Busman. 1990. Real-time estimation of furrow infiltration. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 116: 299-318.

Walker, J. and S. K. Chong. 1986. Characterization of Compacted Soil Using Sorptivity Measurements. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50:288-291.

Wang, Y., B. Fu, P. Xu, D. Wang, X. Wang & Y. Wang. 2007. Validation of three infiltration models on purple soil under simulated

rainfall. *Progress in Natural Science* 17: 1059-1066.

Warrick, A.W. & D.O. Lomen. 1976. Time-dependent linearized infiltration. Part III. Strip and disc sources. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 40: 639-643.

Warrick, A.W. 1992. Models for disc infiltrometers. *Water Resour. Res.* 28: 1319-1327.

White, I. 1987. Comments on "Sorptivity approximations" de Kutilek & Valentova, *Transp. Porous Media* 2: 317-322.

White I. & M.J. Sully. 1987. Macroscopic and microscopic length and time scales from field infiltration. *Water Resour. Res.* 23:1514-1522.

White, I., M.J. Sully & K.M. Perroux. 1992. Measurement of surface-soil hydraulic properties: Disk permeameters, tension infiltrometers and other techniques. En: Topp, G.C., W.D. Reynolds, & R.E. Green eds. *Advances in measurement of soil physical properties: Bringing theory into practice. SSSA Special Publication no. 30, Madison, WI.*

Wind, G.P. 1955. Flow of water through plants roots. *Neth. J. Agric. Sci.* 3: 259-264.

Wooding, R.A. 1968. Steady infiltration from a shallow circular pond. *Water Resour. Res.* 4: 1259-1273.

Yeh, Y.L., T.C. Chen & Y.M. Wang. 2001. Simulation of moisture movement with infiltration boundary condition. *Bulletin of National*

Pingtung University of Science and Technology 10: 35-47.

Youngs E.G., 1987. Estimating hydraulic conductivity values from ring infiltrometer measurements. *J. Soil Sci.* 38: 623-632.

Zhang, R. 1997. Determination of soil sorptivity and hydraulic conductivity from the disc infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61: 1024-1030.

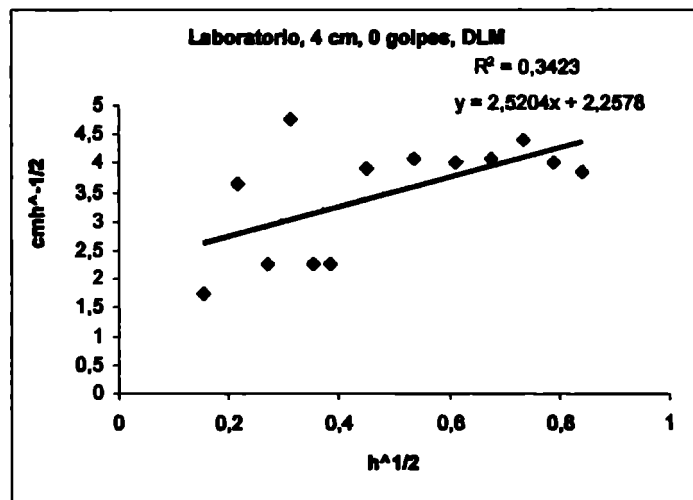
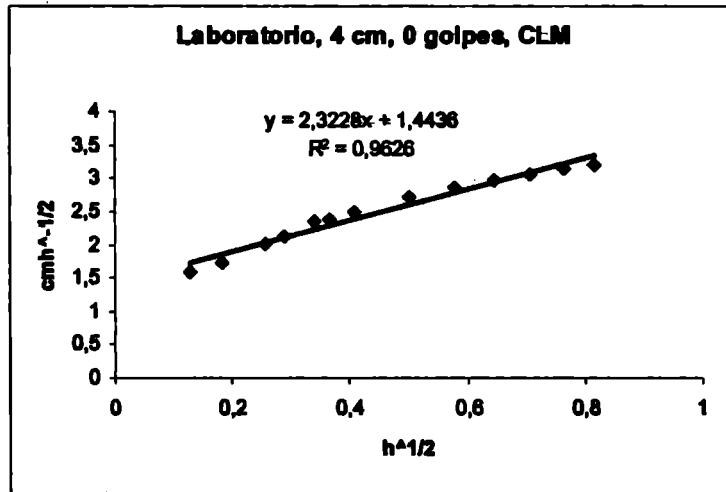
Zhang, S.H., D. Xu, Y.N. Li & L.G. Cai. 2006. An optimized inverse model used to estimate Kostiakov infiltration parameters and Manning's roughness coefficient based on SGA and SRF model: (I) Establishment. *Journal of Hydraulic Engineering* 37: 1297-1302.

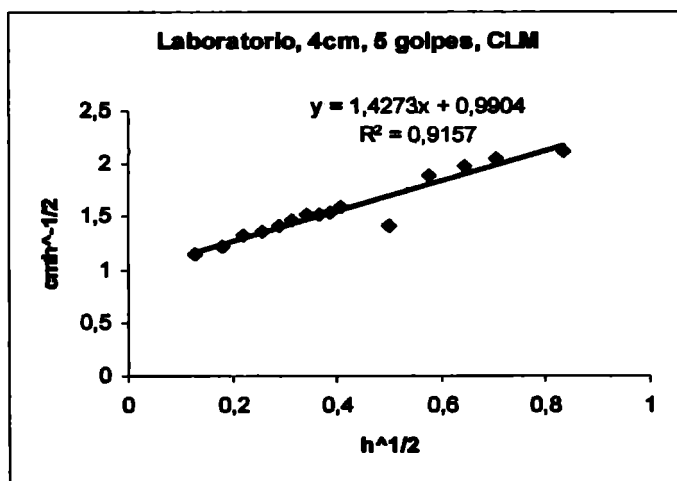
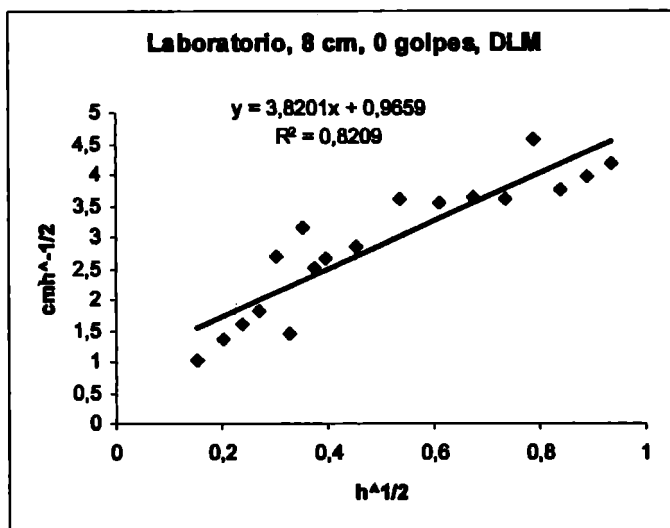
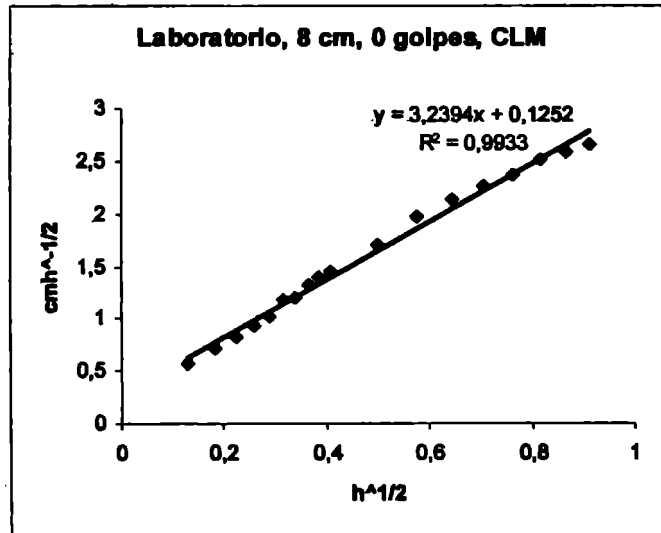
Capítulo 9

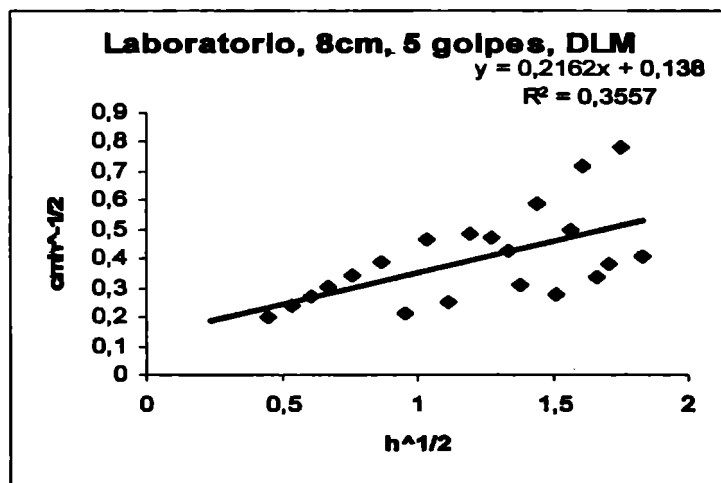
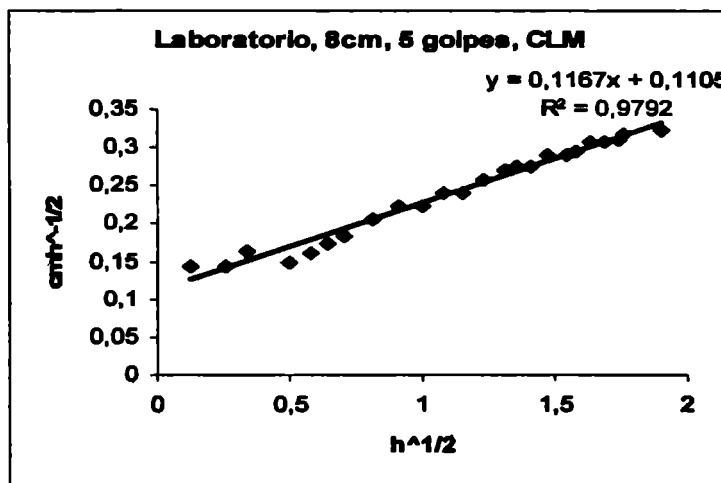
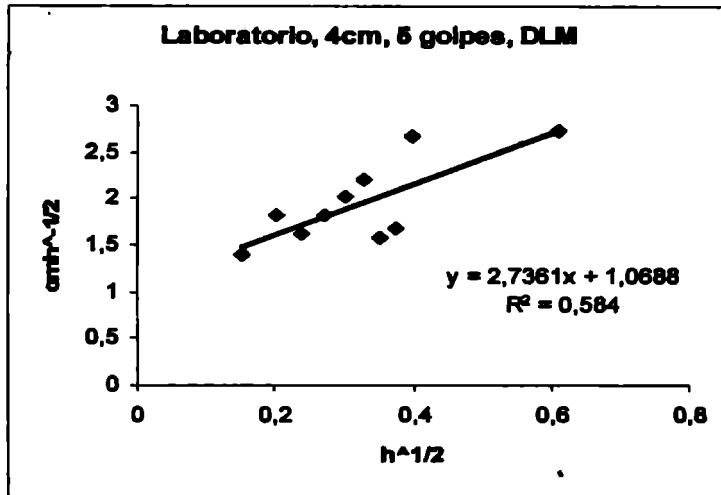
/ Anexo I

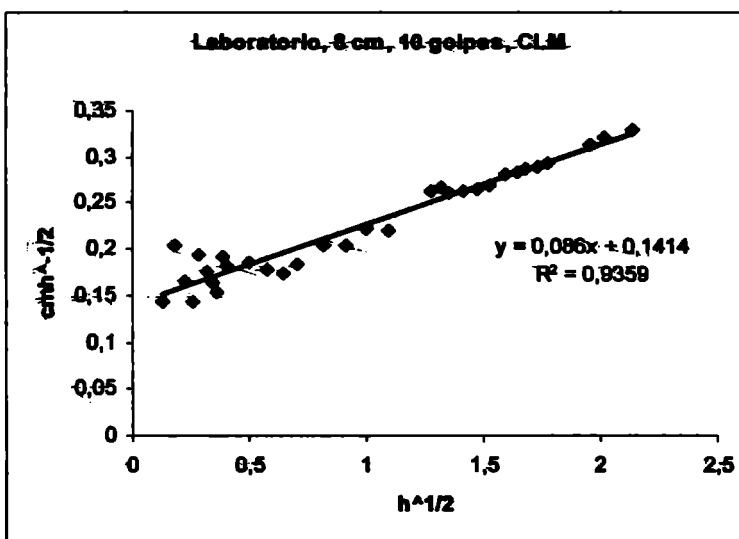
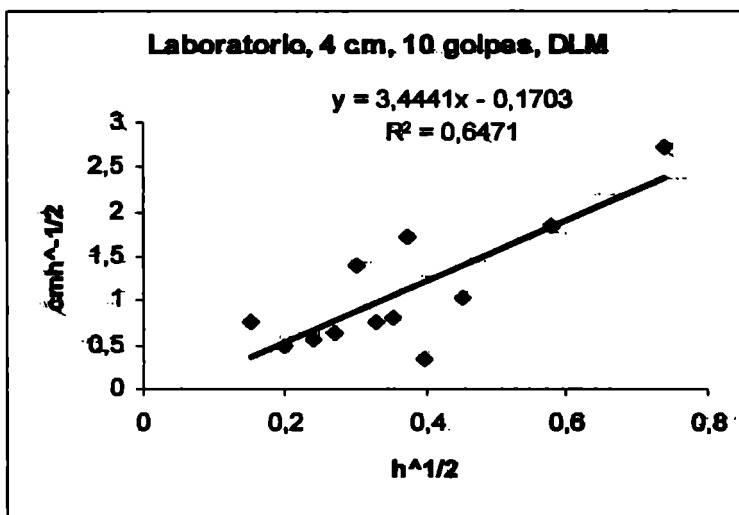
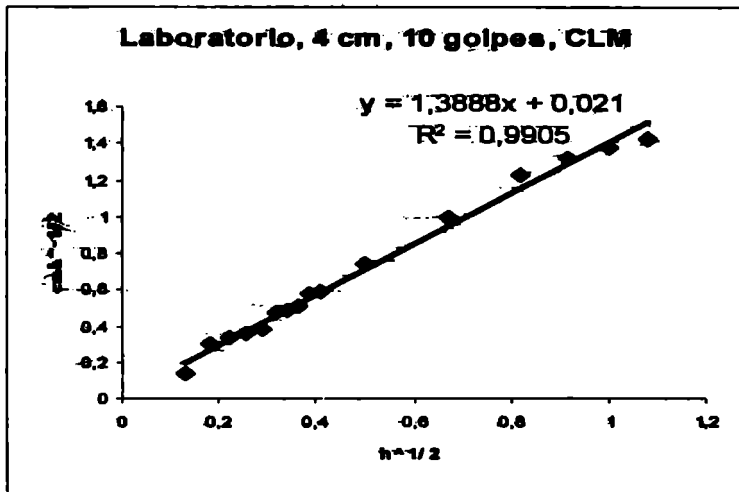
En este anexo se presenta un ejemplo de la aplicación de los modelos de ajuste del modelo transitorio para cada una de las situaciones ensayadas. En el gráfico se muestra la ecuación y el coeficiente de bondad de ajuste así como el modelo utilizado (CLM o DLM) y el ensayo al cual pertenece dicho ajuste.

Muestras Reempaquetadas en laboratorio

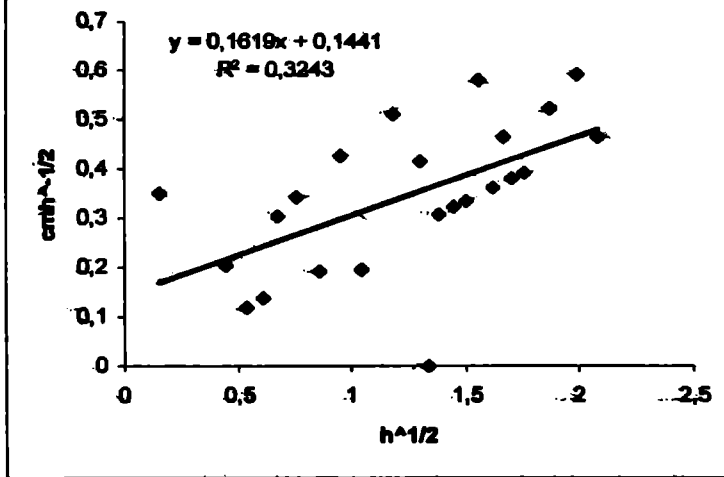




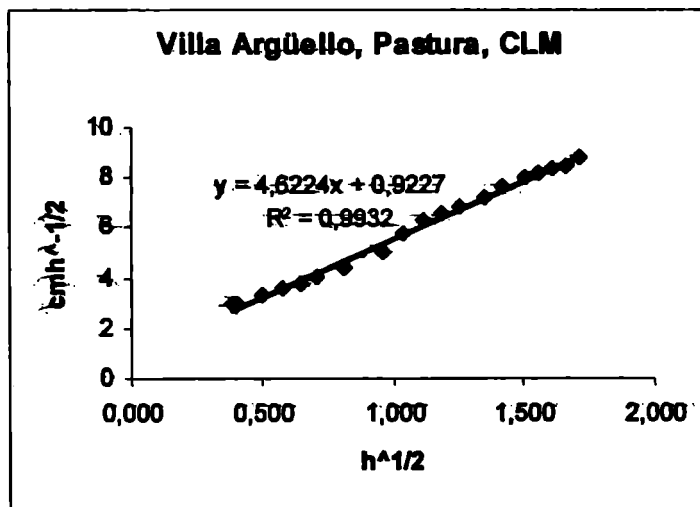
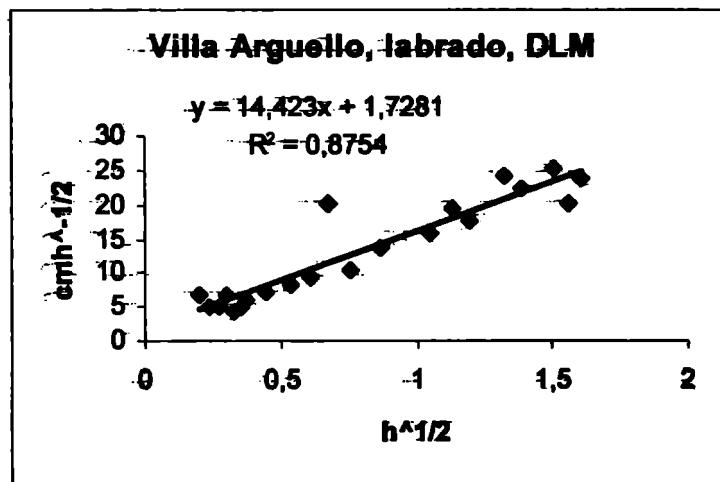
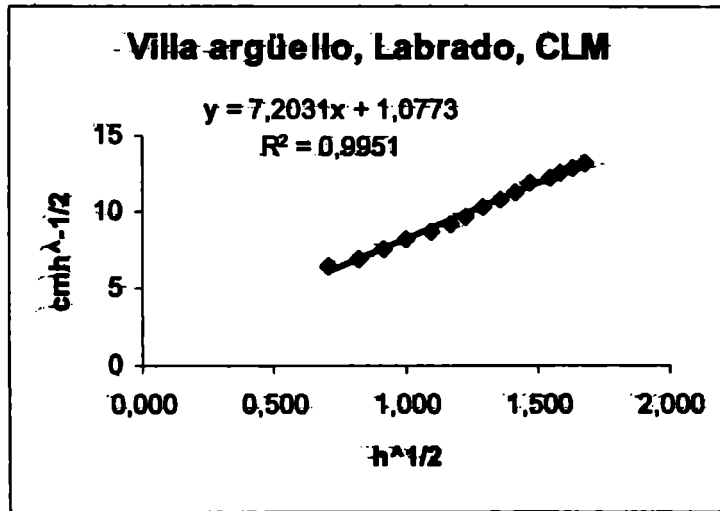


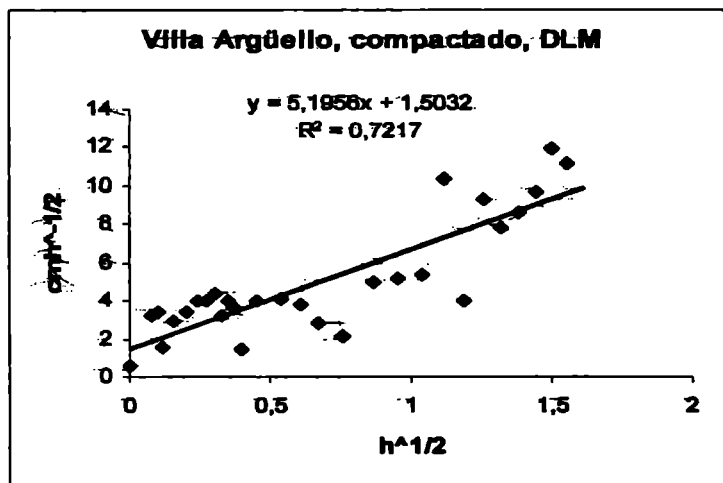
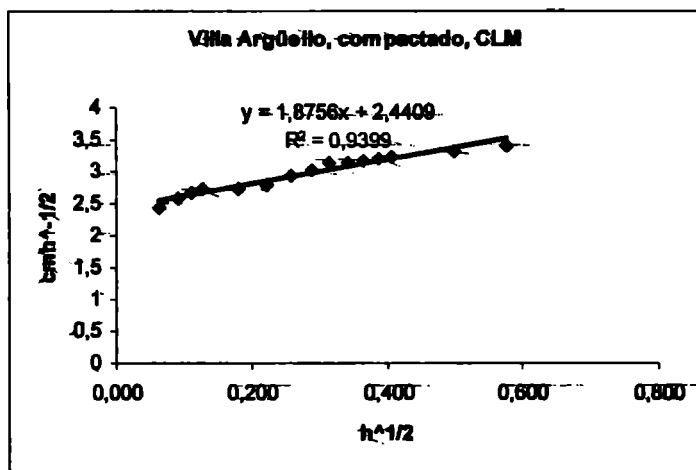
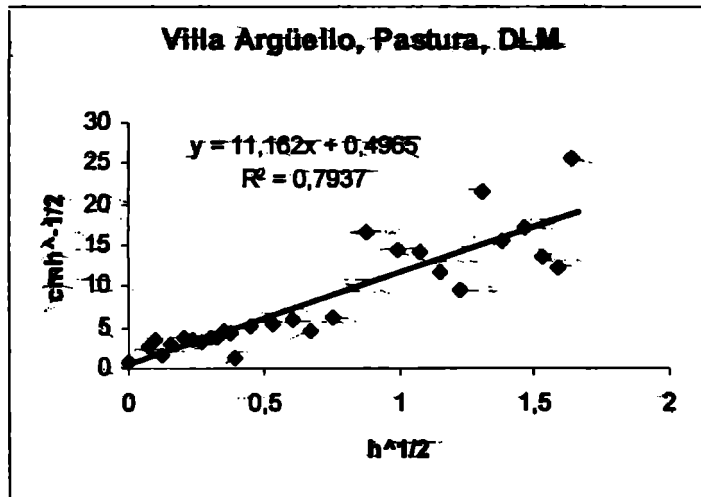


Laboratório, 8 cm, 10 golpes, DLM



Villa Argüello





San Antonio de Areco

