



Facultad de
Ciencias Agrarias
y Forestales



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE LA PLATA



REDISTRIBUCIÓN DEL AGUA EN EL PERFIL DEL SUELO BAJO SIEMBRA DIRECTA. INFLUENCIA DE LAS PROPIEDADES HIDRÁULICAS EN FLUJO NO SATURADO.

Tesis para optar por el título de Doctor en Ciencias Agrarias y Forestales,
UNLP

Nicolás Guillermo Polich
Ing. Agr. UNLP. 2024

Directores:

Dr. C. Germán Soracco

Dr. Luis A. Lozano

Dedicada a mi tío Víctor.

Agradecimientos

Los agradecimientos los voy a organizar de manera cronológica y evitarme de esta manera alguna especie de jerarquización (aunque casualmente el agradecimiento más importante es el primero):

A mis padres y mi hermana por bancarme la carrera de principio a fin, en todos los sentidos.

A Sergio por ser mi primer compañero de estudio. A los compañeros de cursada que con el paso de los años se transformaron en amigos: Fede, Pablito, Fede (K), Juan y Pol.

A Mabel por preguntarme, después de rendir el final de Edafología, si quería acercarme al laboratorio para hacer la tesis de grado. Sin darme cuenta me había iniciado en el estudio de la ciencia de suelo.

A Guille por ser mi fuente de consulta para cualquier tema universitario. De la misma manera a Vic y al Pela por enseñarme a manejar un laboratorio. A Dani por verme medio perdido en el laboratorio y sugerirme que vaya a hablar con los “de física” que buscaban un becario doctoral.

A Germán y Luis (los “de física”), mis directores, que me dieron la confianza y la oportunidad de hacer este doctorado y sobre todo de pertenecer a un gran grupo de trabajo. Con su guía y acompañamiento diario se hizo más fácil.

A la UNLP y al CONICET, por financiar esta investigación a través de una beca doctoral.

Al personal de las estaciones experimentales del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA) por permitirnos muestrear los ensayos. Particularmente al Dr. Esteban “Coco” Melani de INTA Chascomús, a la Ing. Agr. Alicia Irizar de INTA Pergamino y a la Ing. Agr. Miriam Barraco de INTA Villegas.

A mis compañeros de las cursadas de Manejo y Mecánica; Orlando, Mirta, Miriam, Carla, Nati, Luqui, Telmo y Facu. Me ayudaron a fortalecer mi costado docente. A Karina Presta por guiarme en la búsqueda bibliográfica.

A los chicos y chicas que pasaron por el laboratorio, Cami, Juan, Lucía y Agus por su ayuda en las determinaciones de laboratorio.

A Guido, Paz y Rafa por compartir horas y horas de oficina, laboratorio y viajes. Son tan autores de esta tesis como yo.

A Sofi por acompañarme en los últimos años de este proceso haciéndolo mucho más adorable.

Publicaciones derivadas de la tesis

En revistas

Polich, N. G., Lozano, L. A., Villarreal, R., Salazar, M. P., Melani, E. M., y Soracco, C. G. 2023. Cover crops effects on anisotropy of unsaturated soil hydraulic properties. *Soil and Tillage Research*, 227, 105601.

Polich, N.G., Lozano, L.A., Villarreal, R., Salazar, M. P., Bellora, G.L., Barraco, M.R., Soracco, C.G. 2022. Effect of cover crops on hysteresis and anisotropy of soil hydraulic properties. *Geoderma Regional*.
<https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2022.e00586>

Villarreal, R., Lozano, L.A., **Polich, N.G.**, Salazar, M.P., Barraco, M. Soracco, C.G. 2022. Cover crops effects on soil hydraulic properties in two contrasting Mollisols of Argentinean Pampas region. *Soil Science Society of America Journal*. 1-16. <https://doi.org/10.1002/saj2.20373>

Villarreal, R., Lozano, L.A., Melani, E., **Polich, N.G.**, Salazar, M.P., Bellora, G.L., Soracco, C.G. 2021. First-year cover crop effects on the physical and hydraulic properties of the surface layer in a loamy soil. *Soil and Tillage Research*. 213, 105141. <https://doi.org/10.1016/j.still.2021.105141>

Villarreal, R., Lozano, L.A., Melani, E., **Polich, N.G.**, Salazar, M.P., Bellora, G.L., Soracco, C.G. 2021. Short-term effects of cover crop inclusion under no-tillage management on soil physical quality. *Ciencia del Suelo*. 39(2), 233-252. Disponible en: <http://ojs.suelos.org.ar/index.php/cds/article/view/672>

RESUMEN

En los últimos años, bajo el doble impacto del cambio climático y la actividad humana, ha crecido la preocupación por la utilización del agua a nivel mundial. Ya que el suelo es la principal fuente de agua para la absorción de las plantas, la gestión del estado del agua en el mismo es crucial en los sistemas agrícolas, sobre todo en sistemas frágiles donde la disponibilidad del recurso encuentra limitaciones en el tiempo. El análisis del uso de agua para la agricultura debe contemplar cuidadosamente la interacción entre las diversas fuentes poniendo de manifiesto el papel del suelo como depósito de humedad y por lo tanto la interacción suelo-agua. La siembra directa (SD) fue propuesta como un sistema de producción agrícola con menor degradación de suelos y uso más eficiente del agua. Sin embargo, frecuentemente la SD se practica en sistemas agrícolas simplificados, lo que genera efectos negativos sobre la calidad física del suelo. Varios autores han reportado que la disminución de la calidad física puede limitar la profundidad y el volumen del suelo explorado por las raíces para absorber agua y nutrientes. Entre las prácticas sugeridas para preservar la fertilidad física de los suelos bajo SD se encuentran los cultivos de cobertura (CC). Su inclusión implica mayor crecimiento de raíces y actividad biológica, que mejora la estructura del suelo. Un suelo mejor estructurado tiene un sistema poroso más adecuado para el desarrollo de las plantas y mejores propiedades hidráulicas, favoreciendo la entrada de agua al sistema. Sin embargo, el impacto de los CC en las propiedades físicas de los suelos es inconsistente y fenómenos como la anisotropía de las propiedades hidráulicas y el comportamiento histerético de la curva de retención hídrica (CRH) no han sido utilizados para analizar los cambios inducidos en la configuración de los poros del suelo. Esta alteración del sistema poroso afecta directamente la redistribución del agua dentro del perfil del suelo y hacia las raíces de las plantas, que es un proceso complejo y ha sido poco estudiado, particularmente en los suelos de nuestro país. Los principales objetivos de la presente tesis fueron: (i) evaluar el impacto de los CC sobre indicadores estáticos y dinámicos de calidad física en relación con el barbecho desnudo, en suelos característicos de la Región Pampeana bajo SD; (ii) evaluar el impacto de los CC sobre la configuración del sistema poroso del suelo y las propiedades hidráulicas en flujo saturado y no saturado analizando el comportamiento direccional preferencial; (iii) evaluar la histéresis de la CRH y su modificación por la inclusión de CC en suelos bajo SD, en laboratorio y a campo; (iv) cuantificar y analizar el proceso de redistribución de agua en distintos tipos de suelos con y sin CC relacionándolo con el comportamiento histerético que presentan. Para cumplir estos objetivos se evaluó el efecto de los CC, en comparación con un barbecho desnudo, en tres sitios de la Región Pampeana bajo SD (Chascomús (CHA), Argiudol abruptico; Pergamino (PER), Argiudol típico y Gral. Villegas (VIL), Hapludol típico). Se evaluó el efecto de los CC sobre indicadores estáticos y dinámicos de calidad física de suelos, así como sobre las curvas de retención hídrica y conductividad hidráulica para caracterizar el suelo

en flujo no saturado. Se analizó el efecto de la dirección de muestreo sobre la porosidad y la conductividad hidráulica saturada y no saturada. Se indujeron procesos de humedecimiento y secado en muestras de suelo no disturbadas y se analizaron ciclos de humedecimiento y secado mediante el uso de sensores a campo con la finalidad de evaluar el efecto de la configuración del sistema poroso sobre el fenómeno de histéresis en distintos tipos de suelos con y sin CC. Finalmente se analizó el proceso de redistribución de agua relacionándolo con el comportamiento histerético y la direccionalidad de la muestra. El efecto de los CC sobre los indicadores estáticos se evidenció solo en CHA, con incrementos en la porosidad total y la macroporosidad ($0,02 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ y $0,05 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$). Al incorporar al análisis indicadores dinámicos se evidenció un efecto del CC en los tres sitios estudiados. En CHA y VIL la incorporación del CC aumentó la conductividad hidráulica saturada, y no tuvo efecto en el rango cercano a saturación (de $0,5 \text{ cm h}^{-1}$ a $1,9 \text{ cm h}^{-1}$ y de $7,1 \text{ cm h}^{-1}$ a $12,7 \text{ cm h}^{-1}$, respectivamente). En PER la incorporación del CC generó una disminución de la conductividad hidráulica saturada y en el rango cercano a saturación (de $6,3 \text{ cm h}^{-1}$ a $3,3 \text{ cm h}^{-1}$). De esta manera se concluye que los CC en sistemas bajo SD tienen mayor impacto en los indicadores dinámicos dependiendo del tipo de suelo y que su influencia en la función de conductividad hidráulica en el rango saturado y cercano a saturación muestra distintos comportamientos según el tipo de suelo. El estudio de la direccionalidad de la muestra sobre la porosidad generó resultados que comprueban que la porosidad es una propiedad escalar. Al analizar indicadores dinámicos se encontró que la incorporación de CC afecta la anisotropía de las propiedades hidráulicas favoreciendo la dirección vertical, con mayor efecto en los suelos de textura gruesa. Al estudiar la configuración del sistema poroso mediante el modelo de bimodalidad se encontró que en suelos de textura gruesa los dominios de porosidad de la matriz y la estructura tienden a estar más cercanos con un menor rango total, respecto a los suelos de textura fina, caracterizándose de esta manera como suelos con una distribución de porosidad tendiente a la unimodalidad. También se evidencia que el efecto de los CC se manifiesta sobre el dominio estructural que se corresponde con los poros existentes entre los agregados del suelo. Al estudiar el fenómeno de histéresis los resultados generales observados indican que el fenómeno de histéresis no es despreciable y debe tenerse en cuenta. La inclusión de CC generó un aumento del fenómeno de histéresis de la CRH del suelo sobre todo en suelos de textura gruesa. Estos resultados indican que el fenómeno de histéresis puede ser afectado por prácticas de manejo que afecten la estructura y funcionalidad del sistema poroso. La incorporación del CC generó un proceso más lento de redistribución y se observó una correlación positiva entre el grado de histéresis y el tiempo de redistribución, es decir que la redistribución del agua es retardada por el efecto de histéresis. Esto puede tener importancia para la absorción de agua por las raíces de las plantas ya que se reducen significativamente las pérdidas en la zona radical.

Palabras clave: cultivos de cobertura, anisotropía, histéresis, conductividad hidráulica.

ABSTRACT

In recent years, under the double impact of climate change and human activity, there has been growing concern about water use worldwide. Since soil is the main source of water for plant uptake, management of soil water status is crucial in agricultural systems, especially in fragile systems where water availability is constrained over time. The analysis of water use for agriculture must carefully consider the interaction between the various sources, highlighting the role of the soil as a reservoir of moisture and therefore the soil-water interaction. No-tillage (NT) was proposed as an agricultural production system with less soil degradation and more efficient water use. However, NT is often practiced in simplified farming systems, which generates negative effects on soil physical quality. Several authors have reported that the decrease in physical quality can limit the depth and volume of soil explored by roots to absorb water and nutrients. Among the practices suggested to preserve the physical fertility of soils under NT are cover crops (CC). Their inclusion implies greater root growth and biological activity, which improves soil structure. A better structured soil has a more adequate porous system for plant development and better hydraulic properties, favoring the entry of water into the system. However, the impact of CC on the physical properties of soils is inconsistent and phenomena such as the anisotropy of hydraulic properties and the hysteretic behavior of the water retention curve (SWRC) have not been used to analyze the changes induced in the configuration of soil pores. This alteration of the pore system directly affects the redistribution of water within the soil profile and towards plant roots, which is a complex process and has been little studied, particularly in the soils of our country. The main objectives of this thesis were: (i) to evaluate the impact of CC on static and dynamic indicators of physical quality in relation to bare fallow, in soils characteristic of the Pampean Region under NT; (ii) to evaluate the impact of CC on the configuration of the soil porous system and hydraulic properties in saturated and unsaturated flow by analyzing the preferential directional behavior; (iii) to evaluate the hysteresis of the SWRC and its modification by the inclusion of CC in soils under NT, in the laboratory and in the field; (iv) to quantify and analyze the water redistribution process in different types of soils with and without CC in relation to their hysteretic behavior. To meet these objectives, the effect of CC was evaluated, in comparison with a bare fallow, in three sites of the Pampean Region under NT (Chascomús (CHA), Abruptic Argiudol; Pergamino (PER), typical Argiudol and Gral. Villegas (VIL), typical Hapludol). The effect of CC on static and dynamic indicators of soil physical quality was evaluated, as well as on water retention and hydraulic conductivity curves to characterize the soil in unsaturated flow. The effect of sampling direction on porosity and saturated and unsaturated hydraulic conductivity was analyzed. Wetting and drying

processes were induced in undisturbed soil samples and wetting and drying cycles were analyzed using field sensors in order to evaluate the effect of the pore system configuration on the hysteresis phenomenon in different types of soils with and without CC. Finally, the water redistribution process was analyzed in relation to the hysteretic behavior and directionality of the sample. The effect of CC on static indicators was evident only in CHA, with increases in total porosity and macroporosity ($0.02 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ and $0.05 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$). Incorporating dynamic indicators into the analysis showed an effect of CC in each site. In CHA and VIL, the incorporation of CC increased saturated hydraulic conductivity, and had no effect in the range close to saturation (from 0.5 cm h^{-1} to 1.9 cm h^{-1} and from 7.1 cm h^{-1} to 12.7 cm h^{-1} , respectively). In PER, the incorporation of CC generated a decrease in saturated hydraulic conductivity (from 6.3 cm h^{-1} to 3.3 cm h^{-1}) and in the range near saturation. Thus, it is concluded that CC in systems under NT have a greater impact on the dynamic indicators depending on the soil type and that its influence on the hydraulic conductivity function in the saturated and near-saturated range shows different behaviors depending on the soil type. The study of the directionality of the sample on porosity generated results that prove that porosity is a scalar property. When analyzing dynamic indicators, it was found that the incorporation of CC affects the anisotropy of the hydraulic properties favoring the vertical direction, with greater effect in coarse-textured soils. When studying the configuration of the porous system using the bimodality model, it was found that in coarse-textured soils the porosity domains of the matrix and the structure tend to be closer with a smaller total range than in fine-textured soils, thus characterizing them as soils with a porosity distribution tending to unimodality. It is also evident that the effect of CC is manifested on the structural domain that corresponds to the pores between soil aggregates. When studying the hysteresis phenomenon, the general results observed indicate that the hysteresis phenomenon is not negligible and should be taken into account. The inclusion of CC generated an increase in the hysteresis phenomenon of soil SWRC especially in coarse textured soils. These results indicate that the hysteresis phenomenon can be affected by management practices that affect the structure and functionality of the porous system. The incorporation of CC generated a slower redistribution process, and a positive correlation was observed between the degree of hysteresis and redistribution time, i.e. water redistribution is retarded by the hysteresis effect. This may be of importance for water uptake by plant roots as losses in the root zone are significantly reduced.

Key words: cover crops, anisotropy, hysteresis, hydraulic conductivity.

ÍNDICE

Capítulo 1 . INTRODUCCIÓN	1
1.1. Antecedentes generales	1
1.2. Movimiento del agua en el suelo.....	5
1.2.1. Flujo saturado	6
1.2.2. Flujo no saturado	7
1.2.3. Curva de retención hídrica.....	9
1.3. Siembra directa y cultivos de cobertura	13
1.3.1. Incorporación de los cultivos de cobertura.....	16
1.4. Estudio de las propiedades físicas no saturadas, anisotropía e histéresis.	19
1.4.1 Influencia de la anisotropía	23
1.4.2 Curva de retención hídrica e influencia de la histéresis	25
1.5. Objetivos	26
1.5.1. Objetivo general.....	26
1.5.2. Objetivos particulares	26
1.6. Sitios de estudio. Descripción General.	27
1.6.1. Sitio Chascomús	28
1.6.2. Sitio Pergamino	28
1.6.3. Sitio General Villegas.....	28
Capítulo 2 . EFECTO DE LOS CULTIVOS DE COBERTURA SOBRE LA POROSIDAD Y DINÁMICA DEL AGUA EN EL SUELO	30
2.1. Introducción.....	30
2.2. Marco teórico	44
2.2.1. Infiltración	44
2.2.2. Porosidad efectiva	47
2.3. Materiales y métodos	49
2.3.1. Sitios de estudio y tratamientos	49
2.3.2. Infiltración a campo.....	49
2.3.3. Determinaciones en laboratorio	50
2.3.4. Análisis estadístico	54
2.4. Resultados y discusión	55
2.4.1. Indicadores estáticos	55
2.4.2. Indicadores dinámicos	59
2.4.3. Análisis de correlación entre indicadores estáticos y dinámicos.....	66
2.5. Conclusiones.....	68
Capítulo 3 . PROPIEDADES NO SATURADAS Y EFECTO DE LA ANISOTROPÍA.....	69
3.1. Introducción.....	69
3.2. Materiales y métodos	73

3.2.1. Sitios de estudio y tratamientos	73
3.2.2. Método de evaporación simplificado	73
3.2.3. Análisis estadístico	76
3.3. Resultados y discusión	77
3.3.1. Curva de retención hídrica	77
3.3.2. Conductividad hidráulica saturada y no saturada	84
3.3.3. Conductividad hidráulica en el rango de saturación media	86
3.4. Conclusiones.....	90
Capítulo 4 . EFECTO DE LOS CULTIVOS DE COBERTURA SOBRE LA HISTÉRESIS DE LA CURVA DE RETENCIÓN HÍDRICA Y LA REDISTRIBUCIÓN DEL AGUA EN EL SUELO	91
4.1. Introducción.....	91
4.2. Marco teórico	95
4.2.1. Histéresis de la curva de retención hídrica	95
4.2.2. Redistribución del agua del suelo	97
4.3. Materiales y métodos	97
4.3.1. Sitios de estudio y tratamientos	97
4.3.2. Determinación de la curva de retención de agua de secado	98
4.3.3. Determinación de la curva de retención de agua de humedecimiento parcial	98
4.3.4. Curva de retención hídrica a campo	100
4.3.5. Determinación del tiempo de redistribución de agua del suelo	101
4.3.6. Análisis estadístico	102
4.4. Resultados y discusión	103
4.4.1. Curvas de retención hídrica en laboratorio	103
4.4.2. Curvas de retención hídrica <i>in situ</i> para el sitio Chascomús.....	110
4.4.3. Redistribución de agua del suelo	113
4.5. Conclusiones.....	115
Capítulo 5 . CONSIDERACIONES FINALES	116
REFERENCIAS	118

Índice de Tablas

Tabla 1.1. Principales características de los sitios de estudio.....	27
Tabla 1.2. Principales características de los ensayos experimentales.....	29
Tabla 1.3. Valores de contenido de carbono orgánico total (COT) para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL) y tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC). Las letras minúsculas indican diferencias significativas entre tratamientos particionados por sitios (LSD, $p<0,05$).....	29
Tabla 2.1. Efecto de los cultivos de cobertura (CC) sobre la macroporosidad (θ_{ma}) y el agua disponible para las plantas (ADP) en la literatura revisada.	33
Tabla 2.2. Intervalos de referencia y límites críticos de los indicadores estáticos de calidad física del suelo de acuerdo con Reynolds et al. (2009).....	36
Tabla 2.3. Efecto de los cultivos de cobertura agrupados según la familia (gramíneas, G; leguminosas, L) sobre la tasa de infiltración (Inf.) y la conductividad hidráulica saturada (K_s) en la literatura revisada.	37
Tabla 2.4. Efecto de los cultivos de cobertura sobre la conductividad hidráulica no saturada ($K(h)$) en la literatura revisada.	42
Tabla 2.5. Efecto de los cultivos de cobertura sobre la sortividad (S) en la literatura revisada.....	42
Tabla 2.6. Sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL), tratamientos con sus respectivos cultivos (sin cultivo de cobertura, BD; con cultivo de cobertura, BC), años de incorporación del cultivo de cobertura (CC) a la rotación y fechas de muestreo.	49
Tabla 2.7. Valores de densidad aparente (D_{ap}) y porosidad total (PT) para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL) y tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC). Las letras mayúsculas indican diferencias significativas entre sitios de estudio (LSD, $p<0,05$). Las letras minúsculas indican diferencias significativas entre tratamientos particionados por sitios (LSD, $p<0,05$).....	55
Tabla 2.8. Valores de θ_{ma} , θ_{me} y θ_{mi} (macro, meso y microporosidad, respectivamente) para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL) y tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC). Las letras mayúsculas indican diferencias significativas entre sitios de estudio (LSD, $p<0,05$). Las letras minúsculas indican diferencias significativas entre tratamientos particionados por sitios (LSD, $p<0,05$).	56
Tabla 2.9. Valores de P_{MAC} , CA, ADP y RFC (macroporosidad grande, capacidad de aire, agua disponible para las plantas y capacidad de campo relativa, respectivamente) para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL) y tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC). Las letras mayúsculas indican diferencias significativas entre sitios de estudio (LSD, $p<0,05$). Las letras minúsculas indican diferencias significativas entre tratamientos particionados por sitios (LSD, $p<0,05$).	58
Tabla 2.10. Valores de macroporosidad y mesoporosidad efectiva (ϵ_{ma} y ϵ_{me}) y de índices de conectividad (CW_{PT} , CW_{ma} y CW_{me}) para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL) y tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC). Las letras mayúsculas	

indican diferencias significativas entre sitios de estudio (LSD, $p < 0,05$). Las letras minúsculas indican diferencias significativas entre tratamientos particionados por sitios (LSD, $p < 0,05$).	60
Tabla 2.11. Valores de sortividad (S), tiempo de cese de la repelencia al agua (TCRA), e índice de repelencia (IR) para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL) y tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC). Las letras mayúsculas indican diferencias significativas entre sitios de estudio (LSD, $p < 0,05$). Las letras minúsculas indican diferencias significativas entre tratamientos particionados por sitios (LSD, $p < 0,05$).	64
Tabla 3.1. Valores medios de los parámetros de ajuste (contenido de agua saturada, θ_s ; α , n), para los dos dominios de poro (1 para el dominio de la matriz, 2 para el dominio estructural); factor de ponderación del dominio estructural y de la matriz (w_E y w_M , respectivamente) para los sitios (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL) tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC) y dirección de muestreo (Vertical, V; Horizontal, H).	75
Tabla 3.2. Conductividad hidráulica a 0, 3 y 6 cm de tensión (K_{0-MI} , K_{3-MI} y K_{6-MI} , respectivamente) medida con mini-infiltrómetro en laboratorio para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL), tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC) y dirección de muestreo (vertical, V y horizontal, H). Las letras minúsculas indican diferencias significativas entre tratamiento x dirección particionado por sitio (LSD, $p < 0,05$).	84
Tabla 3.3. Conductividad hidráulica a 350, 600 y 900 cm de tensión (K_{350} , K_{600} y K_{900} , respectivamente) medida con el método de evaporación en laboratorio para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL), tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC) y dirección de muestreo (vertical, V y horizontal, H). Las letras mayúsculas indican diferencias significativas entre sitios de estudio (LSD, $p < 0,05$). Las letras minúsculas indican diferencias significativas entre tratamiento x dirección particionado por sitio (LSD, $p < 0,05$).	86
Tabla 4.1. Valores de grado de histéresis (H) y tensión a la que se observó la máxima diferencia entre las curvas de secado y humedecimiento ($h_{m\acute{a}x}$) para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL), tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC) y direcciones de muestreo (V, vertical y H, horizontal). Las letras mayúsculas indican diferencias significativas entre sitios de estudio (LSD, $p < 0,05$). Las letras minúsculas indican diferencias significativas entre tratamiento x dirección particionado por sitios (LSD, $p < 0,05$).	109
Tabla 4.2. Valores de tiempo de redistribución (t_{Red}) para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL), tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC) y dirección de muestreo (vertical, V; horizontal, H). Las letras minúsculas indican diferencias significativas entre tratamiento x dirección particionado por sitio (LSD, $p < 0,05$).	113

Índice de Figuras

Figura 1.1. Distribución de agua dulce del planeta.....	1
Figura 1.2. Relación entre la succión y la conductividad hidráulica.....	8
Figura 1.3. A. Curva de retención hídrica. B. Curva de distribución de volumen de poros. C. Representación esquemática de las propiedades de retención de agua del suelo para tres tipos de textura y la clasificación funcional de poros asociados a las partículas primarias. (C= arcillosa; L= franca; S= arenosa; CC= capacidad de campo; PMP= punto de marchitez permanente. Extraído de Damiano (1999).....	10
Figura 1.4. Curva de retención hídrica y distribución de volumen de poros para un suelo bimodal. Adaptado de Reynolds (2017).....	13
Figura 1.5. Ubicación de los sitios de estudio.	27
Figura 2.1. Aproximación gráfica al cálculo de las conductividades hidráulicas a dos tensiones.	46
Figura 2.2. Esquema del infiltrómetro de disco a tensión.....	49
Figura 2.3. Esquema de la mesa de tensión.	51
Figura 2.4. Esquema del mini-infiltrómetro utilizado para la determinación de $K(h)$ en muestras no disturbadas de suelo.	52
Figura 2.5. Ejemplo de la estimación del tiempo de cese de la repelencia al agua (TCRA) a partir de un ensayo de mini-infiltración.....	53
Figura 2.6. Esquema del mini-infiltrómetro utilizado para la determinación de la sortividad en muestras no disturbadas de suelo.	54
Figura 2.7. Conductividad hidráulica a 0, 3 y 6 cm de tensión (K_0 , K_3 y K_6 , respectivamente) medido con infiltrómetro de disco a campo para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL) y tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC). Las letras minúsculas indican diferencias significativas entre tratamientos particionados por sitios (LSD, $p<0,05$).....	60
Figura 2.8. Conductividad hidráulica a 0, 3 y 6 cm de tensión (K_{0-MI} , K_{3-MI} y K_{6-MI} , respectivamente) medido con mini-infiltrómetro en laboratorio para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL) y tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC). Las letras minúsculas indican diferencias significativas entre tratamientos particionados por sitios (LSD, $p<0,05$).....	62
Figura 2.9. Matriz de correlaciones (expresada en coeficiente de correlación de Spearman) para la macro, meso y microporosidad (θ_{ma} , θ_{me} y θ_{mi} , respectivamente), la conductividad hidráulica a 0, 3 y 6 cm de tensión (K_{0-MI} , K_{3-MI} y K_{6-MI} , respectivamente), la sortividad (S), tiempo de cese de la repelencia al agua (TCRA) y el índice de repelencia (IR) en los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL) y tratamientos (sin cultivo de cobertura, BD; con cultivo de cobertura, CC). Sólo se muestran las correlaciones con $p<0,05$	67
Figura 3.1. Configuración de laboratorio para el método de evaporación simplificado y disposición de los tensiómetros en la muestra.....	74
Figura 3.2. Curvas de retención hídrica para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL), tratamientos (sin	

cobertura, BD; con cobertura, BC) y dirección de muestreo (vertical, V y horizontal, H).....	77
Figura 3.3. Curvas de capacidad específica del suelo (C_{θ}) para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL), tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC) y dirección de muestreo (vertical, V y horizontal, H).	78
Figura 3.4. Curvas de distribución de volumen de poro para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL), tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC) y dirección de muestreo (vertical, V y horizontal, H).	80
Figura 3.5. Porosidad de la matriz (P_M) y porosidad de la estructura (P_E) para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL), tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC) y dirección de muestreo (vertical, V y horizontal, H). Las letras minúsculas indican diferencias significativas entre tratamiento x dirección particionado por sitios (LSD, $p < 0,05$).....	82
Figura 3.6. Curva de conductividad hidráulica para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL), tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC) y dirección de muestreo (vertical, V y horizontal, H). * indica diferencias significativas según la prueba T ($p < 0,10$)..	87
Figura 3.7. Índice de anisotropía en función de la tensión (h) para los valores de conductividad hidráulica (K) para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL), tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC) y dirección de muestreo (vertical, V y horizontal, H).	88
Figura 4.1. Curvas de retención hídrica en proceso de secado y humedecimiento y curvas de distribución de volumen de poros. Los bucles intermedios son <i>scanning curves</i> , que representan transiciones entre las ramas principales. Adaptado de Hillel (1982) y Bondí y Castellini (2022).	95
Figura 4.2. Metodología de laboratorio configurada para la determinación de la curva de retención de agua del suelo por secado y humedecimiento en una columna de suelo y su respectiva evolución de los parámetros medidos para una muestra representativa.....	99
Figura 4.3. Redistribución del contenido de agua en la muestra y su respectiva evolución de los parámetros medidos para una muestra representativa.	101
Figura 4.4. Curva de retención hídrica para los procesos de secado (sec) y humedecimiento (hum) para el sitio Chascomús (CHA) en los dos tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC) y en las dos direcciones de muestreo (V, vertical y H, horizontal). Las curvas de secado se ajustaron con el modelo de bimodalidad de van Genuchten (1980) y las curvas de humedecimiento se estimaron según los modelos de Mualem (1977) (M) y Kool y Parker (1987) (KyP).	103
Figura 4.5. Curva de retención hídrica para los procesos de secado (sec) y humedecimiento (hum) para el sitio Pergamino (PER) en los dos tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC) y en las dos direcciones de muestreo (V, vertical y H, horizontal). Las curvas de secado se ajustaron con el modelo de bimodalidad de van Genuchten (1980) y las curvas de humedecimiento se	

estimaron según los modelos de Mualem (1977) (M) y Kool y Parker (1987) (KyP).	105
Figura 4.6. Curva de retención hídrica para los procesos de secado (sec) y humedecimiento (hum) para el sitio Gral. Villegas (VIL) en los dos tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC) y en las dos direcciones de muestreo (V, vertical y H, horizontal). Las curvas de secado se ajustaron con el modelo de bimodalidad de van Genuchten (1980) y las curvas de humedecimiento se estimaron según los modelos de Mualem (1977) (M) y Kool y Parker (1987) (KyP).	106
Figura 4.7. Curvas de capacidad específica del suelo (C_{θ}) para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL) en el tratamiento con cultivo de cobertura para los puntos observados de los procesos de secado (sec_obs) y humedecimiento (hum_obs).....	108
Figura 4.8. Curva de retención hídrica obtenida a campo para el sitio Chascomús en el tratamiento sin cultivo de cobertura diferenciando distintos ciclos de secado y humedecimiento (S y H, respectivamente).....	110
Figura 4.9. Curva de retención hídrica obtenida a campo para el sitio Chascomús en el tratamiento con cultivo de cobertura diferenciando distintos ciclos de secado y humedecimiento (S y H, respectivamente).....	111

Capítulo 1 . INTRODUCCIÓN

1.1. Antecedentes generales

En los últimos años, bajo el doble impacto del cambio climático y la actividad humana, ha crecido la preocupación por la utilización del agua a nivel mundial (Siska y Takara, 2015; Vereecken et al., 2022). En el informe del año 2022 llevado a cabo por el Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC) se declaró que los riesgos derivados de la inseguridad hídrica se han convertido en un importante desafío mundial (IPCC, 2022). La seguridad hídrica se define como *"la capacidad de una población para salvaguardar el acceso sostenible a cantidades adecuadas de agua de calidad aceptable para mantener los medios de subsistencia, el bienestar humano y el desarrollo socioeconómico, para garantizar la protección contra la contaminación transmitida por el agua y los desastres relacionados con el agua, y para preservar los ecosistemas en un clima de paz y estabilidad política"* (Grey y Sadoff, 2007).

El agua interviene en la creación de todo lo que producimos, no hay sustitutos y, aunque es renovable, sólo hay una cantidad finita (Cosgrove y Loucks, 2015). A partir de un enfoque metodológico uniforme para cada continente Shiklomanov y Rodda, (2003) analizaron la dinámica de los recursos hídricos, el uso del agua y la disponibilidad de agua en el conjunto de la Tierra. Según su informe el 97,5 % del agua del planeta es salina y sólo el 2,5 % es dulce. La mayor parte del agua dulce del planeta se encuentra en forma de capas de hielo, glaciares y nieves permanentes y comprende el 68,7 %, un 30,1 % existe como agua dulce subterránea y en el 1,2 % restante está incluida la humedad del suelo, el agua de los pantanos y el permafrost (Figura 1.1).

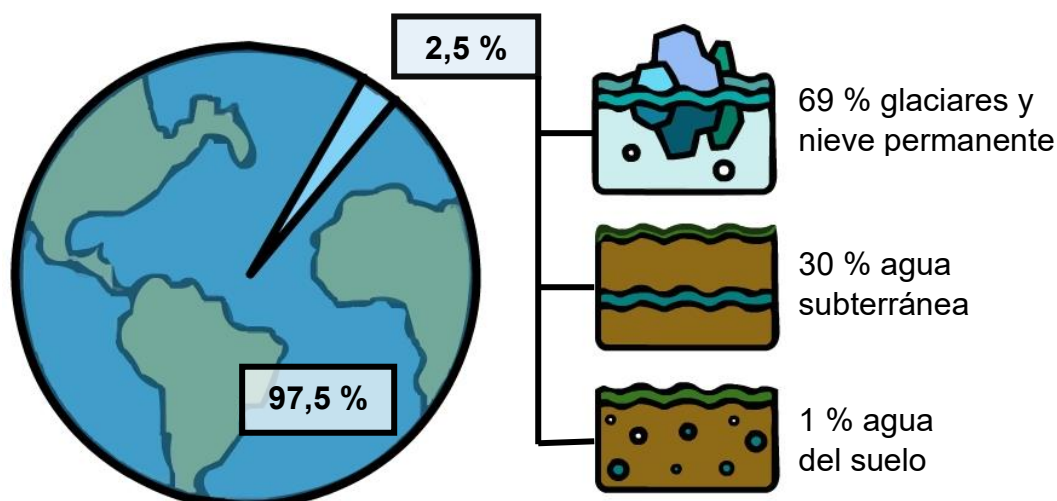


Figura 1.1. Distribución de agua dulce del planeta.

De acuerdo con el informe del IPCC (2022) los fenómenos meteorológicos extremos que provocan inundaciones y sequías se han vuelto más probables y/o

más graves debido al cambio climático antropogénico. El cambio en los estilos de vida y el deterioro de los servicios ecosistémicos reducen el acceso a una cantidad y calidad adecuadas de agua y aumentan la variabilidad y magnitud de estos fenómenos extremos (Siska y Takara, 2015). El aumento global de sequías e inundaciones en la última década ha puesto de manifiesto la necesidad de mejorar el conocimiento y la parametrización de los procesos hidrológicos del suelo. Estos procesos son el almacenamiento de agua, la evapotranspiración, la infiltración, la redistribución, el drenaje, el ascenso capilar y la escorrentía. Aunque se limitan a una fina capa de suelo, desempeñan un papel fundamental en el mantenimiento de la vida en los ecosistemas naturales y gestionados, en la modulación del impacto del cambio climático en los ecosistemas terrestres y en el control de los mecanismos de retroalimentación entre los ciclos del agua, la energía, el carbono y el nitrógeno (Vereecken et al., 2022).

El crecimiento demográfico, los cambios en los patrones de uso del suelo (por ejemplo, la extensión de la frontera agrícola, la urbanización) y la globalización ejercen una importante presión humana sobre la disponibilidad de agua dulce, tanto de los recursos superficiales como de los subterráneos, lo que influye en su estado cualitativo y cuantitativo (Vasel-be-hagh y Ting, 2020). La Revolución Verde basada en variedades modernas de plantas de alto rendimiento, que requieren grandes aportes de insumos externos y agua, ha permitido aumentar la producción mundial de alimentos a un ritmo superior al del crecimiento demográfico. Sin embargo ha contribuido a la degradación ambiental y ha amenazado la base de recursos de la que dependemos para la alimentación y el sustento (Rijsberman, 2006).

El crecimiento de la población que se estima llegará a 9.500 millones para el año 2050 exigirá un incremento del 100 % en la producción de alimentos (Assouline et al., 2015; Vasel-be-hagh y Ting, 2020). No hay escapatoria al hecho de que la necesidad y la demanda de agua finita y vulnerable seguirán aumentando, al igual que la competencia por ella (Cosgrove y Loucks, 2015). Desde la perspectiva de la seguridad alimentaria y disponibilidad de agua para la producción, el recurso hídrico debe gestionarse de manera eficiente y los niveles de productividad del agua agrícola deberían mejorarse ya que la agricultura es la actividad productiva que más consume agua dulce y representa alrededor del 60-70% del uso actual de la misma (Alfonso et al., 2020; Amarasingha et al., 2017; Wallace, 2000).

El suelo es la principal fuente de agua para las plantas, por lo tanto la gestión del estado del agua en el mismo es crucial en los sistemas agrícolas (Asgarzadeh et al., 2010), sobre todo en sistemas frágiles donde la disponibilidad del recurso encuentra limitaciones en el tiempo. En la llanura pampeana argentina se registran situaciones húmedas y secas, que derivan de alternancia de períodos con excesos o déficit de agua en los balances hidrológicos (Kruse y Zimmermann, 2002). Esta alternancia se debe al fenómeno El Niño-Oscilación

del Sur. Sus fases opuestas, cálida o El Niño y fría o La Niña, están asociadas a anomalías en las precipitaciones, con diferente grado de probabilidad de ocurrencia según la región y época del año (Serio, 2011). Si bien las observaciones pluviométricas comienzan a registrarse a principios del siglo XIX existe documentación histórica (a partir del siglo XVI) que arroja datos sobre períodos de sequías e inundaciones en esta región (Moncaut, 2003). Por ejemplo, en una carta enviada por el Tesorero del Río de La Plata al rey en 1576 dice: *“el año fue fértil de aguas cuando llegaron y después acá en dos años y medio que estamos no hemos visto llover sino muy poco, en esta tierra tan estéril de aguas que se siembra y no grana”*. También se encuentran registros de períodos de inundaciones, por ejemplo, en 1877 el diario de Dolores anunciaba: *“Temporal. Hace ocho días que sigue lloviendo copiosamente. Parece que el de arriba nos quiere convertir en ranas. El pueblo de Dolores observado desde una azotea parece una isla que flota en medio del mar”*. En el futuro se prevé una mayor incertidumbre en cuanto a la disponibilidad de agua, una mayor frecuencia de fenómenos meteorológicos extremos y unos flujos de retorno de agua a la atmósfera más rápidos (Cosgrove y Loucks, 2015; IPCC, 2022). El análisis del uso de agua para la agricultura debe considerar cuidadosamente la interacción entre las diversas fuentes poniendo de manifiesto el papel del suelo como depósito de humedad y por lo tanto la interacción suelo-agua.

Esta interacción ha sido de gran interés desde que la agricultura ha sido objeto de estudio científico. Durante el siglo XVII, y en vista del experimento clásico de van Helmont, durante una generación se pensó que el agua era el *“verdadero alimento de las plantas”* y prácticamente la única sustancia absolutamente necesaria para su vida. Esta idea dirigió naturalmente la atención de los trabajadores de la agricultura hacia la humedad del suelo (Harris, 1917). Antes de 1850 se realizaron muy pocas investigaciones físicas sobre el suelo, y el tema quedó eclipsado por la química agrícola. Posteriormente resurgió el interés por la física del suelo y en Estados Unidos y Alemania se realizaron avances considerables con el reconocimiento de los fenómenos coloidales y de adsorción que presentan los suelos (Keen, 1920). En 1838 Schübler estudió la variación del volumen de una muestra húmeda de suelo a partir del secado. Haberlandt en 1875 midió la resistencia a la penetración en suelos con contenido de humedad variable. Estos resultados están reportados en un boletín del Departamento de Agricultura de Estados Unidos en el año 1908. En el mismo se llega a la siguiente conclusión: *“las pruebas disponibles parecen ser concluyentes en cuanto a que el problema del suministro de agua y del contenido óptimo de agua es fundamentalmente un problema del suelo y, de forma incidental, un problema de las plantas”* (Cameron y Gallagher, 1908).

El pionero de los trabajos sobre la humedad del suelo en Estados Unidos fue Franklin King que estudió la distribución del contenido de agua en columnas de suelo y publicó trabajos entre los años 1889 y 1898. Edgar Buckingham en 1907 fue el primero en aplicar el concepto de energía a la física de suelo e introdujo el

término “potencial capilar” para estudiar la dinámica del agua en suelos no saturados. Gardner en 1920 demostró que este potencial es dependiente del contenido de agua e inventó un dispositivo para poder medirlo. Lorenzo A. Richards adoptó los métodos que habían desarrollado los físicos para estudiar el flujo de calor y electricidad para *“poder eliminar muchas de las dificultades en el campo de la humedad del suelo utilizando lo que se conoce como la función de potencial capilar”* (Richards, 1928) y formuló la ecuación diferencial parcial para el flujo de agua en un suelo no saturado (Richards, 1931). En años posteriores midió la fuerza de succión del suelo a través del uso de tensiómetros (dispositivo inventado en 1922) (Richards y Gardner, 1936). En un trabajo posterior, Richards declara que *“las curvas que muestran la relación entre la seguridad con la que el agua es retenida por el suelo y la cantidad de agua en el suelo se utilizan cada vez más debido a su relación con la distribución del tamaño de los poros, la estructura y la naturaleza y extensión de la superficie del suelo”* (Richards y Weaver, 1944). Horton (1933) definió la infiltración como el paso del agua a través de la superficie del suelo hacia el suelo. Childs y Collis-George (1950) demostraron que el flujo en suelos no saturados sigue la ley de Darcy y sugirieron técnicas para calcular la conductividad hidráulica a partir de curvas de retención de humedad. En los siguientes años se concentró el estudio del movimiento del agua en suelos no saturados (Taylor y Heuser, 1953). Philip (1957) propuso una ecuación empírica que describe el proceso de infiltración. Otro hito de gran relevancia en el estudio de la física del suelo es el modelo desarrollado por Mualem en 1976 para predecir la conductividad hidráulica a partir de la curva de retención hídrica y la conductividad hidráulica a saturación, el cual fue tomado por van Genuchten en 1980 y acoplado a su modelo matemático de ajuste de la curva de retención hídrica (van Genuchten, 1980).

Estas son las contribuciones y los hitos más importantes en el desarrollo de un marco teórico que permitió el estudio del movimiento del agua en el suelo. Sin embargo, el total conocimiento físico del agua en el suelo aún se encuentra en estudio y en desarrollo. La mayoría de los trabajos que analizan esta temática se han basado en este marco conceptual para definir y analizar los procesos y fenómenos que suceden en el suelo y que condicionan el contenido de agua y su redistribución en el perfil. Sin embargo, todavía existen limitantes en el estudio y muchos fenómenos, por ej. la anisotropía y la histéresis entre otros, no son tenidos en cuenta e incorporados al análisis y sin embargo son variables importantes que aportan valiosa información al momento de estudiar las propiedades físicas e hidráulicas del suelo.

1.2. Movimiento del agua en el suelo

Para poder entender cómo se mueve el agua en el suelo, primero debemos definir el concepto de *potencial hidráulico* (ψ_H). Si pensamos en un punto determinado de agua en el suelo y analizamos las fuerzas a las que se encuentra sometido podemos definir su estado energético que será distinto al del agua pura y libre. Estas fuerzas dependen de varios factores:

- de acuerdo con la posición donde se encuentre en el suelo, el punto va a estar afectado por el campo gravitatorio definiendo el *potencial gravitatorio* (ψ_g);
- el peso de la columna hidrostática que soporte va a definir el *potencial de presión* (ψ_p);
- la matriz del suelo lo someterá a fuerzas de capilaridad y adsorción definiendo el *potencial mátrico* (ψ_m);
- la concentración de iones en solución definirá el *potencial osmótico* (ψ_o). En suelos no salinos ψ_o puede despreciarse (Hillel, 1982).

Así el potencial hidráulico queda definido como la suma de sus distintos componentes:

$$\psi_H = \psi_g + \psi_p + \psi_m \quad (1.1)$$

El ψ_H puede expresarse por unidad de masa, de volumen, o de peso. Cuando la energía se expresa por unidad de masa de agua la dimensión es $[L^2T^{-2}]$ y las unidades más comunes son $J\ kg^{-1}$; $cal\ g^{-1}$. Si la energía está expresada por unidad de volumen de agua, la dimensión del potencial coincide con la de presión, y es $[ML^{-1}T^{-2}]$ siendo las más comunes Pa y atm. También se puede expresar la energía por unidad de peso, en este caso la dimensión del potencial es lineal $[L]$ en términos de columna de agua o mercurio. Así, es común encontrar el potencial hidráulico expresado en unidades de presión, o de longitud, pero debe recordarse que no se trata de presión o longitud desde el punto de vista físico. El peso relativo de los diferentes componentes del potencial hidráulico depende del contenido de agua en el suelo. En estado de saturación, el potencial mátrico desaparece y según la columna de agua que exista sobre el punto a estudiar se expresará el potencial de presión. Cuando el suelo comience a secarse desaparecerá este último y comenzará a aumentar el potencial mátrico.

En esta tesis se estudiará continuamente el estado energético del agua expresado por unidad de peso y será necesario definir por lo tanto el concepto de carga hidráulica (H) expresado en centímetros como:

$$H = h + z \quad (1.2)$$

donde z es la distancia desde el nivel de referencia y h es el valor absoluto de la succión.

Una vez definido el concepto de potencial podemos decir que existirá movimiento de agua en el suelo cuando existan diferencias de ψ_H entre dos o más puntos considerados. El movimiento siempre será de puntos de mayor potencial a puntos de menor potencial generando de esta manera un flujo de agua (Koorevaar et al., 1983). Este flujo puede darse en condiciones de saturación, es decir cuando todos los espacios porosos se encuentran llenos de agua, o como flujo no saturado, cuando el volumen de poros se encuentra parcialmente lleno de agua. El acomodamiento de las partículas sólidas del suelo genera un espacio poroso irregular, tortuoso e intrincado. El flujo a través de estos poros se encuentra limitado por numerosas constricciones y si queremos describirlo con detalle microscópico resulta muy complicado. Por esta razón, para describir el flujo a través de un medio poroso complejo de volumen determinado, se adopta un enfoque macroscópico donde se asume que un vector de velocidad macroscópico es igual al promedio de todas las velocidades microscópicas (Hillel, 1982).

1.2.1. Flujo saturado

El ingeniero Henry Darcy en 1856 experimentó con columnas de arena y demostró que el caudal de agua (Q) que fluye a través de una columna de material poroso saturado es directamente proporcional al área transversal (A) y a la diferencia de carga hidráulica (ΔH) e inversamente proporcional a la longitud de la columna (L). De esta manera queda definida la ley de Darcy:

$$Q \sim A \frac{\Delta H}{L} \quad (1.3)$$

El término $\Delta H/L$ es conocido como el gradiente hidráulico y se considera la fuerza motora del movimiento del agua en el suelo. ΔH es determinado midiendo la carga hidráulica en el punto de entrada de agua (H_i), y en el punto de descarga (H_o). Entonces la diferencia de carga hidráulica (ΔH) es definida como:

$$\Delta H = H_i - H_o \quad (1.4)$$

Finalmente queda definir el flujo (q) como el cociente entre el Q y el área de la sección transversal que atraviesa:

$$q \sim \frac{\Delta H}{L} \quad (1.5)$$

La constante de proporcionalidad que le otorga la igualdad a la ecuación 1.5 es la conductividad hidráulica (K) que al tener signo negativo indica que el flujo

de agua se mueve en el sentido de potenciales decrecientes. Una vez incorporada K nos queda definitivamente expresada la ecuación de Darcy:

$$q = -K \frac{\Delta H}{L} \quad (1.6)$$

Existen situaciones donde el flujo de agua no es estacionario, sino que cambia con el tiempo y donde la carga hidráulica no cambia linealmente en la dirección del flujo. Para estos casos se plantea entonces un gradiente instantáneo:

$$q = -K \frac{dH}{dL} \quad (1.7)$$

Si planteamos que el flujo ocurre en una dirección nos queda expresada así:

$$q_x = -K \frac{dH}{dx} \quad (1.8)$$

A modo de resumen esta ley postula que el flujo de un líquido viscoso (en este caso agua) a través de un medio poroso (cualquier suelo) se produce en la dirección y a una tasa proporcional a la fuerza motriz (es decir, el gradiente hidráulico) y a un ritmo proporcional a la capacidad del medio conductor para transmitir el líquido (es decir, la conductividad hidráulica) (Hillel, 1998). Para un determinado suelo la conductividad hidráulica en flujo saturado va a ser única y la máxima ya que todos los poros se encuentran llenos y conduciendo. En este punto podemos encontrar la principal diferencia con el flujo en un suelo no saturado que se definirá a continuación.

1.2.2. Flujo no saturado

Si queremos estudiar la dinámica del agua en un suelo en condiciones reales debemos tener en cuenta que la mayoría de los procesos de interacción (entre el agua, el suelo y las raíces de las plantas) ocurren en condiciones no saturadas. Esta situación ocurre cuando el volumen poroso del suelo no se encuentra ocupado en su totalidad por agua, es decir encontramos poros vacíos. Esto genera la existencia de interfases sólido-líquido-gas en los poros del suelo, que dan como resultado el fenómeno de capilaridad dando lugar a la expresión del potencial mátrico. Si planteamos una determinada masa de agua en el suelo y analizamos las fuerzas a la que se encuentra sometida encontraremos que está bajo la fuerza de gravedad, pero también bajo una presión subatmosférica o succión. Esta succión es debida a la afinidad del agua hacia las superficies de las partículas sólidas y hacia los poros capilares. Si existe flujo va a suceder desde un punto del suelo donde la succión sea menor hacia otro punto donde la succión sea mayor.

Como se expresó anteriormente la principal diferencia entre el flujo saturado y no saturado se encuentra en la K . Edgar Buckingham que fue uno de los precursores de la física del suelo, a partir de sus observaciones y análisis teóricos concluyó que K no era constante, sino que dependía del contenido de agua en el suelo (Hillel, 1998).

Como el contenido de agua es función del potencial mátrico, K entonces puede expresarse como función del potencial mátrico o succión quedando de esta manera definida la conductividad hidráulica no saturada ($K(h)$). Teniendo en cuenta que al secarse el suelo los poros de mayor tamaño son los primeros en vaciarse, el caudal se verá profundamente afectado, haciendo que $K(h)$ disminuya varios órdenes de magnitud a medida que el contenido de humedad del suelo baja y aumenta la succión (Koorevaar et al., 1983). En la Figura 1.2 se puede observar la relación entre K y h para dos tipos de suelo de textura contrastante.

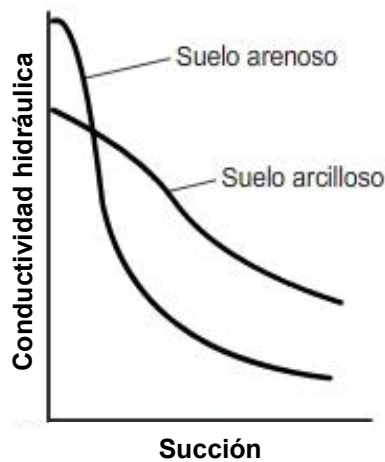


Figura 1.2. Relación entre la succión y la conductividad hidráulica.

La ley de Darcy (ecuación 1.6) es también válida para suelos no saturados, quedando el flujo definido como:

$$q = -K(h) \frac{dH}{dL} \quad (1.9)$$

Y para el análisis general en las tres dimensiones podemos incorporar el símbolo ∇ que es un operador de vector diferencial y representa el gradiente tridimensional en el espacio:

$$q = -K(h) \nabla H \quad (1.10)$$

A medida que un suelo se seca, además de disminuir el área conductora de agua, se acentúan los efectos de tortuosidad y ocurren cambios en la viscosidad del agua. Esta suma de factores hace que sea complicada la determinación de la función $K(h)$.

La ecuación 1.10 es aplicable al flujo no saturado en estado estacionario, es decir cuando no existe variación del flujo en el tiempo ($\Delta q=0$, $dq/dt=0$ y $d\theta/dt=0$). En situaciones reales sin embargo el flujo frecuentemente varía con el tiempo resultando en un flujo no estacionario ($d\theta/dt \neq 0$). Para poder estudiar la dinámica del flujo es necesario incorporar una ecuación que describa la tasa de cambio del contenido de humedad en el suelo en función del tiempo. Ésta es conocida como la ecuación de continuidad de Richards, basada en la ley de conservación de la masa. Si pensamos en un cuerpo de suelo con volumen determinado, la cantidad de agua que entra menos la cantidad de agua que sale, es igual al cambio del contenido hídrico (Kutílek y Nielsen, 1994). En una notación matemática abreviada puede definirse de la siguiente manera:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\nabla q \quad (1.11)$$

Al combinar las ecuaciones 1.10 y 1.11 podemos obtener la siguiente ecuación:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla [K(h)\nabla H] \quad (1.12)$$

Si lo presentamos para un sistema de dimensión horizontal obtenemos la ecuación general para flujo no saturado y no estacionario:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K(h) \frac{\partial h}{\partial x} \right] \quad (1.13)$$

1.2.3. Curva de retención hídrica

Volvamos a pensar en un volumen de suelo que está completamente saturado. Si analizamos el potencial hidráulico que tiene el agua que se encuentra en el suelo será igual en cualquier punto del cuerpo. El potencial mátrico será igual a cero y el potencial de presión dependerá de la altura del punto considerado. Si ahora le aplicamos una leve succión es esperable encontrar un leve flujo de salida, sin embargo, hasta que no superemos el valor crítico de entrada de aire no saldrá agua. Esta succión crítica se corresponde con el tamaño de poro más grande que debe vaciarse primero. Para hacer esta asociación entre succión y radio de poro (r) tenemos que basarnos en la ecuación de capilaridad que los relaciona a partir de la tensión superficial del agua (γ) ($h = -2\gamma/r$). Teniendo en cuenta esta relación podemos predecir que a medida que aumentemos la succión se van a ir vaciando poros cada vez más chicos, o dicho de otra manera los primeros poros en vaciarse serán los más grandes. Si analizamos el contenido volumétrico de agua del suelo, el mismo va a ir disminuyendo a medida que aumentemos la succión. Esta función se puede medir experimentalmente y si la representamos en un gráfico obtendremos una curva sigmoidea denominada “curva de retención hídrica” (CRH). La pendiente de la CRH del suelo, que es el cambio del contenido de agua por unidad de cambio del potencial mátrico, se denomina generalmente capacidad hídrica

diferencial. Esta capacidad específica del suelo depende en gran medida del potencial mátrico, por lo que es una propiedad importante que afecta al almacenamiento de la humedad del suelo y a su disponibilidad para las plantas (Hillel, 1998). Si en el eje de las x reemplazamos los valores de h por su respectivo valor de radio (de acuerdo con la ecuación de capilaridad) obtendremos la curva sumatoria de la distribución de tamaño de poros. Mediante la derivada de esta sumatoria podemos finalmente plantear la curva de distribución de volumen de poros:

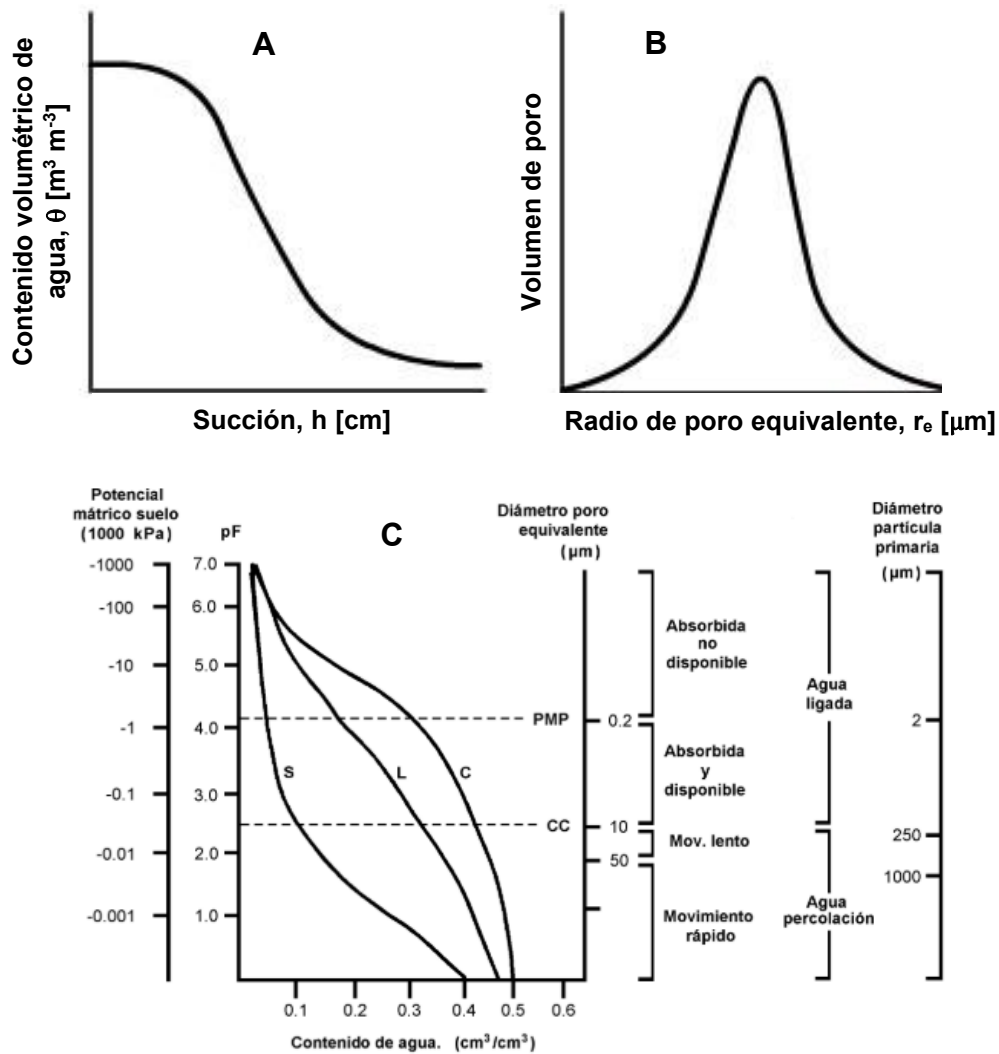


Figura 1.3. A. Curva de retención hídrica. B. Curva de distribución de volumen de poros. C. Representación esquemática de las propiedades de retención de agua del suelo para tres tipos de textura y la clasificación funcional de poros asociados a las partículas primarias. (C= arcillosa; L= franca; S= arenosa; CC= capacidad de campo; PMP= punto de marchitez permanente. Extraído de Damiano (1999).

Para poder hacer esta caracterización debimos simplificar el sistema de estudio. Para ello consideramos que los poros del suelo son tubos cilíndricos capilares de diferentes radios donde podemos aplicar la ecuación de capilaridad. Entonces cuando se mencione que un suelo tiene cierto tamaño de radio de

poros significará que se comporta energéticamente similar a un suelo con tubos cilíndricos capilares de dicho radio.

Una vez que la CRH es obtenida experimentalmente existe la necesidad de definir una curva que se ajuste mejor a los puntos. Existen distintos modelos paramétricos para ajustar la CRH en los cuales los parámetros son asociados a características funcionales del suelo (Brooks y Corey, 1964; Campbell, 1974). Sin embargo, una de las funciones más utilizadas en la actualidad que describe la CRH es el modelo de van Genuchten (van Genuchten, 1980):

$$S_e(h) = \frac{\theta(h) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{(1 + (\alpha|h|)^n)^m} \quad (1.14)$$

donde ($S_e(h)$) es la saturación efectiva, θ_r y θ_s son el contenido de humedad residual y saturado, respectivamente [$L^3 L^{-3}$], y α [L^{-1}], n , y m ($=1-1/n$) son los parámetros empíricos de van Genuchten, sujetos a las condiciones $\alpha > 0$, $n > 1$, y $0 < m < 1$. Tomando $\theta_r = 0$ podemos escribir la ecuación como:

$$\theta(h) = \frac{\theta_s}{(1 + (\alpha|h|)^n)^m} \quad (1.15)$$

Este modelo caracteriza el suelo como un único dominio principal de poros, causando en ciertos casos dificultades en el ajuste de datos. En este sentido, se puede obtener una función de $\theta(h)$ para suelos multimodales con un sistema de poros heterogéneo, asumiendo una suma ponderada de subcurvas, $S_{ei} = \theta_i(h)$, $1 \leq i \leq k$, donde cada una representa cada subsistema de poros:

$$\theta(h) = \sum_{i=1}^k w_i \theta_i \quad (1.16)$$

En la cual, cada subcurva está dada por:

$$\theta_i = (1 + (\alpha_i|h|)^{n_i})^{-m_i} \quad (1.17)$$

donde k es el número de subsistemas, y w_i son los factores de ponderación sujetos a $0 \leq w_i \leq 1$ y $\sum w_i = 1$. Los parámetros de van Genuchten para las subcurvas están dados por α_i , n_i y m_i .

Este tipo de análisis habilita una clasificación funcional de la porosidad del suelo. A modo de simplificar y clasificar el espacio poroso del suelo, lo podemos dividir en diferentes dominios. Los poros más grandes, correspondientes a bioporos, grietas y vacíos inter-agregado, pertenecen al dominio estructural. Los poros más pequeños que corresponden al espacio entre partículas y agregados pertenecen al dominio de la matriz, el resto de los poros pertenecen al dominio residual (Kutílek, 2004). A estos dominios le podemos asignar diferentes funciones: la transmisión y el almacenamiento de agua va a ocurrir en el dominio estructural y de la matriz mientras que el dominio residual no va a tener ninguna función (Reynolds, 2017).

Si analizamos la función $\theta(h)$ de un volumen de suelo saturado la podemos descomponer en la suma de las funciones de los dominios:

$$\theta(h)_T = \theta(h)_E + \theta(h)_M; 0 \leq |h| < \infty \quad (1.18)$$

donde $\theta(h)_T$, $\theta(h)_E$ y $\theta(h)_M$ son el contenido volumétrico de agua del suelo total, del dominio estructural y del dominio de la matriz, respectivamente. Si el suelo se encuentra saturado (sin aire entrampado) entonces $h=0$. En esta situación podemos establecer que el contenido volumétrico saturado de cada dominio es igual a la porosidad correspondiente a cada dominio; expresado en ecuaciones:

$$\theta(h)_T = \theta_s = P_T; h = 0 \quad (1.19)$$

$$\theta(h)_E = w_E \theta_s = \theta_{Es} = P_E; h = 0 \quad (1.20)$$

$$\theta(h)_M = w_M \theta_s = \theta_{Ms} = P_M; h = 0 \quad (1.21)$$

$$P_T = P_E + P_M \quad (1.22)$$

donde θ_s , θ_{Es} , y θ_{Ms} son el contenido volumétrico saturado del suelo total, del dominio estructural y del dominio de la matriz, respectivamente; P_T , P_E y P_M son la porosidad total, la porosidad estructural y la porosidad de la matriz, respectivamente y w_E y w_M son los parámetros de ponderación de los dominios estructural y de la matriz, respectivamente. Teniendo en cuenta los dominios establecidos podemos expresar la ecuación 1.15 de la siguiente manera:

$$\theta(h) = \frac{P_E}{[1 + (\alpha_E |h|)^{n_E}]^{m_E}} + \frac{P_M}{[1 + (\alpha_M |h|)^{n_M}]^{m_M}}; |h| \geq 0 \quad (1.23)$$

Así vamos a tener una función de van Genuchten para cada dominio con sus respectivos parámetros de ajuste, α_E , n_E y m_E para el dominio estructural; y α_M , n_M y m_M para el dominio de la matriz.

Anteriormente se había planteado que a partir de la derivada de la CRH se puede obtener la curva de distribución de volumen de poros (DVPo). De acuerdo a van Genuchten (1980) y Durner (1994) matemáticamente queda expresado de la siguiente manera:

$$DVPo \rightarrow \frac{-d\theta(h)}{d \log_{10} h} \text{ versus } d_e \quad (1.24)$$

Para graficar la función se debe expresar en el eje x el diámetro de poro equivalente (d_e) que se puede relacionar con h a través de la ecuación de capilaridad:

$$d_e = \frac{4\gamma \cos \mu}{\rho_w g h} \approx \frac{2997,4}{|h|}; |h| > 0(\text{cm}); d_e(\mu\text{m}); 20^\circ\text{C} \quad (1.25)$$

donde $\gamma=72,8 \text{ g s}^{-2}$ es la tensión superficial del agua pura, $\rho_w=0,998 \text{ g cm}^{-3}$ es la densidad del agua, $g=980 \text{ cm s}^{-2}$ es la aceleración gravitacional y $\mu \approx 0$ es el ángulo de contacto.

El primer término de la ecuación 1.24 se puede desarrollar y llegar a la siguiente ecuación:

$$\ln(10) h \frac{-d\theta(h)}{dh} = \frac{-d\theta(h)}{d\log_{10}h} \quad (1.26)$$

Finalmente haciendo la derivada de las funciones (h) para cada dominio las DVPO nos quedan expresadas matemáticamente así:

$$DVPo_E \rightarrow \ln(10) \left\{ \frac{m_E n_E P_E (\alpha_E h)^{n_E}}{[1 + (\alpha_E h)^{n_E}]^{(m_E+1)}} \right\} \text{versus } d_e \quad (1.27)$$

$$DVPo_M \rightarrow \ln(10) \left\{ \frac{m_M n_M P_M (\alpha_M h)^{n_M}}{[1 + (\alpha_M h)^{n_M}]^{(m_M+1)}} \right\} \text{versus } d_e \quad (1.28)$$

donde DVPO_E y DVPO_M son la distribución de volumen de poros para el dominio estructural y de la matriz, respectivamente.

A continuación, se presenta gráficamente una CRH con distribución bimodal y su respectiva DVPO:

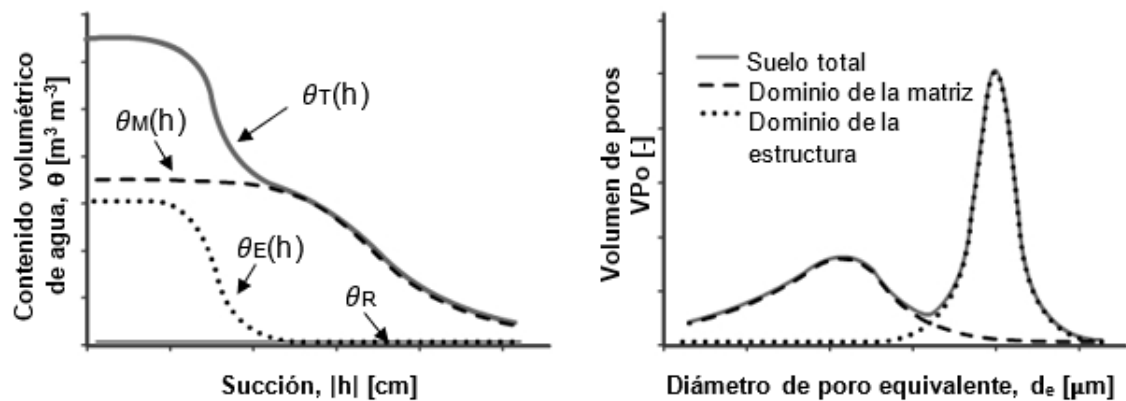


Figura 1.4. Curva de retención hídrica y distribución de volumen de poros para un suelo bimodal. Adaptado de Reynolds (2017).

A partir de lo definido en esta sección se evidencia que el suelo es un sistema complejo y que por lo tanto la dinámica del agua en este medio poroso también lo es. Es necesaria una correcta caracterización de los procesos hidrológicos que nos permita analizar las variaciones inducidas por diferentes prácticas y manejos que se hagan en el suelo, ya que de su estado depende la dinámica hídrica.

1.3. Siembra directa y cultivos de cobertura

Las propiedades físicas, químicas y biológicas de los suelos impactan en el flujo de agua, y afectan su movimiento hacia capas más profundas de suelo o su permanencia y redistribución en las capas superiores. Es sabido que muchas de estas propiedades son sensibles al manejo y pueden ser alteradas en corto tiempo (Vereecken et al., 2022). Desde el nacimiento de la agricultura alrededor

de 10.000 años a. C. se impuso como principal manejo del suelo la labranza del mismo para poder sembrar. Si bien la práctica de sembrar sin labrar el suelo estuvo y está presente en muchas culturas no fue la más difundida a nivel global. Mediante el uso del arado (primero de madera luego de hierro) la labranza del suelo se extendió por Europa durante la Edad Media. Más adelante, entre los siglos VIII y X evolucionó a un arado capaz de invertir el suelo y controlar malezas eficientemente. Las potencias coloniales llevaron el arado a América, Asia y África convirtiéndose en una herramienta importante para el desarrollo de las nuevas tierras cultivadas (Derpsch, 1998). Durante el siglo XVIII seguía rigiendo el concepto que afirmaba, en palabras de un agrónomo inglés (Jethro Tull), 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”* (Soracco, 2009). En el siglo XX el laboreo del suelo se fundamentaba desde otro punto de vista: *“el arado profundo y la pulverización a fondo del suelo son los dos factores que permiten a cualquier suelo retener la máxima cantidad de humedad”* (Macdonald, 1909).

El uso del arado se expandió rápidamente, primero tirado con tractores a máquina a vapor, y luego con tractores con motores de combustión, que se volvieron populares a partir de la década de 1920. Su uso por un lado facilitó el control de malezas y el desarrollo de los cultivos, pero por otro lado trajo aparejados grandes problemas ambientales, reducción del contenido de materia orgánica, compactación e incremento de la susceptibilidad de los suelos a la erosión (Lozano, 2014). La expansión de este modelo de agricultura mecanizada basada en la labranza del suelo continuó, a pesar de que los efectos negativos sobre el ambiente no tardaron en hacerse evidentes. El evento más icónico de la degradación del suelo por las labranzas fue el *“Dust Bowl”* en los años 30, una serie de tormentas de tierra ocurridas en Estados Unidos en condiciones persistentes de sequía y favorecidas por la labranza continua. A razón de esto en 1933 se creó el Servicio de Erosión del Suelo, que dos años más tarde pasó a llamarse Servicio de Conservación del Suelo, dependiente del Departamento de Agricultura en Estados Unidos. En este contexto de creciente preocupación por la calidad del ambiente y por la preservación de los suelos, se comenzaron a cuestionar las prácticas de labranza imperantes y se hicieron los primeros planteos de labranza reducida. Un ejemplo de este cuestionamiento es la crítica al arado que hizo el agente de extensión Edward Faulkner (1943) en su libro *La insensatez del labrador (Plowman's Folly)*. En el mismo decía: *“nadie, hasta ahora, ha sido capaz de desarrollar una razón científica para arar”*.

En 1960 la siembra directa (SD) fue propuesta como un sistema de producción agrícola con menor degradación de suelos y uso más eficiente del agua (Kassam et al., 2015; Palm et al., 2014; Wilson et al., 2020). De acuerdo al tesoro de la FAO es la *“siembra de semillas sin arar o escardar previamente el lecho de siembra”* (AGROVOC, 2023). En la actualidad, este sistema ocupa alrededor de 125 millones de hectáreas a nivel mundial (Blanco-Canqui y Ruis,

2018). La mitad de esa superficie se encuentra en América del Sur. En Argentina la SD se introdujo en la década de 1960 como una alternativa para evitar la degradación de suelos producida por años de labranzas. Sin embargo, el sistema no alcanzó gran expansión hasta fines de los 90, luego de que se desarrollaron herbicidas más eficientes, y sobre todo a partir de la introducción de cultivos genéticamente modificados para resistir al herbicida glifosato, eventos que facilitaron el control de las malezas. Desde 1993 hasta mediados de la década de 2000, la SD se expandió exponencialmente debido a la incorporación de variedades de soja modificada genéticamente y a la reducción del precio del glifosato al expirar la fecha de su patente (Wilson et al., 2020). En el período comprendido entre 1989 y 2017, la superficie bajo SD aumentó de 92 mil a más de 33 millones ha (AAPRESID, 2019). En la actualidad la adopción de la SD en el país es masiva, siendo el principal cultivo extensivo la soja (*Glycine max* (L.) Merr.), con alrededor de 17 millones de ha, seguida por el maíz (*Zea mays* L.) con 9 millones de ha y el trigo (*Triticum aestivum* L.) con más de 6 millones de ha (SAGyP, 2023a).

El investigador Marcelo Fagioli de nacionalidad italiana llevó a cabo el primer ensayo con labranza cero en Argentina en la estación de INTA Pergamino. En palabras de él queda claramente evidenciado su objetivo: *“yo no estoy buscando medir el rendimiento de maíz, sino que me interesa ver el consumo de agua de la planta, cuáles son los momentos críticos, qué sucede cuando no hay reservas en el suelo o cuando las reservas son mínimas. Quiero obtener los primeros datos y empezar a acumular información”*. Si bien no tuvo como objetivo el desarrollo de la siembra directa como hoy la conocemos sentó el primer antecedente científico del país (Fagioli, 1974). En el año 1988 en un informe técnico del INTA se concluyó: *“Las intensas labores convencionales para la siembra de soja en el doble cultivo con trigo, conducen frecuentemente a una pérdida de humedad superficial del suelo, gran destrucción de los agregados y a la formación de costras. Por el contrario, la siembra directa es una alternativa conservacionista que permite mantener el rastrojo superficial y anticipar la instalación del cultivo”* (Vivas et al., 1988).

La implementación de la SD en un sistema manejado con buenas prácticas agrícolas (lo que implica una adecuada rotación de cultivos e intensificación de la secuencia) puede mejorar las propiedades físicas, químicas y biológicas de los suelos puesto que contribuye, en general, a mantener o incrementar el nivel de carbono orgánico del suelo sobre todo en los primeros centímetros (Blanco-Canqui y Ruis, 2018), y por lo tanto mejorar la estructura y aumentar el contenido de agua del suelo debido a una mayor infiltración y una menor evapotranspiración (Domínguez y Bedano, 2016). Un informe del año 2015 indica que, en alrededor de la mitad de los lotes bajo SD en la provincia de Buenos Aires, la cobertura del suelo durante el barbecho fue menor al 30 %, cuando la cobertura esperada en esta práctica es de más del 70 % (Schmidt et al., 2018). Frecuentemente la SD se practica en sistemas agrícolas simplificados,

lo que genera efectos negativos sobre la calidad física del suelo (Alvarez et al., 2009; Sasal et al., 2006). Un suelo con calidad física pobre puede ser diagnosticado a través de los siguientes síntomas: baja infiltración del agua, escorrentía superficial del agua, endurecimiento, mala aireación y poca presencia de raíces (Dexter, 2004). Los efectos de la adopción de la SD sobre las propiedades físicas de los suelos han sido estudiados por varios investigadores del país y el extranjero. Los resultados son disímiles (ver por ejemplo las revisiones de Strudley et al., 2008 y de Álvarez y Steinbach, 2009). La SD con monocultivo, y especialmente con una alta frecuencia de soja, puede disminuir la estabilidad de los agregados del suelo, disminuir la macroporosidad y disminuir el carbono orgánico en comparación con una secuencia de cultivos más diversa (Behrends Kraemer et al., 2017; Novelli et al., 2013; Sasal et al., 2009).

Varios autores han reportado que la disminución de la calidad física del suelo puede limitar la profundidad y el volumen del suelo explorado por las raíces para absorber agua y nutrientes (Chen et al., 2014). Otros estudios reportan efectos negativos sobre la estructura del suelo destacando la formación de estructuras anómalas, como la estructura laminar, con agregados planos paralelos a la superficie (Behrends Kraemer et al., 2017; Sasal et al., 2017). Este tipo de estructura genera una disminución de la porosidad total y una variación en la distribución del volumen de poros (Alvarez y Steinbach, 2009; Carof et al., 2007; Strudley et al., 2008), a la vez que modifica la orientación y la conectividad de esos poros (Lozano, 2014; Lozano et al., 2013). Por lo tanto, la presencia de estructura laminar restringe la profundidad de exploración de las raíces y la infiltración de agua en el perfil (Soracco et al., 2010). Estos efectos negativos sobre la calidad del suelo han sido atribuidos a la extrema simplificación de los sistemas agrícolas en SD y a que su adopción no fue acompañada por otras prácticas agrícolas apropiadas (Wilson et al., 2020).

1.3.1. Incorporación de los cultivos de cobertura

Una alternativa de manejo para mitigar los efectos negativos y preservar la fertilidad física y química de los suelos bajo SD es la incorporación de cultivos de cobertura (CC) a la secuencia de cultivos. En el glosario de términos de la Sociedad Americana de la Ciencia del Suelo se define como: "Cultivo de crecimiento tupido, que proporciona protección al suelo, protección a la siembra y mejora del suelo entre periodos de producción normal de cultivos" (SSSA, 2023). De acuerdo al tesoro de la FAO son "plantas cultivadas entre o durante el cultivo regular para añadir materia orgánica al suelo y/o protección contra la erosión" (AGROVOC, 2023). En Argentina se utilizan principalmente durante el invierno y las principales especies utilizadas son de las familias gramíneas, leguminosas y brasicáceas.

De acuerdo a la cantidad y calidad del rastrojo que aportan y la arquitectura de las raíces tendrán distintos efectos sobre la calidad del suelo (Villamil et al., 2006). Las gramíneas aportan residuos orgánicos de alta calidad generando una mayor cobertura y el crecimiento del sistema radical en cabellera tiene capacidad estructurante. En zonas templadas las especies más utilizadas son centeno (*Secale cereale* L.), avena (*Avena sativa* L.), cebada (*Hordeum vulgare* L.), trigo, triticale, x Triticosecale, y raigrás, (*Lolium multiflorum* L.). Las leguminosas, si bien aportan menor volumen de residuos orgánicos y de menor calidad (relación carbono/nitrógeno baja), pueden fijar nitrógeno atmosférico generando una fuente de entrada de este nutriente al suelo (Sharma et al., 2018). Las principales especies utilizadas son trébol (*Trifolium* L.) y vicia (*Vicia* L.). Las brasicáceas se destacan por su fuerte sistema radical pivotante capaz de atravesar capas compactadas del suelo por lo que se emplean como descompactadores biológicos (Calonego et al., 2017). La principal especie utilizada es el nabo forrajero (*Brassica rapa* L.). Estas especies se pueden utilizar consociadas y de esta manera complementar los beneficios de las diferentes familias. En la Región Pampeana su inclusión en los sistemas productivos viene aumentando en los últimos años. Para la campaña 20/21 se registraron 35771 ha sembradas (SAGyP, 2023b) siendo el cultivo con mayor porcentaje el centeno (75 %) seguido por la vicia (8 %) y la avena (7 %). Sin embargo, existe una limitante para su adopción ya que se requiere una inversión por la cual no se obtiene un rédito económico y, dependiendo de la zona y el momento de secado del CC, la inclusión en la rotación compite con los cultivos de renta por el agua y los nutrientes (Adetunji et al., 2020).

La inclusión de CC implica mayor actividad de raíces y actividad biológica en el suelo, además de un mayor aporte de carbono orgánico durante ese período (Behrends Kraemer et al., 2017; Duval et al., 2016). Los CC pueden afectar las propiedades físicas e hidráulicas del suelo por distintos mecanismos (Alvarez et al., 2017; Blanco-Canqui et al., 2011). De manera directa, los CC modifican la estructura mediante la actividad de las raíces y generan porosidad debido a la muerte de las mismas (Basche y DeLonge, 2017). Los CC también ejercen una protección física del suelo ante eventos externos como el impacto de las gotas de lluvia y el viento, que pueden degradar la estructura del suelo (Mukherjee y Lal, 2015). Por otra parte, la cobertura tiende a amortiguar los cambios abruptos de temperatura y humedad, que juegan un rol importante en la estabilidad de la estructura del suelo. De manera indirecta la acumulación de carbono orgánico en la superficie genera estructura y aporta estabilidad estructural promoviendo también el desarrollo de la biota del suelo, que tiene un rol fundamental en la incorporación de los residuos orgánicos y en la generación de porosidad estructural (Barker et al., 2018; Domínguez y Bedano, 2016; Novelli et al., 2013). Un suelo mejor estructurado tiene un sistema poroso más adecuado para el desarrollo de las plantas y mejores propiedades hidráulicas, favoreciendo la entrada de agua al sistema (Sasal et al., 2006). Sin embargo, el aumento en el

tránsito de maquinaria por la intensificación agrícola podría contrarrestar los efectos beneficiosos del aporte de materia orgánica y de la actividad de biota y raíces, generando eventos de compactación y pérdida de estructura (Behrends Kraemer et al., 2017). En la literatura existen reportes con resultados variables evidenciando que el impacto de los CC en las propiedades físicas de los suelos es inconsistente (Blanco-Canqui et al., 2011).

La calidad física de los suelos (CFS) puede ser evaluada a partir de distintos indicadores, que se pueden clasificar como estáticos, cuando estiman la capacidad de almacenamiento de agua, o dinámicos, cuando describen el movimiento de agua en el suelo (Iovino et al., 2016). Los indicadores estáticos dan una idea de la distribución de los poros que retienen el agua del suelo con una determinada energía, e incluyen indicadores como el porcentaje de poros de distinto tamaño, el agua disponible para la planta (ADP), el punto de marchitez permanente (PMP), capacidad de campo y capacidad de aireación (Reynolds et al., 2009). Indicadores dinámicos como $K(h)$, las porosidades efectivas y la conectividad de familias de poros de distinto tamaño, dan cuenta del movimiento del agua en el suelo, e incluyen medidas obtenidas de ensayos de infiltración. Los parámetros arquitectónicos de los poros sólo dan una indicación de sus posibles funciones, por ejemplo, la saturación total de agua es una función de la porosidad total del suelo, pero también está determinada por la hidrofobicidad de los sólidos. La verdadera función de un espacio poroso sólo se pone de manifiesto cuando se introduce o almacena un medio en este. Por lo tanto, la arquitectura de los poros sólo determina las funciones potenciales, mientras que el estudio del agua y su dinámica dentro del poro permite estimar las funciones reales (Yudina y Kuzyakov, 2023).

En la mayor parte de la bibliografía se reporta el efecto de CC sobre indicadores estáticos, principalmente la densidad aparente (D_{ap}) y la porosidad total (PT). Muchos autores reportan aumentos en la PT y disminuciones en la D_{ap} a causa del efecto estructurador de las raíces y el incremento de COS que conlleva a una mayor actividad de la fauna del suelo (Basche y DeLonge, 2017; Nascente y Stone, 2018; Villamil et al., 2006). Por el contrario, existen reportes para la Región Pampeana que indican un aumento de la D_{ap} como resultado de la intensificación agrícola con inclusión de cultivos de invierno, atribuible al aumento del tránsito de maquinaria (Behrends Kraemer, 2015; Duval et al., 2015). Otros autores no observaron efecto de los CC sobre estas variables, tanto en el corto (Calonego et al., 2017; Haruna et al., 2018a; Mukherjee y Lal, 2015; Wagger y Denton, 1989) como en el largo plazo (Blanco-Canqui et al., 2011; Chalise et al., 2019). En un meta análisis en suelos de la Región Pampeana Alvarez et al. (2017) reportó un mínimo impacto de los CC en la D_{ap} . Dentro de la porosidad del suelo el estudio de la fracción de poros de mayor tamaño, los macroporos, resulta de especial interés ya que son los principales responsables del movimiento de agua y de su redistribución en el perfil del suelo (Holden, 2009; Watson y Luxmoore, 1986). Esta fracción es en general la más dinámica ya que

está determinada principalmente por la estructura y por tanto es sensible a las prácticas de manejo y a la actividad biológica. Muchos estudios reportan que los CC pueden incrementar el volumen de macroporos (Bodner et al., 2014; Gabriel et al., 2019; Haruna et al., 2018a; Nascente y Stone, 2018). Por el contrario, Calegari et al. (2013) no observaron cambios en la macroporosidad en un ensayo de 19 años de duración, donde comparaban el efecto de diferentes CC y del barbecho invernal desnudo en un cultivo de maíz.

En cuanto a los indicadores dinámicos de CFS, diversos autores han reportado que la introducción de CC puede afectar las propiedades que determinan la entrada del agua en el suelo y su dinámica (Behrends Kraemer, 2015; Blanco-Canqui et al., 2011; Bodner et al., 2008; Carof et al., 2007; Duval et al., 2015; Haruna et al., 2018a). También juega un rol importante el aumento de la actividad biológica que no solo incrementa el volumen sino también la conectividad de los macroporos (Villarreal et al., 2020) y la porosidad conductora de agua (Blanco-Canqui et al., 2011). En un meta análisis en suelos de la Región Pampeana, Alvarez et al., (2017) reportaron un aumento en la infiltración en el 82 % de los casos estudiados con un incremento promedio del 36 % en la infiltración debido a la incorporación de CC. Es de esperar que los CC generen un incremento en la K y las tasas de infiltración, sin embargo, en la literatura se reportan resultados contradictorios. En el **capítulo 2** se analizará en detalle el impacto de los CC en las propiedades físicas e hidráulicas del suelo, así como se expondrán las diferentes ópticas con las que se ha investigado la inclusión de CC en las prácticas agrícolas.

1.4. Estudio de las propiedades físicas no saturadas, anisotropía e histéresis.

El impacto de la producción agrícola en la dinámica hídrica del suelo generalmente es abordado a través de la determinación de las tasas de infiltración básica en el suelo (Soracco, 2009) o de la conductividad hidráulica saturada (K_s) (Bagarello et al., 2006; Lozano et al., 2013; Soracco et al., 2010). Sin embargo, estas variables caracterizan el flujo en condiciones de saturación, lo cual no resulta representativo de la situación real de campo, ni de las condiciones en las cuales sucede el proceso de absorción de agua por parte de las raíces (Hillel, 1982). La zona no saturada (también llamada, “zona parcialmente saturada”, “zona de aireación” o “zona vadosa”) constituye la parte del perfil del suelo donde el contenido de agua es inferior a la porosidad del suelo, o en un sentido más formal, donde la presión del agua del suelo es negativa, siendo menor que la del agua libre en el mismo lugar y que la del agua subterránea. Esta zona del suelo está inextricablemente implicada en muchos aspectos de la hidrología: infiltración, evaporación, redistribución, recarga de las aguas subterráneas, almacenamiento de la humedad del suelo y erosión del suelo (Nielsen et al., 1986). La conductividad de un suelo no saturado (conductividad “capilar” o “no saturada”) es análoga a la conductividad en un

suelo saturado, pero con una diferencia importante. Como se explicó en la sección 1.2 la K_s es una propiedad única para un material, fluido y temperatura, sin embargo la K no saturada varía con el contenido de humedad porque sólo una parte del espacio poroso, aquel que se encuentra con agua, puede transmitirla (Remson et al., 1959).

Varios autores estudiaron a campo el flujo no saturado de agua usando variables como la K a distintos potenciales de entrega de agua y a través de la cuantificación de la macro y mesoporosidad hidráulicamente activa (Lozano, 2014; Lozano et al., 2013; Schwen et al., 2011; Soracco et al., 2011, 2018; Villarreal et al., 2020). Sin embargo, aunque las determinaciones a campo son representativas en cuanto a la estimación de K , es sabido que están limitadas a altos contenidos de humedad (Arya et al., 1975). La dinámica del agua en el suelo está controlada por la conductividad hidráulica no saturada ($K(h)$) y los gradientes de potencial hidráulico. En las capas superiores cultivadas, ambos varían en el espacio y el tiempo (Vereecken et al., 2016). Este proceso de redistribución es continuo y puede persistir a una tasa apreciable por muchos días después de la precipitación (Hillel, 1982). El mismo es considerado un proceso que sucede en varias direcciones a través del perfil del suelo y, aunque ocurre a bajas tasas, involucra volúmenes considerables en el tiempo. La dirección y tasa de los mismos determinarán la cantidad de agua que realmente estará disponible para el cultivo (Chen et al., 2019). En la Región Pampeana argentina son pocos los estudios que cuantifiquen $K(h)$ en un amplio rango de potenciales. Uno de los métodos más difundidos en los últimos años para determinar la K en todo el rango de saturación en laboratorio es el método de evaporación simplificado (Schindler et al., 2010), el cual permite trabajar en muestras no disturbadas y derivar la curva de $K(h)$ en un amplio rango de potenciales hidráulicos en un tiempo relativamente corto (Peters y Durner, 2008). Esta metodología permite derivar una amplia variedad de indicadores de CFS (Reynolds et al., 2009).

Otra propiedad que refleja la dinámica hídrica del agua en el suelo en condiciones no saturadas es la sortividad (S) [$L T^{-0.5}$]. La S describe la capacidad de un suelo de absorber agua por capilaridad, siendo función del contenido de humedad inicial (Kutílek y Nielsen, 1994). Este término fue introducido por primera vez por Philip (1957) en su conocida ecuación de infiltración de dos términos, y es uno de los parámetros del suelo más importantes que rigen la parte inicial de la infiltración. Posteriormente, se han desarrollado varios métodos para obtener los valores de S , incluyendo soluciones numéricas simplificadas de la infiltración y metodologías basadas en la infiltración utilizando infiltrómetros de anillo simple y doble (Philip, 1968). S se obtuvo generalmente a partir de datos de infiltración de campo de las primeras etapas, suponiendo que pueden despreciarse los efectos de la gravedad y de la capilaridad lateral (Vandervaere et al., 2000). Así, la infiltración acumulada se aproxima entonces mediante la

ecuación de Philip (1957) establecida para la infiltración horizontal unidimensional:

$$I = S t^{\frac{1}{2}} \quad (1.29)$$

donde I es la infiltración acumulada, S es la sortividad del suelo y t es el tiempo.

Este método puede dar lugar a algunos errores; porque los efectos de gravedad y capilares laterales están siempre presentes y S puede sobreestimarse (Vandervaere et al., 2000). Además, otros autores propusieron diferentes modelos de infiltración y soluciones numéricas para estimar S. Estas metodologías requieren el conocimiento de la K_s , difusividad del agua del suelo o parámetros de ajuste que no son fáciles de estimar (Angulo-Jaramillo et al., 2000; Zhang, 1997). Su estimación se realiza con los datos de los instantes iniciales del proceso de infiltración, donde se asume que los efectos capilares laterales y de la gravedad son despreciables, llevando a imprecisiones en su determinación (Villarreal et al., 2019). Normalmente, la S no se incluye en los experimentos rutinarios de laboratorio. Leeds-Harrison et al. (1994) propusieron un método de laboratorio para estimar la S en los agregados del suelo utilizando un micro-infiltrómetro, basado en la ecuación de Wooding (Wooding, 1968) que describe el proceso de infiltración a partir de una fuente circular de agua en estado estacionario:

$$\frac{Q}{\pi r^2} = K_0 + \frac{4b\phi}{\pi r} \quad (1.30)$$

donde Q es el caudal en estado estacionario de la fuente circular de radio r, K_0 es la conductividad hidráulica del suelo saturado, ϕ es el potencial de flujo mátrico del suelo y b es un parámetro que depende de la forma de la función de difusividad del agua en el suelo. White y Sully (1987) propusieron la siguiente expresión para ϕ :

$$\phi = \frac{bS^2}{(\theta - \theta_0)} \quad (1.31)$$

donde S es la sortividad, y θ y θ_0 son el contenido volumétrico de agua del suelo final e inicial, respectivamente. La diferencia entre θ y θ_0 se denomina f. Entonces la ecuación (1.30) se convierte en:

$$\frac{Q}{\pi r^2} = K_0 + \frac{4bS^2}{\pi r f} \quad (1.32)$$

Leeds-Harrison et al. (1994) mencionaron que el valor de S varía típicamente entre $0,1 \text{ mm s}^{-1/2}$ para suelos de textura fina que tienen un valor de K_0 de $0,0001 \text{ mm s}^{-1}$ y $4 \text{ mm s}^{-1/2}$ para suelos de textura gruesa con un valor de K_0 de $0,1 \text{ mm s}^{-1}$ (Youngs y Price, 1981). Así, con f típicamente alrededor de 0,2, la relación del primer y segundo término en el lado derecho de la ecuación 1.32 es inferior a

0,01 para un radio de humectación r en torno a 3 mm, de modo que el primer término puede despreciarse. Una vez reordenada, la ecuación 1.32 se convierte en:

$$S = \sqrt{\frac{Qf}{4br}} \quad (1.33)$$

Se trata de una forma sencilla y económica de estimar S y permite realizar muchas réplicas en muy poco tiempo. Este método toma la diferencia de contenido de agua, f , igual a la porosidad total, porque el bulbo de humectación está en saturación. Sin embargo, la saturación completa del suelo raramente se alcanza en experimentos reales, y no hay manera de estar seguro de haber alcanzado la saturación (p. ej., aire atrapado, vías de flujo preferenciales). Además, este método se desarrolló para agregados del suelo. Villarreal et al. (2017) propusieron un método de medición adaptando la metodología para cilindros no disturbados y midiendo gravimétricamente el contenido de agua del suelo para determinar con precisión el factor f .

Otra característica en el abordaje del estudio de las propiedades físicas de los suelos es que tradicionalmente se caracteriza al suelo como un solo dominio de poros continuo causando dificultades en el ajuste de datos de $K(h)$ medidos independientemente en suelos estructurados (Romano et al., 2011). La correcta caracterización hidráulica de suelos estructurados resulta de extrema importancia debido a que los poros interagregados juegan un rol preponderante en la dinámica y retención del agua en el suelo y a su vez en el transporte de nutrientes (Durner, 1994). Algunos autores han propuesto que en suelos estructurados la retención y el movimiento de agua ocurre en un sistema de poros con distribución bimodal con un dominio de la matriz del suelo y un dominio estructural (Reynolds, 2017). El dominio de poros correspondiente a la matriz del suelo está compuesto por los espacios intra-agregados y los espacios entre las partículas primarias, mientras que el dominio estructural se compone de los espacios interagregados junto con bioporos y grietas (Dexter et al., 2008). Se han propuesto diferentes aproximaciones para representar la CRH y la curva $K(h)$ a través del ajuste de funciones unimodales por separado a cada uno de los dominios seleccionados previamente. Sin embargo, uno de los modelos más ampliamente utilizados para el abordaje de suelos bimodales es el propuesto por Durner (Durner, 1994), el cual consiste en una función continua construida a partir de una suma ponderada de subcurvas según el modelo de van Genuchten (1980). Este modelo permite caracterizar suelos con un sistema de poros heterogéneo, permitiendo así identificar precisamente un sistema secundario de poros en el rango húmedo y otro sistema de poros en el rango seco. Si bien los dos sistemas se ven modificados por el manejo el primero es el mayormente afectado influyendo en el transporte y retención de agua (Durner, 1994).

1.4.1 Influencia de la anisotropía

La degradación física del suelo afecta a la configuración de los poros de éste y, por tanto, puede generar un cambio en la direccionalidad de las propiedades que dependen de ella. Sasal et al. (2006), para suelos bajo SD, enfatizaron que es necesario incluir la orientación de los poros en la caracterización debido a su influencia en las propiedades hidráulicas del suelo. Estas propiedades presentan anisotropía si dependen de la dirección, de lo contrario se considerarían isotropas (Bear, 1972). La anisotropía se debe generalmente a la estructura del suelo, que puede ser laminar, platiforme, o columnar, mostrando así un patrón de microporos o macroporos con un sesgo claramente direccional (Dörner y Horn, 2009; Hillel, 1982). La anisotropía de las propiedades físicas de suelos agrícolas es el resultado de una combinación de factores naturales y antropogénicos. En estos suelos, las diferentes prácticas de manejo, como el laboreo y el tráfico en el campo, pueden contribuir a la modificación de la estructura del suelo alterando la anisotropía de ciertas propiedades. Algunas de las causas de que una propiedad del suelo sea diferente dependiendo de la dirección son la estratificación del suelo (Assouline y Or, 2006; Deng y Zhu, 2015), la reorganización de los agregados del suelo (Reszkowska et al., 2011), la presencia de bioporos (Germer y Braun, 2015), las grietas inducidas por la contracción y el hinchamiento del suelo (Peng y Horn, 2008), y la formación de una capa de arado y estructuras laminares causadas por compactación (Dörner y Horn, 2009).

Dentro de las propiedades físicas existen aquellas en las cuales su magnitud no depende de su dirección, denominándose escalares, por ejemplo, la porosidad. Las que sí dependen de la dirección son las propiedades vectoriales, por ej. K . La acentuada direccionalidad de las propiedades hidráulicas y de transporte en los suelos anisótropos representa un reto para la caracterización y predicción de los procesos hidrológicos y medioambientales (Assouline y Or, 2006). Incluso cuando la anisotropía de K es un dato de entrada importante requerido para la modelización del flujo de agua saturada y no saturada en suelos, varios investigadores han modelizado la infiltración sin tener en cuenta la anisotropía (Assouline y Or, 2006; Widomski et al., 2013). En cuanto a la anisotropía de $K(h)$ ha sido examinada por algunos autores que encontraron que depende de la saturación (Mualem, 1984a). La medición de K_s y $K(h)$ puede proporcionar información sobre la anisotropía en la conectividad y continuidad de las diferentes clases de tamaño de poro si se determina en muestras horizontales y verticales (Reszkowska et al., 2011). La porosidad del suelo puede ser evaluada mediante distintos métodos, con los métodos directos la información se obtiene por observación visual directa del espacio poroso (Behrends Kraemer et al. 2017). En la Región Pampeana, Morrás et al. (2004) y Álvarez et al. (2014) realizaron análisis micromorfológicos en diversos suelos bajo SD. En todos estos casos se encontraron rasgos comunes en los primeros

centímetros del suelo, tales como la marcada anisotropía vertical de la estructura y la alta frecuencia de poros planares.

Otro método de evaluar la porosidad es de manera indirecta, a través de su funcionalidad. Como se dijo anteriormente la verdadera función de un espacio poroso sólo se pone de manifiesto cuando se introduce un líquido en éste y esto se logra midiendo su conductividad hidráulica. En la literatura existen abundantes informes sobre la anisotropía de la conductividad hidráulica saturada, sin embargo, la anisotropía en suelos no saturados fue menos estudiada debido a limitantes metodológicas y a la falta de modelos adecuados (Raats et al., 2004). Los siguientes trabajos exponen resultados de anisotropía en condiciones saturadas en suelos de la Región Pampeana argentina: Sasal et al. (2006) reportaron que la disposición de poros horizontales en la superficie de un Argiudol típico de textura franco limosa bajo SD produjo una significativa reducción de la entrada de agua. La anisotropía en K_s , relacionada con la estructura laminar bajo SD, fue corroborada experimentalmente por Soracco et al. (2010) en un Argiudol típico de textura franco limosa y por Lozano et al. (2013) en dos suelos, un Argiudol típico con textura franca y un Hapludol éntico de textura franco arenosa. Ambos estudios encontraron valores de K_s verticales inferiores a los valores de K_s horizontales. La medición de K fue realizada en laboratorio sobre muestras no disturbadas utilizando el método de carga constante. Soracco et al. (2015), en un Argiudol típico de textura franca, reportaron que la conectividad vertical preferente de los poros se modificó y desapareció debido al tráfico ya que los bioporos verticales fueron destruidos o bloqueados.

Con respecto a la anisotropía en suelos no saturados Jing et al. (2008) informaron de una mayor fracción de macroporos en la dirección vertical y mayor $K(h)$ cerca de la saturación en un Ultisol arenoso y un Alfisol arcilloso. Reszkowska et al. (2011) reportaron mayores valores horizontales de K desde saturación hasta 300 cm de tensión en suelos pastoreados con estructura laminar y condiciones isótropas en suelos no pastoreados. Beck-Broichsitter et al. (2020a) informaron $K(h)$ más altas en dirección horizontal que en dirección vertical en un Luvisol compactado con textura franca dominada por la arena. En un Argiudol de la Región Pampeana Lozano et al. (2013) evaluaron la anisotropía de K en un rango de 0 a 500 cm de tensión encontrando que fue anisótropo en el rango de saturación hasta 100 cm de tensión. Los mayores valores fueron encontrados en muestras horizontales atribuidos a la presencia de estructura laminar.

El estudio de las funciones no saturadas puede proporcionar información importante sobre el funcionamiento del sistema poroso en suelos de la Región Pampeana. Añadiendo el comportamiento de la anisotropía, podremos comprender si la incorporación de una práctica de gestión, como los CC, afecta a esta configuración. Pulido-Moncada et al. (2021) señalaron que existe una falta

de conocimiento sobre los efectos del CC en los cambios en las propiedades del suelo relacionados con la dirección. En el **capítulo 3** se profundizará sobre cómo la dirección de muestreo influye en la determinación de las propiedades físicas e hidráulicas sobre todo en flujo no saturado y cómo la incorporación de CC impacta sobre el carácter isótropo/anisótropo del suelo.

1.4.2 Curva de retención hídrica e influencia de la histéresis

Para poder analizar el impacto del deterioro de la calidad física de los suelos sobre la disponibilidad de agua para los cultivos, es fundamental estudiar en detalle el proceso que regula el movimiento del agua en el suelo. Generalmente al estudiar la capacidad de un suelo para abastecer de agua a los cultivos se determina el agua disponible (AD) definida como la diferencia entre el contenido de humedad del suelo a dos potenciales fijos correspondientes a los llamados punto de capacidad de campo y punto de marchitez permanente (PMP). Estos puntos se obtienen de la curva de retención hídrica (CRH), que es definida como la relación entre el contenido de humedad volumétrico (θ) y el potencial hidráulico (h) como se mencionó en la sección 1.2.3. Sin embargo, determinaciones estáticas de capacidad de campo y AD pueden conducir a resultados que no representan al comportamiento real del suelo ya que el proceso es dinámico y complejo donde el agua se mueve continuamente y se redistribuye en el perfil (Reynolds, 2018). La CRH se construye como un estado de sucesivos equilibrios, sin embargo el agua en el suelo casi nunca se encuentra en este estado porque los suelos son sistemas abiertos (Vogel et al., 2023).

Generalmente los datos $\theta(h)$ para determinar la CRH son obtenidos en experimentos de secado. Sin embargo, la CRH es histerética. Dependiendo de si el suelo se moja o se seca, la relación $\theta(h)$ será diferente (Hillel, 1982). El fenómeno de histéresis se atribuye a una estructura porosa irregular y diferencias en el ángulo de contacto en el mojado que permite el mismo potencial hídrico en diferentes contenidos de agua (Poulovassilis, 1962). En general la histéresis suele despreciarse porque su influencia suele quedar enmascarada por las heterogeneidades y la variabilidad espacial (Haverkamp et al., 2002). Sin embargo, varias investigaciones relativas a este tema muestran que este efecto es significativo (Bondí y Castellini, 2022; Rafrat et al., 2016; Witkowska-Walczak, 2006). Hay reportes que indican que este fenómeno puede ser favorable para la vegetación ya que se retiene más agua en la zona de las raíces, debido a que la histéresis podría retrasar el movimiento del agua en el suelo (van Dam et al., 1996). Existen pocos informes sobre enfoques experimentales para obtener las curvas principales de humectación y secado, y las curvas intermedias entre los procesos denominadas “*scanning curves*”. Para la cuantificación de la histéresis algunos autores calcularon las diferencias de θ a lo largo de toda la curva de los procesos de secado y humedecimiento a la misma h , y midieron el área entre las curvas (Witkowska-Walczak, 2006). Otro enfoque es considerar la máxima diferencia del contenido volumétrico de agua del suelo entre las curvas de

secado y humedecimiento (Rafraf et al., 2016). La CRH de humedecimiento normalmente no se considera para determinar la calidad física de suelo (CFS) (Bondí y Castellini, 2022). Además, el comportamiento histerético de la CRH no ha sido utilizado para analizar los cambios inducidos en la configuración de los poros del suelo por diferentes sistemas de manejo como los CC. En el **capítulo 4** se abordará este fenómeno en profundidad y se analizará su influencia en la determinación de propiedades físicas e hidráulicas que determinan la redistribución del agua en el suelo.

De lo anteriormente mencionado, se observa que la redistribución del agua dentro del perfil del suelo y hacia las raíces de las plantas, es un proceso complejo. Además, en general ha sido poco estudiado, particularmente en los suelos de nuestro país. En la presente tesis se estudiará el efecto de la incorporación de CC sobre las funciones hidrológicas que explican el movimiento de agua en condiciones no saturadas y su impacto sobre la disponibilidad y redistribución de agua en el perfil de suelos bajo SD. Se buscará profundizar el estudio de los procesos hidrológicos fundamentales en suelos, a través de la determinación de las funciones $K(h)$, CRH en su conjunto para evaluar su impacto en la entrada, almacenamiento, y redistribución del agua en el suelo. Se analizará como los fenómenos de anisotropía e histéresis impactan en estas variables y como su inclusión aporta valiosas herramientas para enriquecer el estudio.

1.5. Objetivos

1.5.1. Objetivo general

Contribuir al conocimiento sobre el efecto de los CC sobre las propiedades físicas del suelo en sistemas productivos bajo SD y su impacto en la redistribución de agua en el perfil de suelo.

1.5.2. Objetivos particulares

- i. Evaluar el impacto de los CC sobre indicadores estáticos y dinámicos de calidad física en relación con el barbecho desnudo, en suelos característicos de la Región Pampeana bajo SD;
- ii. Evaluar el impacto de los CC sobre la configuración del sistema poroso del suelo y las propiedades hidráulicas en flujo saturado y no saturado analizando el comportamiento direccional preferencial;
- iii. Evaluar la histéresis de la CRH y su modificación por la inclusión de CC en suelos bajo SD, en laboratorio y a campo.
- iv. Cuantificar y analizar el proceso de redistribución de agua en distintos tipos de suelos con y sin CC relacionándolo con el comportamiento histerético que presentan.

1.6. Sitios de estudio. Descripción General.

Los ensayos se realizaron en tres sitios representativos de la Región Pampeana, con suelos de texturas contrastantes. Los tres sitios pertenecen a ensayos de las Estaciones Experimentales del INTA ubicadas en las ciudades de Chascomús, Pergamino y General Villegas (Figura 1.5). En la Tabla 1.1 se detallan las principales características de cada sitio y en la Tabla 1.2 se resumen las principales características de los ensayos experimentales.



Figura 1.5. Ubicación de los sitios de estudio.

Tabla 1.1. Principales características de los sitios de estudio.

Sitio		Chascomús	Pergamino	Gral. Villegas
Altitud	msnm	16	66	105
Temperatura media anual	C°	15,6	16,4	16,2
Precipitación anual	mm	946	947	887
Tipo de suelo		Argiudol abruptico	Argiudol típico	Hapludol típico
Clase textural		Franco	Franco limoso	Franco arenoso
Arcilla	%	18,6	22,6	14,3
Limo (2-20 µm)	%	27,6	33,3	11,7
Limo (20-53 µm)	%	21,5	23,7	10,7
Arena (53-75 µm)	%	22,1	14,1	13,6
Arena (75-106 µm)	%	9,4	5,7	17,4
Arena (106-250 µm)	%	0,6	0,5	29,9
Arena (>-250 µm)	%	0,1	0	2,4

Valores promedio para los primeros 20 cm correspondientes al horizonte A.
La clase textural se determinó con el método de la pipeta de Robinson.

1.6.1. Sitio Chascomús

Los muestreos se realizaron en la Chacra Experimental Integrada Chascomús (MDA-INTA), ubicada en las cercanías de la localidad de Chascomús, Provincia de Buenos Aires (35°44' S, 58°03' O). El suelo es un Argiudol abruptico, fino, illítico, térmico (Soil Survey Staff, 2014) de textura franca (Tabla 1.1). Antes del establecimiento del ensayo en 2018, los lotes se encontraban en SD con cultivos de maíz alternados con pasturas desde hacía 8 años, con la siguiente secuencia de cultivos: maíz (2011/2012) – pastizal (2012/2014) – pastizal - maíz (2015/2016) – maíz (2016/2017) – maíz (2017/2018). En 2018 se inició el ensayo, con lotes de 20 x 87 m con un diseño experimental completamente al azar con dos tratamientos. Los tratamientos fueron:

- i) Soja en SD con barbecho desnudo (BD);
- ii) Soja en SD con CC (BC).

El CC consiste en una mezcla de gramíneas de 50% trigo y 50% avena, que es secado mecánicamente con el pasaje de un rolo previo a la siembra del cultivo principal. El control de malezas en el barbecho desnudo se realiza con aplicación de agroquímicos. La soja se fertiliza a la siembra con fósforo, mientras que el CC no se fertiliza.

1.6.2. Sitio Pergamino

Los muestreos se realizaron en la chacra experimental del INTA Pergamino, ubicada en las cercanías de la localidad de Pergamino, Provincia de Buenos Aires (33°56' S, 60°33' O). El suelo es un Argiudol típico, fino, illítico, térmico (Soil Survey Staff, 2014), de textura franco limosa (Tabla 1.1). Los lotes estudiados estaban bajo monocultivo de soja en SD desde 1987. En 2010 se planteó un ensayo con un diseño experimental completamente al azar en lotes de 14 m de ancho por 45 m de largo. Los tratamientos fueron:

- i) Soja en SD sin CC (BD).
- ii) Soja en SD con CC (BC).

El CC consiste en un consociado de 60% avena (*Avena sativa*) y 40% vicia (*Vicia villosa*), que es secado químicamente previo a la siembra del cultivo principal (glifosato y 2,4 D). El control de malezas en el barbecho desnudo se realiza con aplicación de agroquímicos. La soja se fertiliza a la siembra con fósforo, mientras que el CC no se fertiliza.

1.6.3. Sitio General Villegas

Los muestreos se realizaron en un lote experimental del INTA General Villegas, en las cercanías de General Villegas, Provincia de Buenos Aires (35°01'

S, 63°00' O). El suelo es un Hapludol típico de textura franco arenosa (Soil Survey Staff, 2014), de la serie Lincoln (Tabla 1.1). El ensayo se inició en 2004, en parcelas de 5 m de ancho y 20 m de largo, con un diseño experimental completamente al azar con dos rotaciones de cultivos de verano (soja y maíz/soja), y con dos sub-tratamientos, con y sin CC. Los tratamientos fueron:

- i) Soja en SD sin CC (BD).
- ii) Soja en SD con CC (BC)

El CC empleado es centeno (*Secale cereale*), que es secado químicamente previo a la siembra del cultivo principal con glifosato. El CC se fertiliza a la siembra con fósforo y con urea cuando se encuentra en estado de macollaje. Anualmente el maíz se fertiliza con fósforo en la siembra, y con urea en estadio de V3-V6. La soja no se fertiliza, pero las semillas son inoculadas con inoculantes comerciales. El control de malezas se realiza de forma química con glifosato y carfentrazone.

Tabla 1.2. Principales características de los ensayos experimentales.

Sitio	Duración (años)	Cultivo principal	Cultivo de cobertura
Chascomús	3	soja	avena/trigo
Pergamino	10	soja	avena/vicia
Gral. Villegas	16	soja	centeno

En la Tabla 1.3 se muestran los valores del contenido de carbono orgánico total (COT) para los distintos sitios y tratamientos. La determinación del COT se realizó con una adaptación del método de (Walkley y Black, 1934).

Tabla 1.3. Valores de contenido de carbono orgánico total (COT) para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL) y tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC). Las letras minúsculas indican diferencias significativas entre tratamientos particionados por sitios (LSD, $p < 0,05$).

Sitio	Tratamiento	COT [%]
CHA	BD	2,02
	BC	2,03
PER	BD	0,94
	BC	1,29
VIL	BD	0,91
	BC	0,81

Capítulo 2 . EFECTO DE LOS CULTIVOS DE COBERTURA SOBRE LA POROSIDAD Y DINÁMICA DEL AGUA EN EL SUELO

2.1. Introducción

Es una característica deseable de los suelos que puedan drenar el exceso de agua durante los períodos húmedos, y absorber y retener el agua durante los períodos secos (Blanco-Canqui y Ruis, 2020). Como se mencionó en la sección 1.3, en la Región Pampeana, al igual que en otras regiones del mundo, existe una alerta creciente sobre el impacto del modelo de producción agrícola imperante sobre la calidad física del suelo, que se evidencia en la pérdida de fertilidad, eventos de compactación, erosión hídrica y eólica (Duval et al., 2016; Sasal et al., 2006; 2017; Wilson et al., 2020). En las últimas décadas, se ha atribuido la degradación de los suelos a la adopción de la agricultura continua bajo SD sin otras prácticas de conservación, y a la extrema simplificación de los sistemas productivos, con preponderancia de cultivos de verano (principalmente soja y maíz) y escasas o nulas rotaciones (Fernandez et al., 2020). El abandono de las rotaciones agrícola-ganaderas implica la pérdida de años de pasturas o vegetación natural, que permiten mejorar la estructura del suelo, aumentar el carbono orgánico gracias a la actividad de las raíces y biota (Wilson et al., 2020). Este escenario productivo implica un largo período de barbecho desnudo durante el invierno, dejando el suelo desprotegido ante los eventos externos como la lluvia y el viento. Como se mencionó en la sección 1.3 dentro de los cultivos de verano, y desde la adopción de los cultivos transgénicos y la SD en la década de los 90, la soja es el principal cultivo en el país (AAPRESID, 2020), siendo la Región Pampeana la principal zona de producción. Este cultivo en particular deja baja cobertura durante el barbecho debido a los escasos residuos de fácil degradación que quedan después de la cosecha (Duval et al., 2016; Sasal et al., 2010; Wilson et al., 2020). En suelos bajo monocultivo o alta frecuencia de soja en la rotación se ha reportado la formación de estructura laminar (Sasal et al., 2017). Esto se atribuye a la escasa cobertura del rastrojo, al desarrollo radical relativamente pobre, al largo período de barbecho entre cultivos de soja, y al mayor contenido de humedad al momento de la cosecha (Álvarez et al., 2014; Sasal et al., 2017; Behrends Kraemer et al., 2019; Wilson et al., 2020). A su vez la formación de este tipo de estructura se ve favorecida en suelos finos con alto contenido de limo, ocasionando restricciones en el movimiento vertical del agua y en el desarrollo de las raíces (Behrends Kraemer et al., 2017; Lozano et al., 2013; Sasal et al., 2017; Soracco et al., 2010).

Una de las estrategias para mejorar los servicios ecosistémicos y preservar la calidad física de suelo, que ha suscitado un gran interés en los últimos años, es el uso de cultivos de cobertura (CC) (Blanco-Canqui y Ruis, 2020). Una de las primeras menciones sobre CC en la bibliografía científica aparece en un boletín del año 1897 sobre el cultivo de papa en Estados Unidos. En el reporte se

explicitan las funciones de los CC: *“su incorporación evitó la pérdida de alimento vegetal durante el otoño y el invierno y devolvió parte de la materia orgánica al suelo. Además de evitar el desperdicio de alimento vegetal por lixiviación, devuelve humus al suelo y ayuda materialmente a conservar la humedad y a mantener el suelo limpio”* (Roberts y Clinton, 1897). De lo anterior se desprende que la práctica de tener el suelo con cobertura vegetal viva presenta una serie de beneficios que son conocidos desde hace mucho tiempo. Por otro lado, es necesario hacer una diferencia con el concepto de abono verde que es una práctica muy antigua. Por ejemplo, los griegos cultivaban habas (*Vicia faba* L.) 300 años antes de Cristo para mejorar el suelo, así como en los primeros años de la República Romana se plantaban frijoles (*Phaseolus* sp.). Los chinos escribieron sobre el valor fertilizante de la hierba y las malezas varios cientos de años antes de nuestra era. La avena y el centeno fueron utilizados como abono verde por los colonos americanos antes de mediados del siglo XVIII. La función del abono verde es específica y es la de aumentar la materia orgánica al incorporarlo al suelo, sin embargo, los CC se utilizan con un propósito más amplio. Una de las primeras definiciones del término se puede encontrar en un anuario de Agricultura de Estados Unidos del año 1938: *“Un cultivo de cobertura es aquel que se utiliza para cubrir la superficie del suelo sin referencia a su incorporación al mismo, no suele aplicarse a los cultivos destinados a la producción de grano o heno, sino a los cultivos destinados a la producción de cobertura y mejora del suelo”*. En el reporte también se indican las funciones: *“la función de un cultivo de cobertura es mecánica, como evitar la erosión y la lixiviación, dar sombra al suelo o protegerlo de la congelación y el abombamiento excesivos”* (Pieters y McKee, 1938).

Los CC pueden generar mejoras en la calidad física del suelo, que se dan por tres mecanismos principales. En primer lugar, los CC mantienen cubierto el suelo durante el período de barbecho, lo que atenúa la acción erosiva del agua y el viento en comparación con un barbecho desnudo, compite con el desarrollo de las malezas y regula los ciclos de humedecimiento-secado y congelamiento-descongelamiento (Mukherjee y Lal, 2015). En segundo lugar, la acción mecánica de las raíces y de la biota asociada a la rizósfera ayuda a generar y mantener la estructura del suelo (Basche y DeLonge, 2017; Blanco-Canqui et al., 2011; Carof et al., 2007; Nascente y Stone, 2018). En tercer lugar, al no ser cosechados los CC generan un aporte extra de materia orgánica, que al ser incorporada al suelo puede contribuir al mantenimiento de la estructura, a la retención de agua y absorción de calor (Blanco-Canqui y Ruis, 2018; Mukherjee y Lal, 2015). A causa de este aumento se podría generar una alteración en la dinámica del agua en el suelo ya que se ha reportado que las prácticas de gestión del suelo que aumentan el contenido de carbono orgánico suelen aumentar la repelencia al agua o hidrofobicidad. Este incremento de la hidrofobicidad es debido a la incorporación o formación de compuestos orgánicos que exhiben esta propiedad (Behrends Kraemer et al., 2019).

Como se mencionó en la sección 1.3.1 el impacto de los CC en las propiedades físicas presenta resultados disímiles e incluso a veces contradictorios. En una revisión bibliográfica realizada por Blanco-Canqui (2020) se analizaron 98 publicaciones donde se estudió el impacto de los CC en propiedades físicas del suelo como: densidad aparente, estabilidad estructural, resistencia a la penetración, porosidad, agua disponible e infiltración. A partir del agrupamiento de los trabajos de acuerdo con la propiedad física que analizan, se puede observar que el foco de estudio recae principalmente sobre la densidad aparente (51 estudios) y la estabilidad estructural (47 estudios). Con relación a la dinámica del agua es menor la cantidad (17 estudios sobre infiltración) y aún menor los estudios que analizaron la porosidad (8 estudios) y la conductividad hidráulica, tanto saturada como no saturada (12 y 6 estudios, respectivamente). Estos autores mencionan que los CC tienen efectos limitados sobre la densidad aparente (D_{ap}). En relación a esta variable, en una revisión bibliográfica realizada por Haruna et al. (2020) se reportó que los CC tienen mayor influencia en la D_{ap} en suelos arcillosos comparados con suelos franco limosos. Un meta-análisis realizado por Álvarez et al. (2017) sobre el efecto de los CC en la Región Pampeana, indica que la D_{ap} se ve mínimamente afectada por la presencia de CC, mostrando incrementos pequeños ($0,1 \text{ g cm}^{-3}$) en 63 % de los casos, disminuciones del mismo orden en 29 % de los casos y ningún cambio en los casos restantes. Por el contrario, existe bibliografía para la Región Pampeana que indica un aumento de la D_{ap} como resultado de la intensificación agrícola con inclusión de cultivos de invierno, atribuible al aumento del tránsito de maquinaria (Behrends Kraemer, 2015; Duval et al., 2015). En el caso de la disminución de la D_{ap} por la incorporación de CC, la misma es generalmente atribuida a dos mecanismos: el aumento de la porosidad del suelo debido a la penetración de las raíces y el aumento del carbono orgánico debido a la descomposición de residuos orgánicos (Haruna et al., 2023).

A pesar de ser parámetros sencillos de obtener, la D_{ap} y la porosidad total no son indicadores muy sensibles a las prácticas de manejo, y no dan cuenta de la abundancia relativa de poros de distinto tamaño ni de la conectividad de esos poros (Haruna et al., 2018a; Soracco et al., 2015). El estudio de la distribución del volumen de poros (DVPO) permite cuantificar el volumen ocupado por familias de poros de distinto tamaño, a las que se atribuyen distintas funciones. El estudio de los macroporos, resulta de especial interés ya que son los principales responsables del movimiento de agua y de su redistribución en el perfil del suelo (Holden, 2009; Watson y Luxmoore, 1986). Además, esta fracción es en general la más dinámica ya que está determinada principalmente por la estructura y por tanto es sensible a las prácticas de manejo y a la actividad biológica. Blanco-Canqui et al. (2020) mencionan que los CC generalmente mejoran la macroporosidad del suelo, pero tienen poco o nulo efecto sobre la meso y microporosidad. El estudio de la DVPO a partir de la CRH permite también el cálculo de diversos indicadores que dan cuenta de la capacidad de un suelo para

retener agua a cierto potencial, lo que se relaciona a su vez con la disponibilidad de agua para el cultivo (Reynolds et al., 2009). El Intervalo Hídrico Óptimo es el rango de agua del suelo dentro del cual el crecimiento de la planta está menos limitado por el potencial de agua, la aireación y la resistencia del suelo a la penetración de raíces (Damiano y Moschini, 2011). El agua disponible para las plantas (ADP) es un índice para estimar la cantidad de agua liberada entre la capacidad de campo y el punto de marchitez permanente (PMP). El potencial mátrico que se corresponde a la capacidad de campo varía entre -100 y -330 cm de h, dependiendo de la textura y la estructura del suelo. El PMP es un índice del contenido de agua de un suelo a partir del cual las plantas se marchitan por falta de agua y suele estimarse mediante el contenido de agua a -15000 cm de potencial mátrico (Hillel, 1998). En la literatura son pocos los trabajos que reportaron el efecto de los CC sobre el agua disponible para las plantas. En la Tabla 2.1 se presentan de forma resumida los trabajos que estudiaron el efecto de los CC sobre la macroporosidad y el agua disponible, detallando el tipo de suelo, las especies utilizadas y los años de incorporación del CC.

Tabla 2.1. Efecto de los cultivos de cobertura (CC) sobre la macroporosidad (θ_{ma}) y el agua disponible para las plantas (ADP) en la literatura revisada.

Textura del suelo	Especie CC	Efecto sobre		Años	Referencia
		θ_{ma}	ADP		
Fa	<i>trigo</i> <i>vicia</i>	ns	*	3	Wagger y Denton (1989)
L	<i>centeno</i> <i>vicia</i>	↑	↑	17	Keisling et al. (1994)
FL	<i>centeno</i>	↑	↑	5	Villamil et al. (2006)
F	<i>festuca</i> (<i>Festuca rubra</i> L.) <i>lotus</i> (<i>Lotus corniculatus</i> L.) <i>alfalfa</i> (<i>Medicago sativa</i> L.)	↑	*	5	Carof et al. (2007)
FL	<i>crotalaria</i> (<i>Crotalaria juncea</i> L.)	*	ns	15	Blanco-Canqui et al. (2011)
a	<i>lupino azul</i> (<i>Lupinus angustifolius</i> L.) <i>vicia</i> <i>avena negra</i> (<i>Avena strigosa</i> Schreb) <i>rábano</i> <i>trigo</i>	ns	*	19	Calegari et al. (2013)
Fa	<i>rábano</i>	↑	*	10	Abdollahi et al. (2014)
FL	<i>vicia</i> <i>arveja</i> (<i>Lathyrus sativus</i> L.) <i>trébol encarnado</i> (<i>Trifolium incarnatum</i> L.) <i>mostaza blanca</i> (<i>Sinapsis alba</i> L.) <i>rábano</i>	↑	*		Bodner et al. (2014)

(*Raphanus sativus*)
phacelia
 (*Phacelia tanacetifolium*)
lino
 (*Linum usitatissimum* L.)
trigo sarraceno
 (*Fagopyrum esculentum*)
centeno

FaL	arveja nabo	*	ns	1	Mukherjee y Lal (2015)
F	centeno	*	↑	13	Basche et al. (2016)
F	vicia trébol arveja phacelia mostaza blanca trigo sarraceno lino rábano centeno	↑	*	1	Yu et al. (2016)
a	crotalaria	↑	*	2	Calonego et al. (2017)
FL	centeno	↑	*	4	Haruna et al. (2018a)
Fa	mijo (<i>Pennisetum glaucum</i>) frijol (<i>Cajanus cajan</i>)	↑	ns	2	Nascente y Stone, (2018)
FL	centeno rábano caupí (<i>Vigna unguiculata</i>) trigo sarraceno cebada trébol rojo (<i>Trifolium pratense</i>) nabo vicia triticale arvejilla (<i>Lathyrus hirsutus</i> L.)	ns	*	5	Çerçioğlu et al. (2019)
FL	centeno vicia	*	ns	3	Chalise et al. (2019)
FaL	cebada	↑	*	10	Gabriel et al. (2019)
FL	vicia trébol trigo arvejilla avena triticale cebada lino	↑	*	1	Haruna et al. (2023)

F=franco; A=arenoso; a=arcilloso; L=limoso; FaL= franco arcillo limoso

↑=aumento; ns=sin efecto; *no determinado

Como se puede ver en la Tabla 2.1 la incorporación de un CC generó un aumento de la macroporosidad en la mayoría de los trabajos revisados. Los trabajos que reportaron un efecto nulo de la inclusión de CC sobre la macroporosidad también reportaron una alta variabilidad de los datos (Calegari et al., 2013; Çerçioğlu et al., 2019; Wagger y Denton, 1989). Por otro lado, los trabajos que reportaron un incremento en la macroporosidad lo atribuyeron a la generación de bioporos y una mejora en la estructura de suelo (Carof et al., 2007; Gabriel et al., 2019, Villamil et al., 2006), como así también a la actividad microbiana inducida por el carbono orgánico del suelo y las raíces del CC en descomposición, que dejan espacios porosos (Haruna et al., 2023, Villamil et al., 2006, Yu et al., 2016).

También se puede mencionar un efecto diferente de acuerdo con las especies utilizadas como CC. Bodner et al. (2014) estudiaron el efecto de las raíces de diferentes familias de plantas sobre la porosidad del suelo reportando que las especies con raíces finas y densas (gramíneas) aumentaron la macroporosidad un 16 % y las raíces gruesas de las leguminosas incrementaron la macroporosidad un 30 %, respecto al tratamiento sin CC. De acuerdo con Abdollahi et al. (2014) se puede concluir que los CC pueden mejorar las condiciones de transporte de aire y agua en la superficie del suelo mediante la reducción de la densidad aparente y la adición de materia orgánica procedente de residuos vegetales.

Con respecto al indicador ADP se encontraron resultados disímiles. Basche et al. (2016) y Keisling et al. (1994) en ensayos de largo plazo (17 y 13 años, respectivamente) reportaron aumentos en el contenido de agua a capacidad de campo y en el ADP en relación con el barbecho invernal desnudo. Villamil et al. (2006) también observaron un incremento en el ADP y en el agua contenida entre capacidad de campo y saturación, de distinta magnitud dependiendo de la secuencia de cultivos empleada, después de 5 años de la inclusión de CC. Por el contrario, varios trabajos no observaron diferencias en la capacidad de retención hídrica ya sea en el corto (Chalise et al., 2019; Mukherjee y Lal, 2015; Nascente y Stone, 2018) o en el largo plazo (Blanco-Canqui et al., 2011). Basche y DeLonge (2017), si bien no reportaron resultados sobre el indicador ADP, observaron que los CC incrementaron el contenido de agua a capacidad de campo, especialmente en estudios de más de 7 años de antigüedad y en suelos de textura gruesa.

En la Tabla 2.2 se presentan intervalos de referencia y límites críticos para la valoración de indicadores estáticos como la D_{ap} , la macroporosidad grande (P_{MAC}) (radio $>150 \mu m$), la capacidad de aire (CA) (radio $>15 \mu m$), el contenido de agua disponible para la planta (ADP) y la capacidad de campo relativa (RFC).

Tabla 2.2. Intervalos de referencia y límites críticos de los indicadores estáticos de calidad física del suelo de acuerdo con Reynolds et al. (2009).

Indicador	Límites críticos
D_{ap}	$0,9 \leq D_{ap} \leq 1,2 \text{ g cm}^{-3}$, rango adecuado para la máxima producción de cultivos en suelos de textura fina a media; $1,2 \leq D_{ap} < 1,25 \text{ g cm}^{-3}$, valor óptimo; $D_{ap} \geq 1,25 \text{ g cm}^{-3}$, valores pobres de D_{ap} reducen potencialmente el rendimiento de los cultivos debido a aireación inadecuada del suelo; $D_{ap} < 0,9 \text{ g cm}^{-3}$, valores pobres de D_{ap} reducen potencialmente el rendimiento de los cultivos debido a anclaje inadecuado de las plantas, reducción del ADP y flujo no saturado de agua y solutos.
P_{MAC}	$P_{MAC} \geq 0,07 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, valores óptimos que indirectamente indican la habilidad del suelo para drenar rápidamente el exceso de agua y facilitar la proliferación de raíces; $0,04 \leq P_{MAC} < 0,07 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, rango adecuado; $P_{MAC} < 0,04 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, valor pobre, suelo degradado por compactación.
CA	$CA > 0,14 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ susceptibilidad mínima a los déficits de aireación en la zona radicular que dañen los cultivos o reduzcan el rendimiento; $0,10 \leq CA < 0,14 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, valor óptimo; $CA < 0,10 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, valor pobre.
ADP	$ADP > 0,20 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, ideal para máximo crecimiento y funcionamiento de las raíces; $0,15 \leq ADP < 0,20 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, bueno para máximo crecimiento y funcionamiento de las raíces; $0,10 \leq ADP < 0,15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, limitado para máximo crecimiento y funcionamiento de las raíces; $ADP < 0,10 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, pobre para máximo crecimiento y funcionamiento de las raíces.
RFC	$0,6 \leq RFC \leq 0,7$, valores ideales, indican un equilibrio óptimo entre la capacidad de agua del suelo de la zona radicular y la capacidad de aire del suelo; $RFC < 0,6$, valor pobre, indica suelo limitado en agua; $RFC > 0,7$, valor pobre, indica que la aireación del suelo es limitada.

Los indicadores estáticos dan cuenta de la cantidad de poros del suelo y a través de su estudio es posible analizar si la distribución de esos poros se ve afectada por diferentes tipos de manejo. Sin embargo, este tipo de indicadores no describen la funcionalidad ni la dinámica hídrica de dicho espacio poroso. Soracco et al. (2015) destacaron que las determinaciones estáticas como la porosidad total y la macroporosidad no son buenos predictores de la dinámica del agua, ya que no pueden dar cuenta de la conectividad de las diferentes clases de tamaño de poro, que es crucial para la entrada y el movimiento del agua en el suelo (Lozano et al., 2013). El flujo de agua hacia capas más profundas se produce principalmente en grandes poros interconectados (mesoporos y macroporos) y el suministro de agua de la zona radicular está fuertemente influenciado por la porosidad efectiva, es decir, la fracción de la

porosidad total que conduce activamente el agua (Watson y Luxmoore, 1986). Por lo tanto, la evaluación de indicadores dinámicos cuantitativamente ligados al movimiento del agua en el suelo puede proporcionar información adicional sobre la calidad física del suelo (Iovino et al., 2016). Son varios los trabajos que abordan la temática de los efectos de CC en los indicadores dinámicos del suelo. En la Tabla 2.3 se resumen los trabajos que estudiaron el efecto de la incorporación de CC sobre la tasa de infiltración y/o la conductividad hidráulica saturada K_s . Se especifica el tipo de suelo, la metodología de medición, las especies utilizadas y los años de incorporación del CC.

Tabla 2.3. Efecto de los cultivos de cobertura agrupados según la familia (gramíneas, G; leguminosas, L) sobre la tasa de infiltración (Inf.) y la conductividad hidráulica saturada (K_s) en la literatura revisada.

Textura del suelo	Especie de CC	Efecto sobre K_s o tasa de Inf.	Metodología	Años	Referencia
F (LC)	<i>trébol blanco</i> (<i>Trifolium repens</i>) <i>pasto ovillo</i> (<i>Dactylis glomerata</i>)	G+L>BD	simulador de lluvia	2	Ayers (1957)
FA (LC)	<i>raigrás</i> <i>cebada</i> <i>vicia</i> <i>trébol de olor</i> (<i>Melilotus indicus</i> L.)	G>L=BD	anillo simple	2	Flocker et al. (1958)
FA (LC)	<i>centeno</i>	sin efecto	-	6	Benoit et al. (1962)
F (LC)	<i>trébol de olor</i> <i>centeno</i>	G+L>BD	anillo simple	40	Werenfels et al. (1963)
FA	<i>kudzú</i> (<i>Pueraria phaseoloides</i>) <i>stylo</i> (<i>Stylosanthes guianensis</i>) <i>frijol terciopelo</i> (<i>Stizolobium deeringianum</i>) <i>alubia salvaje</i> (<i>Psophocarpus palustris</i>) <i>campanilla</i> (<i>Centrosema pubescens</i>) <i>pasto Congo</i> (<i>Brachiaria ruziziensis</i>) <i>pasto bahía</i> (<i>Paspalum notatum</i>) <i>pasto estrella</i> (<i>Cynodon nlemfuensis</i>)	L>G>BD	anillo doble	2	Wilson et al. (1982)
FA	<i>vicia</i> <i>trigo</i>	L>G>BD K_s sin efecto	anillo simple carga cte.	4	Davidoff y Selim (1986)
Fa FaA	<i>vicia</i> <i>trigo</i>	L>G>BD	simulador de lluvia	3	McVay et al. (1989)
FA	<i>trigo</i> <i>vicia</i>	sin efecto	carga cte.	3	Wagger y Denton (1989)
a	<i>trébol encarnado</i>	L>BD	simulador de lluvia	5	Bruce et al. (1992)
L	<i>centeno</i> <i>vicia</i>	G+L>BD	carga cte.	17	Keisling et al. (1994)

F	<i>centeno</i>	G>BD	simulador de lluvia	3	Kaspar et al. (2001)
FL	<i>centeno</i>	sin efecto	carga cte.	5	Villamil et al. (2006)
F	<i>festuca</i> <i>lotus</i> <i>alfalfa</i>	sin efecto	infiltrómetro de disco	5	Carof et al. (2007)
F	<i>phacelia</i> <i>vicia</i> <i>centeno</i> <i>mostaza blanca</i>	disminución	infiltrómetro de disco	4	Bodner et al. (2008)
FL	<i>centeno</i>	G>BD	anillo doble carga cte.	2	Liesch et al. (2011)
FL	<i>crotalaria</i>	sin efecto	carga cte.	15	Blanco-Canqui et al. (2011)
Fa	<i>sesbania</i> (<i>Sesbania aculeata</i>)	L>BD	anillo doble	3	Ghafoor et al. (2012)
FL	<i>centeno</i>	G>BD	infiltrómetro carga cte.	13	Steele et al. (2012)
FL	<i>trébol balanza</i> (<i>Trifolium michelianum</i>) <i>centeno</i>	L>G=BD	anillo simple	13	Locke et al. (2013)
Fa	<i>triticale</i> <i>centeno</i> <i>vicia</i>	BD>G+L	anillo simple	5	Mitchell et al. (2017)
F	<i>cebada</i> <i>vicia</i>	G>L>BD	anillo simple y doble	10	García-González et al. (2018)
FL	<i>centeno</i>	sin efecto	carga cte.	4	Haruna et al. (2018a)
FL	<i>centeno</i> <i>sorgo</i> (<i>Sorghum vulgare</i>) <i>rábano</i>	sin efecto	anillo simple y doble	4	Irmak et al. (2018)
FL	<i>centeno</i> <i>vicia</i>	G+L>BD	anillo doble	3	Chalise et al. (2019)
FL	<i>vicia</i> <i>trigo</i>	G+L>BD	anillo doble	34	Nouri et al. (2019)
FL	<i>rábano</i> <i>centeno</i> <i>caupí</i> <i>trigo sarraceno</i> <i>cebada</i> <i>trébol rojo</i> <i>nabo</i> <i>vicia</i> <i>triticale</i> <i>arvejilla</i>	G+L>BD	carga cte.	5	Çerçioğlu et al. (2019)
FaL	<i>cebada</i>	G>BD	infiltrómetro de carga cte.	7	Gabriel et al. (2019)
FL	<i>avena</i> <i>vicia</i>	sin efecto	infiltrómetro de disco	8	Salazar et al. (2020)
F	<i>cebada</i> <i>vicia</i>	sin efecto	mini-infiltrómetro	1	Villarreal et al. (2021)
Fa	<i>triticale</i> <i>centeno</i> <i>vicia</i> <i>rábano</i>	G+L>BD	carga variable	9	Araya et al. (2021)

	<i>trébol encarnado</i>				
FL	<i>vicia</i> <i>trébol</i> <i>trigo</i> <i>arvejilla</i> <i>avena</i> <i>triticale</i> <i>cebada</i> <i>lino</i>	G+L>BD	anillo doble	1	Haruna et al. (2022)
FL	<i>rábano</i> <i>trigo</i>	G>BD	anillo doble	2	Sartori et al. (2022)
FL	<i>vicia</i> <i>cebada</i>	G+L>BD	mini-infiltrómetro	9	Villarreal et al. (2022)
FA	<i>centeno</i>	sin efecto		15	
FA	<i>avena</i>	G>L>BD	anillo simple	1	Crespo et al. (2023)
A	<i>vicia</i>				

F=franco; A=arenoso; a=arcilloso; L=limoso
BD= barbecho desnudo; LC= labranza convencional

Analizando los primeros trabajos encontrados, donde el sistema imperante era la labranza convencional, se reportaron incrementos de la tasa de infiltración en el corto plazo (Ayers, 1957; Flocker et al., 1958) y en el largo plazo (Werenfels et al., 1963) debido a una mejora en la estructura del suelo. Por otro lado, en un suelo franco arenoso, Benoit et al. (1962) reportaron que la incorporación de un CC (centeno) no modificó la K_s , respecto al suelo sin CC en un estudio de 6 años. Trabajos más recientes donde el sistema de manejo del suelo es SD, han reportado que la tasa de infiltración de un suelo degradado puede ser rápidamente incrementada con 1 o 2 años de un CC con raíces abundantes. Además, la incorporación de CC en SD mejora aún más la estructura del suelo y aumenta el número de poros biológicos, que se sabe que tienen un efecto positivo en el comportamiento hidráulico del suelo (Strudley et al., 2008).

Otro factor importante al momento de evaluar los efectos de la inclusión de CC en la dinámica hídrica es el tiempo de su inclusión en la rotación de cultivos. En el corto plazo (1 a 4 años) los resultados encontrados en la literatura son diversos. Varios estudios reportaron incrementos en la tasa de infiltración o la K_s (Chalise et al., 2019; Ghafoor et al., 2012; Kaspar et al., 2001; McVay et al., 1989; Sartori et al., 2022). En algunos trabajos se diferenciaron tratamientos de acuerdo a las especies utilizadas como CC, resultando ligeramente mayor la tasa de infiltración con leguminosas respecto a las gramíneas (Wilson et al., 1982). En un suelo franco limoso, Haruna et al. (2022) demostraron que los espacios porosos dejados por las raíces de los CC aumentaron significativamente la infiltración acumulada en un 68 % dos meses después de su finalización, en comparación con los tratamientos sin CC. Muchos trabajos, si bien reportaron una mayor tasa de infiltración o una mayor K_s , no encontraron diferencias significativas entre los tratamientos con y sin CC. En los mismos se reportan coeficientes de variación altos, en el rango de 117 a 213 % (Davidoff y Selim,

1986; Haruna et al., 2018a; Liesch et al., 2011; Waggoner y Denton, 1989). Algunos trabajos reportaron que la inclusión de un CC en el corto plazo no tuvo ningún efecto sobre la K_s (Irmak et al., 2018) o que incluso generó una disminución, atribuyendo este efecto a la oclusión de poros por las raíces de las plantas (Bodner et al., 2018). En la Región Pampeana se reportaron efectos contradictorios de los CC sobre la K_s luego del primer año de inclusión. Crespo et al. (2023) reportaron una mayor K_s medida a campo en un tratamiento con una leguminosa con respecto a una gramínea y a un barbecho desnudo. Por otro lado, Villarreal et al. (2021) no encontraron efecto de un consociado de gramínea y leguminosa como CC sobre la K_s medida en muestras no disturbadas en laboratorio.

Analizando los trabajos que estudiaron el efecto de la inclusión de CC en el mediano plazo (5 a 10 años) se puede observar una tendencia parecida con reportes disímiles de resultados. Son varios los trabajos que reportaron un aumento de la tasa de infiltración o la K_s (Araya et al., 2021; Bruce et al., 1992; Çerçioğlu et al., 2019; Gabriel et al., 2019; Villarreal et al., 2022). En algunos trabajos, donde se había reportado un aumento en la macroporosidad debido a la inclusión de un CC, no se observó un aumento en la K_s . Villamil et al. (2006) reportaron que la introducción de CC (centeno) no afectó la K_s luego de 5 años de ensayo, a pesar de haber encontrado un aumento en la macroporosidad. También reportaron una alta variabilidad en los datos de K_s . Carof et al. (2007) no reportaron efectos en la K_s a pesar de haber encontrado poros funcionales de mayor diámetro creados por las raíces en el tratamiento con CC. En un suelo franco limoso, Salazar et al. (2020) usando un infiltrómetro de disco, reportaron que la inclusión de un CC (avena y vicia) no tuvo efecto sobre la K_s luego de 8 años de ensayo. Por otro lado, Mitchell et al. (2017) reportaron menores tasas de infiltración en el tratamiento con un consociado de gramíneas y leguminosas como CC respecto al tratamiento sin CC luego de 5 años de ensayo.

Analizando los trabajos que estudiaron el efecto de los CC a largo plazo (mayor a 10 años) se puede observar que en la mayoría se reportó un aumento de la K_s (García-González et al., 2018; Keisling et al., 1994; Locke et al., 2013; Nouri et al., 2019; Steele et al., 2012). Sin embargo, algunos estudios no reportaron efectos del CC sobre la K_s . En un ensayo de 15 años sobre un suelo franco limoso, Blanco-Canqui et al. (2011) reportaron que la incorporación de una leguminosa no tuvo efecto sobre la K_s . También reportaron una alta variabilidad en los datos (CV=131 %). Villarreal et al. (2022) midiendo infiltración en laboratorio sobre muestras no disturbadas reportaron que la incorporación de una gramínea no tuvo efecto sobre la K_s en un Hapludol típico de la Región Pampeana. En la misma región, Álvarez et al. (2017) hallaron que la infiltración de agua aumentó en 82 % de los trabajos revisados, con un incremento promedio de 36 %. Estos autores observaron mayores incrementos en las tasas de infiltración pasados 4 años de la inclusión de CC, y en suelos de textura más

gruesa. A partir de la presente revisión de trabajos se puede observar que los resultados encontrados en estudios de corto y mediano plazo son muy disímiles e incluso contradictorios. El efecto de la inclusión de CC sobre las propiedades físicas e hidráulicas en el corto y mediano plazo es altamente dependiente del tipo de suelo, la especie utilizada y los años de inclusión del CC. En cambio, al analizar los estudios de largo plazo, se puede observar una tendencia a generar efectos positivos sobre variable estáticas (como la macroporosidad) y variables dinámicas (como la infiltración). En la mayoría de los trabajos revisados se emplearon métodos de medición a campo. Estas mediciones *in situ* se prefieren para minimizar las alteraciones en el suelo muestreado y para mantener su conexión funcional con el suelo circundante. Entre sus limitaciones, se puede observar que la tasa de infiltración básica se alcanza luego de varias horas desde que se comenzó la medición, limitando las repeticiones, sitios de muestreo y tensiones empleadas. En comparación con los métodos de campo, los de laboratorio son particularmente más atractivos debido a la disponibilidad de dispositivos de medición y otras instalaciones como también un buen control de la medición, incluyendo mejor control sobre la saturación de la muestra, uso de volúmenes bien definidos y mejor precisión.

Los indicadores dinámicos, si bien son más apropiados para describir la funcionalidad del suelo, en general se miden en condición saturada del suelo a través de distintos dispositivos (e.g. infiltrómetro de disco a tensión, de doble anillo, infiltrómetro de Guelph). En el campo esta condición de suelo saturado es menos frecuente, ocurriendo solo después de una lluvia o más frecuente cuando la producción se realiza con sistema de riego. La mayoría del tiempo el suelo se encuentra en condiciones no saturadas y a pesar de representar mejor la situación real de un suelo, son pocos los estudios que abordan los efectos de la incorporación de CC sobre el flujo no saturado. Es necesario avanzar en la descripción del suelo en estas condiciones incorporando al estudio indicadores como la conductividad hidráulica no saturada ($K(h)$) y sortividad (S). En la Tabla 2.4 y en la Tabla 2.5 se resumen los trabajos que estudiaron el efecto de los CC sobre estos indicadores en condiciones de flujo no saturado.

Tabla 2.4. Efecto de los cultivos de cobertura sobre la conductividad hidráulica no saturada (K(h)) en la literatura revisada.

Textura del suelo	Tensiones [cm]	Efecto sobre K(h)	Años	Referencia
F	0,5; 2 y 6	↑ (1 año)	3	Carof et al. (2007)
F	2, 8 y 15	↓	4	Bodner et al. (2008)
FL	0,5 a 7	ns	4	Irmak et al. (2018)
F	0, 3 y 6	ns	1	Villarreal et al. (2021)
Fa	100	ns	9	Araya et al. (2021)

F=franco; A=arenoso; a=arcilloso; L=limoso
 ↑=aumentó; ↓= disminuyó; ns=sin efecto

Algunos autores estudiaron las propiedades hidráulicas cercanas a saturación, midiendo la infiltración a campo aplicando pequeñas tensiones. La adición de mediciones que representen la parte estructural del suelo, es decir, el intervalo cercano a la saturación es crucial para una descripción adecuada de la función de conductividad hidráulica (Weninger et al., 2018). Al analizar los resultados también podemos encontrar reportes disímiles. Carof et al. (2007) midieron infiltración con un infiltrómetro de disco a distintas tensiones (0,5, 2 y 6 cm) y reportaron aumentos de K(h) en un solo año de las 3 fechas analizadas. Por el contrario, Bodner et al. (2008), midieron infiltración a distintas tensiones (2, 8 y 15 cm) y reportaron disminuciones en la K(h). Por otro lado, Irmak et al. (2018) usando un mini-infiltrómetro de disco midieron infiltración en un rango de 0,5 a 7 cm de tensión y no reportaron diferencias significativas entre el tratamiento con y sin CC (centeno). Villarreal et al. (2021) usando un mini-infiltrómetro en laboratorio, midieron infiltración con tres tensiones (0, 3 y 6 cm) sobre muestras no disturbadas. Reportaron que la inclusión de un CC (cebada y vicia) no tuvo ningún efecto sobre K(h). En un suelo franco arcilloso Araya et al. (2021), usando el método de evaporación simplificado, si bien reportaron un aumento en la macroporosidad y en la K_s debido a la estructuración del suelo por las raíces del CC, no encontraron ninguna diferencia en la K(h) medida a 100 cm de tensión entre los tratamientos con y sin CC en un ensayo de 9 años.

Tabla 2.5. Efecto de los cultivos de cobertura sobre la sortividad (S) en la literatura revisada.

Textura del suelo	Especie CC	Efecto sobre S	Años	Referencia
F	<i>cebada</i> <i>vicia</i>	ns	10	García-González et al. (2018)
FL	<i>centeno</i>	↑	2	Haruna et al. (2018b)
FL	<i>vicia</i> <i>trigo</i>	ns	34	Nouri et al. (2019)
FL Fa	<i>centeno</i> <i>arveja</i> <i>vicia</i> <i>rábano</i>	ns	4	Ruis et al. (2020)

FL	<i>centeno</i> <i>vicia</i>	ns	3	Singh et al. (2020)
FL	<i>rábano</i> <i>trigo</i>	↓	2	Sartori et al. (2022)
FL	<i>vicia</i> <i>cebada</i>	ns	9	Villarreal et al. (2022)
FA	<i>centeno</i>	↑	15	

F=franco; A=arenoso; a=arcilloso; L=limoso
 ↑=aumentó; ↓= disminuyó; ns=sin efecto

La mayoría de los trabajos revisados reportaron que la inclusión de un CC no tuvo efecto sobre la S del suelo (García-González et al., 2018; Nouri et al., 2019; Ruis et al., 2020; Singh et al., 2020). Esto puede deberse a que la S depende principalmente de propiedades del suelo como la textura (Stewart et al., 2013). Sin embargo, Haruna et al. (2018b) estimaron la S con los modelos de Parlange y Green-Ampt a partir de ensayos de infiltración con el método del anillo simple y reportaron que la S fue un 90% mayor en el tratamiento con CC (centeno) respecto al tratamiento sin CC luego de 2 años de ensayo. Como la S es función del contenido de agua inicial del suelo, estos resultados se explican por el menor contenido de agua encontrado en los tratamientos con CC. Villarreal et al. (2022) midieron S en laboratorio sobre muestras no disturbadas de dos suelos. En un suelo franco limoso no encontraron efecto de un consociado de especies como CC en un ensayo de 9 años, pero sí reportaron efecto del centeno como CC en un ensayo de 15 años sobre un suelo franco arenoso. Por el contrario, Sartori et al. (2022) reportaron que en dos años de estudio la S del tratamiento bajo BD fue mayor que en los tratamientos con CC (rábano y trigo). Anteriormente se mencionó que la incorporación de CC puede incrementar el contenido de COS. A causa de este aumento se podría generar una alteración de la dinámica del agua en el suelo ya que se ha reportado que las prácticas de manejo del suelo que aumentan el COS suelen aumentar la repelencia al agua y este incremento de la hidrofobicidad es debido a la incorporación o formación de compuestos orgánicos que exhiben esta propiedad (Behrends Kraemer et al., 2019). Como la S en algunos casos se determina a partir de datos iniciales de la dinámica del agua en el proceso de infiltración, un aumento de la hidrofobicidad o repelencia al agua podría afectar su determinación. Debido a esto se pueden obtener índices de hidrofobicidad a partir de los datos iniciales del proceso de infiltración de agua en el suelo (Alagna et al., 2017; Lichner et al., 2013; Sepehrnia et al., 2016).

Todo lo anterior evidencia que el funcionamiento del sistema de poros del suelo es altamente complejo y depende de múltiples variables como el tipo de suelo, el crecimiento de distintos cultivos y condiciones climáticas (Jirků et al., 2013). El análisis en conjunto de indicadores estáticos, derivados de la retención de agua del suelo, e indicadores dinámicos, derivados de la conductividad hidráulica del suelo (saturada y cercana a saturación) puede contribuir a

comprender mejor las complejas interacciones por las que el uso y el manejo del suelo afectan a la calidad física del suelo. Particularmente el estudio del efecto de los CC sobre la calidad física en suelos de diferente textura, con diferentes especies y en distintas escalas temporales puede arrojar información valiosa para un mejor entendimiento del efecto de esta práctica.

Hipótesis

- i. Los CC en sistemas bajo SD generan una mejora en la calidad física del suelo, siendo este efecto más evidente en los indicadores dinámicos que en los estáticos;
- ii. Los CC mejoran las propiedades hidráulicas del suelo en flujo saturado y en el rango cercano a saturación;
- iii. Los CC aumentan la hidrofobicidad y por lo tanto alteran la dinámica hídrica de los suelos.

Objetivos

- i. Evaluar el impacto de los CC sobre indicadores estáticos y dinámicos de calidad física en relación con el barbecho desnudo, en suelos característicos de la Región Pampeana bajo SD;
- ii. Evaluar el impacto de los CC en las propiedades hidráulicas en flujo saturado y en el rango de tensiones cercanas a saturación comparando métodos a campo y de laboratorio;
- iii. Evaluar la hidrofobicidad a partir de índices obtenidos con datos de curvas de infiltración obtenidas en laboratorio sobre muestras no disturbadas.

2.2. Marco teórico

2.2.1. Infiltración

Existen distintas aproximaciones para estudiar las propiedades hidráulicas que determinan el flujo de agua en el suelo (Hillel, 1998). Una primera aproximación es estudiar el proceso de entrada de agua en el suelo desde la superficie, el cual se denomina infiltración. Este proceso está regulado por el contenido de agua inicial en el suelo, condiciones de superficie, características del perfil del suelo (configuración del sistema poroso, profundidad y capas) y la conductividad hidráulica (K), y esto determinará la tasa de entrada de agua. En un principio, el suelo con un bajo contenido de humedad al que se le aplica una carga de agua va a exhibir una tasa de infiltración relativamente alta, debida a una gran diferencia de potenciales entre el suelo y el agua libre en la superficie. Sin embargo, la K va a ser baja, ya que no todos los poros están llenos y por lo tanto el área conductora de agua es mínima. A medida que el suelo se humedece, el gradiente de potenciales se vuelve cada vez menor, con lo que la tasa de infiltración disminuye hasta alcanzar un estado estacionario en el que se

vuelve constante. A esta tasa de infiltración en estado estacionario se le da el nombre de infiltración básica. En esta condición de estado estacionario, el gradiente de potencial mátrico en la parte superior del suelo puede considerarse despreciable, y el flujo se debe únicamente al gradiente de potencial gravitatorio. Como este gradiente es unitario, la expresión de la ecuación de Darcy muestra que en estas condiciones el flujo tiende a ser numéricamente igual a la K:

$$q = -K(h) \frac{dH}{dL} \approx -K(h) \quad (2.1)$$

La infiltración puede estudiarse tanto a campo como en laboratorio, a partir de distintos dispositivos que entregan agua al suelo como infiltrómetros de simple y doble anillo, infiltrómetros de disco o infiltrómetros simuladores de lluvia. Los infiltrómetros de disco tienen la ventaja de poder entregar agua a una presión subatmosférica, lo que permite excluir ciertas familias de poros y estudiar el flujo en condiciones no saturadas cercanas a saturación (Perroux y White, 1988).

Wooding (1968) propuso una expresión algebraica para la infiltración de agua en estado estacionario desde una fuente circular de radio R. Esta ecuación es la base del análisis del flujo estacionario desde un infiltrómetro de disco:

$$Q(h) = \pi R^2 K(h) + 4R\phi(h) \quad (2.2)$$

Donde Q es el volumen infiltrado por unidad de tiempo en el estado estacionario [L^3T^{-1}], R es el radio del disco [L], K(h) es la conductividad hidráulica [LT^{-1}], y $\phi(h)$ es el potencial de flujo mátrico [L^2T^{-1}] definido según la ecuación 2.3 (Gardner y Mayhugh, 1958):

$$\phi(h) = \int_{h_1}^{h_2} K(h) dh \quad (2.3)$$

En la ecuación 2.2 hay dos incógnitas (K y ϕ), y ambas dependen de h. Para resolver esta ecuación, Ankeny et al. (1991) propusieron medir la infiltración en un mismo sitio a dos tensiones (h_1 y h_2), obteniendo el siguiente sistema de ecuaciones:

$$Q(h_1) = \pi R^2 K(h_1) + 4R\phi(h_1) \quad (2.4)$$

$$Q(h_2) = \pi R^2 K(h_2) + 4R\phi(h_2) \quad (2.5)$$

Asumiendo que, si h_1 es cercana a h_2 , K(h) entre esos dos puntos se puede considerar lineal (ver Figura 2.1), entonces la relación entre K(h) y $\phi(h)$ es constante:

$$\frac{K(h)}{\phi(h)} = C \quad (2.6)$$

Entonces

$$\phi(h_1) = \frac{K(h_1)}{C} \quad (2.7)$$

$$\phi(h_2) = \frac{K(h_2)}{C} \quad (2.8)$$

Retomando las ecuaciones 2.4 y 2.5 pueden escribirse como:

$$Q(h_1) = \pi R^2 K(h_1) + 4R \frac{K(h_1)}{C} = K(h_1) \left[\pi R^2 + \frac{4R}{C} \right] \quad (2.9)$$

$$Q(h_2) = \pi R^2 K(h_2) + 4R \frac{K(h_2)}{C} = K(h_2) \left[\pi R^2 + \frac{4R}{C} \right] \quad (2.10)$$

Para resolver estas ecuaciones se propone una aproximación matemática, donde la diferencia entre los ϕ a cada una de las tensiones (las áreas debajo de la curva) se considera igual a la suma del área del rectángulo y el triángulo que se dibujan en la Figura 2.1, siempre considerando que la $K(h)$ es lineal entre las dos tensiones consideradas.

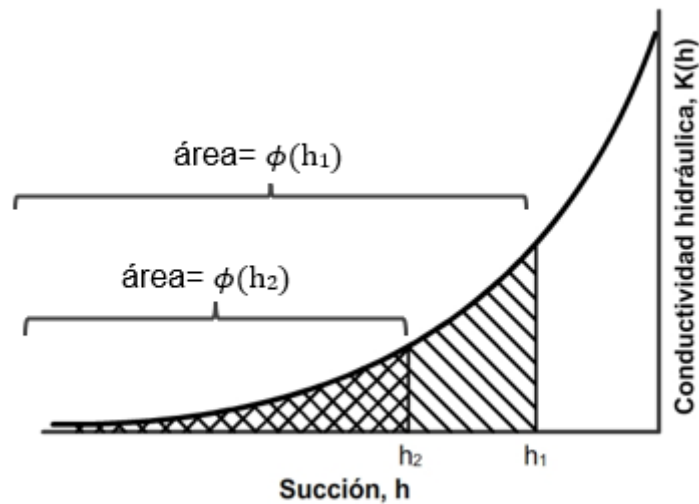


Figura 2.1. Aproximación gráfica al cálculo de las conductividades hidráulicas a dos tensiones.

La diferencia entre los ϕ puede aproximarse entonces según la ecuación 2.11 y sacando factor común $\Delta h = h_1 - h_2$, la ecuación 2.12:

$$\phi(h_1) - \phi(h_2) = K(h_2)(h_1 - h_2) + \frac{[K(h_1) - K(h_2)](h_1 - h_2)}{2} \quad (2.11)$$

$$\phi(h_1) - \phi(h_2) = \Delta h \frac{K(h_1) + K(h_2)}{2} \quad (2.12)$$

Y sustituyendo la ecuación 2.12 con las ecuaciones 2.7 y 2.8 se obtiene la siguiente expresión:

$$\frac{K(h_1) - K(h_2)}{c} = \Delta h \frac{K(h_1) + K(h_2)}{2} \quad (2.13)$$

Esta ecuación permite obtener la $K(h)$ a partir de medidas de infiltración hechas a dos h cercanas entre sí.

2.2.2. Porosidad efectiva

En la sección 1.2.3 se presentó la ecuación de capilaridad (ecuación 1.25). Esta ecuación permite calcular el máximo radio de poro que se encuentra lleno de agua a una determinada h . Se asume que, a determinada h , los poros con radio equivalente menor al calculado con la ecuación 1.25 se encuentran llenos de agua y son los únicos responsables de todo el flujo bajo un gradiente de presión. De acuerdo con la ley de Poiseuille, el caudal que pasa a través de un poro está dado por:

$$Q_i(r) = \frac{\pi r^4 \rho g \Delta L}{8\eta \Delta z} \quad (2.14)$$

Donde $Q_i(r)$ es el caudal [L^3T^{-1}] como función del radio de poro r [L], y η es la viscosidad del agua [$ML^{-1}T^{-1}$]. En estado estacionario, se asume que el gradiente $\Delta L/\Delta z$ es igual a 1. La tasa de flujo total a través de poros con radio r ($Q_t(r)$) es:

$$Q_t(r) = n(r)Q_i(r) \quad (2.15)$$

donde $n(r)$ es el número de poros efectivos de radio equivalente r , responsables de $Q_t(r)$. Considerando $Q_t(r)$ para un área transversal de suelo A [L^2] nos queda:

$$Q_t(r) = K(h)A \quad (2.16)$$

La sustitución de las ecuaciones 2.14 y 2.15 dentro de la ecuación 2.16 resulta en:

$$K(h)A = n(r) \frac{\pi r^4 \rho g}{8\eta} \quad (2.17)$$

Considerando $N(r)$, el número de poros efectivos por unidad de área transversal A [L^2], para un tamaño de poro r dado:

$$N(r) = \frac{n(r)}{A} \quad (2.18)$$

Reemplazando el término $n(r)$ de la ecuación 2.18 por la ecuación 2.17 resulta en:

$$N(r) = K(h) \frac{8\eta}{\pi\rho gr^4} \quad (2.19)$$

El número de poros efectivos por unidad de área, ΔN , entre los radios a y b ($a < b$) (asumiendo radios de poro igual al mínimo radio de poro en el rango), se define como la diferencia del flujo total de agua o conductividad hidráulica $\Delta K(a, b)$ entre dos cargas de presión correspondientes a los radios de poros a y b (Watson y Luxmoore, 1986):

$$\Delta N(a, b) = \Delta K(a, b) \frac{8\eta}{\pi\rho gr^4} \quad (2.20)$$

La porosidad efectiva $\varepsilon(r)$ asociada con cada tamaño de poro es igual al número de poros efectivos por unidad de área multiplicado por el área transversal de un poro de ese tamaño:

$$\varepsilon(r) = N(r)\pi r^2 \quad (2.21)$$

Estableciendo un rango de poros entre los radios a y b se puede calcular la porosidad efectiva en este rango $\varepsilon(a, b)$ con la siguiente ecuación:

$$\varepsilon(a, b) = \Delta N(a, b)\pi r^2 = \Delta K(a, b) \frac{8\eta}{\rho gr^2} \quad (2.22)$$

$\varepsilon(a, b)$ es una estimación de la porosidad efectiva máxima. En la ecuación 2.22 se asume implícitamente un gradiente hidráulico unitario, y estado estacionario (Wahl et al., 2004).

2.3. Materiales y métodos

2.3.1. Sitios de estudio y tratamientos

Las principales características de cada sitio se encuentran detalladas en la Tabla 1.1 en la sección 1.7. En la Tabla 2.6 se resumen los sitios de estudio, los tratamientos correspondientes a cada sitio, los años de incorporación del CC a la rotación y las fechas de muestreo. Para el estudio del efecto de los CC sobre la calidad física del suelo se realizaron medidas de infiltración a campo, se tomaron 7 muestras no disturbadas por tratamiento en cilindros de acero inoxidable y a partir de esas muestras se realizaron determinaciones en el laboratorio.

Tabla 2.6. Sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL), tratamientos con sus respectivos cultivos (sin cultivo de cobertura, BD; con cultivo de cobertura, BC), años de incorporación del cultivo de cobertura (CC) a la rotación y fechas de muestreo.

Sitio	Tratamiento	Cultivo	Años	Fecha de muestreo
CHA	sin CC= BD con CC= BC	soja avena+trigo/soja	2	6 de agosto 2021
PER	sin CC= BD con CC= BC	soja avena+vicia/soja	9	6 de junio 2021
VIL	sin CC= BD con CC= BC	soja centeno/soja	15	7 de junio 2021

2.3.2. Infiltración a campo

En cada sitio se midió la infiltración a campo utilizando el infiltrómetro de disco a tensión (TI) (Perroux y White, 1988) (Figura 2.2), con un radio de disco de 6,25 cm, para determinar la tasa de infiltración básica.

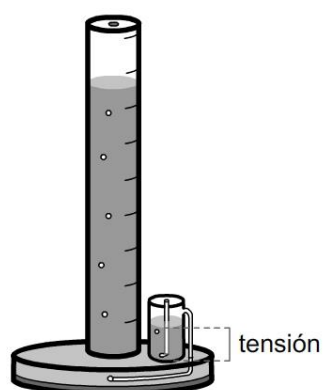


Figura 2.2. Esquema del infiltrómetro de disco a tensión.

Los ensayos de infiltración se realizaron todos en el mismo momento de la rotación, luego de la cosecha del cultivo de verano. Se realizaron 4 repeticiones en cada tratamiento. El sitio fue elegido al azar dentro de cada tratamiento, evitando las hileras de cultivo y huellas visibles de maquinaria. Para considerar únicamente el efecto del manejo, los residuos del cultivo fueron removidos de la superficie. Sobre la superficie se esparció una fina capa de arena seca, para asegurar un buen contacto hidráulico. Se midió infiltración a tres tensiones de entrega de agua h (6, 3 y 0 cm, aplicadas en dicho orden). El uso de diferentes tensiones permite distinguir el aporte de poros de diferentes tamaños al proceso de infiltración. Se registró el flujo hasta alcanzar el estado estacionario. La infiltración acumulada se registró cada 5 min hasta los 10 min, cada 10 min hasta el fin del ensayo para cada tensión. Cuando la tasa de infiltración no cambió en cuatro mediciones tomadas a 10 min, se asumió flujo estacionario, y la tasa de infiltración básica para cada tensión se calculó en base a estas últimas cuatro mediciones.

2.3.2.1. Cálculo de la conductividad hidráulica y la porosidad efectiva

La conductividad hidráulica (K , cm h^{-1}) a las tres tensiones, a saber K_0 , K_3 y K_6 fueron calculadas usando el método de las cargas múltiples de Ankeny que fue detallado en la sección 2.2.1 (Ankeny et al., 1991). La macro (ϵ_{ma}) y la mesoporosidad (ϵ_{me}) conductora de agua o efectiva, se calcularon según Watson y Luxmoore (1986) (ecuaciones 2.23 y 2.24):

$$\epsilon_{ma} = (K_0 - K_3) \frac{8\eta}{\rho g (r_{ma})^2} \quad (2.23)$$

$$\epsilon_{me} = (K_3 - K_6) \frac{8\eta}{\rho g (r_{me})^2} \quad (2.24)$$

Se definió macroporosidad efectiva (ϵ_{ma}) como aquella correspondiente a poros que drenan a h entre 0 y 3 cm ($r_{ma} > 0,5$ mm), y mesoporosidad efectiva (ϵ_{me}) a los que drenan a h entre 3 y 6 cm ($0,25$ mm $< r_{me} < 0,50$ mm) (Lozano, 2014).

2.3.3. Determinaciones en laboratorio

2.3.3.1. Densidad aparente y porosidad total

Se determinó la D_{ap} a partir del peso de 4 muestras de suelo por tratamiento tomadas con cilindros de acero inoxidable de volumen conocido y secas en estufa a 105°C hasta peso constante (Hillel, 1998). La porosidad total (PT) se calculó según Hillel (1998) como:

$$PT = 1 - \frac{D_{ap}}{D_r} \quad (2.25)$$

donde D_r es la densidad de la fase sólida del suelo ($2,65$ g cm^{-3}).

2.3.3.2. Curva de retención hídrica y distribución de tamaño de poros

En el laboratorio, se determinó la curva de retención hídrica y la distribución de tamaño de poros, a partir de 7 muestras no disturbadas en cilindros de 5 cm de diámetro y 5 cm de altura, de los primeros 5 cm del suelo que fueron saturadas con agua y sometidas a distintas tensiones (0,1 m, 0,3 m, 0,5 m, 0,7 m y 1 m en mesa de tensión (Figura 2.3), y 7 m en olla de Richard). Los datos se ajustaron según el modelo de bimodalidad de van Genuchten usando el software RETC. Cada tensión (h) se relacionó con una familia de poros según la ecuación de ascenso capilar (ecuación 1.25) (Hillel, 1998) y se obtuvieron los valores medios de macroporosidad (θ_{ma} , [$m^3 m^{-3}$], radio > 30 μm); mesoporosidad (θ_{me} , [$m^3 m^{-3}$], 15 μm < radio < 30 μm) y microporosidad (θ_{mi} , [$m^3 m^{-3}$], radio < 15 μm), derivados de la CRH.

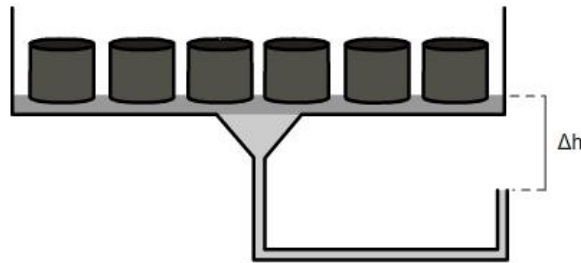


Figura 2.3. Esquema de la mesa de tensión.

Los indicadores de macroporosidad (P_{MAC} , [$m^3 m^{-3}$]), capacidad de aire (CA, [$m^3 m^{-3}$]), contenido de agua disponible para la planta (ADP, [$m^3 m^{-3}$]) y capacidad de campo relativa (RFC) se calcularon según Reynolds et al. (2009):

$$P_{MAC} = \theta_s(h = 0 m) - \theta_m(h = 0,1 m) \quad (2.26)$$

donde θ_m es el contenido volumétrico de agua saturado de la matriz de suelo.

$$CA = \theta_s(h = 0 m) - \theta_{FC}(h = 1 m) \quad (2.27)$$

donde θ_{FC} es el contenido de agua a capacidad de campo.

$$ADP = \theta_{FC}(h = 1 m) - \theta_{PMP}(h = 150 m) \quad (2.28)$$

Donde θ_{PMP} es el contenido de agua a punto de marchitez permanente. Los valores de θ a $h=150$ m fueron obtenidos a partir del ajuste con el modelo de van Genuchten (1980).

$$RFC = \frac{\theta_{FC}}{\theta_s} = \left(1 - \frac{CA}{\theta_s}\right) \quad (2.29)$$

2.3.3.3. Mini-infiltrometría

En el laboratorio luego del ensayo en mesa de tensión sobre las mismas muestras no disturbadas, la infiltración de agua bajo diferentes tensiones se determinó utilizando un mini-infiltrómetro (Hallett, et al. 2003; Soracco et al., 2019). El dispositivo consiste en un tubo con un pequeño disco (se colocó una membrana del mismo material que la base del infiltrómetro de disco de tensión comercial) de 1 cm de radio conectado a un depósito de agua (Figura 2.4). El depósito de agua se colocó en una balanza analítica ($\pm 0,001$ g), conectada a un *data-logger*. Cada muestra de suelo se colocó en una platina móvil, y luego se puso en contacto con el disco de tensión levantando la platina. Se realizaron ensayos de infiltración a 6 cm, 3 cm y 0 cm de tensión (h), aplicados en este orden y en la misma muestra. Cada determinación a cada tensión tardó aproximadamente 5 min en alcanzar el estado estacionario y el volumen de agua infiltrada se estimó a partir de la variación de masa en la balanza analítica a cada segundo. La infiltración acumulada se determinó como la relación entre el volumen de infiltración y el área del disco. La temperatura durante los experimentos osciló entre 20 y 24 °C. La conductividad hidráulica (K , cm h^{-1}) a las tres tensiones, a saber, $K_{0\text{-MI}}$, $K_{3\text{-MI}}$ y $K_{6\text{-MI}}$, se determinó a partir de la infiltración de agua acumulada mediante el método de las cargas múltiples con los datos en estado estacionario.

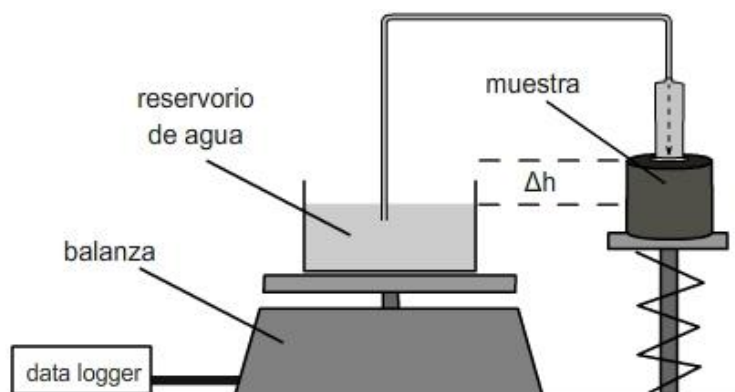


Figura 2.4. Esquema del mini-infiltrómetro utilizado para la determinación de $K(h)$ en muestras no disturbadas de suelo.

Utilizando los datos de infiltración de agua, el tiempo de cese de la repelencia al agua (TCRA) se estimó como la intersección entre las dos líneas de regresión que representan las condiciones del suelo en tiempo temprano (hidrófobo) y en tiempo tardío (mojable) en un gráfico de infiltración versus tiempo elevado a la 0,5 (Lichner et al., 2013). El mismo gráfico permitió calcular un índice de repelencia (IR) como la relación de las pendientes en las dos etapas del proceso de infiltración (Sepehrnia et al., 2016) (Figura 2.5).

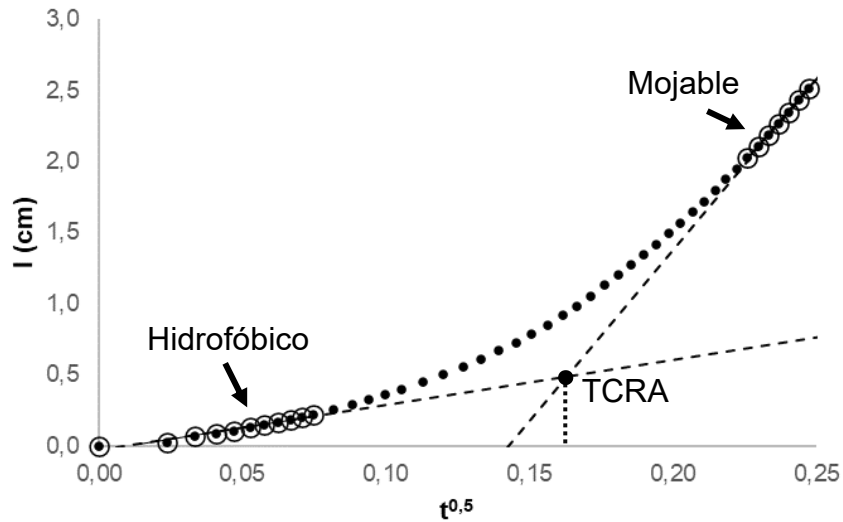


Figura 2.5. Ejemplo de la estimación del tiempo de cese de la repelencia al agua (TCRA) a partir de un ensayo de mini-infiltración.

2.3.3.4. Cálculo de los índices de conectividad de poros

A partir de los valores de K en laboratorio se determinaron los índices de conectividad de poros (C_w) según Lozano et al. (2013). Para cada familia de poros con radio entre a y b ($r_b > r_a$), se calcula el C_w según la ecuación 2.30:

$$C_{w(ra-rb)} = \frac{K(h_b) - K(h_a)}{\theta(h_b) - \theta(h_a)} \quad (2.30)$$

donde h_b y h_a son las tensiones correspondientes a las cuales los poros con radio equivalente mayor a r_b y r_a , respectivamente, drenan, y $\theta(h_b)$ y $\theta(h_a)$ el contenido de humedad a esa tensión derivada de la CRH, ajustadas con el modelo de van Genuchten. Se determinó el C_w para la macroporosidad grande ($C_{w_{ma}}$, $r > 0,50$ mm) y para la mesoporosidad ($C_{w_{me}}$, $0,25 < r < 0,50$ mm).

2.3.3.5. Sortividad

La S del suelo [$\text{cm s}^{-0,5}$] se determinó siguiendo la metodología propuesta por Villarreal et al. (2017), que es una mejora del método original propuesto por Leeds-Harrison et al. (1994), utilizando el mismo mini-infiltrómetro. El tubo con la membrana se cambió por una pequeña esponja (4 mm de radio). Cada muestra de suelo se colocó en una platina móvil y luego se puso en contacto con la esponja levantando la platina (Figura 2.6). El volumen de agua infiltrada por capilaridad se estimó a partir de la variación de masa en la balanza a cada segundo. Cada determinación duró aproximadamente 4 min.

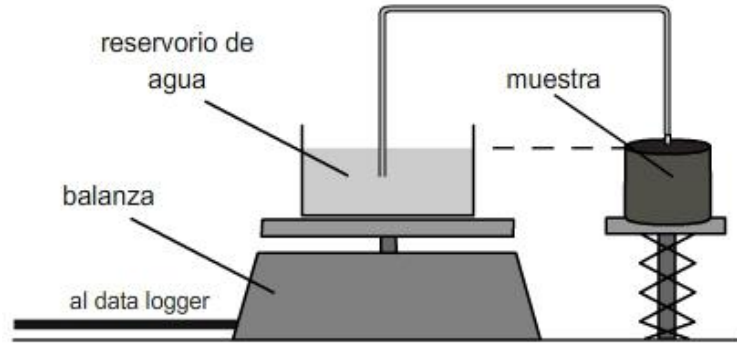


Figura 2.6. Esquema del mini-infiltrómetro utilizado para la determinación de la sortividad en muestras no disturbadas de suelo.

La variable S se determinó para cada muestra según la siguiente ecuación:

$$S = \sqrt{\frac{Qf}{4br}} \quad (2.31)$$

donde Q es la tasa de flujo en estado estacionario de la fuente circular de radio r , f es la diferencia entre el contenido volumétrico final e inicial de agua del suelo y b es un parámetro de forma tomado como 0,55 (White y Sully, 1987). La diferencia de contenido volumétrico de agua se determinó en cada muestra extrayendo con mucho cuidado el bulbo húmedo al final de cada determinación (la profundidad extraída fue de aproximadamente 2 cm) para determinar el contenido gravimétrico de agua (pesando antes y después del secado en estufa a 105°C durante 24 h), y posteriormente se transformó en contenido volumétrico de agua mediante la densidad aparente. El contenido inicial de agua de todas las muestras se situó en torno a 0,1 m³ m⁻³, mientras que el contenido medio final de agua fue de unos 0,3 m³ m⁻³.

2.3.4. Análisis estadístico

Para determinar el efecto de la incorporación de CC sobre las diferentes propiedades hídricas, se realizó un análisis ANOVA. Como la distribución de K_0 , K_3 , K_6 , K_{0-MI} , K_{3-MI} , K_{6-MI} , ϵ_{ma} , ϵ_{me} , CW_{TP} , CW_{ma} y CW_{me} no son normales, se utilizaron valores logarítmicos para lograr normalidad. Se realizó una prueba de Fisher LSD para comparar las medias entre los tratamientos con y sin CC (Sokal y Rohlf, 1995). En todos los casos se mostraron las medias aritméticas. La significancia utilizada fue de $p=0,05$. Para evaluar la dependencia de los variables dinámicas con las variables estáticas se realizaron análisis de correlación de Spearman y se realizaron gráficos de dispersión para evaluar la regresión lineal. Todos los análisis se realizaron usando el software INFOSTAT (Di Rienzo et al., 2008).

2.4. Resultados y discusión

2.4.1. Indicadores estáticos

En la Tabla 2.7 se muestran los valores de densidad aparente y porosidad total para los distintos sitios y tratamientos.

Tabla 2.7. Valores de densidad aparente (D_{ap}) y porosidad total (PT) para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL) y tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC). Las letras mayúsculas indican diferencias significativas entre sitios de estudio (LSD, $p < 0,05$). Las letras minúsculas indican diferencias significativas entre tratamientos particionados por sitios (LSD, $p < 0,05$).

		D_{ap} [g cm ⁻³]		PT [-]	
CHA	BD	1,21	A b	0,55	B a
	BC	1,13	A a	0,57	B b
PER	BD	1,23	A a	0,54	B a
	BC	1,17	A a	0,56	B a
VIL	BD	1,42	B a	0,46	A a
	BC	1,35	B a	0,49	A a

De acuerdo con los resultados del ANOVA y la prueba de medias LSD-Fisher existió efecto del sitio de estudio siendo la D_{ap} significativamente mayor en VIL respecto a CHA y PER ($p < 0,05$). A partir del análisis de los tratamientos por sitio de estudio solo existió efecto en CHA siendo menor la D_{ap} en el tratamiento BC ($p < 0,05$). Como la PT se calcula a partir de la D_{ap} , los valores medios de los sitios y tratamientos siguen la misma tendencia estadística que los valores de D_{ap} . Es decir, en CHA la PT del tratamiento BC fue mayor respecto al tratamiento BD ($p < 0,05$). Las diferencias observadas en la D_{ap} y la PT entre los sitios de estudio pueden ser atribuibles a las texturas correspondientes de los suelos. El mayor valor de D_{ap} fue observado en VIL con textura franco arenosa, con relación a CHA (textura franca) y PER (textura franco limosa).

Respecto al efecto del CC sobre la D_{ap} , los resultados coinciden con los reportados por Álvarez et al. (2017) ya que se observaron disminuciones de 0,06 a 0,08 g cm⁻³ (todas menores a 0,1 g cm⁻³). Solo en CHA estas disminuciones marcaron una diferencia significativa entre tratamientos, resultando menor la D_{ap} (y por lo tanto mayor la PT) en los tratamientos con CC ($p < 0,05$). Estos cambios no afectarían al desarrollo radicular de los cultivos ya que los umbrales aceptados a partir de los cuales el crecimiento de las raíces se ve afectado por una D_{ap} elevada suelen variar entre 1,5 y 1,8 g cm⁻³ en función de la textura del suelo (Álvarez et al., 2017). Sin embargo, según la textura, valores de 1,2 o 1,3

g cm⁻³ puede reflejar problemas de compactación y de falta de aire que resultan restrictivos para el crecimiento de las raíces.

Con respecto a la PT, en este estudio se observaron incrementos de 2 a 3 % resultando el efecto del CC estadísticamente significativo solo en CHA. Basche y DeLonge (2017), en un estudio de meta-análisis, hallaron un aumento general de la PT del 8% con la inclusión de CC. Sin embargo, estos autores no encontraron efectos significativos en PT bajo las siguientes situaciones: contenido de limo >30 %, contenido de arcilla >25 % y tiempo transcurrido desde la inclusión de CC <7 años. Esto coincide con los resultados observados en los sitios PER y VIL donde se evaluó el efecto de los CC en el mediano y largo plazo (9 y 15 años, respectivamente).

En la Tabla 2.8 se muestran los valores calculados de macro, meso y microporosidad obtenidos a partir de la determinación en mesa de tensión.

Tabla 2.8. Valores de θ_{ma} , θ_{me} y θ_{mi} (macro, meso y microporosidad, respectivamente) para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL) y tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC). Las letras mayúsculas indican diferencias significativas entre sitios de estudio (LSD, $p < 0,05$). Las letras minúsculas indican diferencias significativas entre tratamientos particionados por sitios (LSD, $p < 0,05$).

Sitio	Tratamiento	θ_{ma}			θ_{me}			θ_{mi}		
		[m ³ m ⁻³]			[m ³ m ⁻³]			[m ³ m ⁻³]		
CHA	BD	0,03	A	a	0,02	A	a	0,50	C	a
	BC	0,08		b	0,02		a	0,48		a
PER	BD	0,07	B	a	0,05	B	a	0,42	B	a
	BC	0,08		a	0,05		a	0,43		a
VIL	BD	0,08	B	a	0,05	B	a	0,33	A	a
	BC	0,09		a	0,05		a	0,35		a

A partir del análisis de los resultados del ANOVA se pudo observar que existió efecto del sitio para las tres variables y no hubo interacción entre los factores analizados (sitio x tratamiento). Haciendo el análisis del efecto del factor sitio, θ_{ma} y θ_{me} fueron significativamente mayores en VIL y PER respecto a CHA ($p < 0,05$). θ_{mi} mostró el siguiente orden: VIL < PER < CHA. A partir del análisis del factor tratamiento particionado por sitio de estudio, los resultados de la prueba de ANOVA y Fisher-LSD evidenciaron que existió efecto del tratamiento solo sobre la variable θ_{ma} en CHA, siendo significativamente mayor en el tratamiento BC ($p < 0,05$).

Analizando las porosidades (θ_{ma} , θ_{me} y θ_{mi}) se observó una relación de estas variables con la textura de los suelos. Los suelos de textura mediana y moderadamente gruesa, como PER y VIL (textura franco limosa y franco

arenosa, respectivamente) presentaron valores mayores de las variables θ_{ma} y θ_{me} mientras que en CHA (textura franca) se presentó el mayor valor de θ_{mi} . Respecto al efecto del CC sobre estas variables solo se observó un incremento de la θ_{ma} en CHA. Villamil et al. (2006) también reportaron un incremento en θ_{ma} en el corto plazo incluyendo una gramínea como CC. Por otra parte, Haruna et al. (2018a) reportaron que un CC de centeno produjo un incremento en la θ_{ma} que fue observado dos semanas después de su terminación, mientras que no se observaron diferencias significativas una semana antes de su terminación. Esto indica que los efectos en θ_{ma} pueden ser temporarios, dependiendo del momento de muestreo y del tiempo requerido para que el decaimiento de raíces dé lugar a nuevos poros.

En todos los sitios evaluados el momento de muestreo fue al inicio del CC, pudiendo ser influenciado por la cosecha del cultivo de verano anterior ya que es uno de los principales factores en la dinámica de la porosidad en un manejo agrícola (Lozano, 2014). En el sitio CHA se evaluó el efecto a corto plazo y las especies de CC evaluadas fueron gramíneas (avena y trigo). En PER no se evidenció ningún efecto del CC en las porosidades. En este sitio se evaluó el efecto de 9 años de CC de avena/vicia en comparación con un barbecho desnudo en un cultivo de soja. Se observó un suelo degradado y compactado por décadas de agricultura continua de soja en SD que, sumado a la ausencia de arcillas expansibles, resulta de difícil recuperación (Fernández et al., 2020).

En VIL no se evidenció ningún efecto del CC en las variables θ_{ma} , θ_{me} y θ_{mi} . En este sitio, se evaluó el efecto de 15 años de un CC de centeno en un cultivo de soja. Este resultado coincide con lo reportado por Calegari et al. (2013) que reportaron que en un ensayo de 19 años diferentes especies de CC (vicia, rábano, avena, trigo) no tuvieron efecto sobre la θ_{ma} , aunque algunas especies sí afectaron la microporosidad mostrando valores menores respecto al tratamiento sin CC.

En la Tabla 2.9 se muestran los valores calculados de macroporosidad grande (P_{MAC}), capacidad de aire (CA), agua disponible para las plantas (ADP) y capacidad de campo relativa (RFC) obtenidos a partir de la determinación en mesa de tensión. El valor de agua disponible para las plantas se calculó a partir del valor a 15000 cm de h ajustado según el modelo de van Genuchten para suelos bimodales.

Tabla 2.9. Valores de P_{MAC} , CA, ADP y RFC (macroporosidad grande, capacidad de aire, agua disponible para las plantas y capacidad de campo relativa, respectivamente) para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL) y tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC). Las letras mayúsculas indican diferencias significativas entre sitios de estudio (LSD, $p < 0,05$). Las letras minúsculas indican diferencias significativas entre tratamientos particionados por sitios (LSD, $p < 0,05$).

Sitio	Tratamiento	P_{MAC} [m ³ m ⁻³]		CA [m ³ m ⁻³]		ADP [m ³ m ⁻³]		RFC [-]	
CHA	BD	0,02	A a	0,05	A a	0,43	C a	0,91	C b
	BC	0,05	A b	0,10	A b	0,42	C a	0,83	C a
PER	BD	0,02	A a	0,12	B a	0,40	B a	0,78	B a
	BC	0,03	A a	0,13	B a	0,37	B a	0,77	B a
VIL	BD	0,03	A a	0,13	B a	0,32	A a	0,71	A a
	BC	0,03	A a	0,14	B a	0,32	A a	0,72	A a

Para la variable P_{MAC} no existió efecto del factor sitio y no existió interacción entre los factores sitio y tratamiento. Al analizar el factor tratamiento particionado por sitios de estudio solo se observó una diferencia significativa entre tratamientos para el sitio CHA, resultando mayor en el tratamiento BC ($p < 0,05$). Para la variable CA existió efecto del factor sitio y no existió interacción entre los factores sitio y tratamiento. En PER y VIL el valor de CA fue mayor que para CHA ($p < 0,05$). Al analizar el factor tratamiento particionado por sitios de estudio solo se observó una diferencia significativa entre tratamientos para el sitio CHA, resultando mayor en el tratamiento BC ($p < 0,05$). Para la variable ADP existió efecto del factor sitio y no existió interacción entre los factores sitio y tratamiento. Los valores siguieron el siguiente orden: VIL < PER < CHA ($p < 0,05$). Al analizar el factor tratamiento particionado por sitios de estudio en ningún sitio se observó una diferencia significativa entre tratamientos ($p < 0,05$). Para la variable RFC existió efecto del factor sitio y no existió interacción entre los factores sitio y tratamiento. Los valores siguieron el siguiente orden: VIL < PER < CHA ($p < 0,05$). Al analizar el factor tratamiento particionado por sitios de estudio solo se observó una diferencia significativa entre tratamientos para el sitio CHA, resultando mayor en el tratamiento BD ($p < 0,05$).

Los valores de P_{MAC} obtenidos en los tres sitios de estudio estuvieron en un rango de 0,02 a 0,05 m³ m⁻³. Según Reynolds et al. (2009) y lo presentado en la Tabla 2.2, se encuentran por debajo del valor óptimo y cercano a una condición de calidad pobre correspondiente a un suelo degradado por compactación. Para esta variable se observó el mismo resultado que para la variable θ_{ma} donde solo existió efecto del tratamiento en el sitio CHA siendo mayor en BC. Ambas variables analizan el rango de poros cercanos a saturación (θ_{ma} de 0 a 50 cm de h; P_{MAC} de 0 a 10 cm de h) por lo tanto era esperable encontrar un

comportamiento similar. Analizando los valores de CA, los mismos estuvieron en el rango de 0,05 a 0,14 m³ m⁻³. CHA fue el sitio que presentó el menor valor, en el tratamiento sin CC, y la incorporación del CC (avena y trigo) produjo un incremento significativo sobre esta variable. Sin embargo, el valor se encontró por debajo del límite ideal, según Reynolds et al. (2009), para una susceptibilidad mínima a los déficits de aireación perjudiciales para el cultivo o reductores del rendimiento en la zona radical (CA <0,10 m³ m⁻³). En PER y VIL la incorporación del CC no tuvo ningún efecto sobre esta variable, y en ambos sitios se encontraron valores óptimos (10 m³ m⁻³ ≤ CA <14 m³ m⁻³) de acuerdo con Reynolds et al. (2009).

La variable ADP indica la capacidad del suelo para almacenar y proporcionar agua disponible para las raíces de las plantas. Analizando los valores obtenidos, en ningún sitio la incorporación del CC tuvo efecto sobre esta variable y en todos los sitios los valores encontrados estuvieron por encima del ideal para el máximo crecimiento y funcionamiento de las raíces (ADP >0,20 m³ m⁻³) (Reynolds et al., 2009) y en un rango similar al reportado por otros autores en suelos de la región (Damiano y Taboada, 2000). En los tres sitios de estudio los valores de RFC encontrados estuvieron por encima de 0,7 lo que indica una aireación limitada del suelo. Como el cálculo de esta variable se realiza a partir del valor de CA, en el único sitio donde se observó un efecto del CC fue en CHA resultando menor en el tratamiento BC. De esta manera, si bien el valor de RFC sigue estando fuera del rango ideal, la incorporación del CC generó una mejora en la aireación del suelo.

2.4.2. Indicadores dinámicos

En la Figura 2.7 se presentan los valores de K(h) medida con el infiltrómetro de disco a campo a 3 tensiones (0, 3 y 6 cm) para los tres sitios de estudio (CHA, PER y VIL) y los tratamientos (BD y BC). En la Tabla 2.10 se muestran los valores de macroporosidad y mesoporosidad efectiva (ϵ_{ma} , ϵ_{me}) y los índices de conectividad de poros (C_{wPT} , C_{wma} y C_{wme}) obtenidos a partir de los ensayos de infiltración y las porosidades calculadas a partir de la determinación en mesa de tensión.

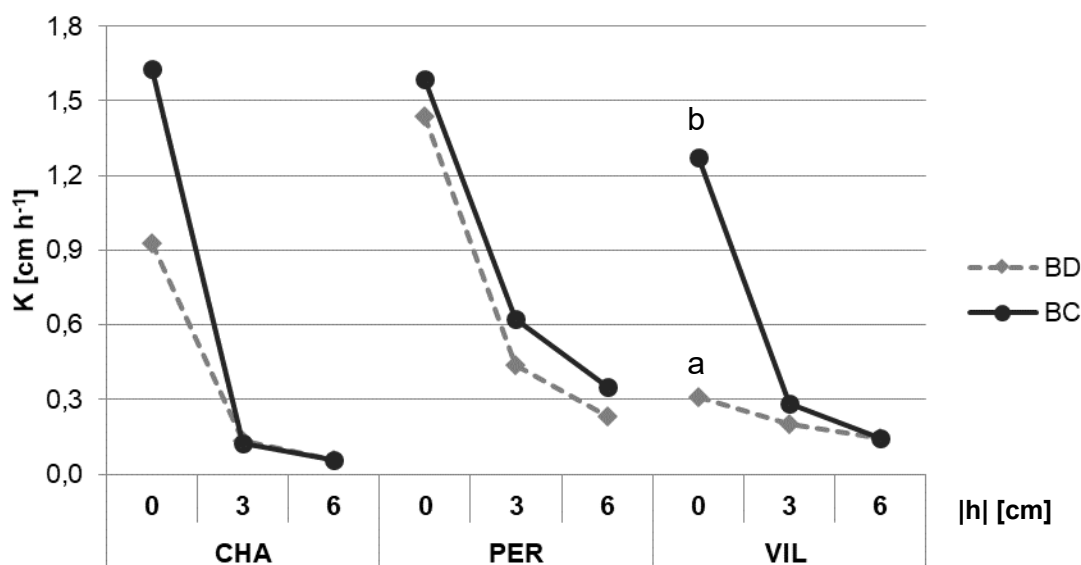


Figura 2.7. Conductividad hidráulica a 0, 3 y 6 cm de tensión (K_0 , K_3 y K_6 , respectivamente) medido con infiltrómetro de disco a campo para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL) y tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC). Las letras minúsculas indican diferencias significativas entre tratamientos particionados por sitios (LSD, $p < 0,05$).

De acuerdo con los resultados del ANOVA y la prueba de medias LSD-Fisher analizando por sitio de estudio se observó que en CHA y PER no existieron diferencias significativas entre tratamientos para ninguna variable (K_0 , K_3 y K_6) ($p < 0,05$); y en VIL solo existió una diferencia significativa para la variable K_0 , siendo mayor en el tratamiento BC ($p < 0,05$).

Tabla 2.10. Valores de macroporosidad y mesoporosidad efectiva (ϵ_{ma} y ϵ_{me}) y de índices de conectividad (CW_{PT} , CW_{ma} y CW_{me}) para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL) y tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC). Las letras mayúsculas indican diferencias significativas entre sitios de estudio (LSD, $p < 0,05$). Las letras minúsculas indican diferencias significativas entre tratamientos particionados por sitios (LSD, $p < 0,05$).

Sitio	Trat.	ϵ_{ma} [ppm]	ϵ_{me} [ppm]	CW_{PT} [cm h ⁻¹]	CW_{ma} [cm h ⁻¹]	CW_{me} [cm h ⁻¹]
CHA	BD	7,18	2,84	0,77	47,8	23,7
	BC	13,60	2,45	1,44	85,0	17,5
PER	BD	9,05	7,47	1,17	1452,3	143,6
	BC	8,73	9,96	1,35	864,0	337,4
VIL	BD	1,07	2,01	0,22	1185,6	192,3
	BC	8,97	5,06	0,94	802,2	86,4

De acuerdo con los resultados del ANOVA se pudo observar un efecto del sitio en todas las variables. Para ε_{ma} y CW_{PT} los mayores valores fueron en CHA y PER respecto a VIL ($p < 0,05$). Para ε_{me} el mayor valor fue en PER respecto a CHA y VIL ($p < 0,05$). Analizando el efecto de los tratamientos dentro de cada sitio, en PER y CHA ninguna variable se vio afectada por el CC ($p < 0,05$). En VIL ε_{ma} , ε_{me} y CW_{PT} mostraron valores mayores en el tratamiento BC ($p < 0,05$). Al analizar los indicadores de conectividad de poros para la macroporosidad y mesoporosidad (CW_{ma} y CW_{me}) no se evidenció ningún efecto de la incorporación de CC.

El efecto del CC sobre K_0 y la CW_{PT} solo fue significativo en VIL. A pesar de que no se había observado ningún efecto del CC sobre las porosidades, al analizar una variable dinámica sí se pudo evidenciar un aumento de ésta. Esto podría indicar que si bien la incorporación del CC no aumentó el volumen de poros sí provocó una mejora de la conectividad y la continuidad que se ve reflejada en el movimiento de agua. Muchos estudios reportan que la K_0 aumenta con los CC invernales en el largo plazo (Álvarez et al., 2017; Chalise et al., 2019; Keisling et al., 1994). En el caso de VIL se evaluó el efecto a largo plazo de centeno como CC. Los resultados del presente estudio coinciden con otros trabajos que también reportaron el efecto de esta gramínea sobre K_0 (Kaspar et al., 2001; Liesch et al., 2011; Steele et al., 2012). En CHA no se observaron diferencias significativas. En este sitio se había observado un incremento en la macroporosidad (θ_{ma} y P_{MAC}) que no se reflejó en un aumento en la K . La misma situación fue reportada por Villamil et al. (2006) trabajando en un Argiudol ácuico, donde la incorporación de una gramínea provocó aumentos en la macroporosidad sin afectar la K_0 . Carof et al. (2007) también reportaron un aumento en la macroporosidad al incorporar un consociado de gramíneas y leguminosas y no encontraron efecto sobre K_0 .

Las variables ε_{ma} y ε_{me} que indican la porosidad que efectivamente conduce agua siguieron la misma tendencia observada con la K_0 . Solo para el sitio VIL se observó un efecto del CC, aumentando tanto la macroporosidad como la mesoporosidad conductoras de agua. A partir de estos resultados se puede observar un impacto del CC que no se había manifestado cuando la porosidad se evaluó con indicadores estáticos. En CHA se observó la misma tendencia que lo reportado para K_0 . Se observó un mayor valor medio para la variable ε_{ma} en el tratamiento BC (siendo 90% mayor) pero estadísticamente no fue significativo. En PER no se observó ningún efecto del CC sobre las variables K_0 , ε_{ma} y ε_{me} . Como se mencionó anteriormente la condición de suelo degradado y compactado por décadas de agricultura continua de soja no fue alterada por la incorporación de un CC en el mediano plazo. Sasal et al. (2017) mencionaron que la disminución de la frecuencia de la estructura laminar podría tardar hasta 30 años después de la adopción de la SD, y por esta razón se deberían implementar cultivos vivos durante el periodo de barbecho.

En la Figura 2.8 se presentan los valores de K para las 3 tensiones (K_{0-MI} , K_{3-MI} y K_{6-MI}) medidas con el mini-infiltrómetro en laboratorio sobre muestras no disturbadas.

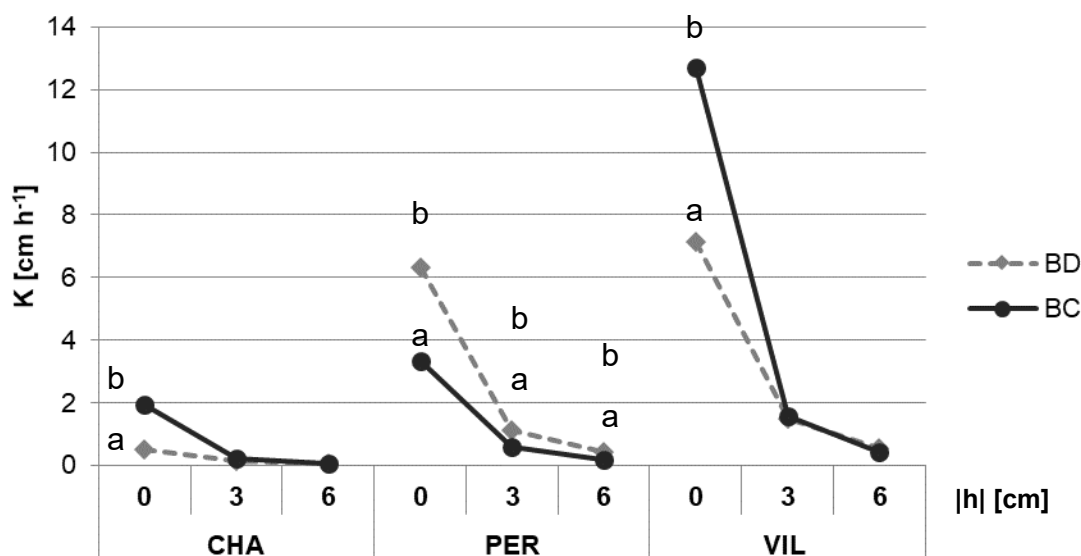


Figura 2.8. Conductividad hidráulica a 0, 3 y 6 cm de tensión (K_{0-MI} , K_{3-MI} y K_{6-MI} , respectivamente) medido con mini-infiltrómetro en laboratorio para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL) y tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC). Las letras minúsculas indican diferencias significativas entre tratamientos particionados por sitios (LSD, $p < 0,05$).

De acuerdo con los resultados del ANOVA y la prueba de medias LSD-Fisher analizado por sitio de estudio se observó que en CHA y VIL existió una diferencia significativa para la variable K_{0-MI} , siendo mayor en el tratamiento BC; en PER existió una diferencia significativa para las variables K_{0-MI} , K_{3-MI} y K_{6-MI} , siendo mayor en el tratamiento BD. La comparación de valores entre metodologías a campo y en laboratorio puede resultar muy disímil debido a que K es extremadamente sensible al tamaño de la muestra, la geometría del flujo y la forma de muestreo (Soracco et al., 2019). Los resultados obtenidos con el método de mini infiltración en laboratorio no contradicen lo observado con el método de infiltración a campo. Los valores se encontraron en el mismo orden de magnitud y los CV estuvieron en el mismo rango (11 a 79% con infiltración a campo y 15 a 91% con mini infiltración en laboratorio).

En CHA, en condiciones de saturación se observó un mayor valor medio de K_{0-MI} para el tratamiento con CC. Esta diferencia resultó estadísticamente significativa, situación que no se había evidenciado con la infiltración a campo. Este resultado coincide con Mukherjee y Lal (2015) que reportaron que la tasa de infiltración de un suelo degradado puede ser rápidamente incrementada con 1 o 2 años de un CC con raíces abundantes y con numerosos trabajos que reportaron que la inclusión del CC aumentó la K_s o la tasa de infiltración en el

corto plazo (Chalise et al., 2019; Crespo et al., 2023; Ghafoor et al., 2012; Haruna et al., 2022; Kaspar et al., 2001; Liesch et al., 2011; Sartori et al., 2022). En VIL se observó el mismo resultado que lo obtenido con la medición a campo, una mayor K_{0-MI} con la incorporación del CC. Como se mencionó anteriormente este resultado coincide con lo reportado por varios trabajos que reportaron un aumento de K_s en el largo plazo (Álvarez et al., 2017; Chalise et al., 2019; Keisling et al., 1994; Nouri et al., 2019, Steele et al., 2012). En cambio, en PER la incorporación del CC provocó una disminución de K_{0-MI} . Este resultado coincide con Mitchell et al. (2017) que reportaron menores tasas de infiltración en el tratamiento con un consociado de gramíneas y leguminosas como CC respecto al tratamiento sin CC luego de 5 años de ensayo en un suelo franco arcilloso. Bodner et al. (2008) también observaron una disminución de la K_s debido a la incorporación de un CC. Asociaron este fenómeno a la oclusión de los espacios porosos por las raíces de los cultivos.

Al analizar el rango cercano a saturación en los sitios CHA y VIL la incorporación del CC no tuvo efecto sobre las conductividades medidas tanto a campo (K_3 y K_6) como en laboratorio (K_{3-MI} y K_{6-MI}). Estos resultados coinciden con los obtenidos por Villarreal et al. (2021, 2022) que, en los mismos sitios de estudio, no observaron diferencias significativas en los valores de K casi saturada (K_3 y K_6) entre los tratamientos con y sin CC. Por otro lado, en PER se observó el mismo comportamiento que en condiciones saturadas de suelo. Los valores obtenidos a campo no mostraron diferencias entre tratamientos, pero en los ensayos realizados en laboratorio se observó que la incorporación del CC provocó una disminución de la conductividad a 3 y 6 cm de h. Estos resultados se contradicen con el estudio de Villarreal et al. (2022) que para el mismo sitio reportaron que la inclusión de un CC aumentó el transporte de agua del suelo, con valores más altos de K_0 y K_6 . Estas diferencias pueden deberse a que el momento de muestreo fue diferente. Mientras que en dicho estudio se realizó luego de la terminación del CC, en el presente trabajo se realizó al inicio del CC. Si bien se ha reportado que el impacto del uso del suelo sobre el flujo de agua es mayor en la región próxima a la saturación (Imhoff et al., 2010; Kreiselmeier et al., 2020) la K en este rango está sujeta a una variabilidad temporal sustancial, donde los efectos anuales son generalmente mayores que los cambios estacionales (Bodner et al., 2008). Los cambios en el funcionamiento de los poros del suelo a escala estacional, relacionados con la inclusión de cultivos de cobertura, se atribuyen principalmente a la actividad biológica del sistema radicular (Gabriel et al., 2019).

En la Tabla 2.11 se muestran los valores de S y de los índices de hidrofobicidad obtenidos a partir de los datos de miniinfiltración en laboratorio, TCRA e IR.

Tabla 2.11. Valores de sortividad (S), tiempo de cese de la repelencia al agua (TCRA), e índice de repelencia (IR) para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL) y tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC). Las letras mayúsculas indican diferencias significativas entre sitios de estudio (LSD, $p < 0,05$). Las letras minúsculas indican diferencias significativas entre tratamientos particionados por sitios (LSD, $p < 0,05$).

Sitio	Tratamiento	S		TCRA		IR				
		[$\text{cm s}^{-0,5}$]		[s]		[-]				
CHA	BD	0,05	A	a	78,7	A	a	4,2	A	a
	BC	0,07		a	98,8	A	a	7,4	A	b
PER	BD	0,08	AB	b	92,5	A	a	9,3	A	a
	BC	0,06		a	104,4	A	a	7,5	A	a
VIL	BD	0,07	B	a	96,4	A	a	8,3	A	a
	BC	0,11		b	86,4	A	a	6,2	A	a

El resultado del ANOVA señala que existió un efecto del factor sitio para la variable S con el siguiente orden: CHA<PER<VIL ($p < 0,05$). Este resultado se contradice con lo reportado por Sartori et al. (2022) que encontraron que el contenido de arena se correlacionó negativamente con la S. Analizando el efecto del tratamiento sobre la variable S por sitio se encontró que en CHA la inclusión del CC no tuvo efecto sobre la S y los valores medios se encontraron en el mismo orden de magnitud de los valores mencionados por Leeds-Harrison et al. (1994) como típicos de suelos de textura fina. En un trabajo previo en el mismo sitio de este estudio, Villarreal et al. (2017) reportaron valores similares (oscilaron entre 0,02 y 0,07 $\text{cm s}^{-1/2}$). Los resultados observados en CHA coinciden con lo reportado por la mayoría de los trabajos revisados en la introducción que no encontraron efecto del CC sobre la S (Nouri et al., 2019; Singh et al., 2020). Ruis et al. (2020), informaron que no existió efecto de la inclusión de CC sobre la S, en comparación con el BD, en ninguno de los tipos de suelo estudiados, incluidos Hapludoles y Argiudoles. Además, García-González et al. (2018) tampoco encontraron efectos de la inclusión de CC sobre la S, trabajando en un Hapludol cálcico en un experimento de 10 años.

En los sitios PER y VIL sí se observó un efecto del tratamiento sobre la variable S. En PER la inclusión del CC disminuyó la S del suelo siguiendo el mismo comportamiento que lo observado con las variables K_{0-MI} , K_{3-MI} y K_{6-MI} . Esta disminución de la S también fue reportada por Sartori et al. (2022) que estudiaron el efecto de dos tipos de CC (rábano y trigo) en un suelo franco limoso durante dos años de ensayo. Reportaron que la variabilidad estacional podría haber afectado a las propiedades del suelo y enmascarar los efectos del CC. En VIL, por el contrario, la incorporación del CC aumentó la S. Este resultado coincide por lo reportado por Villarreal et al. (2022) que midiendo en el mismo ensayo de la presente tesis reportaron un aumento de la S, sin embargo, no encontraron

diferencias entre los tratamientos con y sin CC en un suelo de textura franco limosa. Haruna et al. (2018b) también reportaron un aumento de la S utilizando centeno como CC en un suelo franco limoso. Sin embargo, estos resultados se explican por el menor contenido de agua encontrado en los tratamientos con CC ya que la estimación de la variable la realizaron con un método que es función del contenido de agua inicial del suelo.

Los valores de IR se encontraron dentro del rango de variación citado por la bibliografía. Sepehrnia et al. (2016) reportaron que el IR varió de 2,4 a 8,5 para un suelo franco limoso repelente al agua y de 0,5 a 3,7 para un suelo no repelente. Lichner et al. (2013) reportaron rangos similares con una mayor variación para suelos repelentes (2,3 a 142,8). Alagna et al. (2017) obtuvieron índices de hidrofobicidad a partir de datos de infiltración realizada con un mini-infiltrómetro con valores de IR en el rango de 2 a 4 para suelos no repelentes y de 17 a 60 para suelos repelentes. Respecto al indicador TCRA se encontró una mayor variación de valores en la bibliografía. Lichner et al. (2013) reportaron un rango de 5 a 41 s, Sepehrnia et al. (2016) reportaron un rango de 7 a 50 s para un suelo repelente y de 3 a 5 s para suelos no repelentes. Alagna et al. (2017) reportaron un rango de TCRA más alto, de 170 a 20000 s siendo los valores máximos correspondientes a un suelo forestal. La metodología utilizada en la presente tesis describe el tiempo donde el suelo deja de ser hidrofóbico en un proceso de infiltración y permite complementar con metodologías más clásicas como el tiempo de penetración de una gota (*WDPT*, por su sigla en inglés). En la Región Pampeana Behrends Kraemer et al. (2019) reportaron variaciones del *WDPT* de 0,75 a 6,18 s para suelos característicos de la Región Pampeana bajo diferentes manejos.

Para el caso de estudio solo se encontró un efecto del CC sobre el indicador IR en el sitio CHA. Como se mencionó en la sección 2.1 el fenómeno de hidrofobicidad se puede asociar al contenido de materia orgánica de los suelos. En este sentido, se espera que el COT afecte la repelencia del suelo. Sin embargo, en el sitio CHA no existieron diferencias en el COT entre los tratamientos que pudieran explicar las diferencias observadas en el IR (Tabla 1.3). De la misma manera, la diferencia observada en PER con mayor COT en el tratamiento BC no se correspondió con un aumento de la hidrofobicidad o repelencia del suelo. Sepehrnia et al. (2016) no encontraron una correlación entre el contenido de materia orgánica de los suelos estudiados y el IR. Sin embargo, la influencia de las características químicas de la materia orgánica en la repelencia y la humectabilidad del suelo se puede interpretar mejor si se tiene en cuenta la composición orgánica de la misma (Alagna et al., 2017). Behrends Kraemer et al. (2019) reportó que la intensificación de la secuencia de cultivos aumentó la hidrofobicidad del suelo.

2.4.3. Análisis de correlación entre indicadores estáticos y dinámicos

Mediante el análisis de correlación, fue posible dilucidar la relación entre los indicadores dinámicos y los rangos de porosidad. En la Figura 2.9 se presentan los coeficientes de correlación de Spearman para cada sitio y tratamiento. Se observaron diferentes comportamientos en la relación entre las propiedades hidráulicas que describen la captación, el transporte y el almacenamiento de agua, en función del tipo de suelo.

CHA	θ_{ma}	θ_{me}	θ_{mi}	K_{0-MI}	K_{3-MI}	K_{6-MI}	S	TCRA	IR
θ_{ma}	1		-0,99						
θ_{me}	0,95	1							0,77
θ_{mi}	-0,97	-0,98	1						
K_{0-MI}				1					
K_{3-MI}					1				
K_{6-MI}						1			
S	-0,93	-0,85	0,93				1		
TCRA		-0,82	0,84				0,82	1	0,83
IR									1

PER	θ_{ma}	θ_{me}	θ_{mi}	K_{0-MI}	K_{3-MI}	K_{6-MI}	S	TCRA	IR
θ_{ma}	1		-0,98						
θ_{me}		1							
θ_{mi}	-0,97		1						
K_{0-MI}				1					
K_{3-MI}					1				
K_{6-MI}						1			
S					-0,78	-0,82	1		
TCRA								1	
IR								-0,77	1

VIL	θ_{ma}	θ_{me}	θ_{mi}	K_{0-MI}	K_{3-MI}	K_{6-MI}	S	TCRA	IR
θ_{ma}	1		-0,94						
θ_{me}		1	-0,80	-0,82					
θ_{mi}	-0,99		1						
K_{0-MI}				1					
K_{3-MI}					1				
K_{6-MI}						1			
S							1		
TCRA						0,77		1	
IR									1

Figura 2.9. Matriz de correlaciones (expresada en coeficiente de correlación de Spearman) para la macro, meso y microporosidad (θ_{ma} , θ_{me} y θ_{mi} , respectivamente), la conductividad hidráulica a 0, 3 y 6 cm de tensión (K_{0-MI} , K_{3-MI} y K_{6-MI} , respectivamente), la sortividad (S), tiempo de cese de la repelencia al agua (TCRA) y el índice de repelencia (IR) en los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL) y tratamientos (sin cultivo de cobertura, BD; con cultivo de cobertura, CC). Sólo se muestran las correlaciones con $p < 0,05$.

No existió correlación de la K_0 con la θ_{ma} en todos los sitios de estudio, coincidiendo con lo reportado por Villarreal (2018) y Lozano (2014) que estudiaron la relación entre distintas propiedades hidráulicas en distintos suelos de la Región Pampeana y reportaron una correlación débil entre K_0 y θ_{ma} . Si bien θ_{ma} tiene una gran influencia en el flujo de agua, un mayor valor no garantiza mayor entrada de agua en suelo (Soracco et al., 2011, 2015). Esto se pudo evidenciar en el sitio VIL donde se había encontrado una mayor K_{0-MI} sin haber encontrado un aumento en θ_{ma} . En este sitio en el tratamiento BC se observó una correlación negativa entre K_{0-MI} y la θ_{me} lo que podría implicar que la mayor parte del flujo de agua se mueve a través de los macroporos, a pesar de ocupar una pequeña fracción de la porosidad total. Los resultados aquí encontrados muestran la necesidad de incluir la configuración del sistema poroso en la caracterización del suelo, debido a su alta influencia en las propiedades hidráulicas (Lozano et al., 2013).

En el caso de la capacidad del suelo para captar agua rápidamente, que se refleja con la S, se observó una dependencia distinta de acuerdo con el sitio y el tratamiento. En CHA, en el tratamiento BD, se observó una correlación negativa con la θ_{ma} y θ_{me} y una correlación positiva con la θ_{mi} . Estos resultados indican que el proceso de captación de agua está relacionado con fraccionamientos específicos de los poros coincidiendo con lo reportado por Villarreal et al. (2022).

En el tratamiento BC ya no se observó esa dependencia de S con la porosidad. Este resultado podría indicar que al incorporar el CC el espacio poroso alteró su funcionamiento y dinámica hídrica y por lo tanto ya no se observó esa influencia sobre el movimiento del agua en flujo no saturado. En PER en el tratamiento BD se observó una correlación negativa con K_{3-MI} y K_{6-MI} . Villarreal et al. (2022) en el mismo sitio reportaron una correlación positiva entre S y K_{0-MI} . En el tratamiento BC ya no se observó esa relación entre S y K_{0-MI} . En VIL no se observó una correlación de S con ninguna otra variable.

Con respecto a los índices de hidrofobicidad en CHA se observó un comportamiento opuesto en los tratamientos con y sin CC. En el tratamiento BD se observó una correlación negativa entre el TCRA y la θ_{me} , en cambio en el tratamiento BC se observó una correlación positiva entre el IR y la θ_{me} . Esto, como se discutió anteriormente, refleja que la inclusión del CC produjo una alteración en la dinámica y el funcionamiento del espacio poroso ya sea por razones mecánicas, generando y/o ocupando espacios porosos o por razones químicas a través de la liberación de compuestos orgánicos.

2.5. Conclusiones

Hipótesis i: Los CC en sistemas bajo SD generan una mejora en la calidad física del suelo, siendo este efecto más evidente en los indicadores dinámicos que en los estáticos.

No se rechaza la hipótesis i ya que se encontró que los CC en sistemas bajo SD tienen mayor impacto en los indicadores dinámicos dependiendo del tipo de suelo.

Hipótesis ii: Los CC mejoran las propiedades hidráulicas del suelo en flujo saturado y en el rango cercano a saturación

Se rechaza la hipótesis ii ya que el impacto de los CC en la función de conductividad hidráulica en el rango saturado y cercano a saturación muestra distintos comportamientos según el tipo de suelo.

Hipótesis iii: los CC aumentan la hidrofobicidad y por lo tanto alteran la dinámica hídrica de los suelos.

A partir de los resultados obtenidos se rechaza la hipótesis iii ya que la incorporación de CC puede generar un efecto diferente de repelencia al agua según el tipo de suelo.

Capítulo 3 . PROPIEDADES NO SATURADAS Y EFECTO DE LA ANISOTROPÍA

3.1. Introducción

Para estudiar el movimiento y redistribución del agua en el suelo es necesaria una correcta caracterización del espacio poroso. Los factores y procesos que forman los poros del suelo pueden deducirse de su tamaño, forma y localización (Yudina y Kuzyakov, 2023). Es importante investigar la existencia de una conectividad preferencial de los poros en una dirección ya que esta conectividad puede influenciar el transporte de agua en el suelo y a través de él. Diferentes prácticas y cultivos afectan la configuración de este sistema poroso generando un cambio en la direccionalidad de las propiedades que dependen de la misma. Si bien los cambios en las propiedades físicas e hidráulicas se deben al manejo agrícola (e.g. labranza, secuencia de cultivos), el tipo de cobertura y sus sistemas radicales juegan un rol clave, que por lo general es poco estudiado (Pulido-Moncada et al., 2022). Las raíces de los distintos cultivos afectan las propiedades hidráulicas creando, ocupando y explorando el espacio poroso del suelo, modificando su conectividad (Bacq-Labreuil et al., 2019) incluso en el corto plazo (Chandrasekhar et al., 2018). Entre los procesos físicos que generan estos cambios se encuentran la reorientación de partículas, la oclusión de poros, el agrietamiento de agregados, el amalgamiento de microagregados y la creación de macroporos (Lu et al., 2020). Se ha reportado que raíces gruesas con mayor capacidad de elongación pueden producir reorganización de las partículas de suelo, agrupándolas y generando procesos de compresión local (Bengough et al., 2011). Contrariamente, raíces más finas tienden a crecer a través de los espacios entre partículas, generando una eventual oclusión de poros (Bodner et al., 2014). Araya et al. (2021) mencionan que la presencia de raíces gruesas y finas puede alterar el flujo de agua debido a la creación de poros estructurales intra-agregados. De esta manera el tipo de cultivo condicionará la configuración del sistema poroso del suelo pudiendo alterar la direccionalidad de las propiedades hidráulicas del mismo.

En general, los reportes sobre el comportamiento anisótropo de las propiedades hidráulicas del suelo abordan solo el estado de saturación (e.g. K_s). Por el contrario, la anisotropía de las propiedades hidráulicas en todo el rango de saturación ha sido menos estudiada debido a la existencia de modelos poco satisfactorios o de difícil implementación para suelos no saturados (Raats et al., 2004; Vereecken et al., 2007). Investigaciones previas como las de Mualem, (1984a), Ursino et al. (2000) y Assouline y Or, (2006) se centraron en comprender el comportamiento de la anisotropía de la conductividad hidráulica (K) en condiciones no saturadas con modelos conceptuales y enfoques analíticos o numéricos en una amplia gama de escenarios posibles. En los últimos años, varios estudios emplearon el método de evaporación simplificado para determinar la curva de K y la curva de retención hídrica (CRH) en un amplio

rango de contenidos de humedad (Beck-Broichsitter et al., 2020b; Ghanbarian, 2021; Haghverdi et al., 2018; Herbrich y Gerke, 2017; Kreiselmeier et al., 2019; Qin y Fan, 2020; Villarreal et al., 2021). Este método de laboratorio permite determinar la CRH a intervalos pequeños de humedad. Como se mencionó en el Capítulo 1 el análisis de las pendientes de la CRH en cada punto nos permite caracterizar el comportamiento energético del suelo, es decir en cada estado de energía que se corresponde con una determinada tensión, calculando el cambio del contenido de agua por unidad de cambio del potencial mátrico ($\Delta\theta/\Delta h$), podemos determinar el volumen de agua que el suelo va a entregar al ejercerle una determinada succión. Esta derivada se conoce como la capacidad específica del suelo. Si el valor de tensión se asocia a un valor de radio equivalente de poro con la ecuación de capilaridad se puede obtener un estudio detallado de la distribución del volumen de poros (Durner, 1994; Reynolds et al., 2009; Schindler et al., 2010). Para los suelos con distribuciones de volumen de poro muy amplias, los modelos de retención unimodal se ven a veces obligados a representar una parte no despreciable del espacio poroso en el rango de tamaños de poro irrealmente grandes. En comparación con la función unimodal el uso de funciones bimodales en combinación con la determinación de la CRH mediante el método de evaporación simplificado puede proporcionar información adicional sobre la configuración del sistema poroso, permitiendo identificar y cuantificar la fracción de poros más afectada por las prácticas agrícolas (Durner, 1994).

Para el estudio de la porosidad es necesaria una clasificación que permita su simplificación. En uno de los primeros reportes encontrados en la literatura revisada se distinguen tres tipos de porosidad designadas como porosidad primaria o textural, porosidad ordinaria o estructural y porosidad específica (Nikiforoff, 1938). La porosidad primaria o textural está constituida por el volumen de espacio vacío entre las separaciones primarias del suelo; la porosidad ordinaria o estructural se refiere al porcentaje de espacio vacío en forma de fisuras, grietas y otras cavidades que separan los agregados estructurales del suelo; la porosidad específica representa el porcentaje del volumen aparente de los huecos y cavidades producidos por insectos, gusanos, roedores, raíces de la vegetación. Posteriormente a partir del estudio bimodal de la CRH se asoció el comportamiento bimodal a la existencia de dos dominios de poros uno asociado a la porosidad intra-agregados y el otro a los poros inter-agregados. Es en este último dominio en el que generalmente se ve reflejado el efecto de las prácticas de manejo y de los eventos externos (Chandrasekhar et al., 2019). Esta simplificación y clasificación de la porosidad está ampliamente aceptada y desarrollada en la literatura (Durner, 1994; Reynolds, 2017; Reynolds et al., 2009). Kutílek y Nielsen (2015) reportaron diferencias en la estructura de poros de un suelo franco arenoso respecto a un suelo franco arcilloso. Reynolds et al. (2017) analizaron la distribución bimodal de la porosidad en un suelo reempaquetado y encontraron una distribución diferente en comparación con un suelo intacto. Kreiselmeier et al. (2019), empleando el método de evaporación

simplificado, reportaron que los cambios generados por un cultivo de invierno en el espacio poroso del suelo se produjeron principalmente en las clases de poros con diámetro mayor a 50 μm que están asociadas con el transporte de agua. Araya et al. (2021) emplearon el mismo método para evaluar el impacto a largo plazo de un sistema con SD y CC sobre la estructura y las propiedades hidráulicas del suelo. Reportaron que la incorporación del CC condujo al desarrollo de una distribución bimodal del tamaño de poros en los primeros centímetros del suelo, con dominios que pertenecen a la porosidad estructural y porosidad de la matriz. Villarreal et al. (2021) reportaron que la intensificación de la secuencia de cultivos mediante la introducción de CC bajo SD genera un sistema de poros secundario relacionado con la porosidad estructural del suelo durante el primer año.

Como se desarrolló en la sección 1.4.1 existen propiedades que deben ser representadas con un vector, donde la dirección de éste es tan importante como su módulo. Estas propiedades se conocen como vectoriales, en contraposición a las escalares. En uno de los primeros trabajos en que se tuvo en cuenta la dependencia del flujo de agua con la dirección su autor indica que *“si en algún punto del cuerpo terrestre la permeabilidad no es la misma en todas las direcciones, se dice que la permeabilidad es anisótropa”* (Vreedenburgh, 1936). En este sentido los suelos pueden tener una conductividad hidráulica anisótropa, es decir, que pueden conducir el agua más fácilmente en una dirección que en otra (Childs, 1957). La anisotropía se debe, generalmente, a la estructura del suelo, que puede ser laminar, en bloques, columnar, y exhibir así un patrón de micro o macroporos con un sesgo direccional distintivo (Dörner y Horn, 2009; Hillel, 1982). Esta configuración del espacio poroso puede ser modificada por las prácticas de manejo y las diferentes coberturas. Mientras que los prismas se caracterizan por formación de grietas en dirección vertical, mostrando valores de K cerca de la saturación más altos en sentido vertical, la estructura laminar se define por valores de la variable más altos en sentido horizontal (Reszkowska et al., 2011). Algunos autores reportaron mayor conductividad hidráulica saturada (K_s) en dirección vertical que en dirección horizontal, particularmente en suelos bien estructurados (Bathke y Cassel, 1991; Bouma, 1982; Pulido-Moncada et al., 2021), debido a la existencia de canales de raíces y lombrices (Germer y Braun, 2015; Peng y Horn, 2008), o a la presencia de grietas en horizontes arcillosos (Dabney y Selim, 1987; Dörner y Horn, 2009). Por otro lado otros autores reportaron mayor K_s en dirección horizontal que en dirección vertical, principalmente en suelos estratificados (Bouwer y Rice, 1967; Childs et al., 1957; Deng y Zhu, 2015; Kanwar et al., 1989; Widomski et al., 2013), suelos arcillosos compactados (Basak, 1972; Mitchell et al., 1965), suelos compactados por tránsito agrícola pesado (Dörner y Horn, 2006, 2009; Horn et al., 2020; Soracco et al., 2015) o debido a la presencia de agregados planos orientados horizontalmente (Beck-Broichsitter et al., 2020a; Lozano et al., 2013; Soracco et al., 2010), siendo esta estructura laminar más propensa a generarse en suelos

limosos bajo SD continua. Aunque la distribución de tamaño de poros, al tratarse de un parámetro escalar, no debería cambiar con la dirección de muestreo, también hay reportes de su comportamiento anisótropo. Por un lado, Dörner y Horn (2006) reportaron diferencias no significativas entre direcciones de muestreo en la distribución de tamaño de poros. Lozano et al. (2013) en dos suelos de la Región Pampeana manejados bajo SD, un Argiudol típico de textura franca y un Hapludol éntico de textura franco arenosa, también reportaron una condición isótropa de la porosidad. Sin embargo, Sasal et al. (2006) informaron un mayor volumen de poros obtenido en muestras horizontales respecto a muestras verticales. Otros estudios reportaron valores mayores de la porosidad llena de aire en las muestras orientadas horizontalmente en comparación con las verticales (Pozdnyakov et al., 2009).

Las propiedades hidráulicas del suelo son indicadores de cambios en la estructura de los poros (Reszkowska et al., 2011). Para poder caracterizar la anisotropía de la K de un suelo, Mualem (1984a) presentó un índice de anisotropía (IA) para K definido como:

$$IA = \frac{K_H}{K_V} \quad (3.1)$$

donde K_H es la conductividad hidráulica en dirección horizontal y K_V la conductividad hidráulica en dirección vertical.

Algunos estudios analizaron la dependencia de la dirección del flujo no saturado. Jing et al. (2008) reportaron una mayor conductividad no saturada cercana a la saturación en un Ultisol y un Alfisol. Reszkowska et al. (2011) reportaron condiciones isótropas en suelos no pastoreados y condiciones anisótropas en suelos pastoreados con estructura laminar, con mayores valores horizontales de K desde saturación hasta 300 cm de tensión. Berisso et al. (2013) sugirieron que este comportamiento anisótropo en suelos compactados puede estar relacionado con un menor número de poros con un diámetro efectivo mayor en la dirección vertical que en la dirección horizontal. Lozano et al. (2013), en un Argiudol de la Región Pampeana, reportaron mayores valores de K en muestras horizontales atribuidos a la presencia de estructura laminar en el rango de saturación hasta 100 cm de tensión. Beck-Broichsitter et al. (2020a) informaron valores de K no saturadas más altas en dirección horizontal que en dirección vertical en un Luvisol compactado con textura franca dominada por arena. Pulido-Moncada et al. (2021, 2022) informaron que existe una falta de conocimiento sobre los efectos de CC en los cambios relacionados con la direccionalidad de las propiedades del suelo que describen el flujo no saturado. El estudio de las funciones no saturadas proporcionará información importante sobre el funcionamiento del sistema poroso del suelo. Al incorporar al análisis el estudio la anisotropía, podremos entender si la incorporación de una práctica de manejo, como los CC, afecta esta configuración.

Hipótesis

- i. La incorporación de CC cambia la configuración del sistema poroso afectando las propiedades hidráulicas del suelo en flujo no saturado dependiendo del tipo de suelo;
- ii. La incorporación de CC genera un cambio en la direccionalidad de las propiedades hidráulicas del suelo.

Objetivos

- i. Evaluar el impacto de los CC sobre la configuración del sistema poroso del suelo y las propiedades hidráulicas en flujo no saturado;
- ii. Analizar el efecto de la dirección de muestreo sobre la conductividad hidráulica saturada y no saturada.

3.2. Materiales y métodos

3.2.1. Sitios de estudio y tratamientos

Las principales características de cada sitio se encuentran detalladas en la Tabla 1.1 en la sección 1.7. Los tratamientos se encuentran detallados en la Tabla 2.5 en la sección 2.3.1. Se recolectaron siete muestras de suelo no disturbadas (5 cm de altura, 5 cm de diámetro, 98 cm³ de volumen) (Beck-Broichsitter et al., 2020b; Kirste et al., 2019; Masaoka y Kosugi, 2018; Pulido-Moncada et al., 2021) de los primeros 5 cm (0–5 cm) de suelo, en cada tratamiento y en cada dirección (vertical y horizontal) conformando un total de 28 muestras. Esta capa fue seleccionada porque es la capa crítica del suelo para la entrada y retención de agua (Hillel, 1982). A partir de esas muestras se realizó un ensayo de mini-infiltración (explicado en la sección 2.3.3.3) y un ensayo de evaporación que se detalla a continuación.

3.2.2. Método de evaporación simplificado

Las muestras de suelo obtenidas en cilindros se saturaron desde el fondo durante 48 h, luego se sellaron en la parte inferior y se colocaron en una balanza analítica. Se insertaron verticalmente dos minitensiómetros (Tensiómetro T5, METER Group, Inc. EE. UU.) a profundidades de 1,25 y 3,75 cm en la muestra de suelo. Se permitió la evaporación libre desde la superficie superior en condiciones de laboratorio (la temperatura osciló entre 20 y 24 °C) y se registraron continuamente la masa de la muestra (m) y las tensiones (h) a dos profundidades (z_1 y z_2 para 1,25 y 3,75 cm, respectivamente) (Figura 3.1).

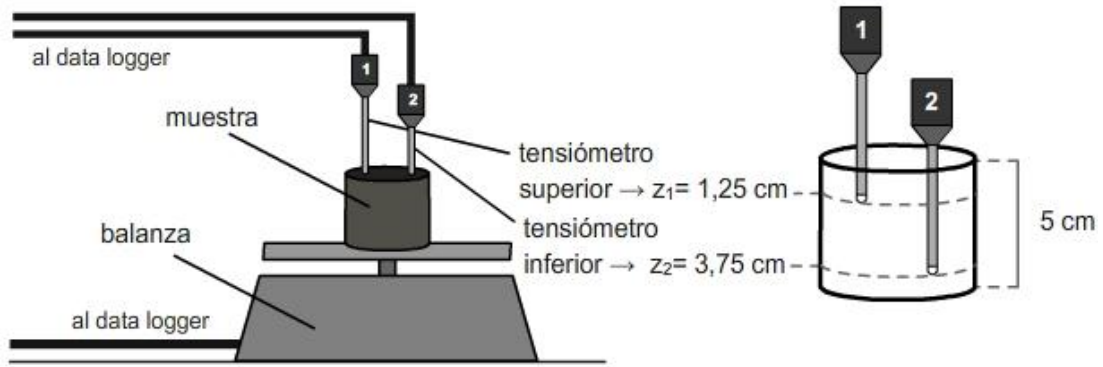


Figura 3.1. Configuración de laboratorio para el método de evaporación simplificado y disposición de los tensiómetros en la muestra.

A partir de los datos obtenidos con el método de evaporación simplificado se determinó la función $K(h)$. La variación de volumen de agua, ΔV , se determinó a partir de la pérdida de masa registrada en la balanza ($1 \text{ g} = 1 \text{ cm}^3$) y A fue el área de evaporación. Los valores de la tensión en la muestra a las dos profundidades para un tiempo t ($h_1(t)$ y $h_2(t)$), se utilizaron para calcular un gradiente hidráulico medio, i_m (-), para cada intervalo de tiempo, $\Delta t = t_2 - t_1$, donde t_2 es mayor a t_1 , a través de la distancia vertical, Δz , entre los tensiómetros (2,5 cm) como:

$$i_m = \frac{1}{2} \left(\frac{h_1(t_1) - h_2(t_1)}{\Delta z} + \frac{h_1(t_2) - h_2(t_2)}{\Delta z} \right) - 1 \quad (3.2)$$

$K(h)$ se obtuvo según la ley de Darcy-Buckingham:

$$K(h) = \frac{\Delta V}{2 A \Delta t i_m} \quad (3.3)$$

Se calculó $K(h)$ para el rango de h de 350 a 900 cm. Se calculó el índice de anisotropía IA como la relación entre el valor del parámetro medido en la dirección horizontal y el valor del parámetro medido en la dirección vertical. Esto se calculó para los valores medios de K a valores específicos de h , según la ecuación 3.1.

A partir de los datos obtenidos con el método de evaporación simplificado también se determinó la CRH. Los puntos específicos de la CRH se calcularon a partir de la diferencia de agua por volumen (ΔV) de la muestra en el momento i y se le asignó la tensión media. El rango de h analizado fue de 0 a 900 cm. Los valores de θ se calcularon mediante la ecuación 3.4:

$$\theta_i(\bar{h}_i) = \theta_s - \Delta \theta_i \quad (3.4)$$

donde θ_s es el contenido volumétrico de agua en saturación y \bar{h}_i es la tensión media. Se asumió que el contenido de agua en saturación, correspondiente a

$h=0$, era igual a las porosidades totales calculadas de los suelos. $\Delta\theta_i$ se calculó como:

$$\Delta\theta_i(\bar{h}_i) = \frac{\Delta V(h_i)}{2 V_T} \quad (3.5)$$

donde V_T es la pérdida total de volumen de agua. La tensión media se calculó como:

$$\bar{h}_i = \frac{h_1(t_i) + h_2(t_i) + h_1(t_{i+1}) + h_2(t_{i+1})}{4} \quad (3.6)$$

En cada cilindro se seleccionaron valores de h a intervalos fijos y su correspondiente valor de θ . Luego fueron ajustados según el modelo de bimodalidad de van Genuchten usando el código RETC versión 6.02. A partir de los parámetros de ponderación de los dominios estructural y de la matriz, w_E y w_M respectivamente, se calcularon la porosidad de la matriz (P_M) y de la estructura (P_E):

$$P_M = w_M \theta_s ; P_E = w_E \theta_s \quad (3.7)$$

En la Tabla 3.1 se muestran los valores medios de los parámetros correspondientes al modelo bimodal de van Genuchten para cada sitio, tratamiento y dirección de muestreo.

Tabla 3.1. Valores medios de los parámetros de ajuste (contenido de agua saturada, θ_s ; α , n), para los dos dominios de poro (1 para el dominio de la matriz, 2 para el dominio estructural); factor de ponderación del dominio estructural y de la matriz (w_E y w_M , respectivamente) para los sitios (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL) tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC) y dirección de muestreo (Vertical, V; Horizontal, H).

Sitio	Tratamiento	Dirección	θ_s [m ³ m ⁻³]	α_1 [cm ⁻¹]	n_1 [-]	α_2 [cm ⁻¹]	n_2 [-]	w_E [-]	w_M [-]
CHA	BD	V	0,54	0,005	1,38	0,759	1,34	0,20	0,80
		H	0,54	0,004	1,47	0,272	1,83	0,20	0,80
	BC	V	0,57	0,005	1,46	0,180	1,82	0,37	0,63
		H	0,57	0,005	1,68	0,160	1,79	0,30	0,70
PER	BD	V	0,53	0,004	2,08	0,056	1,56	0,52	0,48
		H	0,53	0,013	2,26	0,030	1,46	0,70	0,30
	BC	V	0,56	0,005	1,87	0,064	2,67	0,34	0,66
		H	0,56	0,036	2,18	0,017	1,59	0,53	0,47
VIL	BD	V	0,46	0,014	2,30	0,041	2,75	0,38	0,62
		H	0,46	0,012	2,34	0,049	2,06	0,53	0,47
	BC	V	0,49	0,003	4,91	0,049	1,63	0,70	0,30
		H	0,49	0,006	1,96	0,109	1,75	0,40	0,60

3.2.3. Análisis estadístico

Se realizaron ANOVA con dos factores (tratamiento con dos niveles y dirección de muestreo con dos niveles) para determinar los efectos principales y de interacción en las variables K_{0-MI} , K_{3-MI} , K_{6-MI} , K_{350} , K_{600} , K_{900} , P_M y P_E . Se utilizó la prueba de diferencias mínimas significativas (LSD) de Fisher (Sokal y Rohlf, 1995) para comparar los valores medios. Se utilizó una prueba t para determinar si había una diferencia significativa entre las medias de los valores verticales y horizontales de $K(h)$. Las medidas se promediaron aritméticamente para la curva de retención de agua, $\theta(h)$, y para la conductividad hidráulica no saturada, $K(h)$, considerando la distribución lognormal de los valores, se promediaron geométricamente siguiendo las sugerencias de Wessolek et al. (1994). Para los análisis de varianza la significancia se determinó en $p=0,05$ y para la prueba de medias con la prueba de t la significancia se determinó en $p=0,05$ y $p=0,10$. Estos análisis estadísticos se realizaron en el software InfoStat (Di Rienzo et al., 2008). Para evaluar el desempeño del modelo bimodal de van Genuchten, se utilizó el error cuadrático medio (RMSE), que da la desviación media entre los datos ajustados y observados.

3.3. Resultados y discusión

3.3.1. Curva de retención hídrica

En la Figura 3.2 se muestran las CRH para los diferentes sitios, tratamientos y direcciones de muestreo.

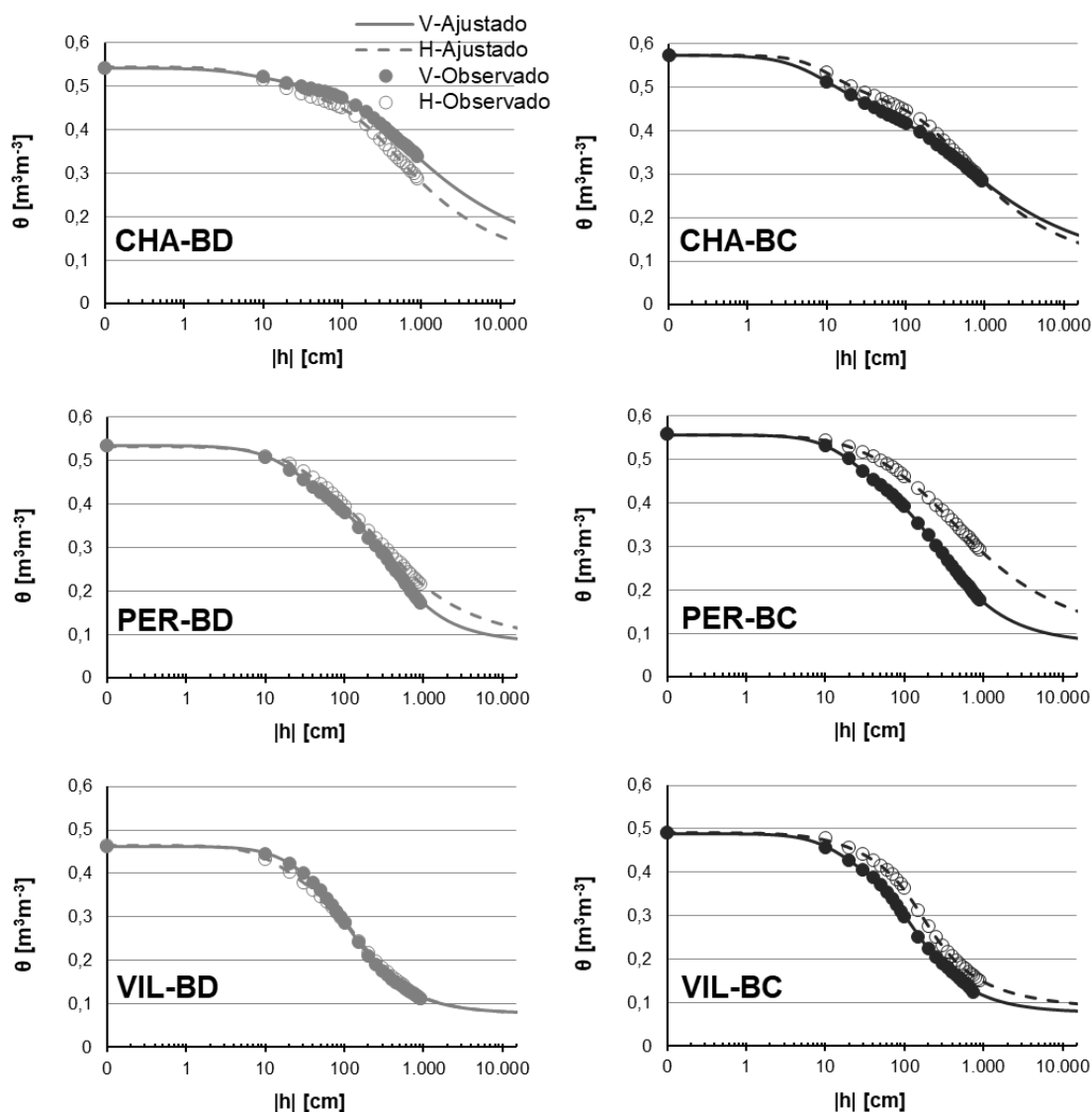


Figura 3.2. Curvas de retención hídrica para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL), tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC) y dirección de muestreo (vertical, V y horizontal, H).

En el capítulo 2 se analizó la retención del agua del suelo a través del agua disponible para la planta (ADP) que surge de restar el contenido volumétrico de agua de dos puntos fijos de la CRH (a -100 y -15000 cm de h). Se observó que la inclusión de CC no tuvo efecto sobre este indicador en ninguno de los tres sitios. Sin embargo, analizando un rango más amplio y continuo de valores de h , se puede observar gráficamente que las curvas entre tratamientos para un

mismo sitio difieren, e incluso en algunos casos entre direcciones de muestreo. Otra forma de interpretar las CRH es a través del análisis de su capacidad específica, que como se mencionó en sección 3.1 refleja la variación del contenido de agua en el suelo causada por el cambio de succión unitaria y es un índice importante para evaluar la capacidad de suministro de agua del suelo a diferentes niveles de succión. Cuanto mayor sea el valor de la capacidad específica de agua del suelo, mejor será la capacidad de suministro de agua del suelo (Wang et al., 2015). En la Figura 3.3 se muestran las curvas de capacidad versus h para cada sitio, tratamiento y dirección de muestreo.

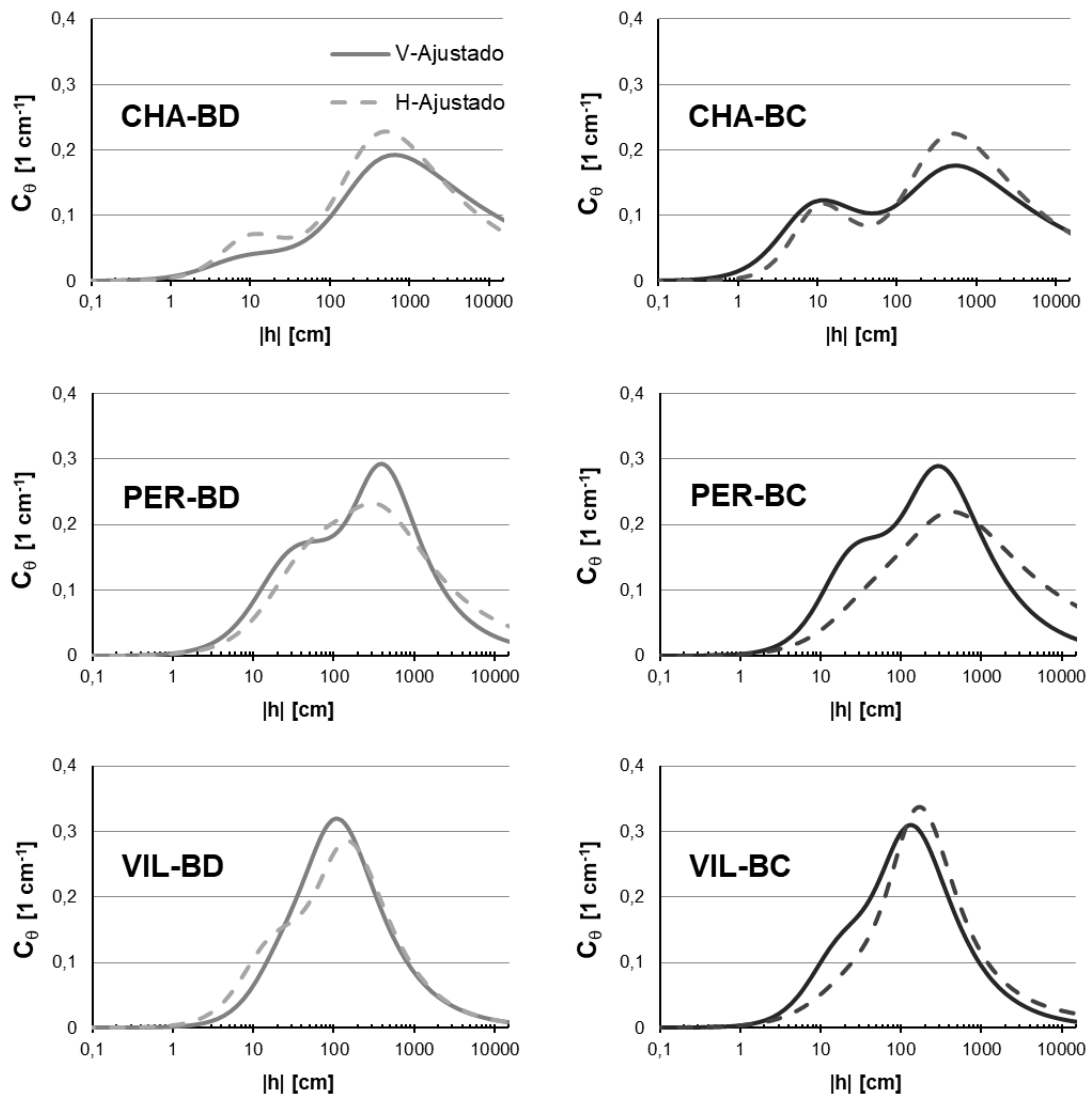


Figura 3.3. Curvas de capacidad específica del suelo (C_θ) para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL), tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC) y dirección de muestreo (vertical, V y horizontal, H).

Los valores de h se expresan en escala logarítmica para poder seguir los cambios de la forma de las curvas. Si se hubiera utilizado una escala lineal en la

que la distancia entre 0 y 10 cm fuera la misma que entre 100 y 110 cm, entonces el primer pico se desplazaría hacia la izquierda haciendo que las diferencias entre las dos curvas fueran menos marcadas. El ajuste general de los puntos observados a intervalos fijos de h utilizando el modelo bimodal fue muy bueno, con valores bajos de RMSE que oscilaron entre 0,02 y 0,05 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$. Por otro lado, la utilización de este modelo permitió la identificación de dos picos en la curva logrando una mejor caracterización del suelo ya que el desconocimiento de un sistema de poros secundario puede conducir a grandes errores en el análisis del comportamiento de estas curvas (Durner, 1994).

Al analizar estas curvas se observa que el comportamiento es distinto según el tipo de suelo. En el sitio CHA se ven claramente dos estados energéticos del suelo, en los cuales éste entrega un mayor volumen de agua al ejercerle una succión y se corresponden con los dos picos observados. El primer pico aparece en un estado energético bajo, que se corresponde con un estado de mayor saturación. En otra sección de la curva donde el estado energético es mayor (correspondiente con una menor saturación) se observa una capacidad específica reducida del suelo. Finalmente, en un estado energético alto del suelo donde la saturación es baja, la capacidad específica aumenta y tiene un nuevo pico. La inclusión del CC tuvo efecto sobre el primer pico observado, es decir en un estado de saturación mayor, permitiendo la disponibilidad de agua con una menor tensión en el suelo. Analizando las muestras verticales y horizontales no se observó una diferencia en el comportamiento de las curvas. En el sitio PER se observa que estos dos estados del suelo están solapados, es decir ya no se observa un estado de saturación media donde el suelo no entrega agua. También se observó una diferencia entre las muestras verticales y horizontales que pudieron originarse por la naturaleza del ensayo, ya que se trata de un proceso dinámico de evaporación, por lo tanto, la existencia de una diferente continuidad y conectividad de poros en una dirección puede generar la discrepancia observada. En el sitio VIL se observa un solo pico, y el suelo alcanza su mayor capacidad específica en un estado de saturación media. Tanto en PER como en VIL se observó gráficamente que la inclusión del CC aumentó la capacidad específica del suelo en el rango de saturación alta.

Como se mencionó en el capítulo 1 al asociar los valores de h a un valor de diámetro equivalente de poro de acuerdo con la ecuación de capilaridad se puede obtener la distribución del volumen de poros (DV_{Po}) según el tamaño de poro. Dado que los poros del suelo tienen formas irregulares, al utilizar un modelo de tubos paralelos, se proporciona un medio conveniente para explicar fácilmente la abrumadora complejidad de un suelo interpretando el radio de un tubo como un radio de poro equivalente o simplemente radio de poro (Kutílek y Nielsen, 2015). En la literatura generalmente se asocian esos volúmenes a un dominio de poros estructurales, correspondiente a los espacios que quedan entre los agregados, y un dominio de poros de la matriz, correspondiente a los

espacios dentro de los agregados. En la Figura 3.4 se muestran las curvas de DVPO para cada sitio, tratamiento y dirección de muestreo.

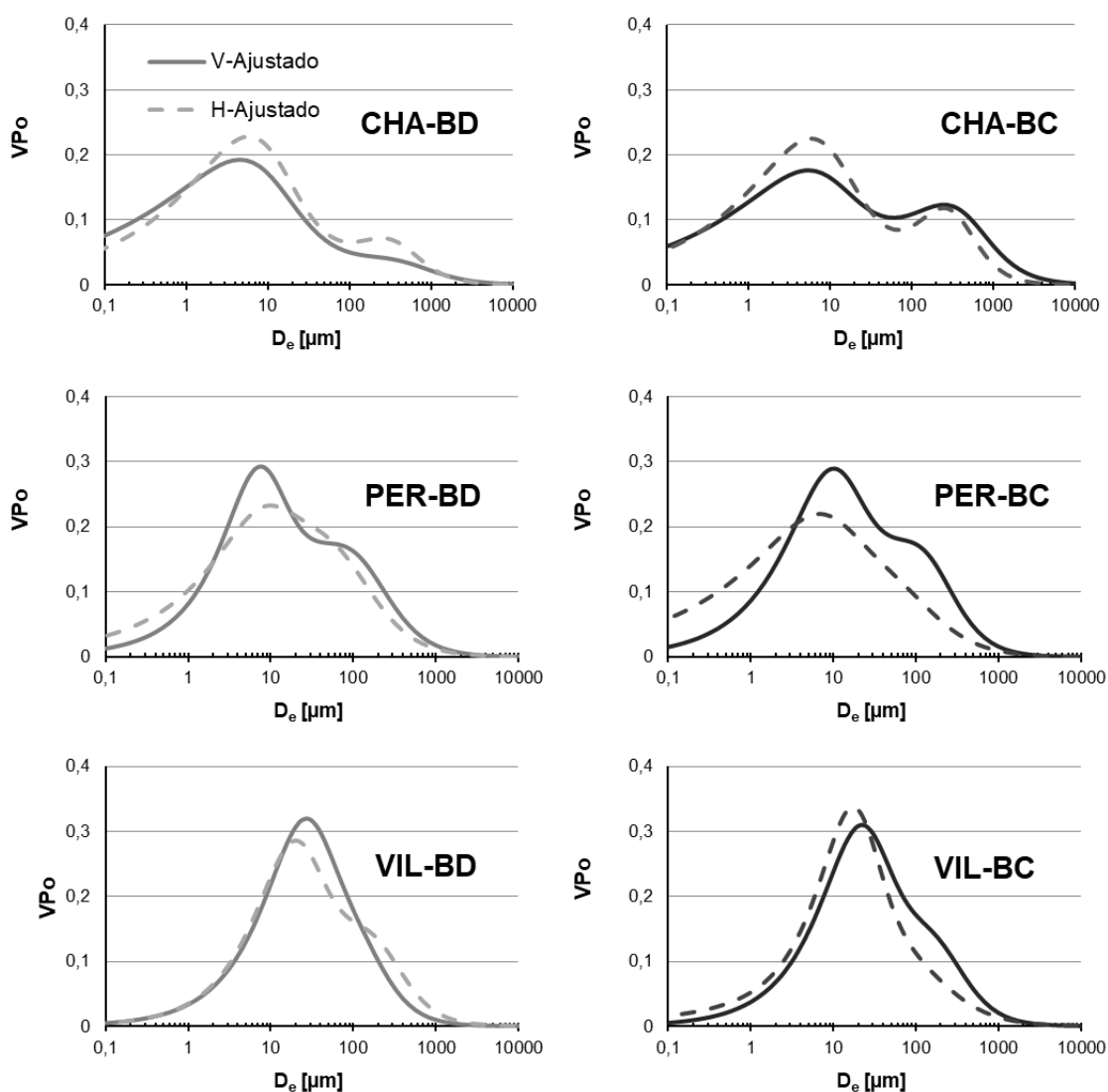


Figura 3.4. Curvas de distribución de volumen de poro para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL), tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC) y dirección de muestreo (vertical, V y horizontal, H).

A partir de la DVPO se puede analizar como el radio equivalente de poro para cada dominio varía de acuerdo con la textura del suelo, el tratamiento y la dirección de muestreo. De acuerdo con Damiano (1999) la contribución de la pendiente de la distribución del tamaño de partículas a la variación de la pendiente de la CRH es de 51% para un rango textural arcilloso a areno franco. Los resultados y gráficos obtenidos concuerdan con Bodner et al. (2023) que reportaron que los picos texturales y estructurales distintivos (bimodales) de la DVPO fueron más evidentes en los suelos de textura media y fina, que muestran la mayor proporción esperada de clases de poros pequeños en comparación con

los suelos de textura más gruesa. Al analizar la DVPO del sitio CHA, se observa un aumento del dominio de poros estructurales en el tratamiento BC. El pico correspondiente al dominio de los poros de la matriz se observó a un radio equivalente de aproximadamente 3 μm y el pico correspondiente al dominio estructural a un radio equivalente de 140 μm . Estos resultados coinciden con lo reportado por Villarreal et al. (2021) que, estudiando el efecto del primer año de inclusión de un CC en el mismo ensayo, encontraron una distribución bimodal con un pico a los 5 μm y a los 150 μm para el dominio de la matriz y la estructura, respectivamente. Araya et al. (2021), trabajando en un suelo de textura más fina (franco arcilloso) con CC bajo SD, reportaron una distribución bimodal con una densidad máxima de volumen de poros alrededor de 4 y 500 μm para el dominio de la matriz y la estructura, respectivamente. De acuerdo con estos autores una DVPO más amplia implica una presencia de tamaños de poros heterogénea y es indicativa de un suelo con una estructura más desarrollada. La abundancia de poros pequeños y grandes en CC bajo el sistema SD sugiere la formación de agregados muy compactos con poros más pequeños y poros inter-agregados más grandes entre ellos (Araya et al., 2021).

Para el sitio PER, se pudo observar un solo pico de porosidad en las muestras horizontales y dos picos de porosidad en las muestras verticales. Este pico unimodal en las muestras horizontales se observó a 5 μm de radio equivalente. En las muestras verticales el pico correspondiente al dominio de la matriz se observó a los 4 μm y el dominio estructural a un radio equivalente de aproximadamente 50 μm . Si bien la porosidad es una propiedad escalar, esta diferencia observada en las porosidades según la dirección de muestreo se pudo deber a que los valores de retención de agua se obtuvieron a partir de un proceso dinámico (evaporación del agua de la muestra) y por lo tanto la direccionalidad preferentemente horizontal de los poros en la muestra, condicionada por la estructura laminar observada a campo, podría afectar a estos valores.

Para el sitio VIL se observó un aumento del dominio estructural en el tratamiento BC en el sentido vertical en un radio equivalente de 70 μm . El dominio de la matriz tuvo su pico a un radio equivalente de 10 μm . Beck-Broichsitter et al. (2020b), trabajando también en un suelo franco arenoso, reportaron un pico del dominio estructural entre 25 y 150 μm y un pico del dominio de la matriz a los 15 μm . Estos resultados indican que en suelos de textura más gruesa los dominios de porosidad de la matriz y la estructura tienden a estar más cercanos con un menor rango total, respecto a los suelos de textura más fina, caracterizándose de esta manera como suelos con una distribución unimodal de porosidad. Esto concuerda con lo reportado por Beck-Broichsitter et al. (2020b) que concluyeron que una distribución unimodal predominante es típica de los suelos de textura gruesa.

Se observó que el impacto de los CC se generó en el dominio estructural no solo en la cantidad sino también en el tamaño de poro que se corresponde con esa porosidad. Los rangos de radios equivalentes de los tratamientos correspondientes al dominio estructural en los distintos sitios fueron: 130 a 140 μm en CHA, 30 a 70 μm en PER y 20 a 50 μm en VIL. En los suelos de textura más gruesa el valor de radio equivalente donde se observó el pico estructural fue menor. De acuerdo con Yudina y Kuzyakov (2023) el volumen de microporos (<5 μm), que se correspondería con el dominio de poros de la matriz, está fuertemente correlacionado con la textura del suelo. Los resultados coinciden con Dal Ferro et al. (2014) que reportaron que esta porosidad predomina en suelos francos y arcillosos. Los resultados generales coinciden con Kutílek y Nielsen (2015) que reportaron que los poros intra-agregados, que se asocian con el dominio de la matriz tienen el diámetro en un rango de 0,2 a 10 μm y los poros entre agregados que se asocian con el dominio de poros estructurales tienen un diámetro mayor, en el rango de 10 a 200 μm .

En la Figura 3.5 se representan los valores de porosidad de la matriz (P_M) y porosidad estructural (P_E) obtenidos a partir de los parámetros de ajuste de las CRH.

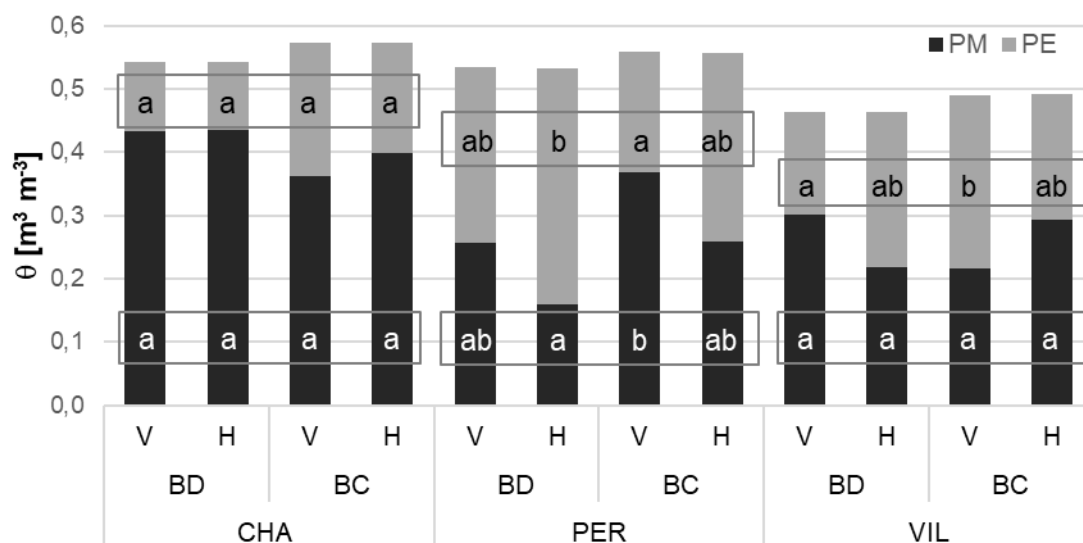


Figura 3.5. Porosidad de la matriz (P_M) y porosidad de la estructura (P_E) para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL), tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC) y dirección de muestreo (vertical, V y horizontal, H). Las letras minúsculas indican diferencias significativas entre tratamiento x dirección particionado por sitios (LSD, $p < 0,05$).

A partir de los resultados del ANOVA se pudo observar un efecto del sitio en ambas variables. La variable P_E fue mayor en PER y VIL respecto a CHA ($p < 0,05$) y consecuentemente la variable P_M fue mayor en CHA respecto a PER y VIL ($p < 0,05$). Viendo el efecto del tratamiento y la dirección particionado por sitio, en CHA no se observaron diferencias significativas entre los tratamientos

ni en las direcciones de muestreo para ambas variables. Esto manifiesta el carácter isótropo de la porosidad y que la inclusión del CC no afectó esta condición ni el volumen de poros estructurales en el corto plazo. En CHA, como se discutió en el capítulo 2, se había observado un aumento en la macroporosidad correspondiente al rango de poros de radio mayor a 30 μm . Sin embargo, la P_E observada que podría ser comparable con la macroporosidad no se corresponde a ese radio equivalente. Las clasificaciones actuales dividen los poros en clases según su tamaño equivalente, porque el tamaño de los poros ha sido durante mucho tiempo el único parámetro que podía medirse fácilmente (Yudina y Kuzyakov, 2023). Sin embargo, el estudio de la DVPO a partir de la CRH permite la determinación de las porosidades en base a su funcionalidad aportando una mejor caracterización del sistema poroso del suelo.

En el sitio PER no se observaron diferencias entre las direcciones de muestreo en ambos tratamientos. La estructura laminar observada a campo no se manifestó en un comportamiento anisótropo de la porosidad, estando en desacuerdo con otros autores que estudiaron esta problemática en suelos similares (Lozano, et al. 2013; Sasal et al. 2006). Los resultados obtenidos manifiestan el carácter isótropo de la porosidad y que la inclusión del CC produjo una disminución de la P_E en la dirección vertical. Esto podría ser explicado por las raíces más finas que tienden a crecer a través de los espacios entre partículas, generando una eventual oclusión de poros (Bodner et al., 2014). Por otro lado, estos autores también reportaron que CC que incluyen especies de leguminosas con raíces gruesas aumenta la porosidad entre agregados. Esta situación no se observó para este sitio de estudio a pesar de la utilización de un consociado de una gramínea y una leguminosa como CC. Como se mencionó en el Capítulo 2 la condición de suelo degradado y compactado por décadas de agricultura continua de soja no fue alterada por la incorporación de un CC en el mediano plazo. Trabajos realizados en el mismo sitio también reportaron esta condición de suelo degradado (Soracco et al., 2019; Villarreal et al., 2020).

En el sitio VIL tampoco se observaron diferencias entre las direcciones de muestreo en ambos tratamientos para ambas variables. Sin embargo, al analizar la variable P_E en el sentido vertical se observó un mayor valor en el tratamiento BC comparado con BD. En este sitio también se manifestó el carácter isótropo de la porosidad y se observó un efecto de largo plazo de la inclusión del CC con un aumento de la P_E en la dirección vertical. Este resultado concuerda con lo reportado por varios autores que mencionan que la inclusión de CC mejora la estructura del suelo (Behrends Kraemer et al., 2019; Celette et al., 2008; Sastre et al., 2018; Villamil et al., 2006; Villarreal et al., 2021). Bacq-Labreuil et al. (2019) informaron que el efecto de CC sobre la estructura y la porosidad del suelo varía significativamente con la morfología de la raíz y la arquitectura de la planta utilizada como CC.

En general los suelos más arenosos se corresponden con porosidades texturales altas y baja porosidad estructural. Esto no se observó en los resultados obtenidos. Esta discrepancia se pudo deber a que la división entre la porosidad estructural y la porosidad de la matriz se determina analíticamente a partir de los parámetros ajustados con el modelo bimodal. Cuando las dos distribuciones se superponen, como fue el caso de VIL el modelo no marca un límite real o literal entre los poros de la estructura y los poros de la matriz, sino sólo un límite "teórico" (Reynolds, 2009).

3.3.2. Conductividad hidráulica saturada y no saturada

En la Tabla 3.2 se presentan los valores de K_{0-MI} , K_{3-MI} y K_{6-MI} para cada sitio, tratamiento y dirección de muestreo. En los tres tipos de suelo, las mismas propiedades hidráulicas se vieron afectadas por las secuencias de cultivo, pero con diferentes tendencias, mostrando que los efectos de diferentes secuencias de cultivos son complejos porque los cambios en la configuración de los poros del suelo dependen no sólo del cultivo sino del tipo de suelo y de las condiciones climáticas (Jirků et al., 2013).

Tabla 3.2. Conductividad hidráulica a 0, 3 y 6 cm de tensión (K_{0-MI} , K_{3-MI} y K_{6-MI} , respectivamente) medida con mini-infiltrómetro en laboratorio para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL), tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC) y dirección de muestreo (vertical, V y horizontal, H). Las letras minúsculas indican diferencias significativas entre tratamiento x dirección particionado por sitio (LSD, $p < 0,05$).

Sitio	Tratamiento	Dirección	K_{0-MI} [cm h ⁻¹]	K_{3-MI} [cm h ⁻¹]	K_{6-MI} [cm h ⁻¹]
CHA	BD	V	0,54 a	0,15 a	0,06 a
		H	1,80 b	0,67 b	0,32 b
	BC	V	1,96 b	0,23 ab	0,05 a
		H	3,35 b	0,69 b	0,21 b
PER	BD	V	6,32 b	1,15 b	0,42 b
		H	4,81 ab	1,01 ab	0,30 ab
	BC	V	3,34 a	0,59 a	0,20 a
		H	3,20 a	0,81 ab	0,31 ab
VIL	BD	V	7,12 ab	1,15 a	0,58 a
		H	9,24 bc	1,68 a	0,65 a
	BC	V	12,71 c	1,59 a	0,46 a
		H	6,12 a	1,22 a	0,47 a

En el sitio CHA se observó una condición anisótropa para el tratamiento BD, resultando K_{0-MI} , K_{3-MI} y K_{6-MI} mayor en el sentido horizontal. A pesar de no haber observado una estructura laminar a campo, al estudiar el comportamiento de una variable dinámica en ambas direcciones se pudo observar una conectividad preferencial de los poros en el sentido horizontal. Sasal et al. (2006), en un suelo franco limoso bajo SD también reportaron una conectividad preferencial de los

poros en sentido horizontal que provocó la reducción de la infiltración vertical. Soracco et al. (2010), en un suelo franco limoso también reportaron una mayor K_0 horizontal respecto a K_0 vertical. En su estudio sí pudieron observar la presencia de agregados laminares orientados horizontalmente en los primeros 10 cm del suelo. Lozano et al. (2013), en un suelo franco reportaron una mayor K_0 en el sentido horizontal respecto al sentido vertical probablemente relacionado con el eje horizontal dominante de la estructura laminar. Analizando la incorporación del CC no se observó ningún efecto sobre la direccionalidad de K_{6-MI} , que mantuvo el carácter anisótropo resultando mayor en el sentido horizontal. Sin embargo, sí tuvo efecto sobre K_{0-MI} y K_{3-MI} , resultando los valores verticales y horizontales estadísticamente iguales, generando de esta manera un comportamiento isótropo. Se observó que la inclusión del CC tuvo efecto solamente en los poros más grandes que se corresponden con el estado de suelo saturado y cercano a saturación. Beck-Broichsitter et al. (2020a) en un suelo franco arenoso reportaron un comportamiento isótropo de K a las tensiones de -1, -5 y -10 cm en un tratamiento con una pastura de poa (*Poa pratensis* L.) y festuca.

En el sitio PER se observó un comportamiento isótropo para las variables K_{0-MI} , K_{3-MI} y K_{6-MI} en ambos tratamientos. Llamativamente la estructura laminar observada a campo no se correspondió con una K mayor en las muestras tomadas horizontalmente. La incorporación del CC mantuvo el comportamiento isótropo de K a las tres tensiones estudiadas. En el sitio VIL se observó un comportamiento isótropo para las variables K_{3-MI} y K_{6-MI} en ambos tratamientos. Para la variable K_{0-MI} en el tratamiento BD también se observó un comportamiento isótropo, sin embargo, para el tratamiento BC se observó un comportamiento anisótropo resultando en un mayor valor de K_0 en el sentido vertical. Es decir, la incorporación del CC generó una mayor conectividad de los poros en la dirección vertical. Estos resultados coinciden con lo reportado por Jing et al. (2008) que también encontraron una mayor K no saturada en las muestras verticales en un suelo franco arenoso. Asociaron esta condición a los poros biológicos como factor importante responsable de la formación de macroporos en dirección vertical. Lozano et al. (2013), reportaron una mayor K_0 en el sentido vertical en un suelo franco arenoso. También asociaron estos resultados a bioporos verticales, que se observaron en el campo y son el resultado de la actividad de la macrofauna del suelo y del desarrollo de las raíces. Beck-Broichsitter et al., (2020a) reportaron mayores valores de K_0 en las muestras verticales respecto a las horizontales en un suelo franco arenoso. Asociaron los resultados a la presencia de macroporos debido al pronunciado potencial de enraizamiento profundo de la alfalfa que da lugar a una conectividad modificada de la red de poros orientada verticalmente. Pulido-Moncada et al. (2021) también encontraron una mayor K_0 en el sentido vertical en el tratamiento con CC en un suelo franco arenoso. Reportaron que el resultado pudo estar

relacionado con la creación de más bioporos por las raíces de los cultivos o las lombrices.

3.3.3. Conductividad hidráulica en el rango de saturación media

En la Tabla 3.3 se presentan los valores de K_{350} , K_{600} y K_{900} para cada sitio, tratamiento y dirección de muestreo. Se tomaron valores fijos de tensión para representar los diferentes rangos de saturación siguiendo lo propuesto por Kreiselmeier et al. (2020).

Tabla 3.3. Conductividad hidráulica a 350, 600 y 900 cm de tensión (K_{350} , K_{600} y K_{900} , respectivamente) medida con el método de evaporación en laboratorio para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL), tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC) y dirección de muestreo (vertical, V y horizontal, H). Las letras mayúsculas indican diferencias significativas entre sitios de estudio (LSD, $p < 0,05$). Las letras minúsculas indican diferencias significativas entre tratamiento x dirección particionado por sitio (LSD, $p < 0,05$).

Sitio	Tratamiento	Dirección	K_{350}		K_{600}		K_{900}	
			[cm día ⁻¹]		[cm día ⁻¹]		[cm día ⁻¹]	
CHA	BD	V	0,568	b	0,021	a	0,008	b
		H	0,106	a	0,014	a	0,006	a b
	BC	V	0,193	a b	0,015	a	0,004	a
		H	0,114	a	0,015	a	0,005	a
PER	BD	V	0,097	a	0,016	b	0,006	b
		H	0,138	a	0,013	b	0,005	a b
	BC	V	0,067	a	0,007	a	0,003	a
		H	0,044	a	0,008	a	0,003	a
VIL	BD	V	0,054	a	0,006	a b	0,002	a b
		H	0,027	a	0,005	a b	0,002	a b
	BC	V	0,035	a	0,007	b	0,004	b
		H	0,021	a	0,003	a	0,001	a

A partir de los resultados del ANOVA se pudo observar un efecto del sitio en la K_{350} , K_{600} y K_{900} . El resultado de la prueba de medias arrojó el siguiente orden: $VIL < PER < CHA$ ($p < 0,05$). Es decir que existió una dependencia de los valores de K no saturada con la textura de los suelos estudiados. Los suelos de textura mediana mostraron mayores valores de K.

Analizando el efecto del tratamiento x dirección particionado por sitio, en CHA se encontró un comportamiento isotrópico en las tres variables para ambos tratamientos, excepto para la variable K_{350} en el tratamiento BD que presentó un mayor valor medio en las muestras verticales. Con respecto al efecto del CC se observó una disminución de K_{900} en las muestras verticales debido a la incorporación del CC. En el sitio PER se encontró un comportamiento isotrópico en las tres variables para ambos tratamientos. Con respecto al efecto del CC se observó una disminución de K_{600} en ambas direcciones de muestreo y al igual

que en CHA se observó una disminución de K_{900} en las muestras verticales debido a la incorporación del CC. Esto pudo deberse a una oclusión de poros debido a las raíces incipientes del trigo y la avena utilizadas como CC en el momento de muestreo. Como se mencionó anteriormente las raíces más finas tienden a crecer a través de los espacios entre partículas, generando una eventual oclusión de poros (Bodner et al., 2014). Sin embargo, el diámetro de poro que se correspondería con una tensión de 600 cm y 900 cm es de 5 y 3 μm , respectivamente. Esta escala corresponde al de una partícula de suelo elemental y por lo tanto las raíces no tienen influencia. Esta oclusión podría estar más asociada a la formación de películas y recubrimientos organo-minerales o la interacción con microorganismos. Cuanto más bajo es el nivel de organización estructural, más compuestos orgánicos procesados por microorganismos intervienen en su formación (Yudina y Kuzyakov, 2023). En VIL se observó un comportamiento isótropo en el tratamiento BD, y un comportamiento anisótropo en el tratamiento BC para las variables K_{600} y K_{900} , resultando mayor el valor medio de las muestras verticales.

En la Figura 3.6 se muestran los valores de K desde 350 a 900 cm de tensión para los distintos sitios en las dos direcciones de muestreo (vertical V y horizontal H).

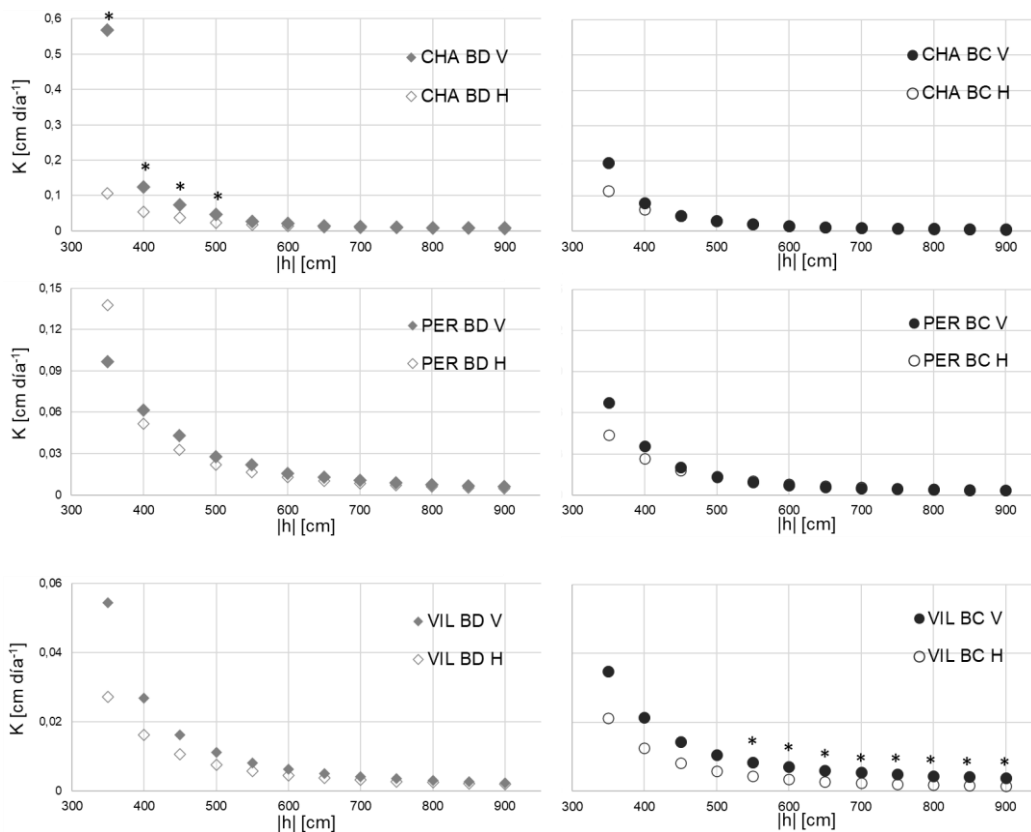


Figura 3.6. Curva de conductividad hidráulica para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL), tratamientos (sin

cobertura, BD; con cobertura, BC) y dirección de muestreo (vertical, V y horizontal, H). * indica diferencias significativas según la prueba T ($p < 0,10$).

En la Figura 3.7 se muestran los valores calculados del índice de anisotropía, a partir de los valores de K_H y K_V , en función de h para los distintos sitios y tratamientos.

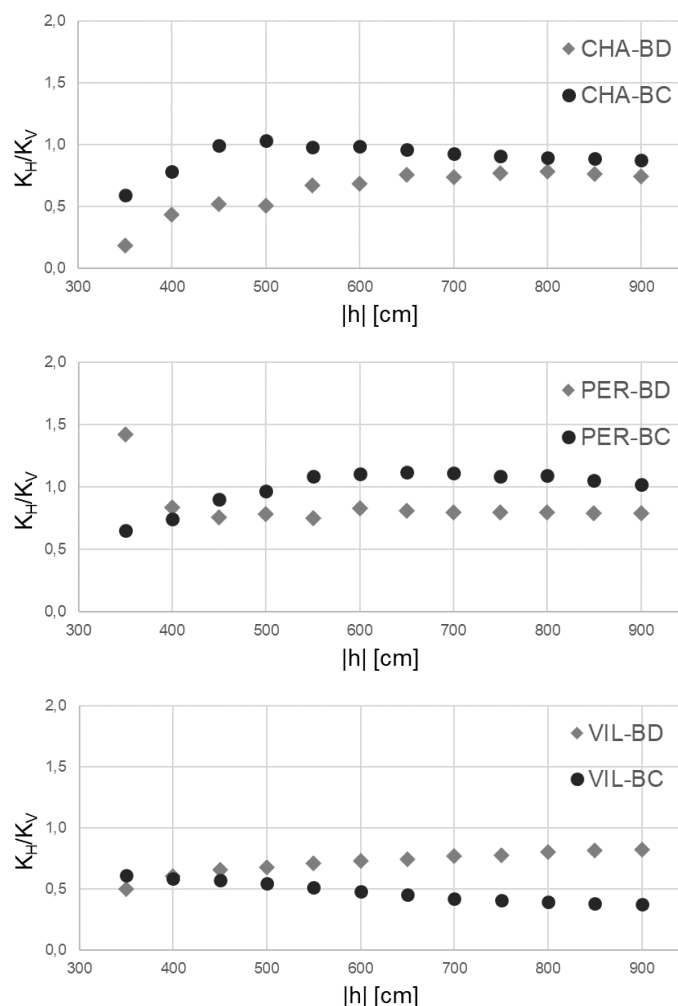


Figura 3.7. Índice de anisotropía en función de la tensión (h) para los valores de conductividad hidráulica (K) para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL), tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC) y dirección de muestreo (vertical, V y horizontal, H).

En el sitio CHA las muestras obtenidas en dirección vertical mostraron valores mayores de K en el rango de 350 a 500 cm de tensión ($p < 0,10$). En el tratamiento BC no hubo diferencias significativas en los puntos observados según la dirección de muestreo, manifestando por lo tanto un comportamiento isótropo. Analizando el índice de anisotropía (IA) para K (Figura 3.7) se puede observar que en el tratamiento BC el IA osciló entre 0,6 y 1. En el tratamiento BD se obtuvieron valores inferiores a 0,5 en el rango de 350 a 500 cm de tensión manifestando el carácter anisótropo en este rango. Reszkowska et al. (2011) en

cambio encontraron isotropía de K en todas las tensiones estudiadas en un suelo no cultivado, donde la estructura no era laminar. Relacionaron esta K isotrópica con un mejor estado físico del suelo.

En el sitio CHA los resultados obtenidos a partir del método de evaporación simple en el tratamiento BD contradicen lo observado con el método de mini-infiltración ya que con este método se había observado una mayor K en las muestras horizontales. Esta discrepancia se pudo deber a que los dos métodos caracterizan al suelo en distintos rangos de saturación, la mini-infiltración en el rango cercano a saturación y el método de evaporación en el rango de saturación media. Este comportamiento diferente también se pudo deber a que el ensayo de mini-infiltración es a partir de un proceso de humedecimiento de la muestra y el método de evaporación a partir de un proceso de secado, por lo tanto, el efecto de histéresis podría estar influyendo en los valores obtenidos. Este fenómeno se abordará con mayor detalle en el capítulo siguiente de la tesis.

En el sitio PER se observó un carácter isotrópico en el rango de saturación estudiado. Sin embargo, a pesar de no mostrar diferencias significativas, al analizar el IA de K se puede observar una tendencia de comportamiento distinto a los 350 cm de tensión. En el tratamiento BD se observó un mayor valor medio de las muestras en sentido horizontal y por otro lado un mayor valor medio en las muestras en sentido vertical para el tratamiento BC. De acuerdo con esto la estructura laminar observada a campo podría estar asociada a una conexión horizontal de poros con un radio equivalente de 4 μm (correspondiente con -350 cm de h), coincidiendo también con el pico unimodal observado en la muestra horizontal que presentó un valor medio de 5 μm de radio equivalente. Lozano et al. (2013) informaron que K era anisótropo desde la saturación hasta -100 cm de h, siendo los valores horizontales de K significativamente mayores que los valores verticales debido a la presencia de una estructura laminar. Beck-Broichsitter et al. (2020b) informaron el mismo resultado con mayor K en el muestreo de dirección horizontal que vertical en el rango de saturación media para una parcela con una pastura.

En VIL se observó un comportamiento isotrópico en el tratamiento BD. Por el contrario, en el tratamiento BC se observó un comportamiento anisótropo en el rango de 550 a 900 cm de tensión, resultando siempre mayor el valor vertical ($p < 0,10$). Estos resultados también se pueden observar al analizar el IA mostrado en la Figura 3.7. Pulido-Moncada et al. (2022) también reportaron una mayor K en el sentido vertical a los 300 cm de tensión con alfalfa como CC. Sin embargo, para una gramínea como la cebada reportaron una condición isotrópica.

3.4. Conclusiones

Hipótesis i: La incorporación de CC cambia la configuración del sistema poroso afectando las propiedades hidráulicas del suelo en flujo no saturado dependiendo del tipo de suelo.

No se rechaza la hipótesis i dado que la incorporación de CC genera un cambio en la configuración del sistema poroso disminuyendo la conductividad hidráulica no saturada dependiendo su magnitud del tipo de suelo.

Hipótesis ii: La incorporación de CC genera un cambio en la direccionalidad de las propiedades hidráulicas del suelo.

En base a los resultados obtenidos se rechaza la hipótesis ii debido a que los cambios en la direccionalidad de la conductividad hidráulica en el rango saturado y en el rango no saturado (350 a 900 cm) generado por la inclusión de CC se encontró en un solo tipo de suelo.

Capítulo 4 . EFECTO DE LOS CULTIVOS DE COBERTURA SOBRE LA HISTÉRESIS DE LA CURVA DE RETENCIÓN HÍDRICA Y LA REDISTRIBUCIÓN DEL AGUA EN EL SUELO

4.1. Introducción

La curva de retención de agua del suelo (CRH), que relaciona el contenido volumétrico de agua, θ [$L^3 L^{-3}$], con la tensión, h [L], proporciona un método indirecto para estimar la distribución de volumen de poros por tamaño. Generalmente, la estimación de los parámetros de distribución de poros y de los indicadores de capacidad se ha realizado a partir de la CRH ($\theta(h)$) obtenidos en los experimentos de desorción. Sin embargo, la curva de retención de agua se considera histerética. Dependiendo de si el suelo se está humedeciendo o secando, la función $\theta(h)$ será diferente (Hillel, 1982). En condiciones de campo, la histéresis no se tiene en cuenta porque su influencia suele quedar enmascarada por las heterogeneidades y la variabilidad espacial (Haverkamp et al., 2002). Sin embargo, varias investigaciones sobre este tema demuestran que este efecto podría ser significativo (Bondí y Castellini, 2022; Rafraf et al., 2016; Witkowska-Walczak, 2006). Una de las principales causas de este fenómeno es el conocido “cuello de botella” que determina que en los procesos de humedecimiento los poros más grandes son los que controlan la variación del contenido de agua, mientras que en los procesos de drenaje los poros más pequeños controlan el proceso (Konyai, et al., 2006). Por lo tanto, diferentes prácticas que alteren la configuración del espacio poroso van a influenciar consecuentemente la magnitud de este fenómeno. Ball y Robertson (1994) reportaron un efecto histerético más marcado en suelos arados que en suelos bajo SD, lo que indica diferencias en la estructura y función de los poros. Witkowska-Walczak (2006) reportó que el fenómeno es dependiente del tipo de suelo. Bondí y Castellini (2022) estudiando el efecto de las enmiendas de compost en la calidad física del suelo reportaron que el comportamiento histerético aumentó con el agregado de compost en un suelo franco arenoso.

El efecto de histéresis puede ser importante en casos de procesos compuestos en los que el humedecimiento y el secado se producen simultánea o secuencialmente en varias partes del perfil del suelo (por ejemplo, la redistribución). Es posible tener dos capas de suelo de idéntica textura y estructura en equilibrio entre sí (es decir, en idénticos estados energéticos) y, sin embargo, pueden diferir en humedad o contenido de agua si sus historias de humedecimiento han sido diferentes (Hillel, 1982). La determinación de la CRH para un proceso de humedecimiento puede brindar información adicional sobre la capacidad del suelo para almacenar agua durante la escala de tiempo más corta relacionada con el proceso de infiltración (Bondí y Castellini, 2022). Youngs (1958) y Dane y Wierenga, (1975) demostraron que la redistribución del agua después de la infiltración es retardada por el efecto de histéresis, por lo tanto

puede ser favorable para la vegetación ya que más agua es retenida en la zona de las raíces (van Dam et al., 1996).

En la literatura son escasos los artículos que reportan abordajes experimentales de la determinación de las curvas de secado y humedecimiento principales y de las curvas intermedias, o *scanning curves*. En este sentido, existen trabajos en los que se estiman las *scanning curves* de humedecimiento a partir de las curvas de secado principales (Lamorski et al., 2017; Mualem, 1984b; Zhai et al., 2020). En otros trabajos, se obtienen las curvas de humedecimiento en muestras disturbadas, agregando distintos volúmenes de agua en muestras separadas y midiendo la tensión una vez alcanzado el equilibrio (Brantley et al., 2015; Brye, 2003). Ball y Robertson (1994) obtuvieron las curvas de secado y humedecimiento en el rango de 0 a 1 m de h empleando mesa de tensión. Konyai et al. (2006) obtuvieron una *scanning curve* de humedecimiento en ese mismo rango, usando el método de carga variable. Kargas y Londra (2015) determinaron la curva principal de humedecimiento usando una olla de Richards. Bondí y Castellini (2022) obtuvieron curvas de secado y humedecimiento en muestras colocadas sobre un plato poroso conectado a una bureta graduada. La saturación de la muestra la realizaron desde el fondo aumentando progresivamente el nivel del agua hasta una tensión de 1 m. A partir de las CRH obtenidas determinaron la distribución del volumen de poros para cada proceso y concluyeron que en el proceso de humedecimiento intervienen poros más grandes y heterogéneos. La determinación de las distintas curvas también puede realizarse *in situ* mediante el uso de sensores de humedad y potencial mátrico colocados permanentemente en el suelo. Se trata de un método no destructivo que permite una medición continua de θ y h (Chakraborty et al., 2022; Kutílek y Nielsen, 1994). De esta forma, se puede analizar la variación de θ a lo largo del tiempo y, a partir de su relación con h, obtener CRH en los distintos procesos. Existen estudios que reportaron que la determinación de la CRH obtenida a campo en comparación con la CRH obtenida en laboratorio puede arrojar un menor valor medio de θ para un h determinado (van Dam et al., 1996), llegando a ser la diferencia de 10% en algunos casos (Yu et al., 2021). Basile et al. (2003) obtuvieron CRH en laboratorio y a campo con tensiómetros para la medición del potencial mátrico y sonda de neutrones para la medición de contenido de agua. Llegaron a la conclusión de que diferentes técnicas de medición pueden llegar a la determinación de diferentes curvas de histéresis.

La cuantificación de la histéresis, por su parte, ha sido estudiada de distintas maneras. Algunos autores calcularon las diferencias de θ a una misma h a lo largo de las curvas de humedecimiento y secado principales completas, y midieron el área entre las curvas (Witkowska-Walczak, 2006). Otro abordaje consiste en considerar la diferencia máxima de θ entre ambas curvas, para una misma h (Rafraf et al., 2016). Se ha reportado que generalmente la curva de humedecimiento de la CRH no es considerada para la determinación de la

calidad física del suelo (Bondí y Castellini, 2022). Más aún, el comportamiento histerético en las CRH no ha sido considerado al analizar los cambios en la configuración del sistema poroso debidos a diferentes sistemas de manejo, como ser los CC. Son escasos los estudios que aborden conjuntamente los efectos de la histéresis y de la dirección del muestreo sobre las propiedades hidráulicas del suelo (Ball y Robertson, 1994), por lo tanto la inclusión del efecto de la direccionalidad puede resultar en un estudio más detallado de la dinámica hídrica ya que como se reportó en el capítulo 3 los CC afectan la direccionalidad de las propiedades hidráulicas y por lo tanto el comportamiento anisótropo puede tener influencia en el fenómeno de histéresis.

Por otro lado, el conocimiento de la redistribución es necesario para saber si el agua llega eficazmente a la zona radical de los cultivos o de la vegetación natural o si el agua y los solutos penetran por debajo de la zona radical. Youngs (1958) presentó perfiles experimentales de redistribución horizontal que apoyan que la introducción de la difusividad, en la ecuación de Richards no puede utilizarse en el caso de redistribución después de la infiltración cuando interviene la histéresis. Biswas et al. (1966) estudiaron el proceso de redistribución después de la infiltración concluyendo que idealmente, la redistribución del agua en los perfiles del suelo debería evaluarse midiendo no sólo el contenido de agua sino también el potencial agua del suelo, examinando así críticamente la naturaleza histerética de la relación θ vs h . En cada problema relacionado con el proceso de infiltración y redistribución horizontal, se debe consultar la expresión particular del gradiente de presión del agua del suelo en un intento de alcanzar una comprensión clara de lo que ocurre (Kargas et al., 2021). Vachaud y Thony (1971) utilizaron tensiómetros para medir el potencial mátrico durante el proceso de redistribución en columnas de suelo disturbadas bajo distintas condiciones de flujo. Philip (1991) analizó la redistribución horizontal y la naturaleza histerética del proceso estableciendo que los procesos de redistribución implican el humedecimiento y el secado simultáneos en diferentes regiones de una misma masa de suelo. Acuñó el término resorividad para estudiar este problema de resorción de agua de una región ya humedecida a otra más seca aclarando que *“la alternativa del término redistributividad resultaba demasiado monstruosa”*. Heinen y Raats (1999), siguiendo el trabajo de Philip (1991), estudiaron todos los casos posibles de redistribución horizontal en una columna de suelo uniforme horizontal con la ayuda de un modelo de simulación numérica. Dependiendo de las condiciones iniciales en dos partes de una columna de suelo infinitamente larga, se demostró que se pueden observar tres comportamientos distintos: ausencia de flujo, flujo convencional de la parte húmeda a la parte seca, o flujo no convencional de la parte seca a la parte húmeda. Feuring et al. (2014) desarrollaron y probaron un montaje experimental para investigar la redistribución horizontal de dos fases fluidas con una discontinuidad de saturación inicial. Zhuang et al. (2017) realizaron una serie de experimentos de redistribución horizontal del agua en un suelo no saturado utilizando un cajón de

arena. El arenero se llenó con arena totalmente saturada en una sección y con arena parcialmente saturada en la otra con diferentes saturaciones iniciales de agua. Se utilizaron métodos de transmisión gamma para medir las saturaciones de agua en diferentes puntos del arenero, mientras que se instalaron tensiómetros de agua y aire en varias posiciones para recoger datos de potencial. Kargas et al. (2021) mediante el programa informático HYDRUS-1D estudiaron la redistribución del agua sobre una muestra de arena luego de una infiltración horizontal. Concluyeron que la consideración de la histéresis es importante para la simulación de la redistribución horizontal del agua del suelo y reportaron que aún falta una investigación más integral de este fenómeno.

En base a la búsqueda bibliográfica realizada, en la Región Pampeana no existen estudios que atiendan los fenómenos de anisotropía e histéresis en conjunto al momento de estudiar y analizar la CRH para caracterizar el espacio poroso de los suelos. Tampoco se ha reportado la implicancia que tiene este fenómeno sobre el proceso de redistribución del agua en el suelo y menos aún el efecto que tiene la incorporación de CC sobre esta dinámica.

Hipótesis

- i. La inclusión de CC modifica el fenómeno de histéresis de la CRH del suelo;
- ii. El fenómeno de histéresis puede ser analizado a través de CRH obtenidas *in situ*;
- iii. La redistribución del agua en el suelo es retardada por el efecto de histéresis.

Objetivos

- i. Evaluar el efecto de la inclusión de CC sobre la histéresis en distintos tipos de suelos a partir de muestras no disturbadas obtenidas en dos direcciones;
- ii. Determinar la relación entre el contenido volumétrico de agua del suelo y la tensión mediante el uso de sensores a campo con la finalidad de evaluar el efecto de la configuración del sistema poroso sobre la histéresis en un suelo con y sin CC;
- iii. Cuantificar y analizar el proceso de redistribución de agua en distintos tipos de suelos con y sin CC relacionándolo con el comportamiento histerético que presentan.

4.2. Marco teórico

4.2.1. Histéresis de la curva de retención hídrica

En general, el término histéresis se refiere a la dependencia de un sistema no sólo de su estado actual, sino también de su historia. James Ewing en 1895, haciendo estudios en experimentos de magnetismo, le dio nombre a este fenómeno el cual deriva de una palabra griega que significa deficiencia o rezagado. En la ciencia del suelo, la primera mención encontrada en la literatura fue hecha por Haines (1930) que estableció que los cambios en la distribución de la humedad en los suelos "se dividen en dos series que corresponden a las dos direcciones del cambio de humedad". Es decir, que existe una diferencia en las trayectorias de humedecimiento o secado del suelo. Aunque la infiltración en el suelo se produce en un periodo de tiempo relativamente corto, en comparación con el proceso de secado, el suelo oscila constantemente entre los procesos de secado y humedecimiento. Esto también implica que un mismo valor de potencial mátrico se puede corresponder con dos valores diferentes de contenido de agua (Hillel, 1998). Siempre se observa que para la curva de humedecimiento el valor de contenido de agua es inferior al de la curva de secado. En la Figura 4.1 se representan las curvas principales de secado y humedecimiento y las curvas interiores llamadas *scanning curves* que se producen si se invierte el proceso en cualquier momento durante el humedecimiento o el secado (Jury et al., 1991). Al comparar las funciones de distribución de volumen de poros (DVPO) de ambas curvas, Bondí y Castellini (2022) confirmaron que el proceso de sorción (humedecimiento) implica poros más grandes y heterogéneos. Esto se debe al mencionado efecto del "cuello de botella" generando que en los procesos de humedecimiento los poros más grandes son los que controlan la variación en el contenido de agua, mientras que en los procesos de drenaje los poros más pequeños controlan el proceso (Konyai, et al., 2006).

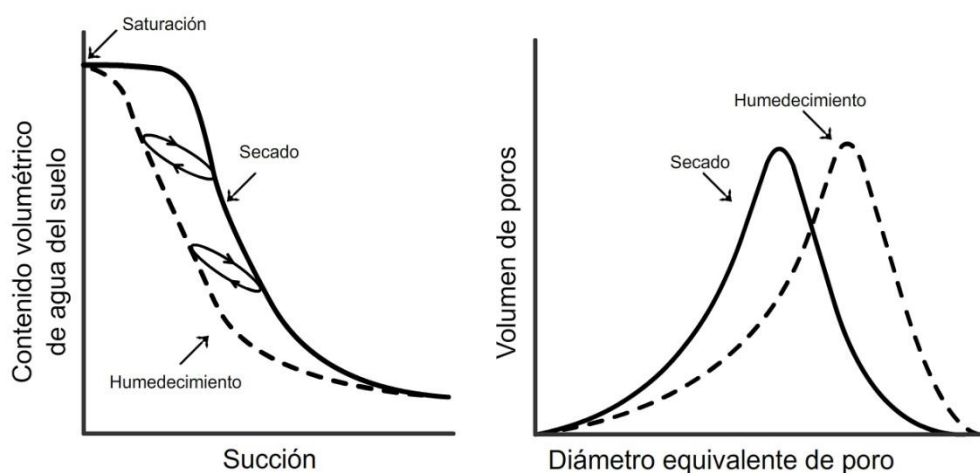


Figura 4.1. Curvas de retención hídrica en proceso de secado y humedecimiento y curvas de distribución de volumen de poros. Los bucles intermedios son *scanning curves*, que representan transiciones entre las ramas principales. Adaptado de Hillel (1982) y Bondí y Castellini (2022).

Dentro de los factores que causan histéresis en el suelo se pueden mencionar (Pham, 2002): (i) el efecto "cuello de botella" que resulta de las irregularidades en las secciones transversales de los huecos o de la forma del espacio poroso en la transición de pasajes estrechos y anchos; (ii) el efecto del ángulo de contacto, que es mayor en un menisco que avanza que en un menisco que retrocede.; (iii) aire atrapado o una condición de vacío, en meniscos avanzando o meniscos en retroceso, respectivamente, y (iv) recuperación tixotrópica o envejecimiento debido al historial de humedecimiento y secado del suelo.

La curva de humedecimiento de la CRH puede estimarse utilizando varios enfoques sugeridos en la literatura. Si sólo se van a utilizar los datos de la curva de secado de la CRH como información de entrada para esta estimación, se dispone de dos modelos. El modelo de Mualem (1977), que relaciona directamente el contenido de agua del suelo de la curva de humedecimiento con el contenido de agua del suelo de la curva de secado para un potencial hídrico del suelo y se representa mediante la ecuación (4.1):

$$\theta_{hum}(h) = 1 - \sqrt{1 - \theta_{sec}(h)} \quad (4.1)$$

donde h es la tensión, θ_{hum} y θ_{sec} son los valores del contenido volumétrico de agua para las curvas de humedecimiento y secado respectivamente.

El modelo de Kool y Parker (1987), a diferencia del modelo de Mualem (1977) que opera directamente con los contenidos de agua de la curva de secado de la CRH, relaciona los parámetros de ajuste de van Genuchten de las curvas de secado y humedecimiento de la CRH. Este modelo supone que los parámetros n y m de las curvas de humedecimiento y secado de la CRH son los mismos y que el parámetro α de las dos curvas están relacionados de la siguiente manera:

$$\alpha_{hum} = 2\alpha_{sec} \quad (4.2)$$

donde α_{hum} y α_{sec} son los valores de los parámetros de ajuste de van Genuchten para las curvas de humedecimiento y secado respectivamente. Otros autores propusieron relaciones diferentes en función del tipo de suelo. Por ejemplo, Likos et al. (2014) determinaron la relación media de $\alpha_{hum}=2,24 \alpha_{sec}$, mientras que, para suelos cohesivos, $\alpha_{hum}=1,74 \alpha_{sec}$, y suelos sin cohesión, $\alpha_{hum}=3,14 \alpha_{sec}$.

Entre las numerosas ecuaciones CRH bimodales (con dos dominios de poros) propuestas en la literatura, Rudiyanto et al. (2013) propusieron un modelo histerético de propiedades hidráulicas basado en un ajuste del modelo bimodal de van Genuchten modificado. La histéresis se considera solo en el primer dominio de poros que afecta principalmente a los contenidos de agua más altos,

mientras que se asume un comportamiento no histerético en el segundo dominio de poros que afecta principalmente a los contenidos de agua más bajos.

4.2.2. Redistribución del agua del suelo

Numerosos estudios a lo largo de los años se han centrado en los procesos básicos de la redistribución de la humedad del suelo y los procesos de histéresis relacionados, tanto experimentalmente (Biswas et al., 1966; Gardner et al., 1970; Staple, 1966; Vachaud y Thony, 1971; van Dam et al., 1996; Wang et al., 2003) como mediante análisis numéricos (Dane y Wierenga, 1975; Elmaloglou y Diamantopoulos, 2009; Rubin, 1967). La mayoría de estos estudios se referían a la redistribución después de la infiltración en perfiles verticales de suelo o columnas de suelo de laboratorio, mientras que varios estudios experimentales también investigaron la redistribución horizontal de la humedad y los problemas de histéresis relacionados (Feuring et al., 2014; Philip, 1991). El problema de la redistribución horizontal del agua en el suelo fue formulado e investigado matemáticamente por Philip (1991). Consiste en una discontinuidad de saturación inicial en un medio poroso infinitamente largo, horizontal, unidimensional y homogéneo que conduce a dos subdominios adyacentes de drenaje y absorción. Por su sencillez, la configuración proporciona un sistema adecuado para investigar las fuerzas impulsoras del flujo y probar la validez de la Ley de Darcy ampliada (Feuring et al., 2014). Las condiciones planteadas por el experimento de Philip son las siguientes:

$$t = 0; \quad x < 0, \theta = \theta_1; \quad x > 0, \quad \theta = \theta_2 \quad (4.3)$$

$$t > 0, \quad \int_{-x}^0 (\theta - \theta_1) dx + \int_0^x (\theta - \theta_2) dx = 0 \quad (4.4)$$

La condición planteada en 4.3 describe el estado inicial con contenidos de humedad uniformes θ_1 en la parte izquierda de la columna horizontal y θ_2 en la parte derecha. La condición 4.4 establece que la cantidad total de agua es constante para todo $t > 0$. El agua se redistribuye de la parte izquierda a la derecha, pero no entra ni sale del sistema total. En esta tesis se presentan los resultados de un estudio experimental de la redistribución horizontal del agua sobre muestras no disturbadas obtenidas en columnas.

4.3. Materiales y métodos

4.3.1. Sitios de estudio y tratamientos

Las principales características de cada sitio se encuentran detalladas en la Tabla 1.1 en la sección 1.7. Los tratamientos se encuentran detallados en la Tabla 2.5 en la sección 2.3.1. En cada sitio se seleccionaron parcelas adyacentes con la misma posición relativa en el paisaje de cada tratamiento. En cada una de estas parcelas se seleccionó un área homogénea y representativa

de 5 × 5 m en el centro de cada tratamiento, evitando huellas de ruedas visibles. Dentro de esta área, los sitios fueron seleccionados al azar para llevar a cabo el muestreo de suelo. En cada sitio se extrajeron tres muestras no disturbadas en columnas (8 cm de altura, 2,5 cm de diámetro, 39,3 cm³ de volumen) para cada dirección (vertical u horizontal) y tratamiento en los primeros 10 cm del horizonte A. El número total de muestras fue de 12 por sitio.

4.3.2. Determinación de la curva de retención de agua de secado

Las muestras de suelo se saturaron desde el fondo durante 48 h y luego se colocaron horizontalmente en una balanza analítica ($\pm 0,01$ g), con un extremo sellado (lado izquierdo) y la otra cara (derecha) abierta para permitir un proceso de libre evaporación (Figura 4.2). Se insertaron dos minitensiómetros (Tensiómetro T5, METER Group, Inc. EE. UU.) a una distancia de 2 y 6 cm (desde el lado izquierdo) en la muestra de suelo. La prueba se llevó a cabo en condiciones de laboratorio (la temperatura osciló entre 20 y 24 °C) y se registraron la masa de la muestra (m) y la tensión del suelo (h) a intervalos de 5 minutos. El proceso de evaporación se produjo hasta alcanzar un valor de tensión cercano a los 10 m en el tensiómetro derecho.

4.3.3. Determinación de la curva de retención de agua de humedecimiento parcial

Finalizado el proceso de secado se selló la cara derecha iniciándose así un proceso de redistribución de la humedad de la muestra. La balanza continuó registrando para verificar que no hubo pérdida en la masa de la muestra. El proceso continuó hasta que se igualaron los valores de h en ambos tensiómetros, tomando de 12 a 24 horas dependiendo de la muestra. Luego de esto, se abrió el lado izquierdo de la columna y se conectó un mini-infiltrómetro, con una tensión de 2 cm para generar un flujo lento de agua (Figura 4.2). La infiltración lateral de agua se determinó con el mini-infiltrómetro (Soracco et al., 2019). El dispositivo consistía en un tubo con un disco de 1 cm de radio, con una membrana del mismo material que el infiltrómetro de disco de tensión comercial adherida a su extremo. Este tubo se conectó a un depósito de agua colocado sobre una balanza analítica ($\pm 0,001$ g), conectada a una computadora. El incremento de agua de la muestra fue determinado por la pérdida de agua del reservorio. Para capturar cambios en las tensiones, el intervalo de registro de datos se redujo a 2 minutos. El proceso finalizó una vez saturada la muestra, evidenciado por valores de h cercanos a 0 m en ambos tensiómetros.

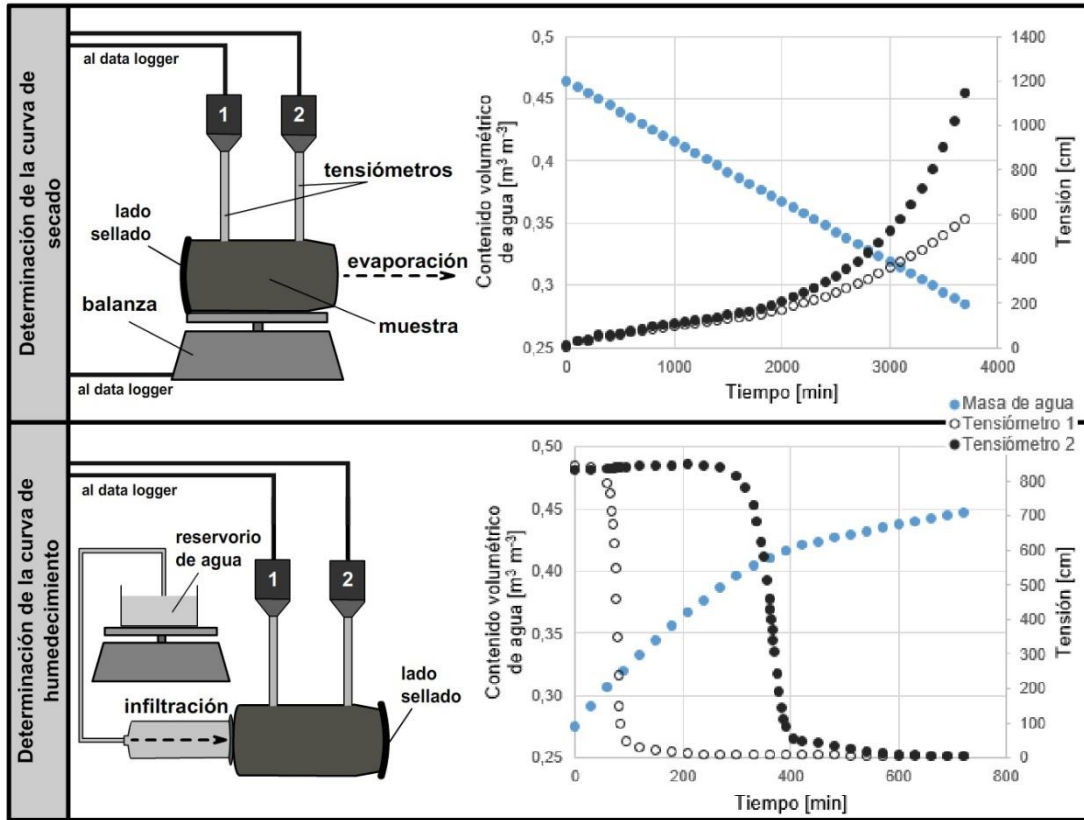


Figura 4.2. Metodología de laboratorio configurada para la determinación de la curva de retención de agua del suelo por secado y humedecimiento en una columna de suelo y su respectiva evolución de los parámetros medidos para una muestra representativa.

Para la determinación de la CRH se hicieron los siguientes supuestos: El flujo se asumió estacionario, ya que el flujo y el gradiente hidráulico fueron aproximadamente constantes durante el intervalo de tiempo evaluado y la humedad a lo largo de la columna se asume lineal para los procesos de secado y humedecimiento durante el intervalo de tiempo evaluado (Schindler et al., 2010). Los puntos individuales de la curva de retención de agua se calcularon a partir de la diferencia de volumen agua (ΔV) de la muestra en el momento t_i y se relacionaron con la tensión media, que se calculó como:

$$\bar{h}_i = \frac{h_1(t_i) + h_2(t_i) + h_1(t_{i+1}) + h_2(t_{i+1})}{4} \quad (4.5)$$

donde h_1 es la tensión en el tensiómetro ubicado a 2 cm y h_2 es la tensión en el tensiómetro ubicado a 6 cm desde el lado izquierdo de la muestra.

Para los procesos de secado y humedecimiento, los valores de θ en cada valor de h $\theta(\bar{h}_i)$ se calcularon siguiendo las ecuaciones 4.6 y 4.7, respectivamente:

$$\theta_i(\bar{h}_i) = \theta_s - \Delta\theta_i \quad (4.6)$$

$$\theta_i(\bar{h}_i) = \theta_f + \Delta\theta_i \quad (4.7)$$

donde θ_s es el contenido volumétrico de agua a saturación correspondiente a $h=0$, θ_r es el contenido volumétrico de agua final del proceso de secado, y $\Delta\theta_i$ es el cambio en el contenido de agua calculado como:

$$\Delta\theta_i(\bar{h}_i) = \frac{\Delta V(h_i)}{2 V_T} \quad (4.8)$$

donde V_T es el volumen total de pérdida de agua.

Los datos de retención de agua para el proceso de secado se ajustaron por separado al modelo bimodal de van Genuchten (Durner, 1994). Los puntos observados se obtuvieron tomando valores de h a intervalos fijos y su correspondiente valor de θ , con un total de 27 puntos observados. Las curvas de humedecimiento se estimaron a partir de los modelos de Mualem (1977) y de Likos et al. (2014) que es una adaptación del modelo de Kool y Parker (1987).

Se cuantificó la magnitud de la histéresis (H) definido como la relación entre la diferencia máxima ($\Delta\theta_{max}$) en el contenido volumétrico de agua entre la curva de secado y humedecimiento y la diferencia entre θ_s y θ_r (Rafrat et al., 2016) como:

$$H = \frac{\Delta\theta_{max}}{\theta_s - \theta_r} \quad (4.9)$$

4.3.4. Curva de retención hídrica a campo

En el sitio CHA se seleccionaron parcelas adyacentes con la misma posición relativa en el paisaje de cada tratamiento. El CC fue sembrado el 19 de julio de 2021, compuesto por avena y trigo (126 kg ha^{-1} de cada especie), en el tratamiento BC. En cada una de estas parcelas de ambos tratamientos el 6 de agosto de 2021 se instalaron sensores de contenido volumétrico de agua y de potencial mátrico con el propósito de obtener CRH a campo. Se colocaron sensores METER EC-5 y Teros 21 (Grupo Meter) para medir el contenido volumétrico de agua y el potencial mátrico, respectivamente. El sensor EC-5 mide el contenido volumétrico de agua mediante reflectometría a una frecuencia de 70 MHz. El sensor Teros 21 mide el potencial mátrico del suelo en el rango de 9 a 2000 kPa con una resolución de 0,1 kPa. Los sensores se instalaron a 10 cm de profundidad emparejando los correspondientes a humedad y potencial mátrico. Los mismos fueron conectados a un *datalogger* (ECHO Em50 Datalogger Decagon), que fue programado para registrar valores de humedad y de potencial mátrico cada 1 hora. Los sensores se retiraron el 11 de noviembre para permitir la terminación del CC que se realizó mecánicamente con un rolo.

Teros 21 es un sensor de tipo dieléctrico y se basa en la medición de la constante dieléctrica del suelo. Esta propiedad depende de factores como temperatura, salinidad del suelo, textura del suelo, contenido de humedad, frecuencia electromagnética, mineralogía del suelo, densidad y conductividad entre otros factores. Según Cárcamo (2020) es necesario identificar la distorsión causada a las lecturas de succión por la temperatura del suelo, para no asociar estas variaciones a cambios producidos por procesos hidráulicos en el suelo. Debido a esto los valores de tensión obtenidos por el sensor de potencial mátrico fueron corregidos por efecto de la temperatura según Walthert y Schleppei (2018). Para la determinación de curvas de secado y humedecimiento se seleccionaron períodos de precipitaciones y el posterior secado de manera de poder observar cambios en θ y h del suelo.

4.3.5. Determinación del tiempo de redistribución de agua del suelo

Entre los procesos de secado y humedecimiento detallados en 4.3.2 y 4.3.3, la muestra se selló por ambos lados dando lugar al proceso de redistribución del contenido de agua de la muestra. Philip (1991) planteó un experimento parecido donde una muestra horizontal tenía diferentes θ en el lado izquierdo y derecho de la muestra y el agua se redistribuía desde la parte izquierda a la parte derecha sin flujo de entrada o salida de la muestra. En el experimento planteado en la presente tesis se observó este proceso de redistribución evidenciado por los valores del potencial mátrico de los dos tensiómetros. En la Figura 4.3 se observa este proceso para una muestra representativa.

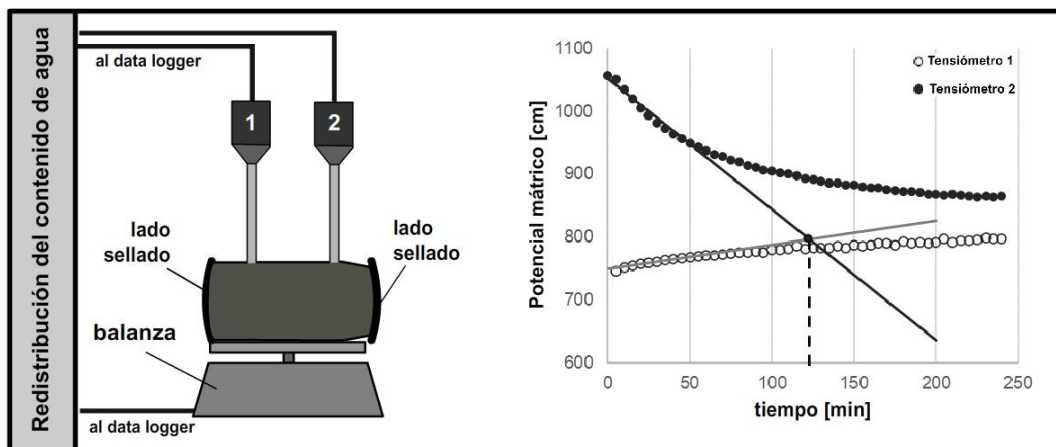


Figura 4.3. Redistribución del contenido de agua en la muestra y su respectiva evolución de los parámetros medidos para una muestra representativa.

Se determinó el tiempo al cual sucede la intersección de las regresiones de los primeros minutos del potencial mátrico en función del tiempo del tensiómetro 1 y el tensiómetro 2 (Figura 4.3). Al dividir ese tiempo por la distancia a la que se encuentran los tensiómetros se obtiene el tiempo de redistribución del agua del suelo (t_{Red}) [$T L^{-1}$]. Esta variable se propuso como un indicador para caracterizar

el proceso de redistribución de agua en el suelo en un rango de saturación media y analizar el efecto de la incorporación del CC y la direccionalidad de la muestra.

4.3.6. Análisis estadístico

Para comprobar el supuesto de normalidad de los valores de H y tRed se realizó una prueba de Shapiro Wilks. Como los valores no presentaron una distribución normal se normalizaron a través de su valor logarítmico para su análisis estadístico. Para analizar el grado de histéresis (H) y el tiempo de redistribución (tRed) se realizaron ANOVA tomando como factores: sitio con tres niveles (CHA, PER y VIL), tratamiento del suelo con dos niveles (BD; BC) y dirección de muestreo con dos niveles (vertical, V; horizontal, H). Para comparar los valores medios se utilizó la prueba de diferencias menores significativas (LSD) de Fisher (Sokal y Rohlf, 1995). Para todos los análisis, la significancia se determinó en $p=0,05$. Los análisis estadísticos se realizaron utilizando el software InfoStat (Di Rienzo et al., 2008). Para evaluar el rendimiento del modelo de van Genuchten bimodal ajustado y los modelos de estimación de las curvas de humedecimiento, se utilizó el error cuadrático medio (RMSE), que da la desviación media entre los datos ajustados y observados. Para evaluar la dependencia de las variables H y tRed se realizaron análisis de correlación de Spearman.

4.4. Resultados y discusión

4.4.1. Curvas de retención hídrica en laboratorio

En las Figuras 4.4, 4.5 y 4.6 se muestran las CRH de secado y las curvas parciales de humedecimiento para los distintos sitios, tratamientos y direcciones de muestreo. Los resultados generales observados concuerdan con los informes que indican que el fenómeno de histéresis no es despreciable y debe tenerse en cuenta (Bondí y Castellini, 2022; Rafraf et al., 2016; Witkowska-Walczak, 2006). Sin embargo, se observaron situaciones particulares donde la histéresis fue mínima e incluso contradictoria a lo esperado teóricamente.

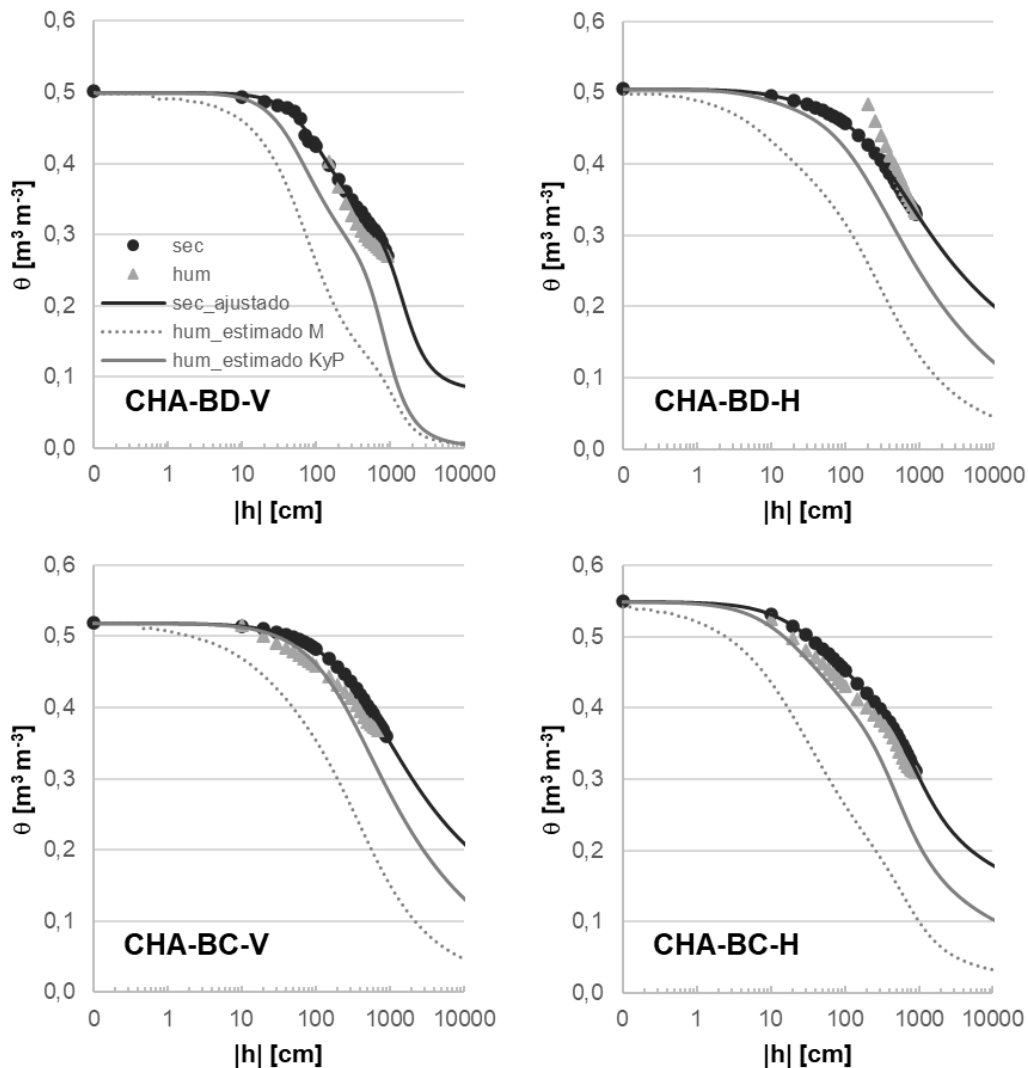


Figura 4.4. Curva de retención hídrica para los procesos de secado (sec) y humedecimiento (hum) para el sitio Chascomús (CHA) en los dos tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC) y en las dos direcciones de muestreo (V, vertical y H, horizontal). Las curvas de secado se ajustaron con el modelo de bimodalidad de van Genuchten (1980) y las curvas de humedecimiento se estimaron según los modelos de Mualem (1977) (M) y Kool y Parker (1987) (KyP).

En el sitio CHA para el tratamiento BD no se observó un comportamiento histerético marcado. Particularmente en las muestras tomadas en sentido horizontal se observó que a $|h| < 600$ cm los puntos obtenidos en la curva de humedecimiento fueron mayores a los puntos de la curva de secado contradiciendo lo que dicta el fundamento teórico del fenómeno. Esta particularidad observada pudo deberse a la presencia de aire entrampado que alteró la medición de los tensiómetros, ya que se observó que el aumento de θ no se correspondió con una disminución de h . De acuerdo con Bondí y Castellini (2022) la determinación de la curva de humedecimiento puede verse afectada por errores experimentales debido, por ejemplo, a la hidrofobicidad del suelo, presencia de aire entrampado y al hinchamiento o estallido de los agregados del suelo.

En el tratamiento BC la mayor diferencia de θ se observó a un $|h| = 100$ cm con un $\Delta\theta = 0,02 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. No se observaron diferencias entre las muestras verticales y horizontales. En general se observó una discrepancia importante entre lo observado y lo estimado por los modelos. El modelo de Kool y Parker (1987) se ajustó mejor a los puntos observados de la *scanning curve* obtenida. La relación utilizada entre los α fue de 1,74 como lo establece el modelo para suelos cohesivos (Likos et al., 2014). Analizando la expresión matemática del modelo de Mualem (ecuación 4.1) se observa que, según el modelo, el comportamiento histerético no depende del tipo de suelo ni del manejo, es decir que dos suelos que presenten la misma CRH de secado tendrán la misma CRH de humedecimiento y por lo tanto la histéresis será la misma. Esto representa una aplicabilidad muy limitada del modelo a diferentes tipos de suelo y condiciones. De los datos obtenidos en esta tesis se puede observar que la curva de secado, como única consideración, es insuficiente para predecir la de humedecimiento. Adicionalmente, el modelo no tuvo un buen desempeño al ajustar las *scanning curves* obtenidas en el proceso de humedecimiento.

En el sitio PER (Figura 4.5) las CRH de secado y humedecimiento mostraron un comportamiento histerético típico con un contenido volumétrico de agua a un h dado que fue siempre inferior para la curva de humedecimiento que para la de secado. Sin embargo, al igual que en CHA, en el tratamiento BD en las muestras tomadas en sentido horizontal se observó que a $|h| < 300$ cm los puntos obtenidos en la *scanning curve* de humedecimiento fueron mayores a los puntos de la curva de secado. Esta alteración en la lectura de los tensiómetros podría estar asociada a la configuración de poros de las muestras horizontales. Ya se había mencionado en el capítulo 2 la estructura laminar observada en PER, y si bien en CHA no se observó esta estructura en el campo, en el capítulo 3 se reportó una direccionalidad preferencial de K en saturación y en el rango cercano a saturación resultando mayor en las muestras horizontales.

En el tratamiento BC la mayor diferencia de θ se observó a un $|h|=40$ cm con un $\Delta\theta=0,08 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. En un suelo franco Konyai et al. (2006) reportaron un $\Delta\theta_{\text{máx}}=0,13 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ a un $h=18$ cm, aunque en su estudio consideraron el efecto de la salinidad.

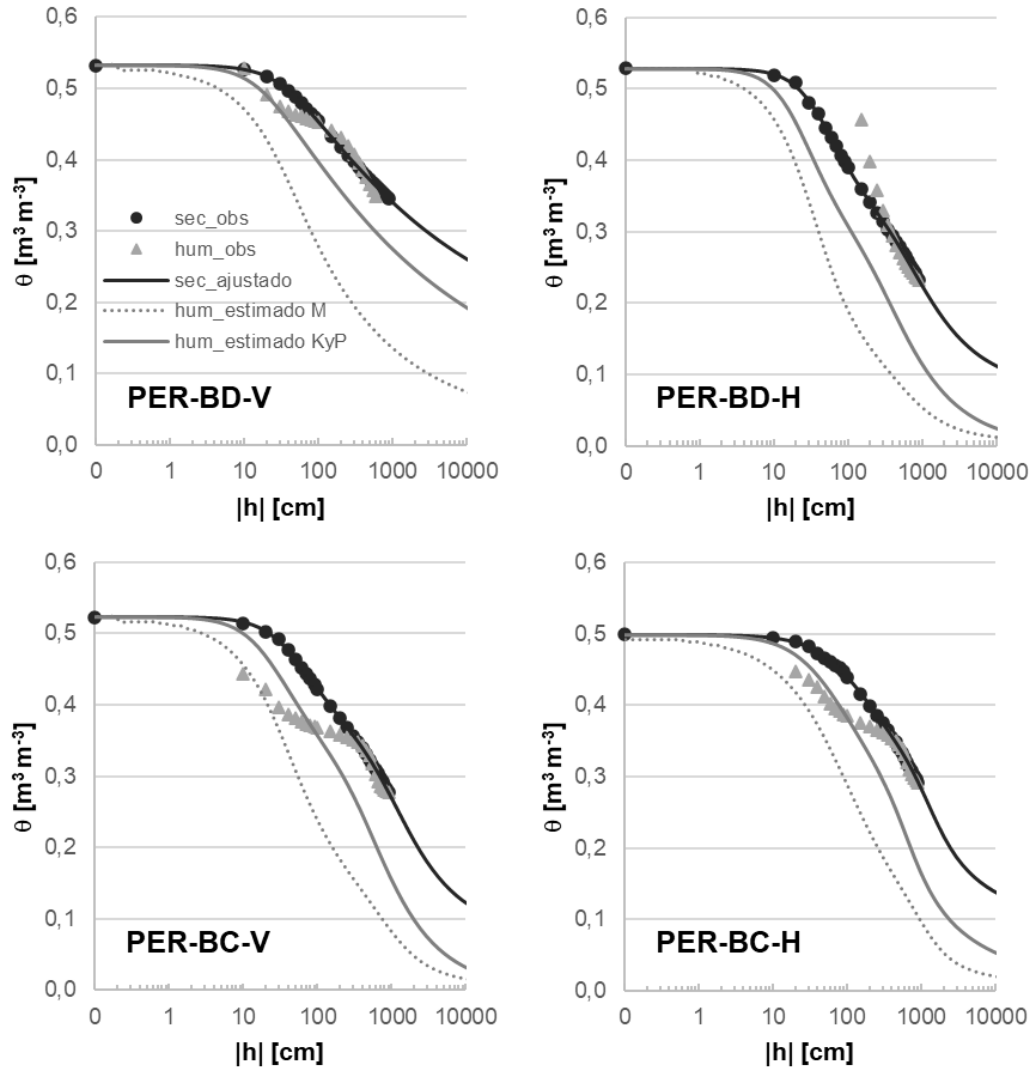


Figura 4.5. Curva de retención hídrica para los procesos de secado (sec) y humedecimiento (hum) para el sitio Pergamino (PER) en los dos tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC) y en las dos direcciones de muestreo (V, vertical y H, horizontal). Las curvas de secado se ajustaron con el modelo de bimodalidad de van Genuchten (1980) y las curvas de humedecimiento se estimaron según los modelos de Mualem (1977) (M) y Kool y Parker (1987) (KyP).

Respecto a la direccionalidad de la muestra, en el tratamiento BC, gráficamente se observó un menor comportamiento histerético en la muestra horizontal. La relación utilizada entre los α para la estimación de la curva de humedecimiento fue de 2,24 como lo establece el modelo para suelos de textura media (Likos et al., 2014). Al igual que en CHA las *scanning curves* obtenidas se ajustaron mejor al modelo de Kool y Parker en el tratamiento BD, sin embargo,

en el tratamiento BC fueron mejor representadas por el modelo de Mualem. Con la estimación de Kool y Parker las *scanning curves* obtenidas quedaron debajo de la curva de humedecimiento estimada. Esta diferencia de los modelos puede deberse a que son de diferente naturaleza, el de Mualem es un modelo con base analítica mientras que el modelo de Kool y Parker (1987), es un modelo empírico. Lamorski et al. (2017), evaluando distintos modelos de estimación de curvas, observaron una dependencia del modelo de Mualem con respecto a la textura, siendo los errores de estimación menores para los suelos con mayor contenido de arena (menor contenido de limo) que para los suelos de textura fina. Para el modelo de Kool y Parker no encontraron una dependencia con la textura. En todos los casos el comportamiento de los modelos fue muy deficiente, abriendo todo un campo exploratorio al respecto.

En la Figura 4.6 se muestran las CRH para el sitio VIL:

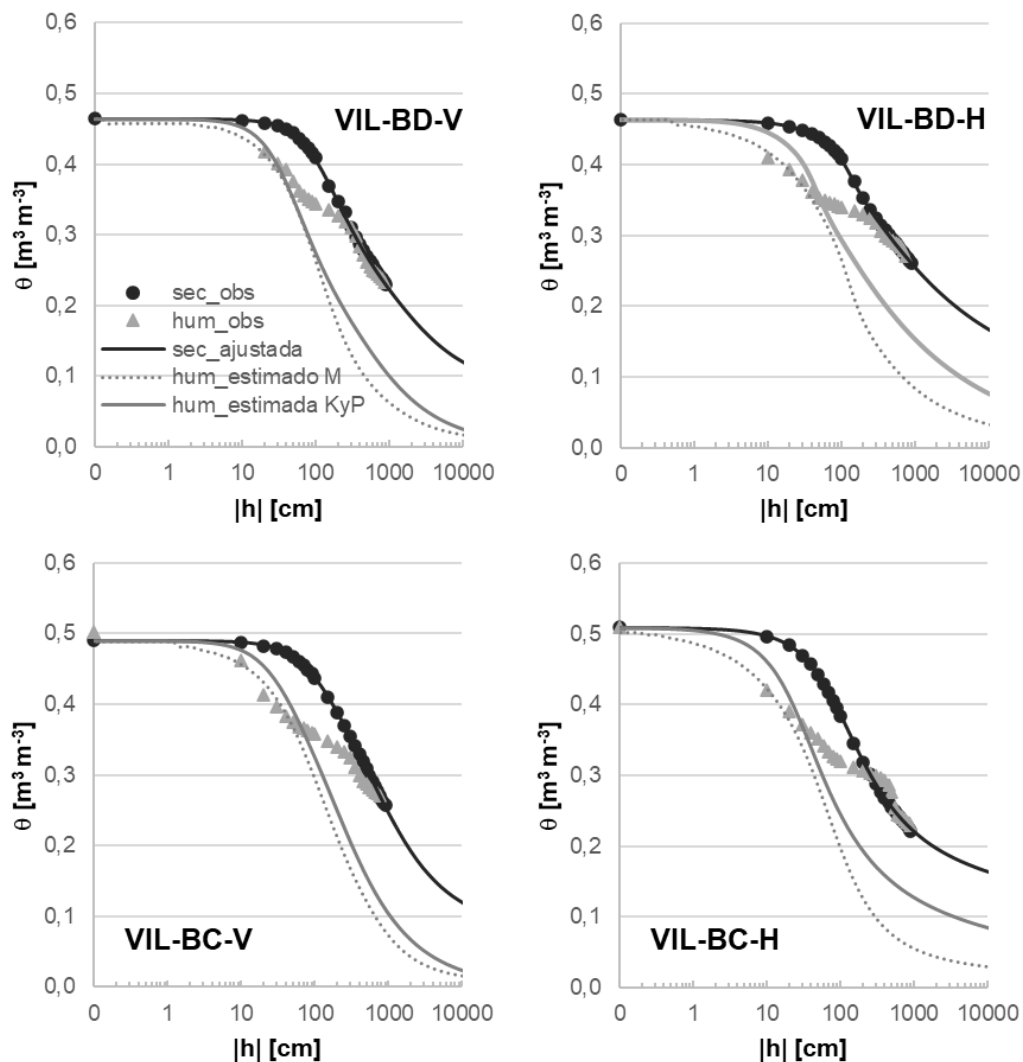


Figura 4.6. Curva de retención hídrica para los procesos de secado (sec) y humedecimiento (hum) para el sitio Gral. Villegas (VIL) en los dos tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC) y en las dos direcciones de muestreo (V,

vertical y H, horizontal). Las curvas de secado se ajustaron con el modelo de bimodalidad de van Genuchten (1980) y las curvas de humedecimiento se estimaron según los modelos de Mualem (1977) (M) y Kool y Parker (1987) (KyP).

En el tratamiento BD la mayor diferencia de θ se observó a un $|h|=70$ cm con un $\Delta\theta= 0,08 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. En el tratamiento BC la mayor diferencia de θ se observó a un $|h|=50$ cm con un $\Delta\theta= 0,10 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. Witkowska-Walczak (2006) reportó que las diferencias máximas de θ entre los procesos de secado y humedecimiento con el mismo potencial hídrico del suelo alcanzan alrededor de $0,15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. Bondí y Castellini (2022), estudiando un suelo franco arenoso también reportaron la máxima diferencia a un $|h|=50$ cm con un $\Delta\theta\approx 0,15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. Por otro lado, Konyai et al. (2006), para un suelo franco arenoso, también reportaron la máxima diferencia entre las curvas a un $|h|=50$ cm, aunque ésta fue menor ($\Delta\theta= 0,06 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$). Los modelos de Mualem y Kool y Parker estimaron curvas de humedecimiento más parecidas entre sí, respecto a las curvas observadas en PER y CHA y las *scanning curves* obtenidas fueron mejor representadas por el modelo de Mualem. En el modelo de Kool y Parker la relación utilizada entre los α fue de 3,14 como lo establece el modelo para suelos no cohesivos (Likos et al., 2014). Sin embargo, Bondí y Castellini (2022) reportaron una relación de 5,8 para un suelo franco arenoso. El suelo del sitio VIL es de textura franco arenosa por lo tanto, la utilización de una relación mayor a 3,14 podría mejorar el ajuste del modelo de Kool y Parker y adecuarse mejor a las *scanning curves* obtenidas.

Tanto para PER como para VIL el comportamiento de histéresis se observó desde la saturación hasta aproximadamente 100 cm de h, correspondiente a la macro y mesoporosidad. Kargas y Londra (2015) también encontraron las mayores diferencias entre las curvas de secado y humedecimiento en un rango parecido (20 a 150 cm de h) en un suelo franco bajo SD. Rudyanto et al. (2013) reportaron que el comportamiento histerético distintivo ocurre para el agua retenida en los poros interagregados, que se representan por la primera parte de la curva bimodal de retención de agua en el rango cercano a la saturación.

Al igual que en el capítulo 3, se determinó la capacidad del suelo para entregar agua en distintos estados energéticos. En esta instancia se incorporaron al análisis los procesos de secado y humedecimiento del suelo. También se analizó la DVPO correspondiente al asociar el estado energético a un diámetro equivalente de poro. En la Figura 4.7 se muestran las curvas de capacidad específica del suelo para todos los sitios en el tratamiento BC que fue donde se observó con mayor claridad el fenómeno de histéresis. El rango de h mostrado es de 0 a 900 cm, debido a que la curva de humedecimiento obtenida representa una *scanning curve*, es decir, una curva intermedia que se obtuvo a partir del último punto de la CRH de secado obtenida. Este punto correspondía a $|h|=900$ cm, que era la tensión más alta que podía alcanzarse con el método de medición. Coincidiendo con lo discutido en el capítulo 3, en las curvas de

secado se observó una distribución bimodal para el sitio CHA, y una distribución unimodal para los sitios PER y VIL. También se observaron diferentes curvas en el proceso de humedecimiento correspondiente con el grado de histéresis observado en cada sitio.

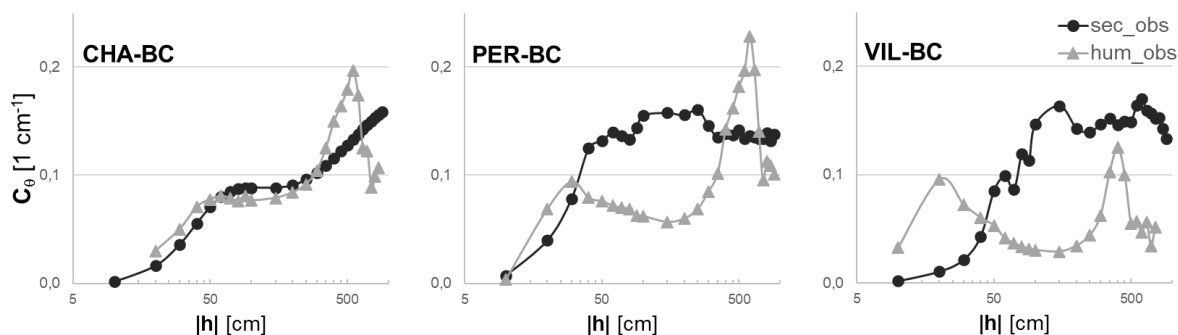


Figura 4.7. Curvas de capacidad específica del suelo (C_{θ}) para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL) en el tratamiento con cultivo de cobertura para los puntos observados de los procesos de secado (sec_obs) y humedecimiento (hum_obs).

Al analizar el factor C_{θ} se observa que en los dos procesos hidrológicos a los que puede estar sometido el suelo, éste va a tener diferente capacidad para entregar agua dependiendo de su estado energético. En el sitio CHA, las curvas de capacidad específica de secado y humedecimiento fueron similares lo que es consecuente con el poco grado de histéresis observado en las CRH. En los sitios PER y VIL se observó una diferencia entre las curvas de secado y humedecimiento. En este último proceso el suelo aumentó su capacidad para entregar agua en un estado energético bajo y disminuyó su capacidad en el rango medio, estado energético en el que se observó el pico de durante el proceso de secado. La mayor capacidad de entregar agua en un estado energético bajo fue más notoria en el sitio VIL, consecuentemente con el mayor grado de histéresis observado en las CRH. Al asociar los diferentes estados energéticos a un diámetro equivalente de poro se puede deducir que la clase de poros activos del suelo son diferentes en los dos procesos involucrando poros más grandes durante el humedecimiento. Estos resultados concuerdan con lo reportado por Bondí y Castellini (2022) que al comparar las funciones de distribución del volumen de poros reportaron que el proceso de humedecimiento implica poros mayores y más heterogéneos. Esto puede ser explicado por el efecto del cuello de botella ya que los poros de menor diámetro son los que controlan el proceso de secado, mientras que los poros más grandes controlan el proceso de humedecimiento.

En la Tabla 4.1 se muestran los valores del índice de histéresis H calculado según la ecuación 4.9 para los distintos sitios, tratamientos y direcciones.

Tabla 4.1. Valores de grado de histéresis (H) y tensión a la que se observó la máxima diferencia entre las curvas de secado y humedecimiento ($h_{m\acute{a}x}$) para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL), tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC) y direcciones de muestreo (V, vertical y H, horizontal). Las letras mayúsculas indican diferencias significativas entre sitios de estudio (LSD, $p < 0,05$). Las letras minúsculas indican diferencias significativas entre tratamiento x dirección particionado por sitios (LSD, $p < 0,05$).

Sitio	Tratamiento	Dirección	H [-]		$h_{m\acute{a}x}$ [cm]	
CHA	BD	V	0,06	A	a	650
		H	0,02		a	
	BC	V	0,05		a	100
		H	0,04		a	
PER	BD	V	0,05	B	a	350
		H	0,02		a	
	BC	V	0,19		b	40
		H	0,16		b	
VIL	BD	V	0,14	C	a	70
		H	0,13		a	
	BC	V	0,28		b	50
		H	0,23		b	

Los valores obtenidos se encontraron en el rango de 0,02 a 0,28. Rafrat et al. (2016) reportaron un valor máximo de 0,46 para un suelo arcilloso. El resultado del ANOVA indica que existió un efecto del factor sitio para la variable H. El orden fue el siguiente: CHA<PER<VIL ($p < 0,05$). Estos resultados estadísticos comprueban lo que se observó gráficamente en las CRH. El comportamiento histerético fue mayor en los suelos de textura más gruesa. Esto concuerda con Witkowska-Walczak (2006) que, analizando muestras de suelo reempaquetadas con agregados de 3 a 5 mm, reportó un mayor grado de histéresis en un suelo franco respecto a un suelo arcilloso limoso. Particionando el análisis por sitio, se observó una interacción de los factores tratamiento y dirección. Respecto a la direccionalidad de las muestras, los valores del grado de histéresis reflejaron lo observado gráficamente. Los menores valores de H se obtuvieron en las muestras horizontales para el tratamiento BD en CHA y PER. Sin embargo, estas diferencias respecto a los valores verticales no fueron estadísticamente significativas ($p < 0,05$). Esta falta de diferencias entre las muestras verticales y horizontales fue general para todos los sitios y tratamientos. Respecto al efecto de la incorporación del CC se observaron diferencias significativas en los sitios PER y VIL donde los valores de H para el tratamiento BC fueron mayores respecto al tratamiento BD ($p < 0,05$). Estos resultados indican que el fenómeno de histéresis puede ser afectado por prácticas de manejo que afecten la estructura y funcionalidad del sistema poroso (Ball y Robertson, 1994). Bondí y

Castellini (2022) estudiando los efectos de enmiendas de compost en la CFS, reportaron que, al aumentar el contenido de compost, aumentó el comportamiento histerético, lo que significa una mayor entrada de agua en el suelo durante un proceso de humedecimiento o, en otras palabras, que se favorece la redistribución.

4.4.2. Curvas de retención hídrica *in situ* para el sitio Chascomús

La Figura 4.8 muestra la CRH obtenida a partir de pares de valores de θ y h obtenidos con sensores a campo para el tratamiento BD durante el ciclo de crecimiento del CC (8 de agosto al 10 de noviembre) en los primeros 10 cm del suelo. Durante el ciclo del CC los valores de θ del tratamiento BD oscilaron entre 0,35 y 0,45 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$, por lo que la respectiva CRH está limitada a este rango. El rango de tensión registrado fue de 1 cm a 600 cm. Los datos empezaron a analizarse luego de una precipitación ocurrida el 8 de agosto que dejó al suelo en estado saturado. A partir del consecuente periodo de secado (8 de agosto -1 de septiembre) se obtuvo una primera sección de la curva (S1). El 1 de septiembre se produjo una precipitación de 50 mm que permitió la recarga del perfil, generando un segundo tramo de curva de humedecimiento (H1) llegando al mismo estado de saturación en un lapso de 40 horas. Después del periodo de humedecimiento la siguiente curva de secado (S2) siguió la forma de la primera curva de secado (S1). Las siguientes curvas de humedecimiento y secado (H2, S3, H3 y S4) configuradas a partir de precipitaciones ocurridas el 30 de septiembre y el 23 de octubre (10 mm y 40 mm respectivamente, que no llevaron al suelo a un estado de saturación) continuaron la misma forma de las curvas generadas en los primeros procesos de secado y humedecimiento.

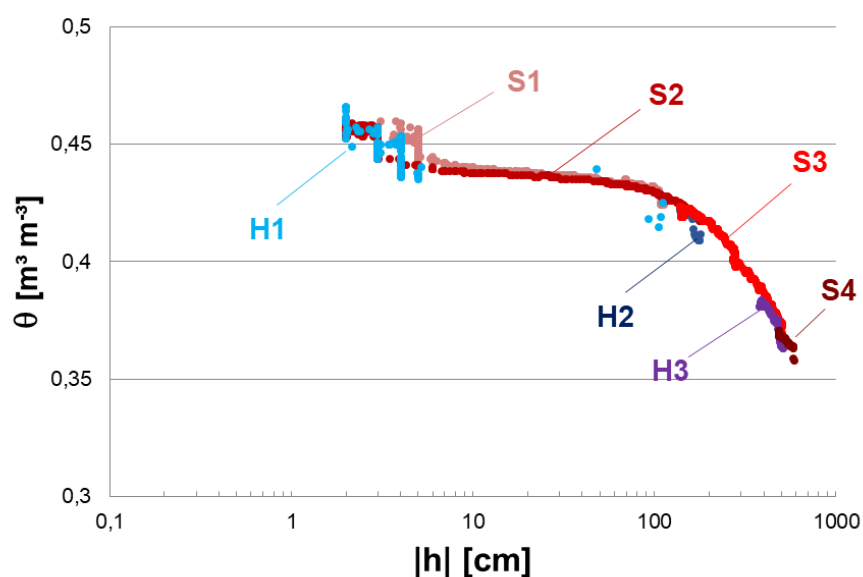


Figura 4.8. Curva de retención hídrica obtenida a campo para el sitio Chascomús en el tratamiento sin cultivo de cobertura diferenciando distintos ciclos de secado y humedecimiento (S y H, respectivamente).

Los puntos correspondientes al proceso de humedecimiento pueden observarse ligeramente por debajo de aquellos correspondientes al secado, manifestando el fenómeno de histéresis. Como también se observó en las determinaciones en laboratorio el comportamiento histerético no fue muy marcado, observando una máxima diferencia de $\theta=0,015 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ a un h de 100 cm ($\Delta\theta_{\text{máx.}}= 0,02 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ a un $h=100 \text{ cm}$ según determinaciones en laboratorio). Esto contradice lo reportado por Likos et al. (2014) que comunicaron que es probable que la infiltración sobre el terreno dé lugar a una histéresis mayor que la observada en los ensayos de laboratorio. Esto es debido a que el humedecimiento resultante del proceso de infiltración en el campo se caracteriza por una secuencia diferente de llenado de poros y potencialmente podría dar lugar a diferencias en la cantidad de aire atrapado. Basile et al. (2003) también enfatizaron la idea de que diferentes técnicas de medición que configuren diferentes condiciones iniciales y de contorno pueden dar lugar a diferentes curvas de histéresis. Por lo tanto, el comportamiento hidráulico que se mide realmente depende de la técnica utilizada, en lugar de ser un atributo intrínseco de los suelos.

La Figura 4.9 muestra la CRH obtenida a partir de valores emparejados de θ y h para el tratamiento BC durante el ciclo del CC (8 de agosto al 10 de noviembre). Comparado con el tratamiento BD el rango de θ fue más amplio de $0,15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ a $0,45 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ y el correspondiente rango de tensión también (1 cm - 10000 cm). Este mayor rango de variación tiene sentido por el mayor consumo de agua por parte del CC.

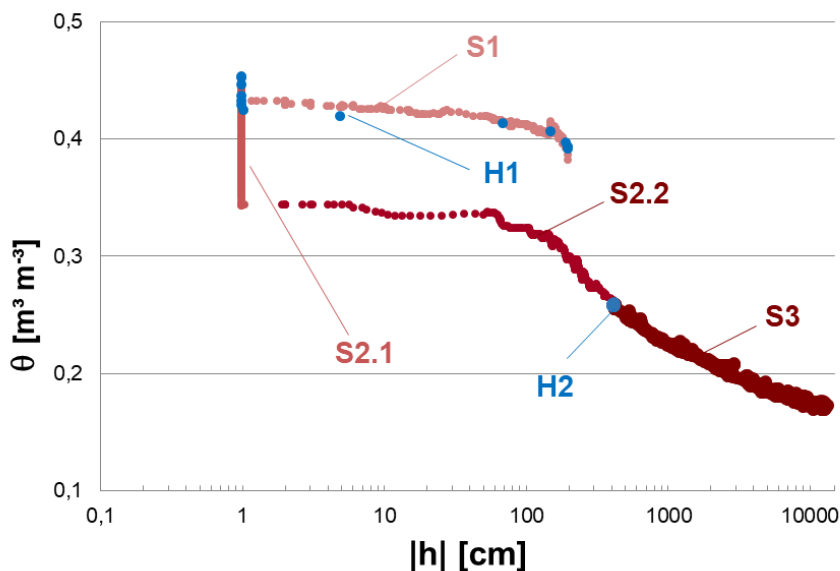


Figura 4.9. Curva de retención hídrica obtenida a campo para el sitio Chascomús en el tratamiento con cultivo de cobertura diferenciando distintos ciclos de secado y humedecimiento (S y H, respectivamente).

Al analizar la forma de esta curva, se puede observar un comportamiento diferente en comparación con la CRH del tratamiento BD. La precipitación ocurrida el 8 de agosto también generó la saturación del suelo. A partir de este estado ocurrió un período de secado (S1) y luego de la precipitación registrada el 1 de septiembre se llegó nuevamente a un estado de saturación (H1) como ocurrió en el tratamiento BD, pero a diferencia de este ocurrió en un lapso menor (12 horas). Estos resultados a campo se pueden atribuir a lo reportado en el capítulo 2, donde en el sitio CHA el tratamiento BC había mostrado mayores valores de conductividad hidráulica saturada respecto al tratamiento BD. Seguidamente a la saturación del suelo comenzó un periodo de 17 días en el que se observó una disminución de θ sin observar cambios en el potencial mátrico (S2.1). Este fenómeno podría estar relacionado con la precisión del sensor de potencial mátrico en el rango cercano a saturación o la presencia de aire entrampado. A partir de esa fecha, el perfil continuó secándose y se obtuvo una CRH diferente (S2.2) a la observada en el primer período de secado S1.

El comportamiento histerético no fue muy marcado, resultando casi nulo. Las diferentes curvas observadas (S1 y S2.2) reflejan que la porosidad tiene una dinámica temporal y se ve afectada ante cambios inducidos por el manejo, como es en este caso la incorporación de CC. Es decir, si analizamos un mismo estado energético del suelo, por ejemplo 10 cm de h, podemos encontrar dos θ , $0,34 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ y $0,43 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, para las curvas S2.2 y S.1, respectivamente. Las diferencias observadas en las curvas no se pueden atribuir al fenómeno de histéresis ya que son dos curvas de secado y no podría ser una *scanning curve* de secado ya que se encuentra por debajo de la curva de humedecimiento obtenida (H1). Una posible explicación es la presencia del CC que en S2.2 estaba más desarrollado que en el período S1. El efecto de oclusión de poros por las raíces reportado por Bodner et al. (2014) podría explicar estas diferentes CRH observadas como se hizo mención en el capítulo 2. Hannes et al. (2016) también reportaron diferentes curvas de secado en el mismo lote en dos condiciones distintas de cultivo, una con el suelo desnudo y otra con un cultivo de cebada. También encontraron condiciones extremadamente secas para el período con el suelo desnudo. De esta manera concluyeron que los efectos de enraizamiento de los diferentes cultivos o los efectos del periodo de sequía pueden haber afectado a la estructura del suelo y con ello a las propiedades hidráulicas.

En ambos tratamientos se alcanzó un menor estado de saturación respecto al obtenido en laboratorio ($0,45 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ vs $0,50 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) coincidiendo con lo reportado por Basile et al. (2003) que comparando propiedades hidráulicas medidas en laboratorio y sobre el terreno encontraron una tendencia a que los valores de retención de agua sean más elevados para las curvas de laboratorio. Yu et al. (2021) también reportaron una diferencia entre los valores obtenidos en laboratorio y a campo siendo 10% mayor el obtenido en laboratorio. Esto puede

atribuirse a que el proceso de saturación en laboratorio fue lento, desde el fondo de la muestra, evitando de esta manera que quede aire entrampado.

4.4.3. Redistribución de agua del suelo

En la Tabla 4.2 se muestran los valores del tiempo de redistribución (tRed) calculado para los distintos sitios, tratamientos y direcciones de muestreo sobre muestras no disturbadas. Los valores se encuentran en el mismo rango que los valores reportados por Vachaud y Tony (1971) que encontraron que una muestra de arena de 71,5 cm de altura luego de una infiltración tardó 25 horas en equilibrarse (21 min cm de suelo⁻¹) y alcanzar el mismo θ en toda la muestra. Kargas et al. (2021), a través de un análisis simulado reportaron que el tiempo de redistribución en una muestra de arena fue de 25 min cuando no se consideró la histéresis y de 75 min cuando fue considerada. A diferencia de estos experimentos, la redistribución analizada en esta tesis ocurrió después de un proceso de evaporación, por lo tanto, la muestra se encontraba en un rango de saturación media (0,25 a 0,35 m³ m⁻³ dependiendo del tipo de suelo).

Tabla 4.2. Valores de tiempo de redistribución (tRed) para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER y Gral. Villegas, VIL), tratamientos (sin cobertura, BD; con cobertura, BC) y dirección de muestreo (vertical, V; horizontal, H). Las letras minúsculas indican diferencias significativas entre tratamiento x dirección particionado por sitio (LSD, p<0,05).

Sitio	Tratamiento	Dirección	tRed	
			[min cm suelo ⁻¹]	
CHA	BD	V	38	a
		H	59	a b
	BC	V	70	b
		H	70	b
PER	BD	V	38	a
		H	30	a
	BC	V	98	b
		H	146	b
VIL	BD	V	46	a
		H	74	a b
	BC	V	41	a
		H	106	b

El resultado del ANOVA señala que existió una interacción de los factores tratamiento y dirección, particionando por sitio. En CHA y PER no se observaron diferencias entre las direcciones de muestreo para cada tratamiento, pero sí se observó una diferencia entre tratamientos en el sentido vertical, resultando el valor de tRed mayor en BC respecto a BD. Esto indica que la incorporación del CC generó un proceso más lento de redistribución. Estos resultados coinciden con lo reportado en el capítulo 3 donde se encontró que la K medida a 900 cm

de tensión fue menor en el tratamiento BC para los sitios CHA y PER. Es importante aclarar igualmente que la K medida en el capítulo 3 fue realizada a través del método de evaporación, resultando por lo tanto en una K de secado. Como se mencionó anteriormente en el proceso de redistribución ocurren simultáneamente el secado y el humedecimiento de distintas partes de la muestra. En el sitio VIL no se observó efecto del CC, pero en el tratamiento BC se observaron diferencias entre la muestra vertical y horizontal, resultando el valor de t_{Red} mayor en la muestra horizontal. También se observó un comportamiento similar al observado en el capítulo 3 donde se encontró un comportamiento anisotrópico de K_{900} con menores valores en el sentido horizontal.

A partir del análisis de los resultados de correlación se observó que la variable t_{Red} se correlacionó positivamente con el grado de histéresis en todos los sitios estudiados (coeficiente de 0,37 y $p < 0,05$). Este resultado concuerda con Youngs (1958), Dane y Wierenga, (1975) y van Dam et al. (1996) que demostraron que la redistribución del agua es retardada por el efecto de histéresis. Elmaloglou y Diamantopoulos (2009), estudiando el efecto de la histéresis en la redistribución de la humedad del suelo con diferentes sistemas de riego reportaron que la histéresis reduce significativamente las pérdidas de agua bajo la zona radical y retrasa fuertemente el proceso de drenaje. Esto puede tener importancia para la disponibilidad de agua a través de la absorción por las raíces de las plantas. También reportaron que, para la misma tasa de descarga de agua, la reducción de las pérdidas de agua es mayor en los suelos de textura más gruesa que en suelos de textura más fina. Kargas et al. (2021) confirmaron que la inclusión de histéresis provoca un gran retraso en el proceso de redistribución y, en consecuencia, a la pérdida del agua del suelo de la zona radical del suelo donde estaba originalmente almacenada. Zhuang et al. (2017) reportaron que el grado de redistribución del agua disminuía cuando la saturación inicial de agua en la sección seca era mayor, es decir para diferencias menores de saturación entre las secciones húmeda y seca. Como se mencionó anteriormente la variable t_{Red} calculada caracteriza el proceso de redistribución en un rango de saturación media correspondiente a una tensión aproximada de 900 cm. Son necesarios futuros ensayos que determinen este proceso en diferentes estados energéticos del suelo que se corresponden con distintos rangos de saturación.

4.5. Conclusiones

Hipótesis i: La inclusión de CC modifica el fenómeno de histéresis de la CRH del suelo.

En base a los resultados no se rechaza la hipótesis i ya que la inclusión de CC aumenta el fenómeno de histéresis de la CRH especialmente en suelos de textura gruesa;

Hipótesis ii: El fenómeno de histéresis puede ser analizado a través de CRH obtenidas in situ

De acuerdo con los resultados obtenidos no se rechaza la hipótesis ii dado que la información obtenida directamente a campo permite el estudio del fenómeno de histéresis a través de CRH obtenidas in situ;

Hipótesis iii: La redistribución del agua en el suelo es retardada por el efecto de histéresis.

En base a los resultados obtenidos no se rechaza la hipótesis iii dado que los suelos con mayor grado de histéresis presentan un retardo en la redistribución del agua.

Capítulo 5 . CONSIDERACIONES FINALES

En esta tesis se evaluó el efecto de los cultivos de cobertura, en comparación con un barbecho desnudo, sobre las propiedades físicas y la configuración del sistema poroso del suelo que determinan la entrada, retención y redistribución del agua en tres sitios con diferentes texturas de la Región Pampeana bajo siembra directa. En Chascomús se evaluó el efecto de 3 años de CC en un Argiudol abrupto franco, en Pergamino se evaluó el efecto de 10 años de CC en un Argiudol típico franco limoso y en el sitio Gral. Villegas se evaluó el efecto de 16 años de CC en un Hapludol típico de textura franco arenosa.

Los principales hallazgos de la tesis fueron que el impacto de los CC se evidencia con mayor claridad en los indicadores dinámicos de calidad física del suelo y que para el estudio de las propiedades hidráulicas es fundamental analizar si existe un comportamiento direccional preferencial. La atención sobre este fenómeno es crucial especialmente en suelos degradados donde el sistema poroso se ve alterado no solo en volumen sino en su conexión. De esta manera la medición en laboratorio sobre muestras tomadas en dos direcciones permite incorporar este nivel de análisis. Los resultados mostraron que la inclusión del CC revirtió el comportamiento anisótropo en el rango saturado y no saturado en un suelo de textura franca. Sin embargo, en un suelo de textura franco arenosa aumentó la direccionalidad preferencial en el sentido vertical. Lo que abre todo un campo de estudio de la relación entre la textura y el efecto de los CC sobre la direccionalidad preferencial de las propiedades hidráulicas, como así también del efecto de las distintas arquitecturas de las raíces.

A partir del método de evaporación simplificado y de la parametrización bimodal de la curva de retención hídrica se pudieron estimar volúmenes de poros asociados con la aireación y drenaje, reflejado en la porosidad estructural, y el almacenamiento de agua y nutrientes disponibles para las plantas reflejado en la porosidad de la matriz. Se encontró una distribución de poros diferente de acuerdo con el sitio. En el suelo de textura franca se observó una distribución bimodal. En los suelos de textura franco limosa y franco arenosa los dominios de los poros de la matriz y los poros estructurales se encontraron solapados. Estos resultados indican que en suelos de textura más gruesa estos dominios tienden a estar más cercanos, respecto a los suelos de textura media, caracterizándose de esta manera como suelos con una distribución con una tendencia hacia la unimodalidad. Solo se evidenció un efecto de la inclusión de los CC en el suelo franco arenoso generando el aumento de la porosidad estructural. Cabe destacar que esta caracterización de la porosidad apunta a describir la funcionalidad de los poros y no tanto a su clasificación por tamaño ni origen. A partir de las curvas de capacidad específica se concluyó que la incorporación de CC mejora el estado energético del suelo permitiendo la disponibilidad de agua con una menor tensión. La importancia de estudiar la retención de agua en el suelo desde un

enfoque energético radica en que el mecanismo por el que las raíces captan agua del suelo es justamente generar un diferencial de tensión. Futuros ensayos que incorporen este concepto y que metodológicamente analicen el continuo suelo-planta-atmósfera pueden arrojar una mayor claridad sobre la dinámica del agua con el objetivo de hacer un uso más eficiente de este recurso.

Al estudiar el fenómeno de histéresis los resultados generales observados indican que no es despreciable y debe tenerse en cuenta sobre todo al analizar el proceso de redistribución de agua en el suelo donde se suceden procesos de secado y humedecimiento simultáneos. En esta tesis se concluye que la inclusión de CC aumenta el fenómeno de histéresis de la CRH siendo más evidente en suelos de textura gruesa. Al influir en el movimiento de agua en el suelo se encontró que la inclusión de CC produce un retardo en la redistribución de agua en el suelo. En un contexto con alta variabilidad en la disponibilidad de agua, esta práctica permitiría que el agua se mantenga más tiempo disponible en el suelo que circundan las raíces. En un suelo histerético la diferencia de potencial que debe existir para que el suelo entregue agua es menor cuando el suelo está en un proceso de humedecimiento que cuando está en uno de secado. Al asociar los diferentes estados energéticos a un diámetro equivalente de poro se observó que la clase de poros activos del suelo es diferente en los dos procesos involucrando poros más grandes durante el humedecimiento. El setup de laboratorio desarrollado para cuantificar la histéresis y la redistribución del agua en el suelo es novedoso y arrojó resultados contundentes siendo uno de los puntos más destacables de la tesis. Particularmente en esta tesis se evaluó la redistribución luego de un proceso de secado. En la bibliografía es más común encontrar el estudio de este proceso luego de una infiltración. Con el dispositivo de medición propuesto se podría analizar este proceso en diferentes rangos de saturación. De la misma manera puede ser replicado para distintos objetivos de investigación y desde distintos objetivos teóricos y prácticos en el ámbito agropecuario, abriendo todo un campo de estudio. Finalmente, a partir de los resultados obtenidos a campo se evidencia que el espacio poroso se reconfigura continuamente. Su monitoreo diario es una herramienta valiosa para entender como los procesos de estructuración del suelo como el secado y el humedecimiento y los distintos manejos (como la inclusión de CC) modifican la configuración del mismo y por lo tanto su comportamiento hidráulico.

Las conclusiones de esta tesis permiten evidenciar que la anisotropía y la histéresis son fenómenos fundamentales para comprender la dinámica y el movimiento de agua en el suelo. El abordaje de estos fenómenos puede resultar en insumos necesarios para la aplicación y mejora de modelos de simulación de amplia difusión y utilización en el presente. A su vez, la complementación con información proveniente de sensores a campo, sensores remotos e imágenes satelitales es indispensable si se pretende extender el estudio de esta temática con una escala regional y global.

REFERENCIAS

- AAPRESID. (2019). Informe de evolución de Siembra Directa en Argentina. Campaña 2018/19. <https://www.aapresid.org.ar/blog/evolucion-de-siembra-directa-en-argentina-campana-2018-19/> (Accessed June 2020). <https://www.aapresid.org.ar/wp-content/uploads/2019/11/informe-ESSD-Aapresid-BC-comp.pdf>
- Abdollahi, L., Munkholm, L. J., y Garbout, A. (2014). Tillage System and Cover Crop Effects on Soil Quality: II. Pore Characteristics. *Soil Science Society of America Journal*, 78(1), 271–279. <https://doi.org/10.2136/sssaj2013.07.0302>
- Adetunji, A. T., Ncube, B., Mulidzi, R., y Lewu, F. B. (2020). Management impact and benefit of cover crops on soil quality: A review. *Soil and Tillage Research*, 204(May 2019), 104717. <https://doi.org/10.1016/j.still.2020.104717>
- AGROVOC. (2023). AGROVOC Multilingual Thesaurus. Food and Agriculture Organization of the United Nations. Disponible en: https://agrovoc.fao.org/browse/agrovoc/en/page/c_1936.
- Alagna, V., Iovino, M., Bagarello, V., Mataix-Solera, J., y Lichner, L. (2017). Application of minidisk infiltrometer to estimate water repellency in Mediterranean pine forest soils. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 65(3), 254–263. <https://doi.org/10.1515/johh-2017-0009>
- Alfonso, C., Barbieri, P. A., Hernández, M. D., Lewczuk, N. A., Martínez, J. P., Echarte, M. M., y Echarte, L. (2020). Water productivity in soybean following a cover crop in a humid environment. *Agricultural Water Management*, 232(May 2019), 106045. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2020.106045>
- Alvarez, C. R., Taboada, M. A., Gutierrez Boem, F. H., Bono, A., Fernandez, P. L., y Prystupa, P. (2009). Topsoil Properties as Affected by Tillage Systems in the Rolling Pampa Region of Argentina. *Soil Science Society of America Journal*, 73(4), 1242–1250. <https://doi.org/10.2136/sssaj2008.0246>
- Alvarez, R., y Steinbach, H. S. (2009). A review of the effects of tillage systems on some soil physical properties, water content, nitrate availability and crops yield in the Argentine Pampas. *Soil and Tillage Research*, 104(1), 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.still.2009.02.005>
- Alvarez, C. R., Taboada, M. A., Perelman, S. y Morrás, H. J. M. (2014). Topsoil structure in no-tilled soils in the Rolling Pampa, Argentina. *Soil Research*, 52(6), 533-542. <https://doi.org/10.1071/SR13281>
- Alvarez, R., Steinbach, H. S., y De Paepe, J. L. (2017). Cover crop effects on soils and subsequent crops in the pampas: A meta-analysis. *Soil and Tillage Research*, 170, 53–65. <https://doi.org/10.1016/j.still.2017.03.005>
- Amarasingha, R. P. R. K., Suriyagoda, L. D. B., Marambe, B., Rathnayake, W. M. U. K., Gaydon, D. S., Galagedara, L. W., Punyawardena, R., Silva, G. L. L. P., Nidumolu, U., y Howden, M. (2017). Improving water productivity in

- moisture-limited rice-based cropping systems through incorporation of maize and mungbean: A modelling approach. *Agricultural Water Management*, 189, 111–122. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2017.05.002>
- Angulo-Jaramillo, R., Vandervaere, J. P., Roulier, S., Thony, J. L., Gaudet, J. P., y Vauclin, M. (2000). Field measurement of soil surface hydraulic properties by disc and ring infiltrometers. A review and recent developments. *Soil and Tillage Research*, 55(1–2), 1–29. [https://doi.org/10.1016/S0167-1987\(00\)00098-2](https://doi.org/10.1016/S0167-1987(00)00098-2)
- Ankeny, M. D., Ahmed, M., Kaspar, T. C., y Horton, R. (1991). Simple field method for determining unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Science Society of America Journal*, 55(2), 467. <https://doi.org/10.2136/sssaj1991.03615995005500020028x>
- Araya, S. N., Mitchell, J., Hopmans, J., y Ghezzehei, T. A. (2021). Long-term impact of cover crop and reduced disturbance tillage on soil pore size and soil water storage. *SOIL Discussions*, June, 1–40. <https://doi.org/10.5194/soil-2021-41>
- Arya, L. M., Farrell, D. A., y Blake, G. R. (1975). Field Study of Soil Water Depletion Patterns in Presence of Growing Soybean Roots - 1. Determination of Hydraulic Properties of the Soil. *Proc Soil Sci Soc Am*, 39(3), 424–430. <https://doi.org/10.2136/sssaj1975.03615995003900030021x>
- Asgarzadeh, H., Mosaddeghi, M. R., Mahboubi, A. A., Nosrati, A., y Dexter, A. R. (2010). Soil water availability for plants as quantified by conventional available water, least limiting water range and integral water capacity. *Plant and Soil*, 335(1), 229–244. <https://doi.org/10.1007/s11104-010-0410-6>
- Assouline, S., y Or, D. (2006). Anisotropy factor of saturated and unsaturated soils. *Water Resources Research*, 42(12), 1–11. <https://doi.org/10.1029/2006WR005001>
- Assouline, S., Russo, D., Silber, A., y Or, D. (2015). Balancing water scarcity and quality for sustainable irrigated agriculture. *Water Resources Research*, 51, 3419–3436. <https://doi.org/10.1002/2015WR017071>
- Ayers, H. D. (1957). The effect of crop cover on the infiltration characteristics of Guelph loam soil. *Canadian Journal of Soil Science*, 37(2), 128–133.
- Bacq-Labreuil, A., Crawford, J., Mooney, S. J., Neal, A. L., y Ritz, K. (2019). Cover crop species have contrasting influence upon soil structural genesis and microbial community phenotype. *Scientific Reports*, 9(1). <https://doi.org/10.1038/s41598-019-43937-6>
- Bagarello, V., Iovino, M., Palazzolo, E., Panno, M., y Reynolds, W. D. (2006). Field and laboratory approaches for determining sodicity effects on saturated soil hydraulic conductivity. *Geoderma*, 130(1–2), 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2005.01.004>

- Ball, B. C., y Robertson, E. A. G. (1994). Effects of soil water hysteresis and the direction of sampling on aeration and pore function in relation to soil compaction and tillage. *Soil and Tillage Research*, 32(1), 51–60. [https://doi.org/10.1016/0167-1987\(94\)90032-9](https://doi.org/10.1016/0167-1987(94)90032-9)
- Barker, J. B., Heeren, D. M., Koehler-Cole, K., Shapiro, C. A., Blanco-Canqui, H., Elmore, R. W., Proctor, C. A., Irmak, S., Francis, C. A., Shaver, T. M., y Mohammed, A. T. (2018). Cover crops have negligible impact on soil water in Nebraska Maize–Soybean rotation. *Agronomy Journal*, 110(5), 1718–1730. <https://doi.org/10.2134/agronj2017.12.0739>
- Basak, P. (1972). Soil structure and its effect on hydraulic conductivity. *Soil Science*, 114, 417–422.
- Basche, A., y DeLonge, M. (2017). The impact of continuous living cover on soil hydrologic properties: A meta-analysis. *Soil Science Society of America Journal*, 81(5), 1179–1190. <https://doi.org/10.2136/sssaj2017.03.0077>
- Basile, A., Ciollaro, G., y Coppola, A. (2003). Hysteresis in soil water characteristics as a key to interpreting comparisons of laboratory and field measured hydraulic properties. *Water Resources Research*, 39(12), 1–12. <https://doi.org/10.1029/2003WR002432>
- Bathke, G. R., y Cassel, D. K. (1991). Anisotropic Variation of Profile Characteristics and Saturated Hydraulic Conductivity in an Ultisol Landscape. *Soil Science Society of America Journal*, 55(2), 333. <https://doi.org/10.2136/sssaj1991.03615995005500020005x>
- Bear, J. (1972). *Dynamics of Fluids in Porous Media* (Elsevier).
- Beck-Broichsitter, S., Fleige, H., Dusek, J., y Gerke, H. H. (2020a). Anisotropy of unsaturated hydraulic properties of compacted mineral capping systems seven years after construction. *Soil and Tillage Research*, 204(July). <https://doi.org/10.1016/j.still.2020.104702>
- Beck-Broichsitter, S., Gerke, H. H., Leue, M., von Jeetze, P. J., y Horn, R. (2020b). Anisotropy of unsaturated soil hydraulic properties of eroded Luvisol after conversion to hayfield comparing alfalfa and grass plots. *Soil and Tillage Research*, 198(December 2019), 104553. <https://doi.org/10.1016/j.still.2019.104553>
- Behrends Kraemer, F. (2015). Influencia de la granulometría y la mineralogía en el comportamiento hidro-físico y estructural en suelos con distinta intensidad y secuencia de cultivos bajo siembra directa. (Tesis doctoral). Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina.
- Behrends Kraemer, F., Hallett, P. D., Morrás, H., Garibaldi, L., Cosentino, D., Duval, M., y Galantini, J. (2019). Soil stabilisation by water repellency under no-till management for soils with contrasting mineralogy and carbon quality. *Geoderma*, 355(August), 113902. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.113902>

- Behrends Kraemer, F., Soria, M. A., Castiglioni, M. G., Duval, M., Galantini, J., y Morrás, H. (2017). Morpho-structural evaluation of various soils subjected to different use intensity under no-tillage. *Soil and Tillage Research*, 169, 124–137. <https://doi.org/10.1016/j.still.2017.01.013>
- Bengough, A. G., McKenzie, B. M., Hallett, P. D., y Valentine, T. A. (2011). Root elongation, water stress, and mechanical impedance: A review of limiting stresses and beneficial root tip traits. *Journal of Experimental Botany*, 62(1), 59–68. <https://doi.org/10.1093/jxb/erq350>
- Benoit, R. E., Willits, N. A., y Hanna, W. J. (1962). Effect of Rye Winter Cover Crop on Soil Structure 1. *Agronomy Journal*, 54(5), 419–420. <https://doi.org/10.2134/agronj1962.00021962005400050014x>
- Berisso, F. E., Schjønning, P., Keller, T., Lamandé, M., Simojoki, A., Iversen, B. V., Alakukku, L., y Forkman, J. (2013). Geoderma Gas transport and subsoil pore characteristics: Anisotropy and long-term effects of compaction. *Geoderma*, 195–196, 184–191. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2012.12.002>
- Biswas, T. D., Nielsen, D. R., y Biggar, J. W. (1966). Redistribution of soil water after infiltration. *Water Resources Research*, 2(3), 513–524.
- Blanco-Canqui, H., Mikha, M. M., Presley, D. R., y Claassen, M. M. (2011). Addition of Cover Crops Enhances No-Till Potential for Improving Soil Physical Properties. *Soil Science Society of America Journal*, 75(4), 1471. <https://doi.org/10.2136/sssaj2010.0430>
- Blanco-Canqui, H., y Ruis, S. J. (2018). No-tillage and soil physical environment. *Geoderma*, 326(December 2017), 164–200. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.03.011>
- Blanco-Canqui, H., y Ruis, S. J. (2020). Cover crop impacts on soil physical properties: A review. *Soil Science Society of America Journal*, 84(5), 1527–1576. <https://doi.org/10.1002/saj2.20129>
- Bodner, G., Leitner, D., y Kaul, H. P. (2014). Coarse and fine root plants affect pore size distributions differently. *Plant and Soil*, 380(1), 133–151. <https://doi.org/10.1007/s11104-014-2079-8>
- Bodner, G., Loiskandl, W., Buchan, G., y Kaul, H. P. (2008). Natural and management-induced dynamics of hydraulic conductivity along a cover-cropped field slope. *Geoderma*, 146(1–2), 317–325. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2008.06.012>
- Bodner, G., Zeiser, A., Keiblinger, K., Rosinger, C., Konrad, S., Stumpp, C., y Weninger, T. (2023). Managing the pore system: Regenerating the functional pore spaces of natural soils by soil-health oriented farming systems. *Soil y Tillage Research*, 234(July), 105862. <https://doi.org/10.1016/j.still.2023.105862>

- Bondí, C., y Castellini, M. (2022). Compost amendment impact on soil physical quality estimated from hysteretic water retention curve. *Water*, 14(7), 1–17. <https://doi.org/https://doi.org/10.3390/w14071002>
- Bouma, J. (1982). Measuring the Hydraulic Conductivity of Soil Horizons with Continuous Macropores. *Soil Science Society of America Journal*, 46(2), 438–441. <https://doi.org/10.2136/sssaj1982.03615995004600020047x>
- Bouwer, H., y Rice, R. C. (1967). Modified tube diameters for the double-tube apparatus. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 28, 133–134.
- Brantley, K. E., Brye, K. R., Savin, M. C., y Longer, D. E. (2015). Biochar source and application rate effects on soil water retention determined using wetting curves. *Open Journal of Soil Science*, 05(01), 1–10. <https://doi.org/10.4236/ojss.2015.51001>
- Brooks, R.H., y Corey, A.T. (1964). Hydraulic properties of porous media, Hydrology. Pap. 3, Colo. State Univ., Fort Collins.
- Bruce, R. R., Langdale, G. W., West, L. T., y Miller, W. P. (1992). Soil Surface Modification by Biomass Inputs Affecting Rainfall Infiltration. *Soil Science Society of America Journal*, 56(5), 1614–1620. <https://doi.org/10.2136/sssaj1992.03615995005600050046x>
- Brye, K. R. (2003). Long-term effects of cultivation on particle size and water-retention characteristics determined using wetting curves. *Soil Science*, 168(7), 459–468. <https://doi.org/10.1097/01.ss.0000080331.10341.36>
- Calegari, A., Tourdonnet, S., Tessier, D., Rheinheimer, D. S., Ralisch, R., Hargrove, W., Guimarães, M. F., y Filho, J. T. (2013). Influence of Soil Management and Crop Rotation on Physical Properties in a Long-Term Experiment in Paraná, Brazil. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, 44(13), 2019–2031. <https://doi.org/10.1080/00103624.2013.790406>
- Calonego, J. C., Raphael, J. P. A., Rigon, J. P. G., Oliveira Neto, L. de, y Rosolem, C. A. (2017). Soil compaction management and soybean yields with cover crops under no-till and occasional chiseling. *European Journal of Agronomy*, 85, 31–37. <https://doi.org/10.1016/j.eja.2017.02.001>
- Cameron, F. K., y Gallagher, F. E. (1908). Moisture content and physical condition of soils. In *Bureau of soils-Bulletin* (United Sta, Vol. 50).
- Campbell, G.S. (1974). A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil science*, 117(6), 311-314.
- Cárcamo, P. A. D. (2020). Evolución de succiones y humedades medidas mediante instrumentación in situ en un terraplén experimental. (Tesis de Maestría). Barcelona, España. <https://doi.org/10.7868/s0869565214210269>
- Carof, M., De Tourdonnet, S., Coquet, Y., Hallaire, V., y Roger-Estrade, J. (2007). Hydraulic conductivity and porosity under conventional and no-tillage and the effect of three species of cover crop in northern France. *Soil Use and*

Management, 23(3), 230–237. <https://doi.org/10.1111/j.1475-2743.2007.00085.x>

Celette, F., Gaudin, R., y Gary, C. (2008). Spatial and temporal changes to the water regime of a Mediterranean vineyard due to the adoption of cover cropping. *European Journal of Agronomy*, 29(4), 153–162. <https://doi.org/10.1016/j.eja.2008.04.007>

Çerçioğlu, M., Anderson, S. H., Udawatta, R. P., y Alagele, S. (2019). Effect of cover crop management on soil hydraulic properties. *Geoderma*, 343(September 2018), 247–253. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.02.027>

Chakraborty, P., Singh, J., Singh, N., y Kumar, S. (2022). Assessing the influence of cover crop on soil water dynamics using soil moisture measurements and hydrus-1D simulations. *Soil Science Society of America Journal*. <https://doi.org/10.1002/saj2.20477>

Chalise, K. S., Singh, S., Wegner, B. R., Kumar, S., Pérez-Gutiérrez, J. D., Osborne, S. L., Nleya, T., Guzman, J., y Rohila, J. S. (2019). Cover crops and returning residue impact on soil organic carbon, bulk density, penetration resistance, water retention, infiltration, and soybean yield. *Agronomy Journal*, 111(1), 99–108. <https://doi.org/10.2134/agronj2018.03.0213>

Chandrasekhar, P., Kreiselmeier, J., Schwen, A., Weninger, T., Julich, S., Feger, K. H., y Schwärzel, K. (2018). Why we should include soil structural dynamics of agricultural soils in hydrological models. *Water (Switzerland)*, 10(12). <https://doi.org/10.3390/w10121862>

Chen, S., Huo, Z., Xu, X., y Huang, G. (2019). A conceptual agricultural water productivity model considering under field capacity soil water redistribution applicable for arid and semi-arid areas with deep groundwater. *Agricultural Water Management*, 213(17), 309–323. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2018.10.024>

Chen, Y. L., Palta, J., Clements, J., Buirchell, B., Siddique, K. H. M., y Rengel, Z. (2014). Root architecture alteration of narrow-leafed lupin and wheat in response to soil compaction. *Field Crops Research*, 165, 61–70. <https://doi.org/10.1016/j.fcr.2014.04.007>

Childs, E. C. (1957). The anisotropic hydraulic conductivity of soil. *Journal of Soil Science*, 8(1), 42–47. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1957.tb01866.x>

Childs, E. C., Y Collis-George, N. (1950). The permeability of porous materials. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 201(1066), 392-405.

Childs, E. C., Collis-George, N., y Holmes, J. W. (1957). Permeability measurements in the field as an assessment of anisotropy and structure development. *Journal of Soil Science*, 8(1), 27–41.

- Cosgrove, W. J., y Loucks, D. P. (2015). Water management: Current and future challenges and research directions. *Journal of the American Water Resources Association*, 51(6), 4823–4839. <https://doi.org/10.1002/2014WR016869>
- Crespo, C., Carciochi, W. D., Cuervo, M., Monacchi, E., Commatteo, J. G., Barbieri, P., Crespo, C., Carciochi, W. D., Cuervo, M., y Monacchi, E. (2023). Communications in Soil Science and Plant Analysis Short-Term Effects of Cover Crops on Soil Physical , Chemical , and Biological Properties in the Southeastern Argentinean Pampas Short-Term Effects of Cover Crops on Soil Physical , Chemical , and Biologic. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, 00(00), 1–12. <https://doi.org/10.1080/00103624.2023.2211611>
- Dabney, S. M., y Selim, H. M. (1987). Anisotropy of a Fragipan Soil: Vertical vs. Horizontal Hydraulic Conductivity. *Soil Science Society of America Journal*, 51(1), 3–6. <https://doi.org/10.2136/sssaj1987.03615995005100010001x>
- Dal Ferro, N., Sartori, L., Simonetti, G., Berti, A., y Morari, F. (2014). Soil macro- and microstructure as affected by different tillage systems and their effects on maize root growth. *Soil and Tillage Research*, 140, 55–65. <https://doi.org/10.1016/j.still.2014.02.003>
- Damiano, F. (1999). Estimación de la retención hídrica en suelos agrícolas de la Pampa Ondulada usando una función uniparamétrica. Tesis M Sc. Facultad de Agronomía UBA. 195 pp.
- Damiano, F., y Moschini, R.C. (2011). Intervalo hídrico óptimo en suelos argiudoles plantados con *Eucalyptus dunnii* Maiden. *Ciencia del suelo*, 29(1), 1-11.
- Damiano, F., y Taboada, M.A. (2000). Predicción del agua disponible usando funciones de pedotransferencia en suelos agrícolas de la región pampeana. *Ciencia del suelo*, 18(2), 77-88.
- Dane, J. H., y Wierenga, P. J. (1975). Effect of hysteresis on the prediction of infiltration, redistribution and drainage of water in a layered soil. *Journal of Hydrology*, 25(3–4), 229–242. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(75\)90023-2](https://doi.org/10.1016/0022-1694(75)90023-2)
- Davidoff, B., y Selim, H. M. (1986). Goodness of Fit for Eight Water Infiltration Models. *Soil Science Society of America Journal*, 50(3), 759–764. <https://doi.org/10.2136/sssaj1986.03615995005000030039x>
- Deng, P., y Zhu, J. (2015). Anisotropy of Unsaturated Layered Soils: Impact of Layer Composition and Domain Size. *Soil Science Society of America Journal*, 79(2), 487–494. <https://doi.org/10.2136/sssaj2014.08.0309>
- Derpsch, R. (1998). Historic review of no-till cultivation. In *FAO International Workshop, Conservation Tillage for Sustainable Agriculture*, 1–12.
- Dexter, A. R. (2004). Soil physical quality: Part I. Theory, effects of soil texture, density, and organic matter, and effects on root growth. *Geoderma*, 120(3–4), 201–214. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2003.09.004>

- Dexter, A. R., Czyz, E. A., Richard, G., y Reszkowska, A. (2008). A user-friendly water retention function that takes account of the textural and structural pore spaces in soil. *Geoderma*, 143(3–4), 243–253. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2007.11.010>
- Di Rienzo, J. A., Casanoves, F., Balzarini, M. G., Gonzalez, L., Tablada, M., y Robledo, C. W. (2008). Infostat versión 2008. Grupo Infostat Universidad Nacional de Córdoba.
- Domínguez, A., y Bedano, J. C. (2016). The adoption of no-till instead of reduced tillage does not improve some soil quality parameters in Argentinean Pampas. *Applied Soil Ecology*, 98, 166–176. <https://doi.org/10.1016/j.apsoil.2015.10.014>
- Dörner, J., y Horn, R. (2006). Anisotropy of pore functions in structured Stagnic Luvisols in the Weichselian moraine region in N Germany. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 169(2), 213–220. <https://doi.org/10.1002/jpln.200521844>
- Dörner, J., y Horn, R. (2009). Direction-dependent behaviour of hydraulic and mechanical properties in structured soils under conventional and conservation tillage. *Soil and Tillage Research*, 102(2), 225–232. <https://doi.org/10.1016/j.still.2008.07.004>
- Durner, W. (1994). Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. *Water Resources Research*, 30(2), 211–223. <https://doi.org/10.1029/93WR02676>
- Duval, M. E., Galantini, J. A., Capurro, J. E., y Martínez, J. M. (2016). Winter cover crops in soybean monoculture: Effects on soil organic carbon and its fractions. *Soil and Tillage Research*, 161, 95–105. <https://doi.org/10.1016/j.still.2016.04.006>
- Duval, M., Galantini, J. A., Martínez, J. M., López, F. M., y Wall, L. G. (2015). Evaluación de la calidad física de los suelos de la región pampeana: efecto de las prácticas de manejo. *Ciencias Agrícolas* -, XXV(15), 033–043. <http://ri.conicet.gov.ar/handle/11336/11587>
- Elmaloglou, S., y Diamantopoulos, E. (2009). Effects of hysteresis on redistribution of soil moisture and deep percolation at continuous and pulse drip irrigation. *Agricultural Water Management*, 96(3), 533–538. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2008.09.003>
- Fagioli, M. (1974). El primer científico que sembró sin arar en la Argentina. *IDIA*, 313–314.
- Faulkner, E. H. (1943). *Plowman ' s folly* (University).
- Fernandez, P., Rosa Alvarez, C., Behrends Kraemer, F., José María Morrás, H., Scheiner, J., y Boivin, P. (2020). Soil Shrinkage Curves and Micromorphology in Contrasting Managements Curvas De Contracción Del Suelo Y Micromorfología Bajo Diferentes Manejos. *Argentina*), 38(1), 29–44.

- Feuring, T., Braun, J., Linders, B., Bisch, G., Hassanizadeh, S. M., y Niessner, J. (2014). Horizontal Redistribution of Two Fluid Phases in a Porous Medium: Experimental Investigations. *Transport in Porous Media*, 105(3), 503–515. <https://doi.org/10.1007/s11242-014-0381-9>
- Flocker, W. J., Vomocil, J. A., y Vittum, M. T. (1958). Response of Winter Cover Crops to Soil Compaction. *Soil Science Society of America Journal*, 22(2), 181–184. <https://doi.org/10.2136/sssaj1958.03615995002200020025x>
- Gabriel, J. L., Quemada, M., Martín-Lammerding, D., y Vanclooster, M. (2019). Assessing the cover crop effect on soil hydraulic properties by inverse modelling in a 10-year field trial. *Agricultural Water Management*, 222(February), 62–71. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2019.05.034>
- García-González, I., Hontoria, C., Gabriel, J. L., Alonso-Ayuso, M., y Quemada, M. (2018). Cover crops to mitigate soil degradation and enhance soil functionality in irrigated land. *Geoderma*, 322(December 2017), 81–88. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.02.024>
- Gardner, W. R., Hillel, D., y Benyamini, Y. (1970). Post-irrigation movement of soil water. 1. Redistribution. *Water Resources Research*, 6(3), 851–861.
- Gardner, W. R., y Mayhugh, M. S. (1958). Solutions and Tests of the Diffusion Equation for the Movement of Water in Soil. *Soil Science Society of America Journal*, 22(3), 197–201. <https://doi.org/10.2136/sssaj1958.03615995002200030003x>
- Germer, K., y Braun, J. (2015). Determination of Anisotropic Saturated Hydraulic Conductivity of a Macroporous Slope Soil. *Soil Science Society of America Journal*, 79(6), 1528–1536. <https://doi.org/10.2136/sssaj2015.02.0071>
- Ghafoor, A., Murtaza, G., Rehman, M. Z., Saifullah, y Sabir, M. (2012). Reclamation and salt leaching efficiency for tile drained saline-sodic soil using marginal quality water for irrigating rice and wheat crops. *Land Degradation and Development*, 23(1), 1–9. <https://doi.org/10.1002/ldr.1033>
- Ghanbarian, B. (2021). Unsaturated hydraulic conductivity in dual-porosity soils: Percolation theory. *Soil and Tillage Research*, 212(March), 105061. <https://doi.org/10.1016/j.still.2021.105061>
- Grey, D., y Sadoff, C. W. (2007). Sink or Swim? Water security for growth and development. *Water Policy*, 9(6), 545–571. <https://doi.org/10.2166/wp.2007.021>
- Haghverdi, A., Öztürk, H. S., y Durner, W. (2018). Measurement and estimation of the soil water retention curve using the evaporation method and the pseudo continuous pedotransfer function. *Journal of Hydrology*, 563(June), 251–259. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.06.007>
- Haines, W. B. (1930). The hysteresis effect in capillary properties, and the modes of moisture distribution associated therewith. *The Journal of Agricultural Science*, 15, 529–535.

- Hallett, P. D., Gordon, D. C., y Bengough, A. G. (2003). Plant influence on rhizosphere hydraulic properties: direct measurements using a miniaturized infiltrometer. *New Phytologist*, 157(3), 597-603. <https://doi.org/10.1046/j.1469-8137.2003.00690.x>
- Hannes, M., Wollschläger, U., Wöhling, T., y Volgel, H. J. (2016). Revisiting hydraulic hysteresis based on long-term monitoring of hydraulic states in lysimeters. *Water Resources Research*, 52(3), 3847–3865. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1969.tb04897.x>
- Harris, F. S. (1917). Movement and distribution of moisture in the soil. In Committee of the United States Department of Agriculture and the Association of American Agricultural college and experiment stations (Ed.), *Journal of agricultural research: Vol. X* (pp. 113–155).
- Haruna, S. I., Anderson, S. H., Nkongolo, N. V., y Zaibon, S. (2018a). Soil Hydraulic Properties: Influence of Tillage and Cover Crops. *Pedosphere*, 28(3), 430–442. [https://doi.org/10.1016/S1002-0160\(17\)60387-4](https://doi.org/10.1016/S1002-0160(17)60387-4)
- Haruna, S. I., Anderson, S. H., Udawatta, R. P., Gantzer, C. J., Phillips, N. C., Cui, S., y Gao, Y. (2020). Improving soil physical properties through the use of cover crops: A review. *Agrosystems, Geosciences y Environment*, 3(1), 1–18. <https://doi.org/10.1002/agg2.20105>
- Haruna, S. I., Eichas, R. C., Peters, O. M., Farmer, A. C., Lackey, D. Q., Nichols, J. E., Peterson, W. H., y Slone, N. A. (2022). In situ water infiltration: Influence of cover crops after growth termination. *Soil Science Society of America Journal*, 86(3), 769–780. <https://doi.org/10.1002/saj2.20390>
- Haruna, S. I., Nkongolo, N. V., Anderson, S. H., Eivazi, F., y Zaibon, S. (2018b). In situ infiltration as influenced by cover crop and tillage management. *Journal of Soil and Water Conservation*, 73(March), 164–172. <https://doi.org/10.2489/jswc.73.2.164>
- Haruna, S. I., Ritchey, E., Mosley, C., y Ku, S. (2023). Effects of cover crops on soil hydraulic properties during commodity crop growing season. *Soil Use and Management*, 39(1), 218–231. <https://doi.org/10.1111/sum.12803>
- Haverkamp, R., Reggiani, P., Ross, P. J., y Parlange, J. Y. (2002). Soil water hysteresis prediction model based on theory and geometric scaling. *Geophysical Monograph Series*, 129, 213–246. <https://doi.org/10.1029/129GM19>
- Heinen, M., y Raats, A. C. (1999). Unconventional flow of water from dry to wet caused by hysteresis: a numerical experiment. *Water Resources Research*, 35(8), 2587–2590.
- Herbrich, M., y Gerke, H. H. (2017). Scales of Water Retention Dynamics Observed in Eroded Luvisols from an Arable Postglacial Soil Landscape. *Vadose Zone Journal*, 16(10), vzj2017.01.0003. <https://doi.org/10.2136/vzj2017.01.0003>

- Hillel, D. (1982). *Introduction to soil physics* (Academic P).
- Hillel, D. (1998). *Environmental soil physics*. Academic Press.
- Holden, J. (2009). Flow through macropores of different size classes in blanket peat. *Journal of Hydrology*, 364(3–4), 342–348. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.11.010>
- Horn, R., Mordhorst, A., Fleige, H., Zimmermann, I., Burbaum, B., Filipinski, M., y Cordsen, E. (2020). Soil type and land use effects on tensorial properties of saturated hydraulic conductivity in northern Germany. *European Journal of Soil Science*, 71(2), 179–189. <https://doi.org/10.1111/ejss.12864>
- Horton, R. E. (1933). The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 14((1)), 446–460.
- Imhoff, S., Ghiberto, P. J., Grioni, A., y Gay, J. P. (2010). Porosity characterization of Argiudolls under different management systems in the Argentine Flat Pampa. *Geoderma*, 158(3–4), 268–274. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2010.05.005>
- Iovino, M., Castellini, M., Bagarello, V., y Giordano, G. (2016). Using Static and Dynamic Indicators to Evaluate Soil Physical Quality in a Sicilian Area. *Land Degradation and Development*, 27(2), 200–210. <https://doi.org/10.1002/ldr.2263>
- IPCC. (2022). 2022: Water. In M. A. Caretta, A. Mukherji, M. Arfanuzzaman, R. A. Betts, A. Gelfan, Y. Hirabayashi, T. K. Lissner, J. Liu, E. L. Gunn, R. Morgan, S. Mwangi, S. Supratid, H.-O. Pörtner, D. C. Roberts, M. Tignor, E. S. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Craig, ... B. Rama (Eds.), *Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (Cambridge, pp. 551–712). <https://doi.org/10.1017/9781009325844.006>
- Irmak, S., Sharma, V., Mohammed, A. T., y Djaman, K. (2018). Impacts of cover crops on Soil Physical Properties: Field Capacity, Permanent Wilting Point, Soil-Water Holding Capacity, Bulk Density, Hydraulic Conductivity, and Infiltration. *Transactions of the ASABE*, 61(4), 1307–1321. <https://doi.org/10.13031/trans.12700>
- Jing, Y.-S., Zhang, B., Thimm, A., y Zepp, H. (2008). Anisotropy of Soil Hydraulic Properties Along Arable Slopes. *Pedosphere*, 18(3), 353–362. [https://doi.org/10.1016/s1002-0160\(08\)60025-9](https://doi.org/10.1016/s1002-0160(08)60025-9)
- Jirků, V., Kodešová, R., Nikodem, A., Mühlhanselová, M., y Žigová, A. (2013). Temporal variability of structure and hydraulic properties of topsoil of three soil types. *Geoderma*, 204–205, 43–58. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.03.024>
- Jury, W. A., Gardner, W. R., y Gardner, W. H. (1991). *Soils Physics* (I. John Wiley y Sons (ed.)).

- Kanwar, R. S., Rizvi, H. A., Ahmed, M., Horton, R., y Marley, S. J. (1989). Measurement of field-saturated hydraulic conductivity by using Guelph and velocity permeameters. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 32(6), 1885–1890. <https://doi.org/10.13031/2013.31239>
- Kargas, G., y Londra, P. A. (2015). Effect of tillage practices on the hydraulic properties of a loamy soil. *Desalination and Water Treatment*, 54(8), 2138–2146. <https://doi.org/10.1080/19443994.2014.934110>
- Kargas, G., Soulis, K. X., y Kerkides, P. (2021). Implications of hysteresis on the horizontal soil water redistribution after infiltration. *Water (Switzerland)*, 13(19). <https://doi.org/10.3390/w13192773>
- Kaspar, T. C., Radke, J. K., y Laflen, J. M. (2001). Small grain cover crops and wheel traffic effects on infiltration, runoff, and erosion. *Journal of Soil and Water Conservation*, 56(2), 160–164.
- Kassam, A., Friedrich, T., Derpsch, R., y Kienzle, J. (2015). Overview of the Worldwide Spread of Conservation Agriculture. *Field Actions Science Report*, 8, 1–11. <https://doi.org/10.1201/9781315365800-12>
- Keen, B. A. (1920). The relations existing between the soil and its water content: A résumé of the subject. *The Journal of Agricultural Science*, 10(1), 44–71. <https://doi.org/10.1017/S0021859600005827>
- Keisling, T. C., Scott, H. D., Waddle, B. A., Williams, W., y Frans, R. E. (1994). Winter cover crops influence on cotton yield and selected soil properties¹. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, 25(19–20), 3087–3100. <https://doi.org/10.1080/00103629409369250>
- Kirste, B., Iden, S. C., y Durner, W. (2019). Determination of the Soil Water Retention Curve around the Wilting Point: Optimized Protocol for the Dewpoint Method. *Soil Science Society of America Journal*, 83(2), 288–299. <https://doi.org/10.2136/sssaj2018.08.0286>
- Konyai, S., Sriboonlue, V., Trelo-ges, V., y Muangson, N. (2006). Hysteresis of water retention curve of saline soil. *Unsaturated Soils 2006*, 1394–1404.
- Kool, J. B., y Parker, J. C. (1987). Development and evaluation of closed - form expressions for hysteretic soil hydraulic properties. *Water Resources Research*, 23(1), 105–114. <https://doi.org/10.1029/WR023i001p00105>
- Koorevaar, P., Menelik, G., y Dirksen, C. (1983). *Elements of Soil Physics* (Elsevier (ed.)).
- Kreiselmeier, J., Chandrasekhar, P., Weninger, T., Schwen, A., Julich, S., Feger, K. H., y Schwärzel, K. (2019). Quantification of soil pore dynamics during a winter wheat cropping cycle under different tillage regimes. *Soil and Tillage Research*, 192(April), 222–232. <https://doi.org/10.1016/j.still.2019.05.014>
- Kreiselmeier, J., Chandrasekhar, P., Weninger, T., Schwen, A., Julich, S., Feger, K. H., y Schwärzel, K. (2020). Temporal variations of the hydraulic conductivity

- characteristic under conventional and conservation tillage. *Geoderma*, 362(December 2019), 114127. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.114127>
- Kruse, E., y Zimmermann, E. D. (2002). Hidrogeología de grandes llanuras. Particularidades en la llanura pampeana (Argentina). *Groundwater and Human Development*, 2(1), 2025–2038.
- Kutílek, M. (2004). Soil hydraulic properties as related to soil structure. *Soil and Tillage Research*, 79(2 SPEC.ISS.), 175–184. <https://doi.org/10.1016/j.still.2004.07.006>
- Kutílek, M., y Nielsen, D. R. (1994). Chapter 6. Elementary soil hydrologic processes. In *Soil Hydrology* (pp. 130–217).
- Kutílek, M., y Nielsen, D. R. (2015). Soil Is the Skin of the Planet Earth. In *Soil*. https://doi.org/10.1007/978-94-017-9789-4_3
- Lamorski, K., Šimůnek, J., Sławiński, C., y Lamorska, J. (2017). An estimation of the main wetting branch of the soil water retention curve based on its main drying branch using the machine learning method. *Water Resources Research*, 53(2), 2–2. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1969.tb04897.x>
- Leeds - Harrison, P. B., Youngs, E. G., y Uddin, B. (1994). A device for determining the sorptivity of soil aggregates. *European Journal of Soil Science*, 45(3), 269–272. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1994.tb00509.x>
- Lichner, L., Hallett, P. D., Drongová, Z., Czachor, H., Kovacik, L., Mataix-Solera, J., y Homolák, M. (2013). Algae influence the hydrophysical parameters of a sandy soil. *Catena*, 108, 58–68. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2012.02.016>
- Liesch, A. M., Krueger, E. S., y Ochsner, T. E. (2011). Soil Structure and Physical Properties under Rye - Corn Silage Double - Cropping Systems. *Soil Science Society of America Journal*, 75(4), 1307–1314. <https://doi.org/10.2136/sssaj2010.0292>
- Likos, W. J., Lu, N., y Godt, J. W. (2014). Hysteresis and Uncertainty in Soil Water-Retention Curve Parameters. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 140(4), 1–11. [https://doi.org/10.1061/\(asce\)gt.1943-5606.0001071](https://doi.org/10.1061/(asce)gt.1943-5606.0001071)
- Locke, M. A., Zablutowicz, R. M., Steinriede, R. W., Testa, S., y Reddy, K. N. (2013). Conservation Management in Cotton Production: Long-Term Soil Biological, Chemical, and Physical Changes. *Soil Science Society of America Journal*, 77(3), 974–984. <https://doi.org/10.2136/sssaj2012.0325>
- Lozano, L. A. (2014). Desarrollo de estructura laminar del suelo en siembra directa. Factores predisponentes y efectos sobre las propiedades hidráulicas. (Tesis doctoral). Universidad Nacional de La Plata, Buenos Aires, Argentina.
- Lozano, L. A., Soracco, C. G., Cornelis, W. M., Gabriels, D., Sarli, G. O., y Villarreal, R. (2013). Anisotropy of pore size classes' connectivity related to

- soil structure under no tillage. *Soil Science*, 178(11), 612–617. <https://doi.org/10.1097/SS.0000000000000027>
- Lu, J., Zhang, Q., Werner, A. D., Li, Y., Jiang, S., y Tan, Z. (2020). Root-induced changes of soil hydraulic properties – A review. *Journal of Hydrology*, 589(May), 125203. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125203>
- Macdonald, W. (1909). The conservation of soil moisture. *Transvaal Agricultural Journal*, 276–284.
- Masaoka, N., y Kosugi, K. (2018). Improved evaporation method for the measurement of the hydraulic conductivity of unsaturated soil in the wet range. *Journal of Hydrology*, 563(June), 242–250. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.06.005>
- McVay, K. A., Radcliffe, D. E., y Hargrove, W. L. (1989). Winter Legume Effects on Soil Properties and Nitrogen Fertilizer Requirements. *Soil Science Society of America Journal*, 53(6), 1856–1862. <https://doi.org/10.2136/sssaj1989.03615995005300060040x>
- Mitchell, J. K., Hooper, D. R., y Campanella, R. G. (1965). Permeability of compacted clay. *Am. Soc. Civ. Eng., Soil Mech. Found. Div. Jour.*, 91, 41–65.
- Mitchell, J. P., Shrestha, A., Mathesius, K., Scow, K. M., Southard, R. J., Haney, R. L., Schmidt, R., Munk, D. S., y Horwath, W. R. (2017). Cover cropping and no-tillage improve soil health in an arid irrigated cropping system in California's San Joaquin Valley, USA. *Soil and Tillage Research*, 165, 325–335. <https://doi.org/10.1016/j.still.2016.09.001>
- Moncaut, C. A. (2003). Inundaciones y sequías tienen raíces añejas en la pampa bonaerense. In O. C. Maiola, N. A. Gabellone, y M. A. Hernández (Eds.), *Inundaciones en la región pampeana* (pp. 27–49). Editorial de la Universidad Nacional de La Plata.
- Morrás, H.J.M.; Bonel, B.A. y Michelena, R. (2004). Características microestructurales del horizonte superficial de algunos suelos pampeanos bajo siembra directa. *Actas XIX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. AACS. Paraná, Argentina.*
- Mualem, Y. (1977). Extension of the similarity hypothesis used for modeling the soil water characteristics. *Water Resources Research*, 13(4), 773–780. <https://doi.org/10.1029/WR013i004p00773>
- Mualem, Y. (1984a). Anisotropy of Unsaturated Soils. *Soil Science Society of America Journal*, 48(3), 505–509. <https://doi.org/10.2136/sssaj1984.03615995004800030007x>
- Mualem, Y. (1984b). Prediction of the soil boundary wetting curve. *Soil Science*, 137(6), 379–390. <https://doi.org/10.1097/00010694-198406000-00001>

- Mukherjee, A., y Lal, R. (2015). Short-term effects of cover cropping on the quality of a Typic Argiaquolls in Central Ohio. *Catena*, 131(2015), 125–129. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2015.02.025>
- Nascente, A. S., y Stone, L. F. (2018). Cover Crops as Affecting Soil Chemical and Physical Properties and Development of Upland Rice and Soybean Cultivated in Rotation. *Rice Science*, 25(6), 340–349. <https://doi.org/10.1016/j.rsci.2018.10.004>
- Nielsen, D. R., van Genuchten, M. T., y Biggar, J. W. (1986). Water Flow and Solute Transport Processes in the Unsaturated Zon. *Water Resources*, 22(9), 89–108.
- Nikiforoff, C. C. (1938). Soil Consistence and Soil Structure in Relation to the Other Physical Properties of the Soil. *Soil Science Society of America Journal*, 2(C), 401–409. <https://doi.org/10.2136/sssaj1938.036159950002000c0064x>
- Nouri, A., Lee, J., Yin, X., Tyler, D. D., y Saxton, A. M. (2019). Thirty-four years of no-tillage and cover crops improve soil quality and increase cotton yield in Alfisols, Southeastern USA. *Geoderma*, 337(November 2018), 998–1008. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.10.016>
- Novelli, L. E., Caviglia, O. P., Wilson, M. G., y Sasal, M. C. (2013). Land use intensity and cropping sequence effects on aggregate stability and C storage in a Vertisol and a Mollisol. *Geoderma*, 195–196, 260–267. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2012.12.013>
- Palm, C., Blanco-Canqui, H., DeClerck, F., Gatere, L., y Grace, P. (2014). Conservation agriculture and ecosystem services: An overview. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 187, 87–105. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2013.10.010>
- Peng, X., y Horn, R. (2008). Time-dependent, anisotropic pore structure and soil strength in a 10-year period after intensive tractor wheeling under conservation and conventional tillage. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 171(6), 936–944. <https://doi.org/10.1002/jpln.200700084>
- Perroux, K. M., y White, I. (1988). Designs for Disc Permeameters. *Soil Science Society of America Journal*, 52(5), 1205–1215. <https://doi.org/10.2136/sssaj1988.03615995005200050001x>
- Peters, A., y Durner, W. (2008). Simplified evaporation method for determining soil hydraulic properties. *Journal of Hydrology*, 356(1–2), 147–162. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.04.016>
- Pham, H. Q. (2002). An engineering model of hysteresis for soil-water characteristic curves. (Tesis de Maestría). Universidad de Saskatchewan, Saskatoon, Canadá.
- Philip, J. R. (1957). The Theory of Infiltration. *Soil Science*, 83(5), 345–358. <https://doi.org/10.1097/00010694-195709000-00010>

- Philip, J. R. (1968). Extended techniques of calculation of soil-water movement , with some physical consequences. Transactions 9th International Congress Soil Science, Adelaide 1968 (Sydney: International Soil Science Society and Angus and Robertson), 1, 1–9.
- Philip, J. R. (1991). Horizontal redistribution with capillary hysteresis. *Water Resources Research*, 27(7), 1459–1469. <https://doi.org/10.1029/91WR00780>
- Pieters, A. J., y McKee, R. (1938). The Use of Cover and Green-Manure Crops. In *Soils and men, the Yearbook of Agriculture* (pp. 431–444). U.S. Dept. Agr.
- Poulovassilis, A. (1962). Hysteresis of pore water, an application of the concept of independent domains. In *Soil Science* (Vol. 93, Issue 6, pp. 405–412). <https://doi.org/10.1097/00010694-196206000-00007>
- Pozdnyakov, A. I., Rusakov, A. V., Shalaginova, S. M., y Pozdnyakova, A. D. (2009). Anisotropy of the properties of some anthropogenically transformed soils of podzolic type. *Eurasian Soil Science*, 42(11), 1218–1228. <https://doi.org/10.1134/S1064229309110039>
- Pulido-Moncada, M., Katuwal, S., y Munkholm, L. J. (2022). Characterisation of soil pore structure anisotropy caused by the growth of bio-subsoilers. *Geoderma*, 409(December 2021), 115571. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2021.115571>
- Pulido-Moncada, M., Labouriau, R., Kesser, M., Zanini, P. P. G., Guimarães, R. M. L., y Munkholm, L. J. (2021). Anisotropy of subsoil pore characteristics and hydraulic conductivity as affected by compaction and cover crop treatments. *Soil Science Society of America Journal*, 85(1), 28–39. <https://doi.org/10.1002/saj2.20134>
- Qin, W., y Fan, G. (2020). Estimating Soil Water Characteristic Curve from soil Physical-Chemical properties in Alluvial Plain. *Journal of Coastal Research*, 115(sp1), 421–424. <https://doi.org/10.2112/JCR-SI115-119.1>
- Raats, P. A. C., Zhang, Z. F., Ward, A. L., y Gee, G. W. (2004). The Relative Connectivity–Tortuosity Tensor for Conduction of Water in Anisotropic Unsaturated Soils. *Vadose Zone Journal*, 3(4), 1471–1478. <https://doi.org/10.2136/vzj2004.1471>
- Rafraf, S., Guellouz, L., Guiras, H., y Bouhlila, R. (2016). Quantification of hysteresis effects on a soil subjected to drying and wetting cycles. *International Agrophysics*, 30(4), 493–499. <https://doi.org/10.1515/intag-2016-0020>
- Remson, I., Randolph, J. R., y Barksdale, H. C. (1959). Zone of Aeration and Its Relationship to Ground Water Recharge. *Journal - American Water Works Association*, 51(3), 371–378. <https://doi.org/10.1002/j.1551-8833.1959.tb15752.x>
- Reszkowska, A., Krümmelbein, J., Gan, L., Peth, S., y Horn, R. (2011). Influence of grazing on soil water and gas fluxes of two Inner Mongolian steppe

- ecosystems. *Soil and Tillage Research*, 111(2), 180–189.
<https://doi.org/10.1016/j.still.2010.10.003>
- Reynolds, W. D. (2017). Use of bimodal hydraulic property relationships to characterize soil physical quality. *Geoderma*, 294, 38–49.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.01.035>
- Reynolds, W. D. (2018). An analytic description of field capacity and its application in crop production. *Geoderma*, 326(March), 56–67.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.04.007>
- Reynolds, W. D., Drury, C. F., Tan, C. S., Fox, C. A., y Yang, X. M. (2009). Use of indicators and pore volume-function characteristics to quantify soil physical quality. *Geoderma*, 152(3–4), 252–263.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2009.06.009>
- Richards, L. A. (1928). The usefulness of capillary potential to soil moisture and plant investigators. *J. Agric. Res*, v. 36(n. 12), 719–742.
- Richards, L. A. (1931). Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Journal of Applied Physics*, 1(5), 318–333. <https://doi.org/10.1063/1.1745010>
- Richards, L. A., y Gardner, W. (1936). Tensiometers for Measuring the Capillary Tension of Soil Water 1. *Agronomy Journal*, 28(5), 352–358.
<https://doi.org/10.2134/agronj1936.00021962002800050002x>
- Richards, L. A., y Weaver, L. R. (1944). Moisture retention by some irrigated soils as related to soil-moisture tension. *Journal of Agricultural Research*, 69(6), 215–235.
- Rijsberman, F. R. (2006). Water scarcity: Fact or fiction? *Agricultural Water Management*, 80(1-3 SPEC. ISS.), 5–22.
<https://doi.org/10.1016/j.agwat.2005.07.001>
- Roberts, I. P., y Clinton, L. A. (1897). Second report on potato culture. In *Bulletin* 140. University of Ithaca.
- Romano, N., Nasta, P., Severino, G., y Hopmans, J. W. (2011). Using Bimodal Lognormal Functions to Describe Soil Hydraulic Properties. *Soil Science Society of America Journal*, 75(2), 468–480.
<https://doi.org/10.2136/sssaj2010.0084>
- Rubin, J. (1967). Numerical Method for Analyzing Hysteresis - Affected, Post - Infiltration Redistribution of Soil Moisture. *Soil Science Society of America Journal*, 31(1), 13–20.
<https://doi.org/10.2136/sssaj1967.03615995003100010009x>
- Rudiyanto, Toride, N., Sakai, M., y Šimůnek, J. (2013). A Hysteretic Model of Hydraulic Properties for Dual - Porosity Soils. *Soil Science Society of America Journal*, 77(4), 1182–1188. <https://doi.org/10.2136/sssaj2012.0339n>

- Ruis, S. J., Blanco-Canqui, H., Elmore, R. W., Proctor, C., Koehler-Cole, K., Ferguson, R. B., ... y Shapiro, C. A. (2020). Impacts of cover crop planting dates on soils after four years. *Agronomy Journal*, 112(3), 1649-1665.
- SAGyP. (2023a). Estimaciones agrícolas. Disponible en <http://datosestimaciones.magyp.gob.ar/>. Último acceso: Febrero de 2023.
- SAGyP. (2023b). Estimaciones agrícolas. Mapeo de Cultivos de Servicio. Disponible en: <https://www.magyp.gob.ar/sitio/areas/estimaciones/tableros/cultivos-cobertura.php>.
- Salazar, M. P., Soracco, C. G., Villarreal, R., Polich, N. G., Bellora, G. L., Turinetto, M. J., y Lozano, L. A. (2020). Winter cover crops effects on soil organic carbon and soil physical quality in a typical argiudoll under continuous soybean cropping. *Revista Brasileira de Ciencia Do Solo*, 44, 1–17. <https://doi.org/10.36783/18069657rbc20200103>
- Sartori, F., Piccoli, I., Polese, R., y Berti, A. (2022). Transition to conservation agriculture: How tillage intensity and covering affect soil physical parameters. *Soil*, 8(1), 213–222. <https://doi.org/10.5194/soil-8-213-2022>
- Sasal, M. C., Andriulo, A. E., y Taboada, M. A. (2006). Soil porosity characteristics and water movement under zero tillage in silty soils in Argentinian Pampas. *Soil and Tillage Research*, 87(1), 9–18. <https://doi.org/10.1016/j.still.2005.02.025>
- Sasal, M. C., Boizard, H., Andriulo, A. E., Wilson, M. G., y Léonard, J. (2017). Platy structure development under no-tillage in the northern humid Pampas of Argentina and its impact on runoff. *Soil and Tillage Research*, 173, 33–41. <https://doi.org/10.1016/j.still.2016.08.014>
- Sasal, M. C., Castiglioni, M. G., Paz Ferreiro, J., Wilson, M. G., y Oszust, J. (2009). Propiedades hidrológicas edáficas bajo diferentes secuencias de cultivos en Siembra Directa. *Estudios En La Zona No Saturada Del Suelo*, IX, 7. <https://www.researchgate.net/publication/268433798>
- Sastre, B., Marques, M. J., García-Díaz, A., y Bienes, R. (2018). Three years of management with cover crops protecting sloping olive groves soils, carbon and water effects on gypsiferous soil. *Catena*, 171(February), 115–124. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.07.003>
- Schindler, U., Durner, W., von Unold, G., y Müller, L. (2010). Evaporation Method for Measuring Unsaturated Hydraulic Properties of Soils: Extending the Measurement Range. *Soil Science Society of America Journal*, 74(4), 1071. <https://doi.org/10.2136/sssaj2008.0358>
- Schmidt, E. S., Villamil, M. B., y Amiotti, N. M. (2018). Soil quality under conservation practices on farm operations of the southern semiarid pampas region of Argentina. *Soil and Tillage Research*, 176(November 2017), 85–94. <https://doi.org/10.1016/j.still.2017.11.001>

- Schwen, A., Bodner, G., Scholl, P., Buchan, G. D., y Loiskandl, W. (2011). Temporal dynamics of soil hydraulic properties and the water-conducting porosity under different tillage. *Soil and Tillage Research*, 113(2), 89–98. <https://doi.org/10.1016/j.still.2011.02.005>
- Sepehrnia, N., Hajabbasi, M. A., Afyuni, M., y Lichner, L. (2016). Extent and persistence of water repellency in two Iranian soils. *Biologia (Poland)*, 71(10), 1137–1143. <https://doi.org/10.1515/biolog-2016-0135>
- Serio, L. (2011). Variabilidad y cambio climático. En: *Agrometeorología*. G.M. Murphy y R.H. Hurtado (eds.). Editorial Facultad de Agronomía-UBA cap. 9, pág. 149-164
- Sharma, P., Singh, A., Kahlon, C. S., Brar, A. S., Grover, K. K., Dia, M., y Steiner, R. L. (2018). The Role of Cover Crops towards Sustainable Soil Health and Agriculture—A Review Paper. *American Journal of Plant Sciences*, 09(09), 1935–1951. <https://doi.org/10.4236/ajps.2018.99140>
- Shiklomanov, I. A., y Rodda. (2003). World water resources at the beginning of the twenty-first century. In Cambridge University Press.
- Singh, G., Kaur, G., y Williard, K. (2020). Cover crops and landscape positions impacts infiltration and anion leaching in corn-soybean rotation. *Journal of the Mississippi Academy of Sciences*, 65(September), 346–358.
- Siska, E. M., y Takara, K. (2015). Achieving water security in global change: dealing with associated risk in water investment. *Procedia Environmental Sciences*, 28(Sustain 2014), 743–749. <https://doi.org/10.1016/j.proenv.2015.07.087>
- Soil Survey Staff. (2014). *Keys to Soil Taxonomy* (12th ed.). In Service, USDA-Natural Resources Conservation.
- Sokal, R.R., y Rohlf, F.J., (1995). *The Principles and Practice of Statistics in Biological Research*. Biometry. ed., New York
- Soracco, C. G. (2009). Efecto de la compactación sobre el sistema poroso del suelo en diferentes situaciones de labranza. *Modelización y realidad*. (Tesis doctoral). Universidad Nacional de La Plata, Buenos Aires, Argentina.
- Soracco, C. G., Lozano, L. A., Sarli, G. O., Gelati, P. R., y Filgueira, R. R. (2010). Anisotropy of Saturated Hydraulic Conductivity in a soil under conservation and no-till treatments. *Soil and Tillage Research*, 109(1), 18–22. <https://doi.org/10.1016/j.still.2010.03.013>
- Soracco, C. G., Lozano, L. A., Sarli, G. O., Gelati, P. R., y Filgueira, R. R. (2011). Using tension disc infiltrometer to determine infiltration and water-conducting macroporosity and mesoporosity relationships in an agricultural silty loam soil. *Soil Science*, 176(9), 459–463. <https://doi.org/10.1097/SS.0b013e3182257d65>

- Soracco, C. G., Lozano, L. A., Villarreal, R., Melani, E., y Sarli, G. O. (2018). Temporal variation of soil physical quality under conventional and no-till systems. *Revista Brasileira de Ciencia Do Solo*, 42, 1–12. <https://doi.org/10.1590/18069657rbcs20170408>
- Soracco, C. G., Lozano, L. A., Villarreal, R., Palancar, T. C., Collazo, D. J., Sarli, G. O., y Filgueira, R. R. (2015). Effects of compaction due to machinery traffic on soil pore configuration. *Revista Brasileira de Ciencia Do Solo*, 39(2), 408–415. <https://doi.org/10.1590/01000683rbcs20140359>
- Soracco, C. G., Villarreal, R., Melani, E. M., Oderiz, J. A., Salazar, M. P., Otero, M. F., Irizar, A. B., y Lozano, L. A. (2019). Hydraulic conductivity and pore connectivity. Effects of conventional and no-till systems determined using a simple laboratory device. *Geoderma*, 337(August 2018), 1236–1244. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.10.045>
- SSSA. (2023). Glossary of Soil Science Terms. Soil Science Society of América. Disponible en :<https://www.soils.org/publications/soils-glossary/#>.
- Staple, W. J. (1966). Infiltration and Redistribution of Water in Vertical Columns of Loam Soil. *Soil Science Society of America Journal*, 30(5), 553–558. <https://doi.org/10.2136/sssaj1966.03615995003000050010x>
- Steele, M. K., Coale, F. J., y Hill, R. L. (2012). Winter Annual Cover Crop Impacts on No-Till Soil Physical Properties and Organic Matter. *Soil Science Society of America Journal*, 76(6), 2164–2173. <https://doi.org/10.2136/sssaj2012.0008>
- Stewart, R. D., Rupp, D. E., Najm, M. R. A., y Selker, J. S. (2013). Modeling effect of initial soil moisture on sorptivity and infiltration. *Water Resources Research*, 49(10), 7037–7047. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20508>
- Strudley, M. W., Green, T. R., y Ascough, J. C. (2008). Tillage effects on soil hydraulic properties in space and time: State of the science. *Soil and Tillage Research*, 99(1), 4–48. <https://doi.org/10.1016/j.still.2008.01.007>
- Taylor, S. A., y Heuser, N. C. (1953). Water Entry and Downward Movement in Undisturbed Soil Cores. *Soil Science Society of America Journal*, 17(3), 195–201. <https://doi.org/10.2136/sssaj1953.03615995001700030004x>
- Ursino, N., Roth, K., Gimmi, T., y Flüher, H. (2000). Upscaling of anisotropy in unsaturated Miller-similar porous media. *Water Resources Research*, 36(2), 421–430. <https://doi.org/10.1029/1999WR900320>
- Vachaud, G., y Thony, J. L. (1971). Hysteresis during infiltration and redistribution in a soil column at different initial water contents. *Water Resources Research*, 7(1), 111–127.
- van Dam, J. C., Wösten, J. H. M., y Nemes, A. (1996). Unsaturated soil water movement in hysteretic and water repellent field soils. *Journal of Hydrology*, 184(3–4), 153–173. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(95\)02996-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(95)02996-6)

- van Genuchten, M. T. (1980). A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44(5), 892–898. <https://doi.org/10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x>
- Vandervaere, J.-P., Vauclin, M., y Elrick, D. E. (2000). Transient Flow from Tension Infiltrimeters II. Four Methods to Determine Sorptivity and Conductivity. *Soil Science Society of America Journal*, 64(4), 1272–1284. <https://doi.org/10.2136/sssaj2000.6441272x>
- Vasel-be-hagh, A., y Ting, D. S. K. (2020). Environmental Management of Air, Water, Agriculture, and Energy. In *Environmental Management of Air, Water, Agriculture, and Energy*. <https://doi.org/10.1201/9780429196607>
- Vereecken, H., Amelung, W., Bauke, S. L., Bogaen, H., Brüggemann, N., Montzka, C., Vanderborght, J., Bechtold, M., Blöschl, G., Carminati, A., Javaux, M., Konings, A. G., Kusche, J., Neuweiler, I., Or, D., Steele-Dunne, S., Verhoef, A., Young, M., y Zhang, Y. (2022). Soil hydrology in the Earth system. *Nature Reviews Earth and Environment*, 3(9), 573–587. <https://doi.org/10.1038/s43017-022-00324-6>
- Vereecken, H., Kasteel, R., Vanderborght, J., y Harter, T. (2007). Upscaling Hydraulic Properties and Soil Water Flow Processes in Heterogeneous Soils: A Review. *Vadose Zone Journal*, 6(1), 1–28. <https://doi.org/10.2136/vzj2006.0055>
- Vereecken, H., Schnepf, A., Hopmans, J. W., Javaux, M., Or, D., Roose, T., Vanderborght, J., Young, M. H., Amelung, W., Aitkenhead, M., Allison, S. D., Assouline, S., Baveye, P., Berli, M., Brüggemann, N., Finke, P., Flury, M., Gaiser, T., Govers, G., ... Young, I. M. (2016). Modeling Soil Processes: Review, Key Challenges, and New Perspectives. *Vadose Zone Journal*, 15(5), vzj2015.09.0131. <https://doi.org/10.2136/vzj2015.09.0131>
- Villamil, M. B., Bollero, G. A., Darmody, R. G., Simmons, F. W., y Bullock, D. G. (2006). No-till corn/soybean systems including winter cover crops: Effects on soil properties. *Soil Science Society of America Journal*, 70(6), 1936–1944. <https://doi.org/10.2136/sssaj2005.0350>
- Villarreal, R. (2018). Variación temporal de las propiedades físicas del suelo y su impacto en la dinámica del glifosato en suelos bajo siembra directa y labranza convencional. (Tesis doctoral). Universidad Nacional de La Plata, Buenos Aires, Argentina.
- Villarreal, R., Barraco, M., Lozano, L. A., Soracco, C. G., Polich, N., y Salazar, M. P. (2022). Cover crops effects on soil hydraulic properties in two contrasting Mollisols of the Argentinean Pampas region. *Soil Science Society of America Journal*, 86(January), 1397–1412. <https://doi.org/10.1002/saj2.20373>
- Villarreal, R., Lozano, L. A., Melani, E. M., Polich, N. G., Salazar, M. P., Bellora, G. L., y Soracco, C. G. (2021). First-year cover crop effects on the physical

- and hydraulic properties of the surface layer in a loamy soil. *Soil and Tillage Research*, 213(May). <https://doi.org/10.1016/j.still.2021.105141>
- Villarreal, R., Lozano, L. A., Melani, E. M., Salazar, M. P., Otero, M. F., y Soracco, C. G. (2019). Diffusivity and sorptivity determination at different soil water contents from horizontal infiltration. *Geoderma*, 338(July 2018), 88–96. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.11.045>
- Villarreal, R., Lozano, L. A., Salazar, M. P., Bellora, G. L., Melani, E. M., Polich, N., y Soracco, C. G. (2020). Pore system configuration and hydraulic properties. Temporal variation during the crop cycle in different soil types of Argentinean Pampas Region. *Soil and Tillage Research*, 198(November 2019), 104528. <https://doi.org/10.1016/j.still.2019.104528>
- Villarreal, R., Soracco, C. G., Lozano, L. A., Melani, E. M., y Sarli, G. O. (2017). Temporal variation of soil sorptivity under conventional and no-till systems determined by a simple laboratory method. *Soil and Tillage Research*, 168, 92–98. <https://doi.org/10.1016/j.still.2016.12.013>
- Vivas, H. S., Keller, O., Albrecht, R., Pescetti, H., y Calcaterra, C. (1988). Siembra directa de soja. Alternativa conservacionista para suelos del centro de Santa Fe. INTA, 25.
- Vogel, H. J., Gerke, H. H., Mietchak, R., Zahl, R., y Wöhling, T. (2023). Soil hydraulic conductivity in the state of nonequilibrium. *Vadose Zone Journal*, May 2022, 1–12. <https://doi.org/10.1002/vzj2.20238>
- Vreedenburgh, C. G. J. (1936). On the steady flow of water percolating through soils with homogeneous-anisotropic permeability. *Proc. Int. Conf. Soil Mech. and Found. Eng.*, 1, 222–225. [https://doi.org/10.1016/0266-1144\(84\)90012-8](https://doi.org/10.1016/0266-1144(84)90012-8)
- Wagger, M. G., y Denton, H. P. (1989). Influence of Cover Crop and Wheel Traffic on Soil Physical Properties in Continuous No-Till Corn. *Soil Science Society of America Journal*, 53(4), 1206–1210. <https://doi.org/10.2136/sssaj1989.03615995005300040036x>
- Wahl, N. A., Bens, O., Buczko, U., Hangen, E., y Hüttl, R. F. (2004). Effects of conventional and conservation tillage on soil hydraulic properties of a silty-loamy soil. *Physics and Chemistry of the Earth*, 29(11-12 SPEC. ISS.), 821–829. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2004.05.009>
- Walkley, A., y Black, I. A. (1934). An examination of the degtjareff method for determining soil organic matter, and a proposed modification of the chromic acid titration method. *Soil Science*, 37(1), 29–38.
- Wallace, J. S. (2000). Increasing agricultural water use efficiency to meet future food production. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 82(1–3), 105–119. [https://doi.org/10.1016/S0167-8809\(00\)00220-6](https://doi.org/10.1016/S0167-8809(00)00220-6)
- Walthert, L., y Schleppei, P. (2018). Equations to compensate for the temperature effect on readings from dielectric Decagon MPS-2 and MPS-6 water potential

- sensors in soils. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 181(5), 749–759. <https://doi.org/10.1002/jpIn.201700620>
- Wang, Z., Tuli, A., y Jury, W. A. (2003). Unstable Flow during Redistribution in Homogeneous Soil. *Vadose Zone Journal*, 2(1), 52–60. <https://doi.org/10.2136/vzj2003.5200>
- Wang, Y.; Liu, C.; Xu, J.; Jiang, C. (2015). Soil moisture characteristics analysis of upland red soils as affected by the long-term application of organic-inorganic fertilization. *Chinese Journal of Soil Science*. 2015, 46, 334–340
- Watson, K. W., y Luxmoore, R. J. (1986). Estimating Macroporosity in a Forest Watershed by use of a Tension Infiltrometer. *Soil Science Society of America Journal*, 50(3), 578–582. <https://doi.org/10.2136/sssaj1986.03615995005000030007x>
- Weninger, T., Bodner, G., Kreiselmeier, J., Chandrasekhar, P., Julich, S., Feger, K. H., Schwärzel, K., y Schwen, A. (2018). Combination of measurement methods for a wide-range description of hydraulic soil properties. *Water (Switzerland)*, 10(8), 1–15. <https://doi.org/10.3390/w10081021>
- Werenfels, L., Proebsting, E. L., Warner, R. M., y Tate, R. (1963). Cover crops improve infiltration rates. *California Agriculture*, 4–5.
- Wessolek, G., Plagge, R., Leij, F. J., y van Genuchten, M. T. (1994). Analysing problems in describing field and laboratory measured soil hydraulic properties. *Geoderma*, 64(1–2), 93–110. [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(94\)90091-4](https://doi.org/10.1016/0016-7061(94)90091-4)
- White, I., y Sully, M. J. (1987). Macroscopic and microscopic capillary length and time scales from field infiltration. *Water Resources Research*, 23(8), 1514–1522.
- Widomski, M. K., Iwanek, M., y Stepniewski, W. (2013). Implementing Anisotropy Ratio to Modeling of Water Flow in Layered Soil. *Soil Science Society of America Journal*, 77(1), 8–18. <https://doi.org/10.2136/sssaj2012.0142>
- Wilson, G. F., Lal, R., y Okigbo, B. N. (1982). Effects of cover crops on soil structure and on yield of subsequent arable crops grown under strip tillage on an eroded alfisol. *Soil and Tillage Research*, 2(3), 233–250. [https://doi.org/10.1016/0167-1987\(82\)90013-7](https://doi.org/10.1016/0167-1987(82)90013-7)
- Wilson, M. G., Maggi, A. E., Castiglioni, M. G., Gabioud, E. A., y Sasal, M. C. (2020). Conservation of ecosystem services in argiudolls of Argentina. *Agriculture (Switzerland)*, 10(12), 1–21. <https://doi.org/10.3390/agriculture10120649>
- Witkowska-Walczak, B. (2006). Hysteresis between wetting and drying processes as affected by soil aggregate size. *International Agrophysics*, 20(4), 359–365.
- Wooding, R. A. (1968). Steady infiltration from a shallow circular pond. *Water Resources Research*, 4(6), 1259–1273.

- Youngs, E. G. (1958). Redistribution of moisture in porous materials after infiltration: 1. *Soil Science*, 86(3), 117–125. <https://doi.org/10.1097/00010694-195810000-00006>
- Youngs, E. G., y Price, R. I. (1981). Scaling of infiltration behavior in dissimilar porous materials. *Water Resources*, 17(4), 1065–1070.
- Yu, Y., Loiskandl, W., Kaul, H. P., Himmelbauer, M., Wei, W., Chen, L., y Bodner, G. (2016). Estimation of runoff mitigation by morphologically different cover crop root systems. *Journal of Hydrology*, 538, 667-676. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.04.060>
- Yu, S., Xu, Q., Cheng, X., Xiang, Y., Zhu, Y., Yan, X., Wang, Z., Du, T., Wu, X., y Cheng, Q. (2021). In-situ determination of soil water retention curves in heterogeneous soil profiles with a novel dielectric tube sensor for measuring soil matric potential and water content. *Journal of Hydrology*, 603(PA), 126829. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126829>
- Yudina, A., y Kuzyakov, Y. (2023). Dual nature of soil structure: The unity of aggregates and pores. *Geoderma*, 434(March 2022), 116478. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2023.116478>
- Zhai, Q., Rahardjo, H., Satyanaga, A., Dai, G., y Du, Y. (2020). Estimation of the wetting scanning curves for sandy soils. *Engineering Geology*, 272(April), 105635. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2020.105635>
- Zhang, R. (1997). Determination of Soil Sorptivity and Hydraulic Conductivity from the Disk Infiltrometer. *Soil Science Society of America Journal*, 61(4), 1024–1030. <https://doi.org/10.2136/sssaj1997.03615995006100040005x>
- Zhuang, L., Hassanizadeh, S. M., Kleingeld, P. J., y van Genuchten, M. T. (2017). Revisiting the horizontal redistribution of water in soils: Experiments and numerical modeling. *Water Resources Research*, 53(9), 7576–7589. <https://doi.org/10.1002/2017WR020410>