

UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS AGRONÓMICAS
ESCUELA DE PREGRADO

Memoria de Título

**EVALUACIÓN DE LA DINÁMICA DEL AGUA EN SUELOS CON APLICACIÓN
DE ENMIENDAS ORGÁNICAS BAJO RIEGO POR GOTEO**

KARINA LORENA KELLER SANTANDER

SANTIAGO - CHILE

2012

UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS AGRONÓMICAS
ESCUELA DE PREGRADO

Memoria de Título

**EVALUACIÓN DE LA DINÁMICA DEL AGUA EN SUELOS CON APLICACIÓN
DE ENMIENDAS ORGÁNICAS BAJO RIEGO POR GOTEO**

**EVALUATION OF WATER DYNAMICS IN SOILS CONDITIONED
WITH ORGANIC AMENDMENTS UNDER DRIP IRRIGATION**

KARINA LORENA KELLER SANTANDER

SANTIAGO - CHILE

2012

UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS AGRONÓMICAS
ESCUELA DE PREGRADO

Memoria de Título

**EVALUACIÓN DE LA DINÁMICA DEL AGUA EN SUELOS CON APLICACIÓN
DE ENMIENDAS ORGÁNICAS BAJO RIEGO POR GOTEO**

Memoria para optar al título profesional de:
Ingeniera Agrónoma
Mención: Manejo de Suelos y Aguas

KARINA LORENA KELLER SANTANDER

PROFESORES GUÍAS	Calificaciones
Sr. Oscar Seguel S. Ingeniero Agrónomo, Dr.	6,9
Sr. Cristian Kremer F. Ingeniero Agrónomo, Ph. D.	6,8
PROFESORES EVALUADORES	
Sr. Julio Haberland A. Ingeniero Agrónomo, Ph. D.	6,3
Sr. Alfredo Olivares E. Ingeniero Agrónomo. Mg.Sc.	7,0

SANTIAGO - CHILE

2012

Gracias por creer en mí y por tu apoyo incondicional. T.a.

AGRADECIMIENTOS

La vida es un camino de un horizonte amplio, esperando a ser recorrido. Lleno de desafíos, caídas, penas, vistas hermosas –las alegrías- que nos inflan el pecho, nos abren los ojos y nos animan a continuar explorándolo. En esta suerte de aventura, no estamos solos. Estamos rodeados de personas que nos acompañan, nos alientan a continuar, colaboran forjando nuestro carácter y nos aman. Por eso quisiera agradecer a quienes he tenido el privilegio de tener a mi lado.

A mis papás, Oscar y Marcela, por enseñarme desde que era pequeña el cariño y la admiración por las cosas simples, por el aroma de las violetas, por los sabores del campo. Porque gran parte de este interés agronómico viene de haber estado durante toda mi vida en medio de la huerta, los árboles frutales y las gallinas de mi casa. Gracias por el apoyo, por dejarme volar y no cuestionar lo que soy.

A mis profesores Oscar Seguel y Cristián Kremer, por su colaboración en la realización de esta memoria. Por sus sugerencias, sus correcciones, buena disposición y, sobretodo, por la paciencia.

A mis amigos, que sin lugar a dudas conforman el capital más valioso que me llevo de estos años de universidad. A Luciana: mi amiga, mi confidente y mi compañera de locuras, gracias por todas las tardes de compañía, por todas esas conversaciones en que dimos vuelta el mundo y lo cambiamos a nuestro antojo; a Oscar por su amistad, su apoyo, por compartir su casa, por estar siempre ahí y demostrarme que siempre hay alguien con quien podemos contar; a Paulina, Sheryl, Loreto: cómo no recordar desde los paseos a Cartagena hasta los conciertos. No importa en qué carrera terminamos, sino la amistad construida, nacida a la luz de este campus.

A Víctor que siempre anduvo por ahí, yendo y viniendo, como un gran amigo que siempre creyó en todas mis capacidades; a la “comunidad vallenarina”: Pamela, Luis e Isidora, por conformar la familia nortina.

A todos los que pasaron semanas enteras junto a mí en el Laboratorio de Física de Suelos, haciendo más entretenido y gratificante el trabajo. En especial a Don Hugo Pérez por su inmensa buena voluntad.

Por último agradezco a todas las personas, compañeros, amigos y profesores que me acompañaron en este proceso, que contribuyeron de una u otra forma a mi formación académica, profesional y personal. Porque uno de los aprendizajes que me llevo de estos años, es saber que lo importante no radica solo en el conocimiento técnico, sino en la capacidad de ampliar la mirada y lograr entender lo que pasa a nuestro alrededor, abriéndonos a nuevas posibilidades.

¡Muchas gracias!

¡Ha llegado el momento de iniciar la próxima aventura!

ÍNDICE

RESUMEN	1
Palabras clave	1
ABSTRACT	2
Key words.....	2
INTRODUCCIÓN	3
Objetivo general	6
Objetivos específicos.....	6
MATERIALES Y MÉTODO	7
Lugar del estudio	7
Metodología.....	7
Tratamientos y diseño experimental	7
Propiedades evaluadas	8
Análisis estadístico	12
RESULTADOS Y DISCUSIÓN	13
Propiedades físicas de los tratamientos	13
Densidad aparente.....	13
Distribución de tamaño de partículas.....	14
Distribución de tamaño de poros	15
Resistencia mecánica del suelo.....	17
Velocidad de Infiltración	19
Dinámica del agua en el suelo	20
Retención de agua.....	20
Curva de calibración DIVINER.....	23
Distribución del agua en el perfil de suelo	24
Determinación de la conductividad hidráulica en fase no saturada	25
CONCLUSIONES	32
BIBLIOGRAFÍA	33
APÉNDICE I	37
ANEXO I	39
ANEXO II	42

RESUMEN

Con el objeto de estudiar el efecto de la estrategia de aplicación de enmiendas orgánicas sobre la generación de discontinuidades del sistema poroso, se caracterizaron las propiedades físicas y la dinámica del agua en un suelo ubicado en la localidad de Amolanas, Provincia de Copiapó, al cual entre los años 2007 y 2009 se le aplicó estiércol de cabra en dosis anuales de 40 Mg ha^{-1} . El suelo en estudio pertenece a la Serie Apacheta, (Typic Haplocambid) de clase textural franco arcillosa sobre arcillosa, el cual se encuentra cultivado hace 8 años con *Vitis vinifera* cv. Flame Seedless. Las aplicaciones se realizaron en platabandas de 80 cm de ancho y 20 cm de altura en la sobrehilera, estableciendo los tratamientos: T1: Testigo sin aplicación de enmienda, T2: Aplicación de estiércol tapado con suelo, T3: Aplicación de estiércol tapado con restos de poda, T4: Aplicación de estiércol mezclado con suelo. Se midieron propiedades físicas generales (densidad aparente, porosidad total, resistencia a la penetración y retención de agua), por horizonte genético y se caracterizó la dinámica del agua a través de mediciones en terreno con la sonda Diviner, estimándose la conductividad hidráulica en fase no saturada (K_{ns}). La enmienda orgánica promovió la disminución de la densidad aparente, lo que se tradujo en un aumento de la porosidad total y de la retención de agua del suelo. El T3 presentó la mayor proporción de poros gruesos ($>50 \mu\text{m}$) y el mayor contenido de agua aprovechable, mientras que los tratamientos T2 y T3 presentaron la menor resistencia a la penetración hasta los 20 cm de profundidad. Los tratamientos T2 y T3 generaron perfiles de humedecimiento en profundidad más heterogéneos, dado el contacto abrupto entre la zona acondicionada y el suelo no disturbado. La K_{ns} del suelo sigue esta dinámica, favorecida por un alto gradiente en la zona de contacto (20 cm), existiendo patrones de comportamiento característicos para cada tratamiento. Los rangos de tensiones fluctuaron entre $2,1 \times 10^{-6}$ y $2,0 \times 10^6$ kPa asociados a valores de K_{ns} que variaron entre $3,7 \times 10^{-4}$ y $2,3 \times 10^7$ cm d^{-1} , este último valor favorecido por los elevados gradientes que se generan en la interfase entre la aplicación de estiércol y el suelo mineral.

Palabras clave: *Vitis vinifera*, enmiendas orgánicas, conductividad hidráulica no saturada.

ABSTRACT

In order to study the effect of the application forms of organic amendments on the generation of discontinuities of the porous system, physical properties and water dynamics were characterized in a soil located 15 km east of Copiapo, northern Chile, which between 2007 and 2009 was applied goat manure in annual doses of 40 Mg ha^{-1} . The soil belongs to Apacheta Series (Typic Haplocambid), medium to fine textured, which is cultivated for 8 years with *Vitis vinifera* cv. Flame Seedless. The applications were done in trenches of 80 cm wide and 20 cm depth at the row-planting, establishing the treatments: T1: Control without amendment, T2: Application of manure covered with soil, T3: Application of manure covered with pruning, T4: Application of manure mixed with soil. General physical properties were measured (bulk density, total porosity, penetration resistance and water retention) and the dynamics of water through the profile was characterized with a Diviner probe, estimating the non-saturated hydraulic conductivity (K_{ns}). The bulk density decreased with the organic amendment, which resulted in an increase in porosity and water retention of soil. The T3 had the highest proportion of coarse pores ($> 50 \mu\text{m}$) and the highest content of available water, while T2 and T3 had the lowest penetration resistance to 20 cm depth. T2 and T3 showed heterogeneous wetting profiles, because of the abrupt contact between the conditioned zone and the undisturbed soil. The K_{ns} follows the latter dynamic favored by a high gradient in the contact zone (20 cm), existing characteristic patterns for each treatment. The matric tension ranges between $2,1 \times 10^{-6}$ and $2,0 \times 10^6$ kPa associated to K_{ns} values that ranged from $3,7 \times 10^{-4}$ and $2,3 \times 10^7 \text{ cm d}^{-1}$, the latter value favored by high gradients that are generated at the interface between the application of manure and mineral soil.

Key words: *Vitis vinifera*, organic amendment, unsaturated hydraulic conductivity

INTRODUCCIÓN

En el inicio del desarrollo de la agricultura, el contenido de agua en el suelo se medía por su efecto en las plantas cultivadas, de esta forma, cuando se presentaba marchitamiento, era necesario el riego. El desarrollo de la agricultura de riego, que promueve una adecuada gestión del agua, ha generado la necesidad de medir el contenido de agua del suelo y su uso por los cultivos (Hignett y Evett, 2008).

Para determinar el contenido de agua del suelo, se pueden realizar mediciones directas o indirectas. Si bien los métodos indirectos permiten una alta intensidad de muestreo, estos se basan en mediciones de propiedades del suelo que se supone correlacionan con su contenido de agua; sin embargo es la medición directa el método de referencia contra el cual todos los demás métodos se comparan (Evett, 2007).

La medición directa consiste en tomar una muestra de suelo, determinar su masa, someterla a secado a una temperatura específica durante un tiempo determinado (normalmente 105 °C durante 24 horas o hasta que se estabilice la masa) y determinar la masa de la muestra seca. La relación entre masa de agua y masa de suelo seco corresponde al contenido gravimétrico de agua, mientras que la relación entre el volumen de agua y el volumen de suelo corresponde al contenido volumétrico (Benavides, 1992).

El requerimiento de una toma de muestra, convierte a la medición directa en destructiva y consumidora de tiempo, ya que cuando se necesita muestrear en profundidad, resulta imprescindible la realización de una calicata; como alternativa, se han desarrollado los métodos indirectos, entre los que se encuentran aquellos basados en la constante dieléctrica del agua (Dirksen, 1999), lo que permite mantener el sensor o sonda instalada en el suelo a la profundidad deseada para realizar mediciones continuas en el tiempo (Evett *et al.*, 2006).

Una de estas sondas es el “Diviner 2000” (Sentek Pty Ltd., Australia), del tipo Frequency Domain Reflectometry (FDR), cuyo principio de operación, como ya se mencionó, se basa en la constante dieléctrica del agua. El Diviner 2000 emplea un tipo único de sensor de capacitancia ubicado en una sonda de plástico cilíndrica, a fin de obtener lecturas en profundidad cada diez centímetros. Los sensores de capacitancia emplean un circuito electrónico llamado oscilador, el cual produce una forma de onda sinusoidal repetitiva. La propiedad que mide es la frecuencia de oscilación, que en función del contenido de agua, disminuye a medida que la permisividad eléctrica aparente del suelo aumenta (Evett y Cepuder, 2008).

Se ha concluido que la utilización de una sonda FDR del tipo Diviner 2000 presenta ventajas con respecto a la técnica gravimétrica, ya que permite obtener valores absolutos de contenido de agua en los suelos de manera inmediata y además es posible evaluar a

distintas profundidades con rapidez, conformando el perfil de humedad del suelo. Sin embargo, también presenta algunas desventajas, como son la necesidad de instalación previa de los tubos de acceso, que debe ser cuidadosa, tratando de disturbar lo menos posible el suelo; el costo del equipo y los cuestionamientos existentes acerca de la confiabilidad y durabilidad de la calibración, especialmente si la concentración iónica del agua del suelo cambia (Schmugge *et al.*, 1980).

Varios estudios han demostrado que la calibración de fábrica de estos sistemas no es la adecuada para todos los suelos, por lo tanto, su calibración es necesaria para el suelo específico en el que los sensores se utilizarán. La frecuencia de oscilación en estos sistemas de capacitancia no sólo se ve afectada por el contenido de agua del suelo, sino también por el tipo y cantidad de arcillas, por la conductividad eléctrica y por la temperatura (Baumhardt *et al.*, 2000; Cepuder *et al.*, 2002; Evett *et al.*, 2002a, 2002b, 2006; Evett y Steiner, 1995; Paltineau y Starr, 1997).

Distintos métodos de calibración han sido descritos, los cuales se pueden realizar tanto en laboratorio como *in situ*. Según Carter (2006) es posible la obtención de resultados precisos a través del método de calibración en laboratorio; sin embargo, en su estudio trabajó con suelos disturbados y homogéneos, por lo tanto no resulta ser una herramienta útil cuando se trabaja con suelos estratificados, con cambios estructurales de importancia o que presenten discontinuidades, en cuyo caso es recomendable realizar la calibración en terreno (Evett y Steiner, 1995).

El abastecimiento de agua que las plantas requieren depende de cuán disponible se encuentra el agua en el suelo; esto puede ser estimado en la curva característica de suelo, la cual expresa la relación entre contenido de agua y su estado energético (Hillel, 2004). Al absorber agua, las raíces generan un gradiente hidráulico debido a la disminución del potencial; la reposición de ésta a la zona de raíces dependerá de la conductividad hidráulica del suelo (Jury *et al.*, 1991). Según Dirksen (1999) la conductividad hidráulica o la habilidad del suelo para transmitir agua no solo es importante para conocer el movimiento del agua hacia las raíces de las plantas, sino también para evaluar la entrada de agua en el suelo y el flujo de agua de drenaje, entre otras situaciones.

La mayoría de los procesos de flujo de agua en los suelos agrícolas se producen en condiciones no saturadas. La formulación y solución de problemas de flujo insaturado muy a menudo requiere el uso de métodos indirectos de análisis, basado en aproximaciones o técnicas numéricas (Hillel, 1971). Como señala Koorevaar (1983, citado por Quiroz, 2004) la conductividad hidráulica de un suelo no saturado es más pequeña que aquella de un suelo saturado; esto se debe a que sólo los poros que contienen agua pueden contribuir al flujo de ésta. Como el suelo presenta una amplia distribución de tamaños de poros, los cuales se desaturan gradualmente a medida que el suelo se seca, la conductividad hidráulica en fase no saturada varía en función del estado hídrico del suelo, siendo una de las propiedades que más tiempo requieren para ser medidas.

La conductividad hidráulica no saturada es una función no lineal del contenido de agua o del potencial mátrico y su cálculo se basa en la combinación de la ley de Darcy con la ley de Continuidad, evaluando gradientes de potencial y de contenido de agua en el tiempo y el espacio (Jury *et al.*, 1991). Un cálculo teórico para la determinación de la conductividad hidráulica en fase no saturada fue descrito por Becher (1970, citado por Quiroz 2004), bajo condiciones no estacionarias.

En la Región de Atacama, las condiciones climáticas son muy favorables para el cultivo de la vid; sin embargo, según lo señalado por CIREN (2007) una de las características de los suelos de la Región es su bajo contenido en materia orgánica. Los suelos de la sección superior del valle de Copiapó se caracterizan por una marcada estratificación de origen aluvial, con texturas gruesas en superficie (franco arenosas) y que pueden llegar hasta franco arcillo arenosas; las discontinuidades litológicas entre los horizontes señalan una sucesión de procesos de sedimentación importantes que han rellenado el fondo del valle (Luzio *et al.*, 2010). Además de las características intrínsecas de los suelos de la zona, deben considerarse las prácticas habituales de manejo de materia orgánica, que corresponden a la aplicación de enmiendas orgánicas en superficie, habitualmente estiércol de cabra, lo que genera aportes salinos y discontinuidades en el sistema poroso.

El proyecto “Suelo Vivo. Innovación y cambios tecnológicos en el uso de la materia orgánica en la optimización del manejo de parronales en la III Región”, desarrollado entre los años 2007 a 2010, tuvo como finalidad desarrollar técnicas destinadas a incrementar la materia orgánica en el suelo, con el fin de favorecer un mejoramiento en la estructura y por ende remediar en parte los problemas generados por la compactación. Una de las alternativas de manejo fue la modificación de las estrategias de aplicación de enmiendas orgánicas, buscando incorporarlas dentro del perfil del suelo.

Si se toman en cuenta las aplicaciones de materia orgánica que se han realizado de manera tradicional y en forma sistemática a los suelos del Valle de Copiapó, originando discontinuidades en el sistema poroso y aportes salinos, y considerando además la baja disponibilidad de agua en la zona, resulta necesaria la calibración de un equipo como el Diviner 2000, que permite obtener valores absolutos de contenido de agua en el suelo, para realizar una mejor administración del recurso hídrico. La adecuada calibración, junto con la determinación de la curva de retención de agua en el suelo, permitiría estimar de mejor forma la dinámica del agua y el efecto de la posible estratificación del suelo sobre la conductividad hidráulica de éste.

Objetivo general

Caracterizar en terreno la dinámica del agua mediante el uso del sensor Diviner 2000, en suelos acondicionados con enmiendas orgánicas mediante distintas estrategias de aplicación.

Objetivos específicos

Evaluar el cambio en las propiedades físicas de un suelo con aplicación de enmiendas orgánicas.

Calibrar la sonda Diviner a través de la medición directa del contenido volumétrico de agua en un suelo con enmiendas orgánicas.

Estimar la conductividad hidráulica en fase no saturada (K_{ns}) en un suelo estratificado por efecto de las aplicaciones de enmiendas orgánicas.

MATERIALES Y MÉTODO

Lugar del estudio

La investigación se llevó a cabo entre los meses de octubre de 2009 y junio de 2010 en la localidad de Amolanas, Comuna de Tierra Amarilla, Provincia de Copiapó (27° 57' 09'' S, 70° 00' 12'' O). Los análisis físicos se realizaron en el Laboratorio de Física de Suelos perteneciente a la Facultad de Ciencias Agronómicas de la Universidad de Chile.

Se trabajó en un predio con cultivo de *Vitis vinífera* cv. Flame Seedless de 8 años, en un marco de 2,5 x 3,5 m² y conducido en un sistema de parrón español, cuyo suelo fue manejado desde el año 2007 al año 2009 con aplicaciones sucesivas de estiércol en la sobrehilera. El suelo pertenece a la Serie Apacheta, la cual según CIREN (2007) es un Typic Haplocambid (Aridisols). De origen aluvial, estos suelos ocupan una posición de terrazas remanentes con una topografía suavemente inclinada. Son suelos muy estratificados, cuya clase textural predominante es franco arcillo arenosa, sin presencia de clastos en los primeros 70 cm. Debido al manejo propio del suelo, se genera una pequeña platabanda de 80 cm de ancho y 20 cm de altura, producto del arrastre de suelo al pasar con una pala de cola (40 cm de altura y 1,2 m de ancho) en la entrehilera.

En la zona de estudio el clima se clasifica como desértico interior, sus principales características son las elevadas temperaturas durante el día y la ausencia de nubosidad y precipitaciones. Las temperaturas en verano son cálidas, llegando a un promedio entre los 28 a 32°C durante el día, mientras que durante la noche bajan hasta llegar a los 17°C aproximadamente. En la época invernal se alcanzan temperaturas de 0 a 5°C durante la noche y en el día aumenta hasta los 20 o 25°C. Las precipitaciones, como en todo el desierto de Atacama, son muy escasas, se producen exclusivamente en la época invernal y alcanzan en promedio los 12 mm anuales (Rioseco y Tesser, s.a).

Metodología

Tratamientos y diseño experimental

La unidad experimental correspondió a una parcela de 10 m de largo por 1 m de ancho, que abarca 4 plantas de vid con su respectiva platabanda. Los tratamientos se basaron en la aplicación de estiércol a través de diferentes modalidades, las que se indican en el Cuadro 1.

Cuadro 1. Tratamientos del ensayo.

Tratamiento	Descripción
T1	Testigo (sin enmienda)
T2	Aplicación de estiércol tapado con suelo
T3	Aplicación de estiércol tapado con restos de poda
T4	Aplicación de estiércol mezclado con suelo

Todas las aplicaciones de enmienda fueron realizadas en una batea de 20 cm de profundidad ubicada en la sobrehilera, con una dosis de $80 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1}$ (equivalentes a 40 Mg ha^{-1}) aplicados durante el mes de marzo, en el transcurso de tres temporadas consecutivas (2007-2009). Asimismo, cada tratamiento contempló tres repeticiones distribuidas en un diseño de bloques completos al azar.

El tratamiento T2 responde a una práctica de manejo habitual en la zona, donde se tapa el estiércol con el paso de la pala de cola enganchada al tractor agrícola que pasa en la entrehilera. Esto resulta en la estratificación del suelo, dificultando la adecuada distribución del agua de riego. Los tratamientos T3 y T4 tuvieron por objetivo tratar de disminuir dicha estratificación, en cuyo caso no se pasó la pala durante el tiempo del ensayo. En el caso de T3, el estiércol fue cubierto con restos de poda de la temporada anterior, generando una capa homogénea que no dejó estiércol descubierto. En el T4, la mezcla se hizo con parte del suelo dejado en la entrehilera como consecuencia de la construcción del camellón, en proporción aproximada de 50% suelo y 50% de estiércol. Esta mezcla se realizó en forma manual con pala, buscando homogeneizar al máximo posible la mezcla. Cada manejo se repitió en cada temporada de ensayo, resultando al final de los tres años en una platabanda al nivel original previo a la construcción de la batea.

Propiedades evaluadas

Se realizó una caracterización morfológica del suelo mediante descripción de dos calicatas. Dada la alta homogeneidad en profundidad de las propiedades morfológicas del suelo y considerando que el efecto del estiércol se concentra mayoritariamente en superficie, en octubre de 2009 se tomaron muestras de suelo a profundidades de 0 – 5; 5 – 20 y 20 – 40 cm en la zona comprendida entre las dos plantas centrales de vid de cada unidad experimental, con las que se determinaron las siguientes propiedades físicas:

- Distribución de tamaño de poros y curva característica (Dane y Hopmans, 2002).
- Densidad aparente por el método del cilindro (Grossman y Reinsch, 2002).
- Textura por el método del hidrómetro (Gee y Or, 2002).

Para caracterizar el sistema poroso se utilizaron cilindros de 6 cm de diámetro por 5 cm de altura, en los cuales se extrajeron muestras inalteradas de suelo, las cuales fueron sometidas a 0,2; 3; 6; 30 y 100 kilo Pascales (kPa) de tensión en cama de arena y olla de presión. Para la retención de agua a 1500 kPa se utilizaron muestras disturbadas en plato de presión; con esta información se obtuvo la distribución de tamaño de poros a partir de la curva característica de retención de agua (Dane y Hopmans, 2002). Para la determinación de la densidad aparente se utilizaron cilindros de las mismas dimensiones antes detalladas, agregando la profundidad de 40 – 60 cm. Por otra parte, en terreno se midieron las siguientes propiedades:

- Resistencia a la penetración con un penetrómetro de punta cónica (Koolen y Kuipers, 1983).
- Velocidad de infiltración mediante cilindro infiltrómetro (Reynold *et al.*, 2002)
- Dinámica del agua mediante sensor DIVINER 2000 (Sentek Pty Ltd., Australia).

Para evaluar el grado de resistencia mecánica que presenta el suelo, se utilizó un penetrómetro de punta cónica, el cual fue insertado horizontal y verticalmente en la cara de una calicata distanciada a 50 cm de una de las plantas centrales. Se tomaron mediciones a cuatro profundidades (5, 20, 40 y 60 cm) bajo la proyección de la planta de vid y con el suelo con un contenido de agua equivalente a capacidad de campo. El objetivo de las mediciones horizontales y verticales en un mismo punto es obtener el coeficiente de descanso (k_0) el cual según Terzaghi y Peck (1983) corresponde a:

$$k_0 = (\sigma_{x,y} / \sigma_z)$$

Donde:

$\sigma_{x,y}$: Resistencia a la penetración horizontal

σ_z : Resistencia a la penetración vertical

Valores de $k_0 \geq 1$ acusan un estado de compactación del suelo (Hartge y Bachmann, 2004).

Se realizaron pruebas de infiltrometría, empleando el método del cilindro infiltrómetro (Reynold *et al.*, 2002). Para ello se utilizaron cilindros metálicos de 30 cm de diámetro y 40 cm de altura. El procedimiento de toma de mediciones consistió en montar un cilindro por cada repetición en la parte central del camellón, en la zona comprendida entre las dos plantas centrales de vid de cada unidad experimental, midiendo la altura de agua que infiltró en función del tiempo. El proceso tuvo una duración de 2 horas por cilindro para alcanzar la velocidad de infiltración estabilizada. Con los datos obtenidos se realizaron curvas de infiltración acumulada (IA), con cuyo valor estabilizado se estimó el flujo de agua cercano a saturación.

La caracterización de la dinámica del agua en el suelo fue realizada a través de mediciones en terreno con la sonda Diviner. Para realizar las mediciones fueron necesarios 9 tubos para cada tratamiento, tres por cada repetición y fueron instalados en tres puntos: el primero ubicado al centro de la platabanda de plantación, a 50 cm de distancia de una de las plantas centrales, un segundo tubo en el hombro de la platabanda y el tercero en la entrehilera del cultivo; la platabanda de cultivo tenía una altura de 20 cm y los tubos se encontraban a 50 cm de distancia horizontal entre ellos. Se utilizó un sistema de riego por goteo, con una línea ubicada al centro de la platabanda, con emisores de 4 L h^{-1} distanciados a 90 cm, dejando un emisor frente al tubo central.

Se caracterizó la interfase que se genera entre la aplicación de materia orgánica y el suelo subyacente de origen mineral. Las mediciones de contenido de agua con el sensor Diviner fueron realizadas en función de los ciclos de riego, describiendo el desecamiento del suelo; la condición inicial para realizar las mediciones consideró al tiempo $t = 0$ un contenido de agua idéntico para todos los tratamientos, lo anterior dado por la aplicación de un riego homogéneo a todas las parcelas.

Como el sensor permite obtener lecturas cada 10 cm, para llevar a cabo este estudio se consideraron las mediciones hasta los 80 cm, separándolas de acuerdo a los horizontes genéticos del suelo. Las mediciones con el instrumento se realizaron durante 3 ciclos de riego, seleccionados en períodos distintos entre agosto y enero de la última temporada de evaluación, con el objeto de evaluar el efecto acumulado de las enmiendas. La frecuencia de riego varió entre 2 y 6 días.

Al final del periodo de mediciones con sensor Diviner, con el objeto de realizar una curva de calibración del instrumento, se realizó un muestreo de contenido de agua volumétrico mediante cilindros a distintas profundidades y estados de desecamiento del suelo, seleccionando muestras al azar de cada uno de los tratamientos descritos en el Cuadro 1, correlacionando los contenidos de agua reales con los entregados por el sensor. Se tomaron muestras por separado (cuatro cilindros por intervalo de profundidad cada 10 cm) para los sectores acondicionados con materia orgánica (0-20 cm) en los tratamientos T2, T3 y T4 y para el suelo mineral (20-80 cm), considerando que en profundidad el suelo posee una mineralogía cristalina y una clase textural homogénea.

A partir de los datos de contenido de agua corregidos por la curva de calibración, se estimó la conductividad hidráulica en fase no saturada (K_{ns}) de acuerdo a la metodología de Becher (1970, citado por Quiroz, 2004). Dicha metodología está basada en una combinación de la ecuación de Darcy (a) con la ecuación de continuidad de flujo (b), señaladas a continuación:

$$Q = K_{ns} \cdot \text{grad } \psi \quad (\text{a})$$

$$-\frac{\Delta v}{\Delta y} = \frac{\Delta \theta}{\Delta t} \quad (\text{b})$$

Donde el flujo de agua Q es función de la K_{ns} y un gradiente de potencial hidráulico ($\text{grad } \psi = \Delta H / \Delta y$) y donde la ecuación de continuidad corresponde a los diferenciales de velocidad (Δv), de la distancia a recorrer por el agua (Δy), del gradiente ($\Delta \theta$) y del tiempo (Δt).

Al mezclar ambas expresiones, reordenar y considerar un continuo entre dos puntos cercanos y en tiempos de medición discretos, se obtiene una expresión final dada por:

$$K_{ns} = \frac{\Delta L}{\Delta t} \cdot \frac{\overline{\Delta \theta}}{\overline{\text{grad } \psi}}$$

Donde:

K_{ns} = Conductividad hidráulica en fase no saturada (cm s^{-1})

ΔL = espacio a recorrer por el agua (cm)

Δt = variación de tiempo (s)

$\overline{\Delta \theta}$ = variación promedio del contenido de agua ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) entre dos puntos consecutivos e intervalos de tiempo t_1 y t_2

$\overline{\text{grad } \psi}$ = gradiente hidráulico $\frac{\Delta \psi}{\Delta L}$ (cm cm^{-1}) promedio entre dos intervalos de tiempo en puntos consecutivos

Los parámetros necesarios para la determinación de la conductividad hidráulica en fase no saturada se obtuvieron de la siguiente manera:

- Para determinar el espacio a recorrer por el agua (ΔL , cm) se utilizó como nivel de referencia la superficie del suelo, no se consideraron los datos de contenido de agua y curva característica entre 0 y 5 cm, pues el primer registro del sensor es a los 10 cm.
- La variación de tiempo (Δt) viene dada por el tiempo transcurrido entre cada medición, la unidad de medida utilizada fueron segundos.
- La variación promedio del contenido de agua ($\Delta \theta$) entre dos puntos se determina a partir de las mediciones realizadas por el sensor Diviner, corregidas de acuerdo a la calibración correspondiente y evaluada en intervalos de tiempo consecutivos t_1 y t_2 .
- El gradiente hidráulico ($\text{grad } \psi$) se calcula a partir de la variación de las tensiones (derivadas de la curva característica) dividida por la variación de la distancia entre los dos puntos en evaluación, el resultado obtenido tiene como unidades cm cm^{-1} .

La conductividad dependerá del gradiente hidráulico y de la sección media de los poros conductores; de allí que al secarse un suelo, disminuye la sección de poros conductores y con ello la conductividad hidráulica (Baver *et al.*, 1972). El gradiente hidráulico consideró el potencial hidráulico (mátrico y gravitacional) para estimaciones de flujo de agua vertical. El potencial mátrico fue derivado de la curva característica de suelo al utilizar los contenidos de agua entregados por el Diviner y corregidos por la curva de calibración, mientras que el potencial gravitacional correspondió a la posición relativa del punto a evaluar respecto al nivel de referencia en la superficie del suelo.

Análisis estadístico

El ensayo se realizó bajo un diseño de bloques completos al azar, con cuatro tratamientos y tres repeticiones cada uno, donde la unidad experimental correspondió a una parcela de diez metros de largo por un metro de ancho, la cual abarca cuatro plantas de vid con su respectiva platabanda.

Se realizó un análisis de varianza ($\alpha \leq 0,05$) para las propiedades de textura, densidad aparente, distribución de tamaño de poros y retención de agua, con el objeto de evaluar el efecto de los tratamientos en el horizonte superficial. Cuando fue necesario se realizó el test de comparaciones múltiples de Tukey.

Para las pruebas de infiltrometría, se promediaron las infiltraciones acumuladas de las repeticiones de cada tratamiento y se realizó una prueba t para comparar la pendiente estabilizada de los respectivos ajustes lineales, probando la hipótesis nula de igualdad de pendientes ($\alpha \leq 0,05$).

Mediante las mediciones de contenido volumétrico de agua obtenidas a través de la sonda Diviner y la realización de mediciones directas por medio de cilindros, se llevó a cabo la calibración del instrumento en cuestión, a través de una correlación entre ambas mediciones ($\alpha \leq 0,05$). Considerando evaluaciones realizadas en temporadas previas, se agrupó la población de datos de los sectores acondicionados (0-20 cm) de los tratamientos T2, T3 y T4, ya que no presentan diferencias entre sí, separándolas del resto de las mediciones provenientes del suelo mineral sin aplicación directa de materia orgánica.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La descripción realizada en terreno demostró que el suelo corresponde a la Serie Apacheta, (CIREN, 2007). La descripción del perfil representativo se presenta en el Anexo I.

El suelo de los tratamientos T2, T3 y T4 presentó aplicaciones sucesivas de estiércol en la sobrehilera durante tres temporadas consecutivas (2007, 2008, 2009); a través de los tratamientos se establecieron distintas modalidades de aplicación de la materia orgánica, lo anterior para lograr establecer la manera más eficiente de incorporar enmiendas al suelo sin provocar un aumento de las discontinuidades del sistema poroso. Es por este motivo que los resultados se estructuraron en propiedades físicas, para determinar diferencias entre tratamientos, para continuar con la dinámica del agua, donde se evaluó el comportamiento de ésta según la estrategia de aplicación de guano.

Propiedades físicas de los tratamientos

Densidad aparente

La medición de la densidad aparente (D_a) del suelo se realizó a través del método del cilindro, los resultados se presentan en el Cuadro 2.

Cuadro 2. Densidad aparente ($Mg\ m^{-3}$) de los tratamientos en función de la profundidad. Promedios (\pm desviación estándar).

Tratamientos	Profundidad (cm)			
	0 - 5	5 - 20	20 - 40	40 - 60
T1	1,42 ($\pm 0,08$) a	1,48 ($\pm 0,06$) a	1,51 ($\pm 0,10$) a	1,48 ($\pm 0,08$) a
T2	1,04 ($\pm 0,20$) b	1,13 ($\pm 0,04$) b	1,34 ($\pm 0,06$) b	1,42 ($\pm 0,03$) a
T3	0,88 ($\pm 0,16$) b	1,28 ($\pm 0,11$) ab	1,35 ($\pm 0,06$) b	1,43 ($\pm 0,07$) a
T4	1,06 ($\pm 0,10$) b	1,30 ($\pm 0,09$) ab	1,40 ($\pm 0,06$) ab	1,50 ($\pm 0,09$) a

Letras distintas indican diferencias significativas entre tratamientos a una misma profundidad ($p \leq 0,05$).

Es posible señalar que los tratamientos T2, T3 y T4 presentaron valores de D_a menores al testigo (T1) hasta los 40 cm de profundidad, dada la naturaleza de la enmienda orgánica, en que su baja densidad aparente (Burés, 1997) le confiere al suelo una alta porosidad (Seguel *et al.*, 2003). En superficie (0 – 5 cm) la menor densidad aparente se produce con el tratamiento que incorpora estiércol tapado con restos de poda (T3); los tratamientos en que

se utiliza suelo tapando al estiércol (T2) o mezclado con éste (T4) obtienen valores de densidad similares entre sí. El tratamiento T2 es el que demuestra una mayor influencia de los aportes de materia orgánica en profundidad, dado por una incorporación biológica generada por la actividad de lombrices (en base a observaciones en terreno). Desde los 40 cm de profundidad no existen diferencias entre el tratamiento testigo (T1) y el resto de los tratamientos.

Los tratamientos presentan un aumento gradual de D_a en profundidad, lo que es esperable en muestras normalmente consolidadas, en que la tensión se acumula en profundidad producto de la masa de los horizontes sobreyacentes (Horn, 1993). Sin ser concluyente como índice de un estado de compactación, los valores de D_a del testigo (T1) se encuentran elevados en relación a la clase textural del suelo (Casanova *et al.*, 2008) y cercanos a una condición limitante para el crecimiento de raíces de vid (Richards, 1983).

Distribución de tamaño de partículas

El Cuadro 3 presenta la distribución porcentual de partículas en sus fracciones de tamaño arcilla, limo y arena, mientras que el Cuadro 4 presenta las respectivas clases texturales.

Cuadro 3. Distribución de tamaño de partículas (%) en función de la profundidad de suelo.

Tratamiento		Profundidad (cm)		
		0 - 5	5 - 20	20 - 40
Arcilla (%)	T1	33,9	43,2	48,9
	T2	41,8	37,9	61,2
	T3	41,3	54,2	63,1
	T4	37,7	47,8	54,2
Limo (%)	T1	38,4	31,2	27,9
	T2	34,7	33,4	25,6
	T3	37,6	31,3	24,7
	T4	39,4	29,9	24,3
Arena (%)	T1	27,7	25,6	23,2
	T2	23,5	28,8	13,2
	T3	21,1	14,4	12,2
	T4	22,9	22,4	21,5

La distribución del tamaño de partículas no presentó diferencias estadísticas significativas entre tratamientos. Es destacable el aumento en profundidad del contenido de las partículas tamaño arcilla en todos los tratamientos, lo que se manifiesta en una clase textural arcillosa en forma homogénea dentro del sitio de ensayo a partir de los 20 cm de profundidad (Cuadro 4).

Cuadro 4. Clase textural del suelo según profundidad.

Tratamiento	Profundidad (cm)		
	0 - 5	5 - 20	20 - 40
T1	FA	A	A
T2	A	FA	A
T3	A	A	A
T4	FA	A	A

En el perfil de suelo predominan las clases texturales finas, Franco arcillosa y Arcillosa. Los altos contenidos de arcilla (> 30%) favorecen la compactación (Kézdy, 1980), lo que se corrobora con los valores de D_a del testigo (T1) los cuales fluctúan entre 1,42 y 1,51 Mg m^{-3} , los cuales son altos para las clases texturales presentes en el suelo (Hillel, 2004). Al hablar de compactación se debe subentender que ésta representa una limitante a la productividad, al afectar las propiedades de transferencia de suelo, provocando alteraciones perjudiciales en la dinámica del agua y del aire que impactan negativamente y de manera significativa en la actividad biológica y edáfica (Montico y Bonel, 2005).

La distribución de tamaño de partículas no es un factor que se pueda alterar a través del manejo; en el caso que ésta fomente problemas por compactación, lo que se debe considerar es favorecer una buena estructura, que permita una adecuada aireación y humedad en el suelo (Horn y Lebert, 1994). Las enmiendas orgánicas buscan este objetivo, mejorar la estructura y la estabilidad del sistema poroso. El estiércol, al ser un residuo fresco que presenta una alta porosidad, favorece el comportamiento elástico del suelo, ayudando a estabilizar la estructura y por ende a prevenir la compactación (Zhang *et al.*, 1997). Junto con la condición de alta porosidad, se genera una menor resistencia mecánica, lo que favorece el desarrollo de raíces. Además, las raíces son capaces de generar poros de una estabilidad mucho mayor, dado el efecto mecánico que ocurre durante su elongación en longitud y diámetro, sumado a los materiales orgánicos generados en la rizósfera (Kay, 1990).

Distribución de tamaño de poros

La morfología de la estructura edáfica se expresa a través de la distribución de poros por tamaño (Ellies, 1995). Una de las funciones del sistema poroso grueso es participar del proceso de aireación del suelo, a través del drenaje del exceso de agua y la renovación del oxígeno de éste. Dicho proceso es uno de los determinantes más importantes en la productividad, debido a que las reacciones biológicas de importancia agronómica que

ocurren a nivel edáfico (actividad microbiana y radical) consumen O_2 y producen CO_2 como desecho, tipificando de este modo un sistema aeróbico (Benavides, 1992). Por su parte, los poros en un rango de tamaño intermedio (0,2 a 10 μm) favorecen el almacenamiento de agua disponible para las plantas, de manera de satisfacer la demanda transpirativa atmosférica (Hillel, 1998). En el Cuadro 5 se presenta la distribución del tamaño de poros en las profundidades en que las enmiendas orgánicas ejercen su mayor influencia.

Cuadro 5. Distribución de tamaño de poros (%) de los tratamientos.

Profundidad (cm)	Tratamientos			
	T1	T2	T3	T4
0 – 5 cm				
PDR > 50 mm	5,7 a	7,6 ab	11,6 b	7,8 Ab
PDL 10 - 50 mm	3,6 ab	2,8 a	4,2 b	2,6 A
PDt	9,3	10,4	15,8	10,4
PAU 10 - 0,2 mm	12,8 a	23,4 b	28,1 b	22,6 B
PAI < 0,2 mm	25,8 a	27,0 a	21,6 a	25,4 A
Porosidad total (%)	48,0 a	60,8 b	65,5 b	58,4 B
5 – 20 cm				
PDR > 50 mm	4,0 a	8,1 b	6,6 ab	7,5 Ab
PDL 10 - 50 mm	2,3 a	2,4 a	2,0 a	2,6 A
PDt	6,3	10,4	8,5	10,1
PAU 10 - 0,2 mm	14,0 a	21,0 b	15,3 ab	16,3 Ab
PAI < 0,2 mm	29,9 a	27,7 a	29,9 a	27,5 A
Porosidad total (%)	50,2 a	59,1 b	53,7 ab	54,0 Ab

PDR: Poros de drenaje rápido; PDL: Poros de drenaje lento; PDt: Poros de drenaje total; PAU: Poros de agua útil; PAI: Poros de agua inútil. Letras distintas indican diferencias significativas entre tratamientos ($p \leq 0,05$).

Como era de esperar, las aplicaciones de estiércol en sus diferentes modalidades (T2, T3 y T4) generaron un aumento en la porosidad del suelo, presentando diferencias significativas respecto del T1, siendo destacables los aumentos en PDR y PAU, importantes para el drenaje y el consumo de agua de las especies vegetales, respectivamente (Pagliai y Vignozzi, 2002).

El tratamiento que incorpora el estiércol tapado con restos de poda (T3) alcanzó el mayor porcentaje de porosidad total (65,5%) en superficie, en respuesta a la aplicación de restos de poda, los cuales fueron depositados sobre la enmienda, no siendo incorporados; sin embargo en profundidad la porosidad total disminuyó. En el caso del tratamiento T2 se

presentó la menor variación de porosidad total en profundidad, manteniendo casi intacto su volumen (desde 60,8% a 59,1%), además fue posible observar un aumento de los PDR entre los 5 y 20 cm en este mismo tratamiento, dado el manejo, en que al incorporar el estiércol, este era tapado con suelo. El T4 presentó una disminución de la porosidad total en profundidad, dado principalmente por una disminución de PAU, manteniendo casi idéntico el volumen de PDR y PDL.

A pesar de los manejos propuestos, los niveles de porosidad gruesa ($PDR > 50 \mu\text{m}$), en el rango de 4 a 11,6%, se encuentran bajos de acuerdo a Pagliai y Vignozzi (2002), siendo necesario al menos un 12% de poros $> 50 \mu\text{m}$ para asegurar una adecuada aireación de las raíces (Richards, 1983). Los poros de almacenamiento de agua (PAU, $10 - 0,2 \mu\text{m}$) aumentaron con las aplicaciones de estiércol, aunque sólo el T2 mantuvo diferencias significativas con el testigo hasta los 20 cm de profundidad. Esta mayor retención de agua obedece al efecto de la enmienda orgánica, la que por su naturaleza puede retener altas cantidades de agua (Seguel *et al.*, 2003). La porosidad de agua inútil no presentó diferencias significativas entre tratamientos en ninguna de las dos profundidades, siendo consistente con los altos contenidos de arcilla.

A modo de síntesis, es posible señalar que los tratamientos T2 y T4 son los que lograron mantener un volumen de porosidad más estable entre las dos profundidades evaluadas, superando en monto al testigo; el T3 destaca con su mayor volumen de poros en los primeros 5 cm, pero dicho volumen no se mantuvo en profundidad, de hecho la porosidad de drenaje total (PDt) se vió reducida casi en un 50% (desde 15,8% a un 8,5%).

Para las profundidades mayores (bajo 20 cm) los tratamientos no presentaron diferencias significativas, manteniéndose los niveles de poros de drenaje total (PDt) entre 6,3 y 10,4 % y los de agua útil (PAU) entre 14 y 21%.

La cuantificación del espacio poroso en términos de forma, tamaño, continuidad, orientación y arreglo de poros, permite definir la complejidad de la estructura del suelo y comprender sus modificaciones inducidas por las prácticas de manejo. De esta manera, se pueden identificar las prácticas de manejo que sean más compatibles con la protección del medio (Pagliai y Vignozzi, 2002). En este sentido, las aplicaciones de estiércol favorecen un mejor balance de poros con agua y aire, pero es necesario basarse en otras propiedades de suelo para decidir qué estrategia de aplicación es mejor.

Resistencia mecánica del suelo

La Figura 1 muestra los resultados obtenidos a partir de la relación entre la tensión horizontal y la tensión vertical en un mismo punto del perfil.

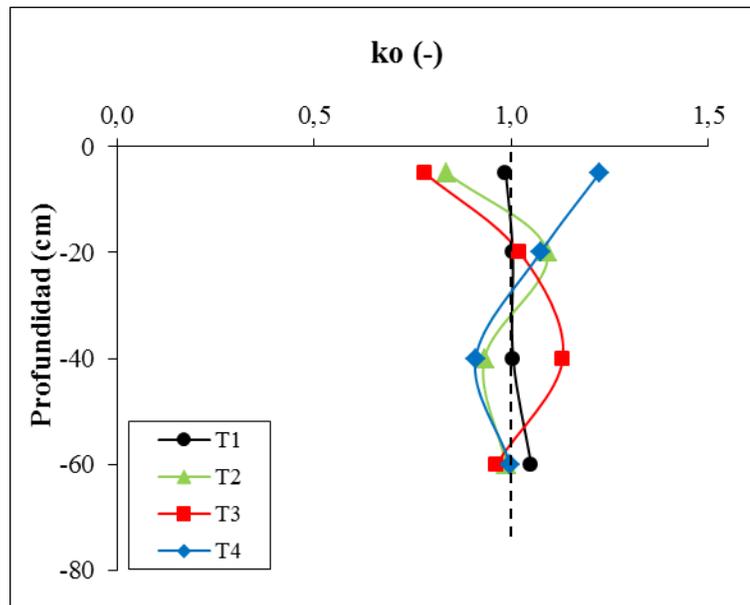


Figura 1. Coeficiente de descanso ($k_o = \text{Resistencia horizontal} / \text{Resistencia vertical}$) en función de la profundidad. La línea segmentada señala el valor umbral según Hartge y Bachmann (2004), en el que $k_o > 1$ denota un suelo compactado.

El tratamiento testigo (T1) presentó valores iguales o ligeramente mayores a uno en todas las profundidades, encontrándose en el límite descrito para considerarlo compactado; cuando el cociente entre las tensiones horizontal y vertical supera el valor uno, significa que las resistencias horizontales predominan sobre las verticales, reflejo de un encaje entre partículas como resultado de las tensiones externas (Terzaghi y Peck, 1983).

Los tratamientos establecidos presentaron comportamientos disímiles en las distintas profundidades. En el caso de T2 y T3, el efecto superficial de las enmiendas redujo el coeficiente de descanso, pero a los 20 cm de profundidad es posible observar los efectos de compactación que genera la construcción de la batea que contiene a las enmiendas sobre la platabanda. En el caso del T3, éste no tuvo un efecto positivo en profundidad como lo manifiestan T2 y T4, sobrepasando al testigo en grado de compactación bajo los 20 cm. Por su parte, el T4 presentó un comportamiento muy compactado en superficie, pero desde los 30 cm decrece su coeficiente de descanso, igualándose al T2. Hacia los 60 cm de profundidad los resultados son similares para los cuatro tratamientos en estudio. Si bien gráficamente se aprecian diferencias entre los tratamientos, la alta variabilidad de las repeticiones no permitió obtener diferencias estadísticas significativas.

La resistencia mecánica de un suelo no debe ser vista como una propiedad particular del material, sino como la suma de los efectos de diferentes características y propiedades, tales como densidad aparente, contenido de agua, resistencia a la penetración y al corte, las cuales a su vez, son consecuencia de la distribución del tamaño de partículas, de la estructura y de la composición mineral y orgánica presentes en el suelo (Nacci y Pla Sentis,

1992). Si bien el suelo es homogéneo texturalmente y las mediciones se realizaron 24 horas después de un riego, los resultados de k_0 no tienen relación con los de D_a (Cuadro 2) lo que refleja la complejidad de interpretación de esta propiedad. El elevado valor de k_0 presentado por T4 en superficie, que a su vez manifiesta una baja densidad aparente, se puede deber a la mayor proliferación de raíces promovida por este tratamiento, lo que entorpecería la medición de la resistencia al impactar tejido vegetal con el penetrómetro, fenómeno que fue observado por Bachmann *et al.*, (2006) en la superficie de suelos franco limosos.

Velocidad de Infiltración

La velocidad de infiltración es una propiedad que se asocia a la textura de un suelo y a los contenidos de materia orgánica, dado que, niveles adecuados de MO en el suelo promueven la formación de macroporos y, consecuentemente, mejoran la tasa de infiltración, además de facilitar la labranza y permitir una adecuada aireación del suelo (Brady y Weil, 2000). La velocidad de infiltración usualmente es obtenida a partir de pruebas que relacionan la infiltración acumulada versus el tiempo; en la Figura 2 se presentan las curvas obtenidas para los distintos tratamientos.

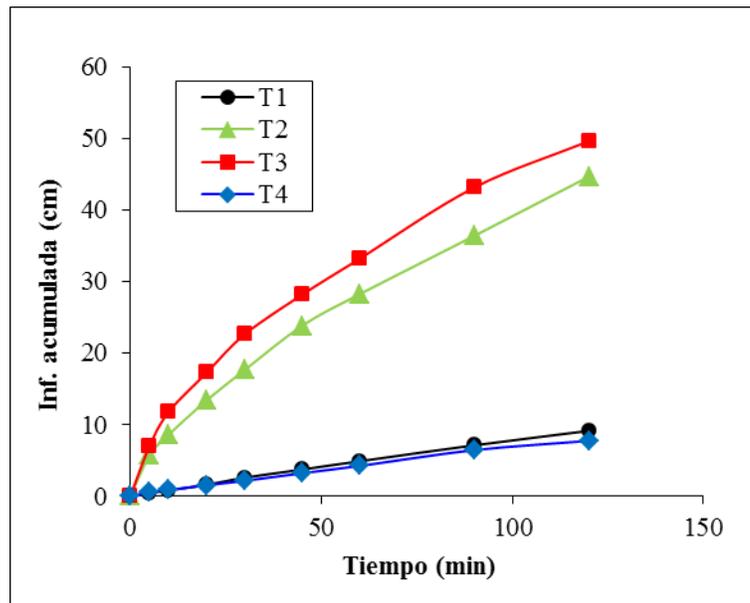


Figura 2. Curvas de velocidad de infiltración acumulada para los distintos tratamientos.

Los tratamientos T2 y T3 absorbieron las cargas de agua iniciales de forma más rápida, promoviendo una estabilización de la infiltración a una tasa mayor, lo que dio como resultado una pendiente de curva más pronunciada. La primera etapa de este fenómeno corresponde a sorción de agua (hasta la estabilización de la curva) luego de eso, se desarrolla el proceso de infiltración (Jury *et al.*, 1991), donde T2 y T3 mantuvieron una alta pendiente en relación a los otros dos tratamientos.

Para comparar los distintos tratamientos se usó una prueba t de comparación de pendientes en el rango de velocidad de infiltración estabilizada, resultados que se presentan en el Cuadro 6.

Cuadro 6. Resultado de Prueba t de comparación de pendientes de la velocidad de infiltración (VI) estabilizada.

Tratamiento	VI estabilizada (cm h⁻¹)
T1	4,33 a
T2	16,59 b
T3	17,32 b
T4	3,68 a

Letras distintas indican diferencias significativas entre las pendientes de los tratamientos con respecto al testigo ($p \leq 0,05$).

De acuerdo a lo señalado en el Cuadro 6, los tratamientos T2 y T3 presentaron las mayores velocidades de infiltración, lo que se condice con los contenidos de porosidad total (Cuadro 5). El tratamiento T4, a pesar de tener una porosidad similar a T2 y T3, no presentó una alta velocidad de infiltración, lo que pudo deberse a la forma de incorporación de la materia orgánica, que al ser mezclada con el suelo pudo provocar un efecto hidrofóbico de las partículas minerales (Hallet, 2008), disminuyendo la velocidad de movimiento de agua en el suelo (Chenu *et al.*, 2000). De acuerdo a Casanova *et al.*, (2008), la VI de los tratamientos T1 y T4 se encuentra en el rango moderado, mientras que para los tratamientos T2 y T3 los valores de la VI están en el rango rápido.

Dinámica del agua en el suelo

Retención de agua

La mayoría de los procesos que involucran interacciones suelo-agua, particularmente los flujos de agua en la zona de raíces de los cultivos, ocurren en condiciones no saturadas. En el suelo se producen cambios en la cantidad y el estado energético del agua; muchos cambios involucran complejas relaciones de mojamiento del suelo, succión y conductividad, las que se ven alteradas con la histerésis (Hillel, 1980). Como primer paso para caracterizar la dinámica del agua en la zona del estudio, se construyó la curva característica del suelo, la que se presenta en la Figura 3 para las profundidades que se encuentran bajo la influencia directa de las enmiendas.

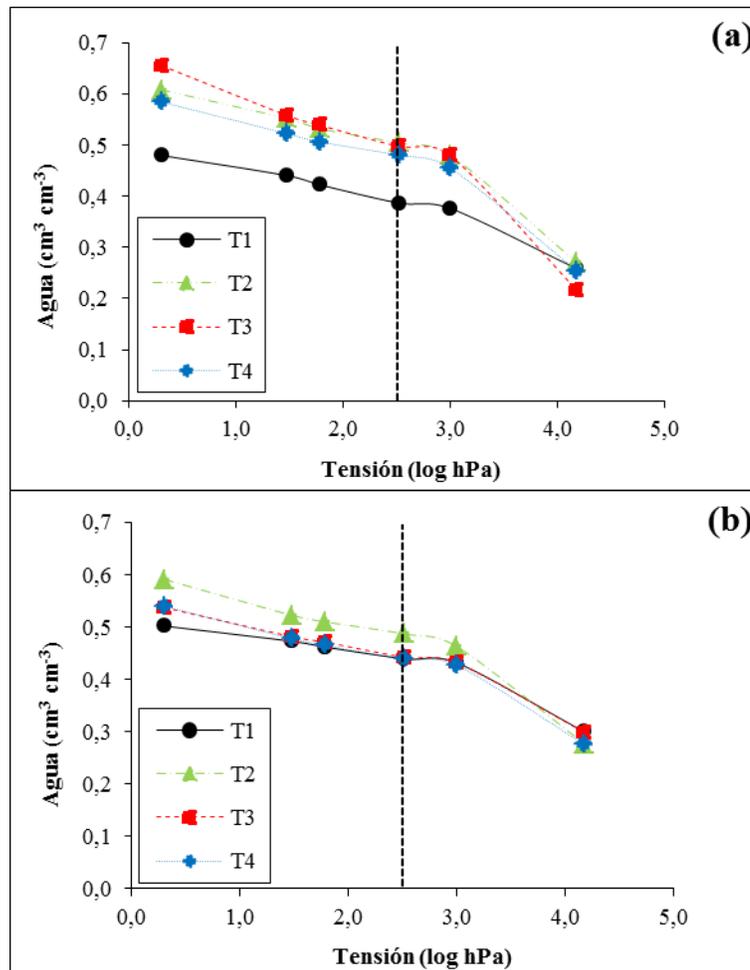


Figura 3. Curva característica de retención de agua para profundidades de (a) 0 - 5 cm y (b) 5 – 20 cm. La línea punteada vertical muestra el valor de capacidad de campo (pF 2,5 = -33 kPa)

En superficie (0 – 5 cm) y a bajas tensiones mátricas, los mayores contenidos de agua se presentaron en el T3, seguido de T2 y T4, de esta forma se aprecia el efecto de las enmiendas orgánicas, que aumentan la porosidad gruesa del suelo, permitiendo el transporte rápido del agua y la renovación del aire del suelo (Seguel *et al.*, 2003). Entre los 5 y 20 cm el diferencial entre las curvas es menor, pero los tratamientos con estiércol (T2, T3 y T4) siguen por sobre el tratamiento testigo (T1).

A medida que el suelo se desatura, los poros gruesos se llenan con aire, por lo que la pendiente del primer tramo de la recta hasta capacidad de campo (-33 kPa) es un indicador de la porosidad gruesa. En el suelo superficial (Figura 3a) destaca la alta porosidad del T3 (estiércol tapado con restos de poda) y el T2 (estiércol tapado con suelo), pero a mayor profundidad (Figura 3b) el T3 disminuye drásticamente el volumen de poros gruesos y el T2 se mantiene con una mayor retención de agua respecto a los otros tratamientos. La

menor retención de agua en ambas profundidades ocurre en el T1, donde se manifiesta el deterioro de la estructura asociado a un menor contenido de materia orgánica y por consecuente a una menor porosidad gruesa, como resultado de un estado de compactación (Lipiec, 2004).

A altas tensiones, la retención de agua se debe principalmente a la adsorción a partículas sólidas, es decir a propiedades como la textura del suelo y al área superficial de las partículas, siendo menos influenciada por la estructura (Yoon *et al.*, 2007); es por eso que en el punto de marchitez permanente (pF 4,2) los tratamientos tienden a parecerse, desapareciendo el efecto estructural generado por la incorporación de estiércol y que se manifiesta a bajas tensiones. Por su parte, las muestras bajo los 20 cm de profundidad presentan un menor desarrollo estructural (retención de agua a pF < 2,5), lo que se aprecia en la Figura 4, con curvas que poseen una menor pendiente respecto a las muestras superficiales.

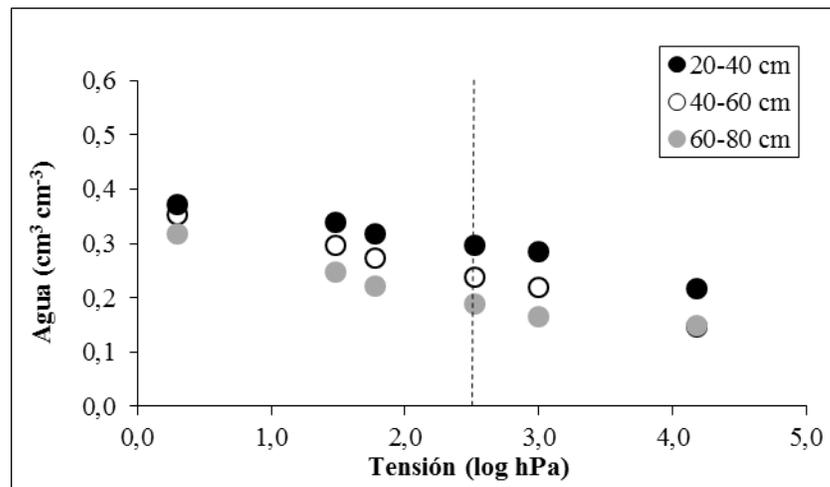


Figura 4. Curva característica de retención de agua para profundidades de 20-40; 40-60 y 60-80 cm. La línea punteada vertical muestra el valor de capacidad de campo (pF 2,5 = -33 kPa).

Como era de esperar, a mayor profundidad la retención de agua disminuye, ya que al no existir una adición de enmienda orgánica a dicha profundidad, se conforma una curva característica de acuerdo a las propiedades intrínsecas del suelo, con altos niveles de arcilla y baja estructuración. Sin embargo, la retención de agua va siendo menor a medida que se profundiza en el perfil ya que, como lo señala CIREN (2007), a mayor profundidad aumenta el contenido de arena en la Serie Apacheta.

Curva de calibración DIVINER

Al final del proceso de evaluación del estudio, fue necesario realizar la corrección de los datos entregados por la sonda FDR, lo que se logró a través de una curva de calibración. Dicha corrección es necesaria previo al análisis y procesamiento de los datos.

Para construir una curva de calibración, en terreno se realizó la medición del contenido de agua en un rango amplio de humedad a través de dos modalidades, una medición indirecta a través de la sonda FDR “Diviner 2000” y una medición directa a través de la técnica volumétrica (el procedimiento empleado se muestra gráficamente en el Anexo II). Lo anterior permitió realizar el ajuste necesario de acuerdo a las características particulares del suelo en estudio. Las curvas de calibración obtenidas se presentan en la Figura 5.

La curva de calibración se construyó realizando mediciones en el tratamiento testigo (T1) que caracterizaron al suelo original sin ninguna aplicación de estiércol (denominado “mineral”) y mediciones en los tres tratamientos que incorporan materia orgánica (T2, T3 y T4) que fueron denominados “orgánico”.

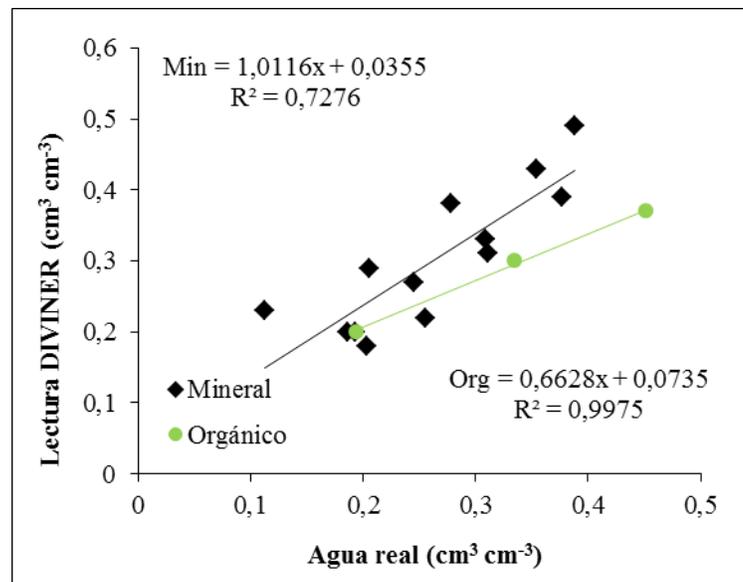


Figura 5. Curva de calibración para la sonda “Diviner 2000” utilizada en el sitio de estudio. Cada punto es el resultado de cuatro repeticiones.

Ambas curvas de calibración presentaron un comportamiento rectilíneo, con pendiente constante. Para los suelos sin aplicación de enmienda (Mineral), la pendiente está muy cercana a 1, siendo los contenidos de agua entregados por el sensor sobreestimados en una pequeña proporción; para el caso de los suelos en que se aplicaron enmiendas bajo distintas modalidades (Orgánico) el comportamiento de la curva determina que sobre el 20% de contenido de agua existía una subestimación del contenido de agua real, dada la alta capacidad de retención de agua que presenta la materia orgánica. Para todos los análisis

siguientes, los contenidos de agua obtenidos fueron corregidos de acuerdo a las curvas de calibración.

Distribución del agua en el perfil de suelo

Las lecturas que se obtienen al realizar mediciones en terreno con la sonda FDR “Diviner 2000” permiten conocer la distribución de agua en el perfil. En la Figura 6 se presentan los perfiles de humedad representativos de cada tratamiento con posterioridad a la aplicación de un riego; las mediciones con el sensor se realizaron a través de los tubos instalados sobre la platabanda y en la entrehilera del cultivo.

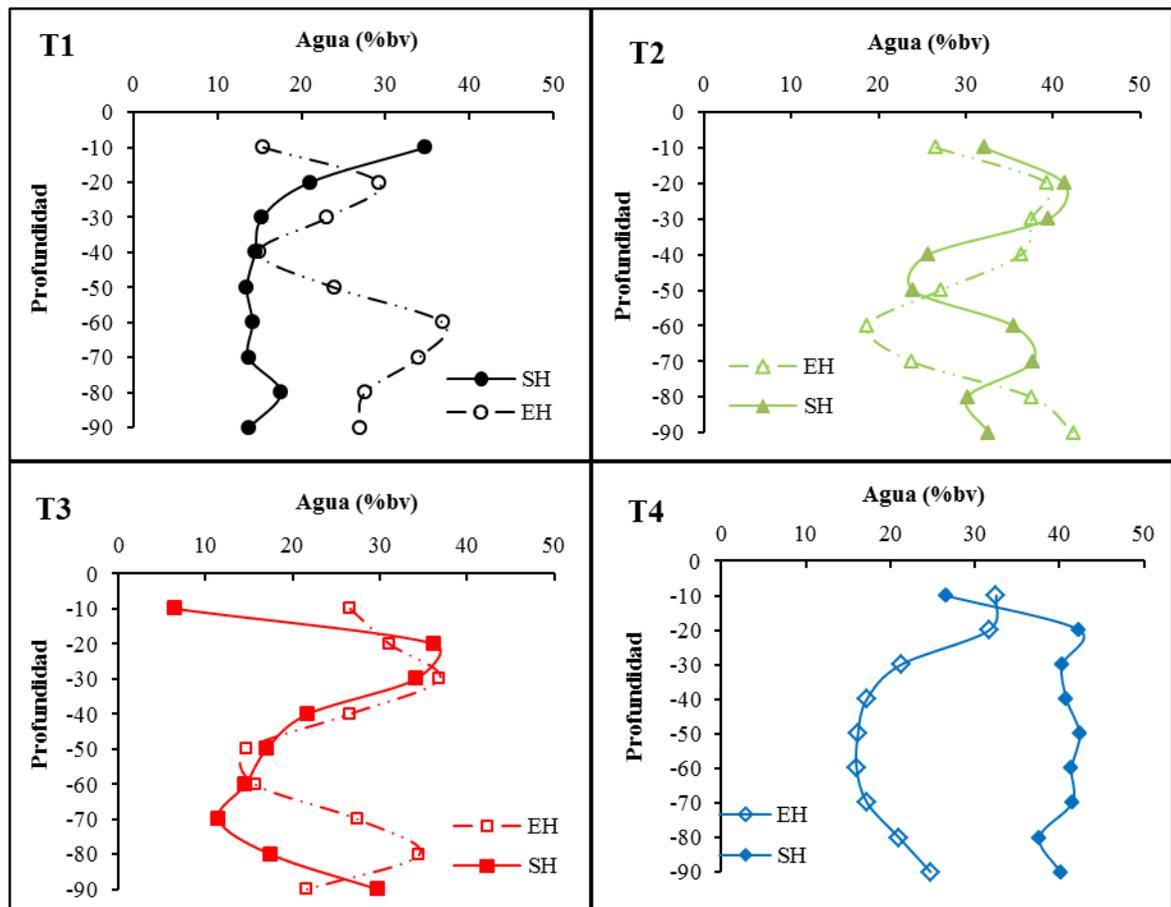


Figura 6. Perfiles de humedecimiento para los tratamientos 24 horas después de un riego. SH: sobrehilera; EH: entrehilera.

Los contenidos de agua muestran distintos comportamientos, en la sobrehilera es posible observar el uso-consumo realizado por la planta de vid, el que depende del enraizamiento dado por el tratamiento; para el caso del testigo, este agotamiento de agua es homogéneo en el perfil, mientras que en la entrehilera se visualizan cambios texturales que generan discontinuidades y no permiten una distribución homogénea del agua en profundidad.

El tratamiento T2 corresponde al manejo tradicional realizado por los agricultores de la zona. A los 20 cm de profundidad en la sobrehilera se observa la discontinuidad entre la zona de aplicación de estiércol y el suelo subyacente, generando una acumulación de agua; también es posible identificar la zona de absorción de las raíces, entre 30 y 60 cm. En la entrehilera se da también una alta variación, entre los 20 y 40 cm pudiese existir la influencia de un posible pie de arado, pero a mayor profundidad, al no existir adiciones de materia orgánica, las fluctuaciones del contenido de agua se deberían a las características intrínsecas del suelo.

Para el caso del tratamiento T3, el bajo contenido de agua en superficie viene dado por la presencia de los restos de poda, que corresponde a un sistema lignificado de alta porosidad; inmediatamente debajo se ubica la aplicación de estiércol y aumenta el contenido de agua. Hacia los 30 cm se produce una discontinuidad del sistema poroso, como se ha señalado anteriormente, por el cambio entre la batea que contiene a la materia orgánica y el suelo subyacente. En el caso de la entrehilera, se observa un comportamiento similar a los tratamientos anteriores, donde la distribución del agua en perfil se da de acuerdo a las características intrínsecas de éste.

Finalmente, el tratamiento T4 presentó la mayor retención de agua en el perfil y el comportamiento más homogéneo en profundidad, debido a la mezcla del suelo con el estiércol, que previene la estratificación de materiales y favorece una buena permeabilidad, concentrando la humedad en la sobrehilera.

A modo de síntesis, es posible señalar que ante las mismas condiciones de riego, la incorporación de materia orgánica en la sobrehilera genera cambios en la distribución de agua. Los tratamientos T2 y T3 generaron perfiles de humedecimiento heterogéneos a los 30 cm de profundidad, dado el contacto abrupto entre la zona acondicionada y el suelo no disturbado. Por su parte, el tratamiento T4 presentó perfiles de humedecimiento más homogéneos, con una mayor retención de agua.

Determinación de la conductividad hidráulica en fase no saturada

La conductividad hidráulica es una propiedad que caracteriza a los suelos, pero que no siempre constituye una constante, siendo dependiente de propiedades tales como la agregación y la estructura del suelo (Hillel, 1980). En el presente estudio se determinó la conductividad hidráulica en fase no saturada a distintas profundidades, mediante la metodología propuesta por Becher (1970, citado por Quiroz, 2004), que combina la medición del potencial mátrico en el suelo y la aplicación de las ecuaciones de continuidad y de Darcy.

Para llegar a la determinación de la conductividad hidráulica vertical, el primer paso fue ajustar los contenidos de agua obtenidos por el sensor de acuerdo a la calibración

establecida, utilizando las ecuaciones de ajuste de la Figura 5. Se reconocieron dos situaciones, la primera corresponde al tratamiento testigo (T1), en que no se realizaron aplicaciones de ningún tipo de enmienda y que fueron ajustadas de acuerdo a la ecuación:

$$m = \frac{M - 0,0355}{1,0116}$$

Donde:

M: Lectura del contenido de agua obtenido a través del sensor.

m : Contenido de agua real

Este ajuste además fue utilizado para el resto de los tratamientos (T2, T3 y T4) entre los 30 y 80 cm, que corresponde a aquella parte del perfil en que no se realizó adición de la enmienda orgánica. Para la zona comprendida entre los 0 y 20 cm en el caso de los tratamientos T2, T3 y T4, los datos se corrigieron de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$o = \frac{O - 0,0735}{0,6628}$$

Donde:

O: Lectura del contenido de agua obtenido a través del sensor.

o : Contenido de agua real

Obtenido el contenido de agua de acuerdo a cada profundidad, fue necesario determinar la tensión a la que se encontraba retenida dicha agua en el suelo; para ello se realizó un ajuste de acuerdo a la curva característica de cada tratamiento entre los 5 a 20 cm (Figura 7) del tipo bilineal, cuyas ecuaciones se presentan en el Apéndice I.

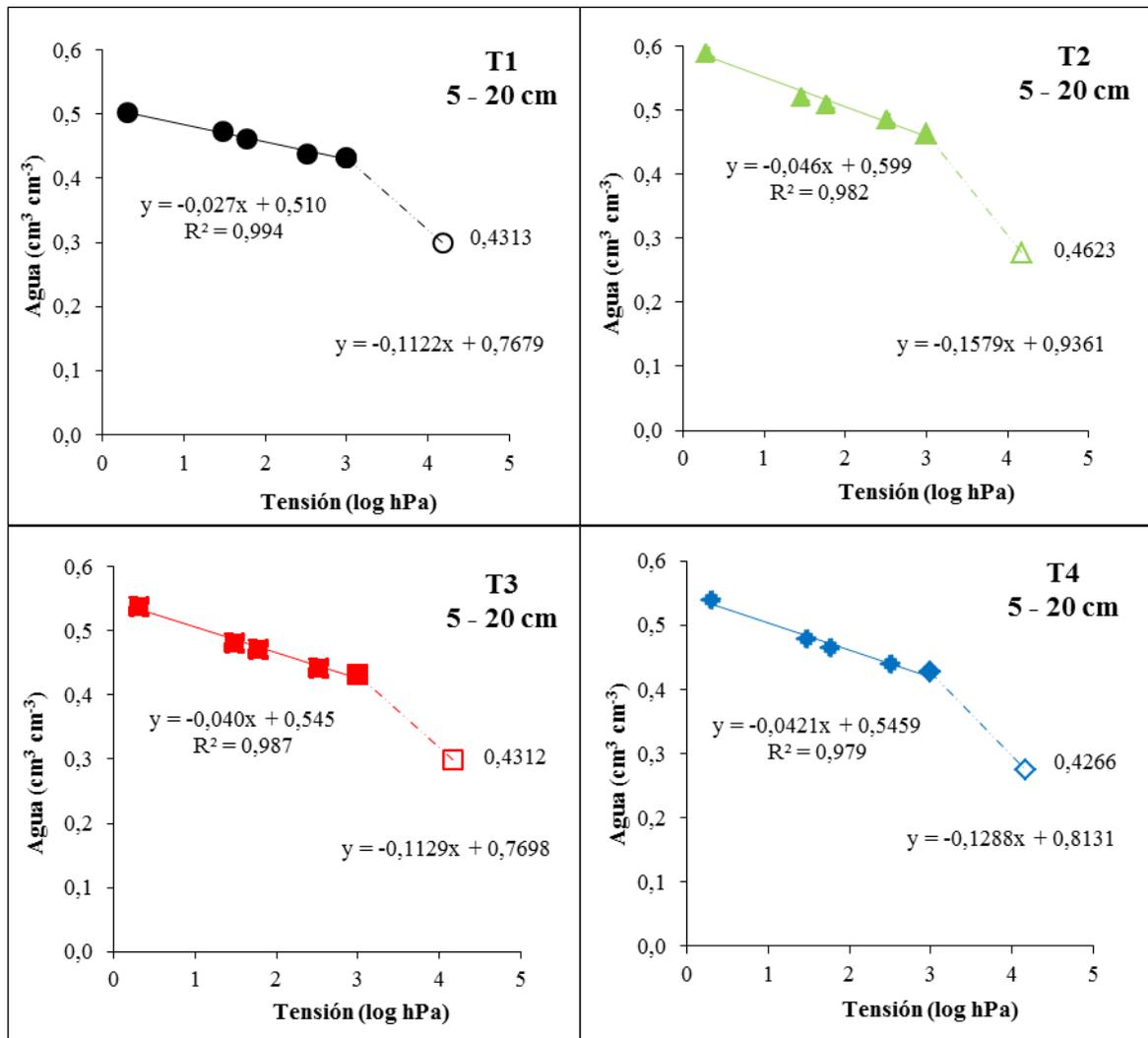


Figura 7. Ajustes bi-lineales de la curva característica para cada tratamiento entre 5 y 20 cm de profundidad. A tensión mayor a 1000 hPa ($pF > 3$) se consideró un comportamiento lineal.

El intercepto de la recta en el eje de las abscisas permitió estimar la porosidad estructural del suelo, en este caso corresponde a 51,0%; 59,9; 54,5 y 54,6% para los tratamientos T1, T2, T3 y T4 respectivamente; al comparar estos resultados con la porosidad total señalada en el Cuadro 5 se puede corroborar los buenos ajustes que se obtuvieron, con coeficientes de determinación superiores al 97%.

A mayor profundidad no existe incorporación de materia orgánica, por lo tanto se trabajó con la curva característica de cada profundidad, sin distinción de acuerdo al tratamiento, pues se determinó que no existía una influencia importante de las enmiendas bajo los 20 cm, de acuerdo a los datos de la calibración de la Figura 5. Las ecuaciones se adaptaron a un ajuste lineal y correspondieron a:

$$\begin{array}{ll}
 20 - 40 \text{ cm: Agua} = -0,039 \cdot \text{tensión} + 0,391; & R^2 = 0,974 \\
 40 - 60 \text{ cm: Agua} = -0,052 \cdot \text{tensión} + 0,371; & R^2 = 0,997 \\
 60 - 80 \text{ cm: Agua} = -0,044 \cdot \text{tensión} + 0,313; & R^2 = 0,929
 \end{array}$$

Donde la tensión corresponde al logaritmo de los hPa, resultando en contenidos de agua base volumen ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$).

Los procesos de estructuración del suelo permiten que la retención de agua sea mayor con tensiones <1000 hPa ($\text{pF} < 3,0$), sin embargo por sobre esas tensiones los distintos tratamientos se comportan de forma similar, lo anterior justifica el tratamiento de ajuste bilineal que se presenta en la Figura 7. A diferencia de lo anterior, cuando se observa la retención de agua en profundidades mayores a 20 cm, el comportamiento en todo el rango de tensiones responde a la dominancia de la característica textural, con ajustes lineales en todo el rango de tensiones (Figura 4).

En la Figura 8 se muestran los resultados obtenidos en el cálculo de la conductividad hidráulica en fase no saturada (K_{ns}) para los distintos tratamientos en función de la tensión mátrica. Todos ellos fueron regados bajo el mismo criterio, que busca principalmente lavar las sales presentes en el suelo y corresponde a una práctica habitual de los productores de la zona. Para linealizar el comportamiento de la K_{ns} a una recta, se presentan los datos en escala doble logarítmica.

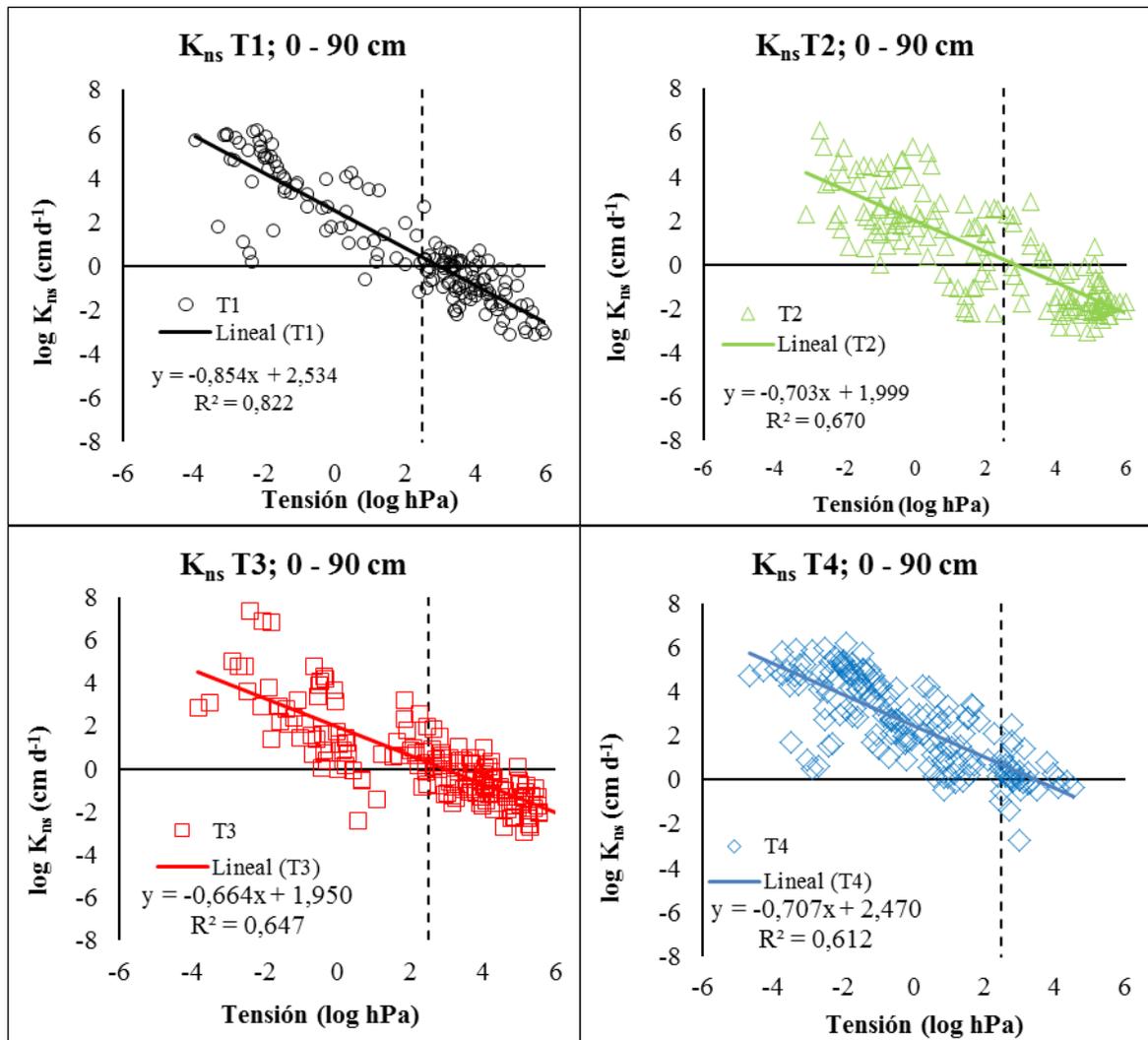


Figura 8. Estimación de la conductividad hidráulica en fase no saturada (K_{ns}) para los cuatro tratamientos establecidos. Línea segmentada indica $pF = 2,5$ ($\approx -33kPa$)

En términos generales es posible señalar que las máximas tensiones se presentan en el tratamiento testigo (T1) mientras que el tratamiento que mezcla suelo con la enmienda orgánica (T4) presenta las menores tensiones y los mayores valores de K_{ns} en promedio. A su vez, la mayor sensibilidad al secado la presenta el testigo (pendiente $-0,854$), mientras que en el extremo opuesto se encuentra el tratamiento T3, con un cambio más gradual de la K_{ns} a medida que se seca el suelo (pendiente $-0,664$).

Ante esta evidencia es posible señalar que al incorporar enmiendas orgánicas se mejoran ciertas características del suelo que favorecerían a la conductividad hidráulica, destacando la porosidad total y la distribución, tamaño y geometría de los poros, las cuales afectan la permeabilidad intrínseca del suelo. De este modo, cuando comienza el secado del suelo, la desaturación ocurriría de forma paulatina, generando un gradiente menor y a su vez menores tensiones en el suelo, resultando en valores más altos de conductividad hidráulica

en fase no saturada (K_{ns}). En sentido opuesto se ubica el comportamiento del T1, en que la porosidad gruesa, que existe en menor cantidad, pierde rápidamente el agua, por lo que si bien se generan mayores gradientes, estos ocurren a altas tensiones en el suelo, disminuyendo la conductividad hidráulica en fase no saturada más rápidamente que en el resto de los tratamientos.

La conductividad hidráulica en fase no saturada para el tratamiento T1 se movió en el rango que va desde $3,7 \times 10^{-4}$ y $1,5 \times 10^6$ cm d^{-1} , para el tratamiento T2 entre $8,9 \times 10^{-4}$ y $1,3 \times 10^6$ cm d^{-1} , para el tratamiento T3 entre $2,1 \times 10^{-3}$ y $2,3 \times 10^7$ cm d^{-1} y para el tratamiento T4 entre $1,8 \times 10^{-3}$ y $1,5 \times 10^6$ cm d^{-1} .

El valor más alto de velocidad de infiltración estabilizada (Cuadro 6) se presentó en el tratamiento T3, siendo equivalente a 415 cm d^{-1} , muy por debajo de los obtenidos por la metodología de Becher (1970, citado por Quiroz, 2004) a bajas tensiones (Figura 8), en cuyo caso el T3 alcanza magnitudes de 10^7 cm d^{-1} . Esto se debe a que en el método del cilindro infiltrómetro participa el sistema poroso de gran parte del perfil, integrando en el resultado final las discontinuidades generadas por compactación u otras intervenciones de la estructura del suelo (Warrick, 2002; Pfeiffer *et al.*, 2008), en cambio la Figura 8 presenta resultados numéricos en distancias máximas de 10 cm, por lo que la estimación de K_{ns} a bajas tensiones sería más bien el resultado de un proceso de sorción dado por el frente de avance del agua más que un proceso de conductividad hidráulica (Jury *et al.*, 1991).

Comparativamente hablando, esta vez para valores en cm s^{-1} , la conductividad hidráulica en fase no saturada a una tensión de pF 2,5 (equivalente a capacidad de campo, línea punteada en la Figura 8) para los tratamientos T1, T2 y T3 alcanza valores de $2,9 \times 10^{-5}$, $2,0 \times 10^{-5}$ y $2,3 \times 10^{-5} \text{ cm s}^{-1}$ respectivamente, mientras que el tratamiento T4 prácticamente duplica los valores anteriores, alcanzando los $5,8 \times 10^{-5} \text{ cm s}^{-1}$. Estos valores son comparables con los resultados de Nissen *et al.*, (2006) en un suelo Andisol, donde a pF 2,5 obtuvieron rangos entre $1,9 \times 10^{-5}$ y $3,6 \times 10^{-5} \text{ cm s}^{-1}$ en praderas y entre $1,4 \times 10^{-5}$ y $8,1 \times 10^{-5} \text{ cm s}^{-1}$ en suelos bajo bosque. Si bien un Aridisol y un Andisol corresponden a suelos completamente disímiles en sus características distintivas, tienen en común la distribución de tamaño de partículas (predominancia de clases texturales finas) por lo que al realizar una comparación en un mismo rango de tensiones resulta esperable que la K_{ns} se encuentre en rangos similares. En términos prácticos, a tensiones de 1000 hPa (pF = 3) la K_{ns} es tan baja que no es esperable un flujo de agua significativo hacia la raíz, lo que debe ser considerado en estrategias de riego.

Otras metodologías empleadas en determinar la K_{ns} logran resultados consistentes con los obtenidos en este estudio. Bhattacharyya *et al.*, (2006) trabajando en un suelo franco arcillo arenoso manejado con diversas rotaciones y sistemas de labranza, entrega rangos de K_{ns} de 10^{-4} a $10^{-8} \text{ cm s}^{-1}$ en rangos de tensión de pF = 1,3 a 3,6, pero mediante una aproximación empírica basada en la conductividad hidráulica saturada y la curva de retención de agua. Por su parte, Jarvis y Messing (1995), utilizando tensioinfiltrómetros, estimaron niveles de

K_{ns} en rangos de 10^{-3} a 10^{-6} cm s^{-1} con tensiones de hasta 20 hPa ($pF = 1,3$) en un amplio rango de tipos de suelos.

En el presente estudio, el tratamiento testigo presentó altos niveles de K_{ns} , pero a costa de una muy baja tensión, lo que implicaría un alto contenido de agua y una pobre aireación del suelo, con un efecto negativo sobre las raíces de la vid. La incorporación de enmiendas orgánicas afecta la conductividad hidráulica, pues se generan gradientes mayores por la redistribución del sistema poroso. Los tratamientos T2 y T3 tienen patrones de comportamiento similar, siendo afectados por las discontinuidades generadas por la estratificación que se genera en la interfase estiércol/suelo, lo que hace disminuir la conductividad a bajas tensiones (Dirksen, 1999).

El mejor comportamiento en lo que respecta a K_{ns} fue observado en el T4, que incorpora el estiércol mezclado con suelo; esto generó un cambio más gradual del sistema poroso, por lo que se presentaron menores tensiones en el perfil y permitió obtener valores de K_{ns} superiores al resto de los tratamientos en rangos de tensiones similares. Sin embargo, es necesario profundizar en el estudio de la relación agua-aire como consecuencia de la aplicación de enmiendas y su efecto sobre la productividad agrícola.

CONCLUSIONES

Las estrategias de aplicación de estiércol en un Aridisol de clase textural fina generan respuestas de las propiedades físicas del suelo que permiten concluir que:

- La incorporación de enmiendas orgánicas, en este caso estiércol de cabra, modificó algunas de las propiedades físicas del suelo, generando una disminución en la densidad aparente así como un aumento de la porosidad funcional, lo que a su vez favorece la aireación, la retención de agua del suelo y la velocidad de infiltración. Los cambios más relevantes se lograron cuando el estiércol fue tapado con restos de poda, pero su efecto se vio restringido al horizonte superficial.
- La utilización de la sonda Diviner 2000 resultó eficaz para la determinación de los contenidos de agua en terreno, sin embargo se debe tener en cuenta la necesidad de calibración en suelos acondicionados con enmiendas orgánicas, donde los contenidos de agua fueron subestimados en un 33%.
- La dinámica del agua en el suelo se vio modificada por la incorporación de enmiendas orgánicas, de esta forma la conductividad hidráulica en fase no saturada aumenta cuando el manejo efectuado conduce a generar la menor estratificación posible. Las características favorables de la inclusión de enmiendas en el suelo no solo se limitan al espacio físico en que son aplicadas, sino que además aportan al mejoramiento del suelo en profundidad.

BIBLIOGRAFÍA

- Bachmann, J., K. Contreras, K.H. Hartge and R. MacDonald. 2006. Comparison of soil strength data obtained in situ with penetrometer and with vane shear test. *Soil and Tillage Research* 87: 112–118.
- Baumhardt, R., R. Lascano and S. Evett. 2000. Soil material, temperature and salinity effects on calibration of multisensory capacitance probes. *Soil Science Society of America Journal* 64: 1940–1946.
- Baver, L., W. Gardner and W.R Gardner. 1972. *Soil Physics*. John Wiley, London, England. 498 p.
- Benavides, C. 1992. El suelo como sistema físico. pp:121–153. En: Vera, W. (Ed). *Suelos, una visión actualizada del recurso*. 1ª Ed. Facultad de Ciencias Agronómicas y Forestales de la Universidad de Chile. Santiago, Chile.
- Bhattacharyya, R., V. Prakash, S. Kundu and H. Gupta. 2006. Effect of tillage and crop rotations on pore size distribution and soil hydraulic conductivity in sandy clay loam soil of the Indian Himalayas. *Soil and Tillage Research* 86: 129–140.
- Brady, N and R. Weil. 2000. *Elements of the nature and properties of soils*. Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ. USA. 559 p.
- Burés, S. 1997. *Sustratos*. Ediciones Agrotécnicas SL. Madrid, España. 342 p.
- Carter, C. 2006. Método de calibración en laboratorio para sonda de capacitación, Diviner 2000. Memoria Ingeniero Agrónomo. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Agronómicas. Santiago, Chile. 45 p.
- Casanova, M., O. Seguel, J. Haberland y C. Kremer. 2008. Propiedades físicas: Indicadores de calidad y salud de suelos. *Antumapu* 6 (1-2): 32–34.
- Cepuder, P., M. Koch, G. Hauer and A. Zartl. 2002. Experiences with different soil water measuring systems on diverse locations in Lower Austria. Biennial Report. Project number 302-D1-AUS-11184. IAEA. Vienna, Austria.
- Chenu, C., Y. Le Bissonnais and D. Arroyave. 2000. Organic matter influence on clay wettability and soil aggregate stability. *Soil Science Society of America Journal*. 64: 1479–1486.
- CIREN. 2007. Estudio Agrológico del Valle del Copiapó y Valle del Huasco. Descripciones de suelos, materiales y símbolos. Publicación N° 135. 126 p.
- Dane, J.H. and J. W. Hopmans. 2002. Water retention and storage. pp: 671–720. *In*: Dane, J.H. and G.C. Topp. (eds.) *Methods of Soil Analysis*. Part 4. Physical Methods. SSSA. Madison, Wisconsin. USA.
- Dirksen, C. 1999. *Soil physics measurements*. Catena Verlag. Reiskirchen, Germany. 154 p.
- Ellies, A. 1995. Efecto del manejo sobre las propiedades físicas de suelos trumaos y rojo arcillosos. *Bosque* 16:101–110.
- Evett, S. and J. Steiner. 1995. Precision of neutron scattering and capacitance type soil water content gauges from field calibration. *Soil Science Society of America Journal*. 59: 961–968.

- Evett, S., B. Ruthardt, S. Kottkamp, T. Howell, A. Schneider and J. Tolck. 2002a. Accuracy and precision of soil water measurements by neutron, capacitance and TDR methods. 17th World Congress of Soil Science, August 14–21, 2002, Bangkok, Thailand. Disponible en: <http://www.cprl.ars.usda.gov/wmru/pdfs/wcss0318.pdf>. Leído el 30 de octubre de 2009.
- Evett, S., J. Laurent, P. Cepuder and C. Hignett. 2002b. Neutron scattering, capacitance and TDR soil water content measurements compared on four continents. 17th World Congress of Soil Science, August 14–21, 2002, Bangkok, Thailand. Disponible en: <http://www.cprl.ars.usda.gov/wmru/pdfs/wcss1021.pdf>. Leído el 30 de octubre de 2009.
- Evett, S., J. Tolck and T. Howell. 2006. Soil profile water content determination: Sensor accuracy, axial response, calibration, temperature dependence and precision. *Vadose Zone Journal* 5: 894–907.
- Evett, S. 2007. Soil water and monitoring technology. pp: 25–84. *In: Lascano, R.J., Sojka, R.E. (eds.). Irrigation of Agricultural Crops. American Society of Agronomy Monograph N.30. Madison, Wisconsin, USA.*
- Evett, S. and P. Cepuder. 2008. Capacitance sensors for use in access tubes. pp: 73–90. *In: International Atomic Energy Agency (Ed.) Field estimation of soil water content: a practical guide to methods, instrumentation and sensor technology. IAEA. Vienna, Austria. 129 p.*
- Gee, G. and D. Or. 2002. Particle-size analysis. pp: 255–293. *In: Dane, J.H. and G.C. Topp. (eds.) Methods of Soil Analysis. Part 4. Physical Methods. SSSA Madison, Wisconsin, USA.*
- Grossman, R.B. and T.G. Reinsch. 2002. Bulk density and linear extensibility. pp: 201–228. *In: Dane, J.H. and G.C. Topp. (eds.) Methods of Soil Analysis. Part 4. Physical Methods. SSSA Madison, Wisconsin, USA.*
- Hallet, P.D. 2008. A brief overview of the causes, impacts and amelioration of soil water repellency – a Review. *Soil & Water Research*. 3 (Special Issue 1): 521–529.
- Hartge, K. und J. Bachmann. 2004. Ermittlung des Spannungszustandes von Böden aus Werten des Eindringwiderstandes von Sonden. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*. 167: 304–308.
- Hignett, C. and S. Evett. 2008. Direct and surrogate measures of soil water content. pp: 1–22. *In: International Atomic Energy Agency (Ed.) Field estimation of soil water content: a practical guide to methods, instrumentation and sensor technology. IAEA. Vienna, Austria. 129 p.*
- Hillel, D. 1971. *Soil and water: physical principles and processes. Academic Press. New York, USA. 288 p.*
- Hillel, D. 1980. *Fundamentals of Soil Physics. Academic Press. New York, USA. 413 p.*
- Hillel, D. 1998. *Environmental Soil Physics. Academic Press. San Diego, USA. 771 p.*
- Hillel, D. 2004. *Introduction to Environmental Soil Physics. Elsevier Academic Press. Amsterdam. 494 p.*
- Horn, R. 1993. Mechanical properties of structured unsaturated soils. *Soil Technology* 6: 47–75.

- Horn, R. and M. Lebert. 1994. Soil compactability and compressibility. pp: 45–69. In: Soane, B.D. and C. van Ouwerkerk (eds) Soil Compaction in Crop Production. Elsevier Science. Amsterdam, The Netherlands.
- Jarvis, N. and J. Messing. 1995. Near-saturated hydraulic conductivity in soils of contrasting texture measured by tension infiltrometers. *Soil Science Society of America Journal*. 59: 27–34.
- Jury, W., W.R. Gardner and W.H. Gardner. 1991. *Soil Physics*. John Wiley. New York, USA. 328 p.
- Kay, B. 1990. Rates of change of soil structure under different cropping systems. *Advances in Soil Science*. 12: 1–52. Special Issue. Stewart, B.A. (Ed.). Springer-Verlag, New York, USA.
- Kézdi, A. 1980. *Handbook of soil mechanics*. Vol. 2. Soil Testing. Elsevier Scientific Publishing Company. Budapest, Hungary.
- Koolen, A. and H. Kuipers. 1983. *Agricultural soil mechanics*. Advances Series in Agricultural Sciences 13. Springer Verlag. Berlin, Germany. 241 p.
- Lipiec, J. 2004. Compaction effects on soil physical properties and root and shoot growth. pp: 124–133. In: J. Glinksky, G. Józefaciuk, K. Stahr (eds). *Soil-Plant-Atmosphere aeration and environmental problems*. Lublin, Stuttgart, Germany. 146 p.
- Luzio, W., M. Casanova y O. Seguel. 2010. Suelos de la Zona Desértica (Desde 18° LS hasta 29° LS). pp: 39–80. In: Luzio, W. (Ed.) *Suelos de Chile*. Universidad de Chile. Santiago, Chile.
- Montico, S. y B. Bonel. 2005. Influencia de la compactación por tránsito sobre la arquitectura de las raíces. pp: 13-20. En: Jorajuría, D. (Ed) *Reología del suelo agrícola bajo tráfico*. Universidad Nacional de la Plata. Argentina.
- Nacci, S. y I. Pla Sentis. 1992. Estudio de la resistencia a la penetración de los suelos con equipos de penetrometría desarrollados en el país. *Agronomía Trop*. 42(1-2): 115–132.
- Nissen, J., C. Quiroz, O. Seguel, R. Mac Donald y A. Ellies. 2006. Flujo Hídrico no saturado en Andisoles. *Revista de la Ciencia del Suelo y Nutrición Vegetal* 6 (1): 9–19.
- Pagliai, M. and N. Vignozzi. 2002. The soil pore system as an indicator of soil quality. pp: 71–82. In: Pagliai, M. and R. Jones, (eds). *Sustainable land management-environmental protection. A soil physical approach*. Advances in Geocology 35 IUSS. Catena Verlag. Reiskirchen. Germany.
- Paltineau, I. and J. Starr. 1997. Real-time soil water dynamics using multisensor capacitance probes: laboratory calibration. *Soil Science Society of America Journal* 61: 1576–1585.
- Pfeiffer, M., J. Haberland, C. Kremer y O. Seguel. 2008. Comparación de dos métodos alternativos al pozo barreno para la medición de la conductividad hidráulica saturada (K_s) en un Alfisol. *Revista de la Ciencia del Suelo y Nutrición Vegetal* 8 (4): 49–56.
- Quiroz, C. 2004. Determinación de la conductividad hidráulica en fase no saturada en suelos Andisoles sujetos a distintos manejos. Tesis Licenciado en Agronomía. Universidad Austral de Chile, Facultad de Ciencias Agrarias. Valdivia, Chile. 58 p.
- Reynold, W. D., D. E. Elrick, E. G. Youngs, A. Amoozegar, H. W. Booltink and J. Bouma. 2002. Saturated and field saturated water flow parameters. pp: 797–878. In: Dane, J.H.

- and G.C. Topp, (eds.) *Methods of Soil Analysis. Parth 4. Physical Methods*. SSSA. Madison Wisconsin, USA.
- Richards, D. 1983. The grape root systems. *Horticultural Reviews*. 5: 127–168.
- Rioseco, R. y C. Tesser. s.a. *Cartografía Interactiva de los climas de Chile*. Instituto de Geografía. Pontificia Universidad Católica de Chile. Disponible en: www.uc.cl/sw_educ/geografia/cartografiainteractiva. Leído el 21 de marzo de 2011.
- Schmugge T. J., T. J. Jackson and H. L. McKim. 1980. Survey of methods for soil moisture determination. *Water Resources Research* 16 (6): 961–979.
- Seguel, O., V. García de Cortázar y M. Casanova. 2003. Variación en el tiempo de las propiedades físicas de un suelo con adición de enmiendas orgánicas. *Agricultura Técnica* 63(3): 287–297.
- Terzaghi, K. y R. H. Peck. 1983. *Mecánica de suelos en la ingeniería práctica*. Buenos Aires, Ed. El Ateneo. 681 p.
- Warrick, A.W. 2002. *Soil physics companion*. CRC Press. Boca Raton, USA. 389 p.
- Yoon, Y., J. Kim and S. Hyun. 2007. Estimating soil water retention in a selected range of soil pores using tension disc infiltrometer data. *Soil Tillage Research* 97: 107–116.
- Zhang, H., K. Hartge and H. Ringe. 1997. Effectiveness of organic matter incorporation in reducing soil compactibility. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61: 239–245.

APÉNDICE I

Ajustes bi-lineales a partir de la curva característica de cada tratamiento

Para T1; con $y < 0,4313 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$

$$y = -0,1122x + 0,7679$$

Despejando para obtener x se tiene:

$$x = \frac{y - 0,7679}{-0,1122}$$

Para T1; con $y \geq 0,4313 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$

$$y = -0,027x + 0,5104$$

Despejando para obtener x se tiene:

$$x = \frac{y - 0,5104}{-0,027}$$

Para T2; con $y < 0,4623 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$

$$y = -0,1579x + 0,9361$$

Despejando para obtener x se tiene:

$$x = \frac{y - 0,9361}{-0,1579}$$

Para T2; con $y \geq 0,4623 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$

$$y = -0,0463x + 0,5985$$

Despejando para obtener x se tiene:

$$x = \frac{y - 0,5895}{-0,0463}$$

Para T3; con $y < 0,4312 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$

$$y = -0,1129x + 0,7698$$

Despejando para obtener x se tiene:

$$x = \frac{y - 0,7698}{-0,1129}$$

Para T3; con $y \geq 0,4312 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$

$$y = -0,0397x + 0,5447$$

Despejando para obtener x se tiene:

$$x = \frac{y - 0,5447}{-0,0397}$$

Para T4; con $y < 0,4266 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$

$$y = -0,1288x + 0,8131$$

Despejando para obtener x se tiene:

$$x = \frac{y - 0,8131}{-0,1288}$$

Para T4; con $y \geq 0,4266 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$

$$y = -0,0421x + 0,5459$$

Despejando para obtener x se tiene:

$$x = \frac{y - 0,5459}{-0,0421}$$

ANEXO I

Descripción morfológica: SERIE Apacheta.

El suelo descrito se ubica en la localidad de Amolanas, Comuna de Tierra Amarilla, Provincia de Copiapó, corresponde a un predio con cultivo de vid cv. Flame Seedless cuyo suelo ha sido manejado desde el año 2007 al año 2010 con aplicaciones sucesivas de estiércol en la sobrehilera. El sitio descrito corresponde a una terraza aluvial baja que genera un suelo plano, profundo, estratificado, con platabandas de 100 cm de ancho y 20 cm de altura, los cuales se aprecian compactados. Suelo de texturas finas, húmedo (riego hace 2 días), sin pedregosidad superficial ni en el perfil, presencia de chufa y maicillo en sectores aislados.

- | | |
|------------------------------|--|
| 0 – 10
Ap | Camellón, mezcla con residuos orgánicos; bloques subangulares, finos, moderados; pardo oscuro (10YR3/3); franco arcillo limosa, plástico, muy adhesivo; raíces finas escasas, actividad biológica escasa (chanchitos, lombrices, coprolitos); poros finos y muy abundantes, medios abundantes; límite lineal claro. |
| 10 – 40 cm
B ₁ | Prismático, medio, débil, que rompe a bloques subangulares, gruesos, moderados; pardo oscuro (10YR3/3); arcillo limosa densa, plástico y muy adhesivo; raíces medias escasas, finas escasas en las caras de los agregados; grietas verticales comunes, poros medios abundantes, finos y muy finos abundantes. Material gris olivo (5Y4/2) en franjas irregulares distanciadas a 20 cm, de no más de 3 cm de largo y 4 mm de espesor; límite lineal gradual. |
| 40 – 70
B ₂ | Bloques subangulares, medios a gruesos, débiles, que rompen a bloques subangulares, finos, moderados; pardo oscuro (10YR3/3). Alta concentración de raíces. Arcillo limosa, plástico, muy adhesivo. Raíces gruesas comunes, finas escasas, se distribuyen en el horizonte por todo el ancho del camellón (150 cm aprox.), raíces muertas descompuestas; poros finos y muy finos abundantes, medios escasos. Material olivo en manchas irregulares, a veces cubre poros de raíces descompuestas. Límite lineal gradual. |
| 70 – 120
B ₃ | Bloques subangulares, finos, débiles; pardo oliva oscuro (2,5Y3/3); franco limosa, plástico, muy adhesivo; raíces gruesas escasas, finas muy escasas; poros medios abundantes, finos y muy finos abundantes; límite lineal claro, moteados muy escasos. |
| 120 – 150
BC | Masivo, arena fina, no plástico, no adhesivo; poros finos y muy finos abundantes, medios comunes; 40% de moteados difusos. Actividad biológica (poros gruesos rellenos con coprolitos, escasos). Mica abundante. |

Observaciones: Destaca el horizonte B₁ (10-40 cm) por corresponder a un material de arcilla densa, lo que seguramente genera una alta resistencia a la penetración y una lenta permeabilidad, afectando la aireación de las raíces. Esto se refleja en la baja abundancia de raíces, las que reaparecen en el siguiente horizonte (B₂, 40-70 cm). Desde los 70 cm comienzan a aparecer rasgos que acusan exceso de agua en períodos cortos (moteados en el horizonte B₃). Esto se puede deber a la generación de un nivel freático colgado que se produciría por el cambio de porosidad con el horizonte BC.

Todo el sector descansa sobre un material arenoso, que genera una discontinuidad en el sistema poroso, y que aparece entre los 70 y los 140 cm. Analizados los antecedentes morfológicos, el suelo se clasifica en:

Clase de Capacidad de Uso : IIw

Clase de Drenaje : 4

Propiedades físicas, químicas y físico-químicas del suelo (CIREN, 2007)

Serie: Apacheta

PROFUNDIDAD (cm)	0 - 11	11 - 48	48 - 60	61 - 80	80 - 91	91 - 120
Distribución de tamaño de partículas (%)						
2-0,05	51,0	31,0	63,0	43,0	84,0	41,0
0,05-0,002	23,0	31,0	19,0	33,0	5,0	37,0
< 0,002	26,0	38,0	18,0	24,0	11,0	22,0
TEXTURA	FA	FA	Fa	F	aF	F
AGUA RETENIDA 0,33 bar %	17,2	22,8	11,5	19,0	6,4	18,7
AGUA RETENIDA 15 bar %	8,8	12,6	5,7	8,3	2,9	7,7
AGUA APROVECHABLE %	8,4	10,2	5,8	10,7	3,5	11,0
pH H ₂ O	7,7	8,2	8,5	8,5	8,6	8,6
CARBONO ORGÁNICO %	1,33	1,22	0,17	0,17	0,12	0,29
MATERIA ORGANICA %	2,3	2,1	0,3	0,3	0,2	0,5
Carbonato de calcio equivalente	4,3	6,0	2,0	3,8	1,5	2,6
Yeso	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CE (dS/m a 25° C)	8,1	1,8	1,3	1,3	0,7	1,0
CATIONES SOLUBLES						
Ca mmol+ L ⁻¹	42,9	10,5	6,9	7,7	3,6	5,3
Mg mmol+ L ⁻¹	22,6	3,6	2,3	2,5	1,2	1,9
K mmol+ L ⁻¹	3,1	1,0	0,4	0,4	0,2	0,2
Na mmol+ L ⁻¹	38,0	4,5	3,4	3,7	2,3	2,9
RAS	6,6	1,7	1,6	1,6	1,5	1,5
PSI (calculado de la RAS)	8,8	2,4	2,3	2,3	2,1	2,1
EXTRACCIÓN CON ACETATO DE AMONIO						
Ca cmol+ kg ⁻¹	30,8	23,8	14,7	23,5	8,5	23,5
Mg cmol+ kg ⁻¹	5,42	4,11	2,17	3,19	1,48	3,39
Na cmol+ kg ⁻¹	2,48	0,61	0,3	0,41	0,23	0,43
K cmol+ kg ⁻¹	1,35	1,31	0,43	0,52	0,24	0,49
CATIONES INTERCAMB.						
K cmol+ kg ⁻¹	1,2	1,26	0,42	0,51	0,24	0,48
Na cmol+ kg ⁻¹	1,06	0,41	0,22	0,28	0,17	0,33
CIC	16,8	18,9	9,6	11,8	3,9	13,5
SATURACIÓN DE BASES %	100	100	100	100	100	100
SATURACIÓN DE Na %	6,3	2,2	2,2	2,4	4,4	2,5

ANEXO II

Procedimiento utilizado para calibración de sonda “Diviner 2000”

