

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA
FACULTAD DE CIENCIAS AGRARIAS Y FORESTALES



Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales
UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA

INFORME DE TRABAJO FINAL DE CARRERA

**EFFECTO DE LOS CULTIVOS DE COBERTURA EN SUELOS BAJO
SIEMBRA DIRECTA SOBRE LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA
SATURADA MEDIDA CON TRES MÉTODOS DIFERENTES**

Nombre del alumno: Guido Lautaro Bellora

DNI: 35.949.783

Número de legajo: 26793/7

Dirección de correo electrónico: guidobellora39@gmail.com

Teléfono: 01136588054

Director: Ing. Agr. Nicolás G. Polich

Co-director: C. Germán Soracco

Fecha de entrega: 02/07/2020

Institución: Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales, UNLP

Lugar de trabajo: Física Aplicada

Modalidad: Trabajo de investigación

INTRODUCCIÓN Y MARCO TEÓRICO

Argentina se caracteriza por ser un país agrícola-ganadero, con una historia de desarrollo ligada a la producción agropecuaria con fines de exportación. En los últimos 20 años, este sistema sufrió una fuerte intensificación con un incremento exponencial de la producción asociado a la introducción de la siembra directa (SD), que permitió la expansión de la frontera agrícola (Domínguez & Bedano, 2016) y principalmente del cultivo de soja (*Glycine max* L.) sobre regiones tradicionalmente destinadas a otras actividades (Carrasco et al., 2012). La SD se introdujo como una alternativa para evitar la degradación de suelos producida por años de labranza y para bajar los costos de producción. Se atribuye a la SD la capacidad de disminuir la pérdida de materia orgánica (MO) y la erosión hídrica y eólica (Díaz-Zorita et al., 2004). Mientras que la labranza convencional (LC), al perturbar el suelo promueve la mineralización de la MO (Duval et al., 2016; Behrends Kraemer et al., 2017), la SD, que implica una perturbación mínima, permite una mayor acumulación de MO en superficie (Díaz-Zorita et al., 2004; Carrasco et al., 2012; Blanco-Canqui & Ruis, 2018). Un aumento en la MO del suelo se asocia a una mejora en la fertilidad física y química del suelo, pudiendo disminuir las pérdidas por erosión, y aumentar el agua almacenada (Blanco-Canqui & Lal, 2009; Domínguez & Bedano, 2016), preservar en número y diversidad la fauna del suelo, promoviendo la conservación del carbono orgánico, aumentando la estabilidad estructural (Morrás et al., 2001; Álvarez & Steinbach, 2009; González Chávez et al., 2010), y mejorando por lo tanto la configuración del sistema poroso y el flujo de agua y aire (Lozano, 2014).

En la región pampeana, sin embargo, el reemplazo del tradicional modelo de rotación agrícola-ganadera bajo LC por la SD, no trajo aparejadas las ventajas que se le habían atribuido e incluso generó problemáticas ambientales. En Argentina la expansión de la SD vino de la mano de un incremento en el área con monocultivo de soja (Novelli et al., 2011), y sin estar acompañada por otras prácticas agrícolas

recomendadas (e.g. rotación de cultivos, fertilización, control integrado de plagas) (Austin et al., 2006). La soja es un cultivo que deja muy poco rastrojo, y ese rastrojo tiene una relación C/N baja, por lo tanto se descompone muy rápidamente y no resulta en un balance positivo de MO en el suelo (Studdert & Echeverría, 2000; Olson et al., 2010; Duval et al., 2016; Behrends Kraemer et al., 2017), ni logra mantener cubierto el suelo durante el largo barbecho invernal.

Entre las prácticas sugeridas para preservar la fertilidad física y química de los suelos bajo SD se encuentran los cultivos de cobertura (CC). Estos consisten en sembrar, generalmente durante el período invernal, un cultivo que funciona como cobertura vegetal viva, con distintos objetivos entre los que se incluyen: el aporte de MO, el control de malezas, plagas y enfermedades, la conservación del suelo y del agua y la alimentación humana y animal (AAPRESID, 2016).

La inclusión de CC implica mayor actividad de raíces y actividad biológica en el suelo, además de un mayor aporte de MO durante ese período (Studdert & Echeverría, 2000; Duval et al., 2016; Behrends Kraemer et al., 2017). Por lo tanto los CC realzarían las ventajas de la SD de mantener el suelo cubierto e incorporar MO sin aumentar las tasas de mineralización por efecto de la aireación. La acumulación de MO en la superficie genera estructura y aporta estabilidad estructural (Sasal, 2012; Novelli et al., 2013; Blanco-Canqui & Ruis, 2018). Además, la MO estimula 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 (Domínguez & Bedano, 2016). Por otra parte, la cobertura del suelo reduce las fluctuaciones abruptas en el contenido de agua y en la temperatura capaces de generar la desintegración de los agregados (Blanco-Canqui & Ruis, 2018). 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). El sistema

poroso del suelo y su funcionalidad puede ser estudiado a través de variables físicas como la curva de retención hídrica (CRH) y la conductividad hidráulica (K).

La CRH es definida como la relación entre el contenido de humedad volumétrico (θ) y el potencial hidráulico (h) (Moret-Fernández & Latorre, 2017). Esta función del suelo es fundamental para estudiar el comportamiento del suelo a diferentes contenidos de humedad.

Cuando el agua se encuentra saturando por completo el suelo el caudal, Q [L^3T^{-1}], que fluye a través de una columna de un material poroso saturado, es directamente proporcional al área transversal, A [L^2], a la diferencia de carga hidráulica, ΔH [L], e inversamente proporcional a la longitud de la columna, L [L]:

$$Q \sim A \Delta H / L \quad (1)$$

Usualmente, 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 es definida como:

$$\Delta H = H_i - H_o \quad (2)$$

La diferencia de carga hidráulica por unidad de distancia en la dirección del flujo ($\Delta H/L$) es conocido como el gradiente hidráulico, siendo la fuerza motora del movimiento del agua en el suelo. A su vez, se define el flujo, q [LT^{-1}] como el cociente entre el Q que atraviesa una sección transversal a la dirección de dicho flujo y el área de la misma; la ecuación (1) queda de la siguiente forma:

$$q \sim \Delta H / L \quad (3)$$

La constante de proporcionalidad K es la conductividad hidráulica:

$$q = -K \Delta H / L \quad (4)$$

La ecuación 4 es conocida como la ley de Darcy, en honor a su descubridor, el ingeniero francés Henri Darcy. El signo negativo indica que el flujo de agua se mueve en el sentido de potenciales decrecientes.

Cuando el flujo de agua no es estacionario (i.e., el flujo cambia con el tiempo) o el suelo no es uniforme, puede darse la situación que la carga hidráulica no cambie linealmente en la dirección del flujo, teniendo que considerarse en estos casos el gradiente instantáneo:

$$q = -K dH/dL \quad (5)$$

Slichter (1899) generalizó la ley de Darcy para un medio poroso saturado en las tres dimensiones a través de la siguiente ecuación diferencial:

$$q = -K \nabla H \quad (6)$$

Donde ∇ es un operador diferencial vectorial, siendo ∇H es el gradiente de carga hidráulica en el espacio tridimensional. Para el caso de flujo unidireccional, la ecuación 6 quedará:

$$q = -K dH/dx \quad (7)$$

De la expresión 7 queda claro que la K puede interpretarse como el factor de proporcionalidad entre el gradiente hidráulico y el flujo de agua.

Las propiedades físicas e hidráulicas del suelo son extremadamente variables, dependiendo de las distintas interacciones biológicas y climáticas que puedan presentarse (Liesch et al., 2011). En este sentido, diversos autores han reportado que la introducción de CC puede afectar propiedades que determinan la entrada del agua en el suelo y su dinámica debido a la mayor cantidad de biomasa incorporada al sistema (Carof., 2008; Blanco-Canqui et al., 2011; Liesch et al., 2011; Behrends Kraemer et al., 2017; Álvarez et al., 2017; Haruna et al., 2018). Haruna et al. (2018) encontraron que la presencia de CC generó un aumento de un 24 % en la cantidad de macroporos. Carof (2008) reportó que la introducción de CC causó un aumento en la

cantidad de macroporos conductores de agua, en comparación con planteos de SD sin CC, aunque dichos cambios no se reflejaron en una mayor K. Blanco-Canqui et al. (2011) observaron que el CC causó una disminución de la densidad aparente (DAP) del suelo, lo que resultó en una mayor tasa de infiltración. En cuanto a la estructura del suelo, Behrends Kraemer et al. (2017) encontraron que la intensificación de la secuencia de cultivos induce rasgos estructurales favorables (mayores índices visuales de evaluación de la estructura y porosidad visible), que a la vez están correlacionados con mayor estabilidad estructural y asociados a las fracciones más lábiles del carbono orgánico.

Los valores de $K(h)$ se pueden obtener in-situ con un infiltrómetro de disco a tensión (TI) (Perroux & White, 1988). Para suelos estructurados, las mediciones in-situ se prefieren para minimizar las alteraciones en el volumen de suelo muestreado y para mantener su conexión funcional con el suelo circundante. En los últimos años, el TI parece haberse vuelto un método de referencia para determinar K cerca de saturación (Alagna et al., 2016). Una de las cualidades más importantes del TI es que permite la eliminación del flujo de agua en macroporos de un determinado tamaño (Dohnal et al., 2010). Entre sus limitaciones, se puede observar que la tasa de infiltración básica se alcanza entre 1 y 2 h desde que se comenzó la medición, limitando las repeticiones, sitios de muestreo y tensiones empleadas.

Infiltrómetros de minidisco fueron propuestos (Madsen & Chandler, 2007; Dohnal et al., 2010; Gordon & Hallett, 2014; Klípa et al., 2015). Estos dispositivos exploran una superficie menor, permitiendo un buen contacto entre el disco y el suelo, y requieren menos tiempo de medición (Alagna et al., 2016). Además, reduce el tamaño del equipo, el volumen de agua utilizado y permite mediciones en superficies con pendiente o con mucha micro topografía (Madsen & Chandler, 2007). Sin embargo, es necesario tener muchos infiltrómetros para poder obtener un adecuado número de repeticiones en las mediciones a campo, lo que puede ser caro y conlleva mucho

tiempo. Algunos autores compararon diferentes métodos para obtener K saturada (K_0) en laboratorio (Bagarello et al., 2006; Iwanek, 2008; Madsen et al., 2008), a campo (Bagarello et al., 2004; Buczko et al., 2006) y laboratorio vs campo (Reynolds et al., 2000; Basile et al., 2003; Zhang et al., 2007), obteniendo diferentes resultados, debido a que la K_0 es extremadamente sensible al tamaño y cantidad de muestras, además de la dirección del flujo.

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 (Stolte et al., 1994; Madsen et al., 2008). Últimamente, K en función de la tensión de agua del suelo ($K(h)$) se mide en laboratorio utilizando un método de evaporación simplificado (Schindler, 1980; Schindler & Müller, 2006), basado en el método de Wind (1966). Utilizando esta metodología junto con la CRH, que determina el contenido de agua en diferentes tensiones de suelo, en la misma muestra, es posible obtener el índice de conexión de poros para cada familia de ellos (Lozano et al., 2013). Sin embargo, el equipamiento para la determinación de $K(h)$ a través del método de evaporación es caro y no está disponible en todos los laboratorios de suelo. En este sentido, los mini infiltrómetros (MI) fueron diseñados para medir la infiltración de agua en el suelo a una escala de agregado (Leeds-Harrison et al., 1994). Recientemente, Villarreal et al. (2017), propuso una metodología para determinar la sortividad (S) en muestras no disturbadas en laboratorio basado en Leeds-Harrison et al. (1994), usando mini infiltración bajo condiciones controladas en un tiempo muy corto. Con una configuración similar, Leeds-Harrison & Youngs (1997) obtienen la K_0 en agregados de suelo bajo diferentes sistemas de manejo, y Whalley et al. (2004) determinaron K_0 en muestras con un dispositivo similar usando la aproximación propuesta por Reynolds & Elrick (1991). Este dispositivo tiene la ventaja de que es

barato, ya que solo requiere una balanza conectada a una computadora, este equipamiento se encuentra disponible en la mayoría de los laboratorios de suelos. Además puede ser usado en muestras con diferentes formas y diámetros, y demanda menos tiempo que la mayoría de los métodos disponibles.

HIPÓTESIS

1 - La incorporación de CC en rotaciones de cultivos bajo SD, generan un aumento en la K_0 , en comparación con rotaciones de cultivos bajo SD sin CC.

2- Los métodos de laboratorio y de campo arrojan valores similares de K_0 .

OBJETIVOS

Objetivo general

Aportar información sobre el efecto de los CC sobre las propiedades físicas en suelos bajo SD de la Región pampeana argentina.

Objetivos particulares

1 - Evaluar el efecto de los CC sobre la K_0 , la Dap y COT del suelo bajo SD, en dos suelos diferentes de la región pampeana.

2 - Comparar distintos métodos de laboratorio y de campo para obtener K_0 .

MATERIALES Y MÉTODOS

Sitios y tratamientos

Los muestreos y determinaciones se realizaron en dos sitios de la región pampeana correspondientes a ensayos del INTA.

Sitio Pergamino

Los muestreos se realizaron en la estación experimental INTA Pergamino (Provincia de Buenos Aires, 33° 57' S, 60° 33' O). El suelo es un Argiudol típico (Soil Survey Staff, 2010) de la serie Pergamino, de familia fina, térmica e illítica, de textura franco limoso, con predominio de arcilla illítica y esmectitas. La secuencia de horizontes: A (0–0,25 m), BA_t (0,25–0,34 m), B_t (0,34–0,95 m), BC (0,95–1,60 m) y C_k (1,60–2,00 m) (Soil Survey Staff, 2014). El clima se clasifica como templado con una temperatura media anual de 16,4 °C. La precipitación anual es de 946 mm. El lote estudiado se encuentra bajo SD hace más de 30 años, con monocultivo de soja hasta

el año 2010, donde se introdujeron los dos tratamientos a evaluar: a) soja bajo SD con un consociado de avena (*Avena sativa* L.) y vicia (*Vicia sativa* L.) como CC (CC) y b) soja bajo SD sin CC (SC).

Sitio Chascomús

Los muestreos se realizaron en la Chacra Experimental Integrada Chascomús (MAA-INTA), ubicada en las cercanías de la localidad de Chascomús (coordenadas 35°44' S, 58°03' O). El suelo es un Argiudol abrupto, fino, illítico, térmico (Soil Survey Staff, 2010) de textura franca. La serie es Udaondo (INTA,1990) y la secuencia de horizontes es: A (0–0,42 m), Ec(0,42–0,55 m), Bt (0,55–1,00 m), BC (1,00–1,35 m) y C (1,35+ m). El clima en la región es templado, con temperatura media anual 15,6 °C y precipitación anual promedio de 946 mm. Antes de que se estableciera el experimento, las parcelas estaban bajo SD con monocultivo de maíz (*Zea mays* L.) durante los últimos 10 años. En el año 2018 se instaló un ensayo con diseño experimental aleatorizado con dos sistemas de manejo: a) maíz bajo SD con un consociado de cebada (*Hordeum vulgare* L.) y vicia como CC (CC) y b) maíz bajo SD sin CC (SC).

Muestreo

A fin de evaluar el efecto del CC, se midieron distintos parámetros in situ y se tomaron muestras disturbadas y no disturbadas para determinaciones de laboratorio. Las muestras no disturbadas se extrajeron en cilindros de acero inoxidable de 5 cm de diámetro y 5 cm de largo (Fotografía 1). Se tomaron 8 muestras por tratamiento. Las determinaciones y toma de muestras se realizaron para cada uno de los tratamientos (SD con CC y SD sin CC), en superficie. Para la determinación de COT se tomaron muestras compuestas a distintas profundidades (0-5 cm; 5-10 cm; 10-20 cm).



Fotografía 1. Muestras no disturbadas.

Determinaciones

Propiedades químicas

Carbono orgánico total

Se determinó el carbono orgánico total (COT) mediante el método de Walkley & Black (1932), que consiste en una combustión húmeda de la MO con una mezcla de dicromato de potasio y ácido sulfúrico a aproximadamente 125 °C. El exceso de dicromato es luego titulado con una solución de sulfato ferroso amónico (sal de Mohr). Como la oxidación del carbono orgánico no es completa, se aplica un factor de corrección de 1,3 (van Reeuwijk, 2002).

Propiedades físicas

Curva de retención hídrica y distribución de tamaño de poros.

En el laboratorio, se determinó la distribución de tamaño de poros y la curva de retención hídrica, a partir de muestras no disturbadas 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, y presiones de 3 m y 150 m en olla de Richard). Cada tensión (h) se relaciona con una familia de poros según la ecuación de ascenso capilar (Hillel, 1998) y se obtuvieron los valores medios de macroporosidad (θ_{ma} , diámetro > 60 μm); mesoporosidad (θ_{me} , 30 μm < diámetro < 60 μm) y microporosidad (θ_{mi} , diámetro < 30 μm), derivados de la CRH.

A su vez, se determinó la densidad aparente (DAP) a partir del peso de muestras de suelo tomadas con cilindros de acero inoxidable de volumen conocido y secas en estufa a 105°C hasta peso constante (Hillel, 1998).

Conductividad hidráulica saturada

La K_0 se determinó con tres métodos diferentes, uno de campo a partir de infiltrometría, y dos de laboratorio utilizando muestras no disturbadas de suelo. Los métodos utilizados se describen a continuación.

Infiltración a campo

Se utilizó el infiltómetro de disco a tensión (TI) (Perroux & White, 1988) (Figura 1), con un diámetro de disco de 12,5 cm, para determinar la tasa de infiltración básica.

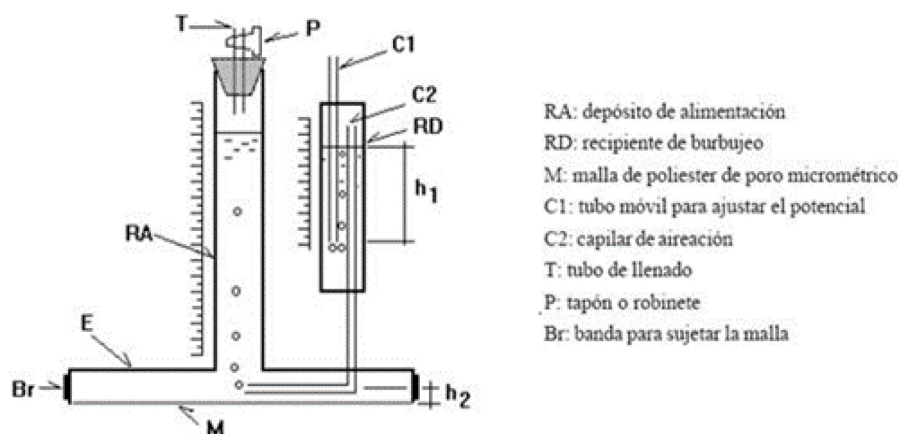


Figura 1. Esquema del infiltómetro de disco a tensión (Extraído de Lozano, 2014).

Los ensayos de infiltración se realizaron todos en el mismo momento (Fotografía 2). Se realizaron 4 repeticiones en cada cultivo y 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. La superficie se aliso con una espátula y se esparció una fina capa de arena seca, para asegurar un buen contacto hidráulico. Se midió infiltración a dos tensiones de entrega de agua, h (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. La K_0 fue calculada en base a la tasa de infiltración básica usando el método de las cargas múltiples de Ankeny (Ankeny et al., 1991).



Fotografía 2. Ensayos de infiltración a campo.

Mini infiltración en laboratorio

El dispositivo utilizado por el método de mini-infiltración (MI) consiste en un tubo con un pequeño disco (con una membrana del mismo material que la base del TI) de 1 cm de radio conectado a un reservorio de agua (Figura 2). El depósito de agua se coloca en una balanza analítica ($\pm 0,001$ g), conectado a una computadora. Las burbujas de aire fueron eliminadas previamente del mini infiltrómetro. Cada muestra de suelo se colocó en contacto con el disco de tensión. Las medidas de infiltración se realizaron a 2 valores de tensión (3 cm y 0 cm). La tensión se consigue elevando la muestra a una altura (h) sobre el nivel del agua. Cada determinación demora 3 minutos en alcanzar el estado estacionario y la masa de agua que infiltra por capilaridad quedó registrada en la balanza (como la variación de la masa) segundo a segundo. La infiltración acumulada se determinó como la relación entre el volumen infiltrado y el área del disco.

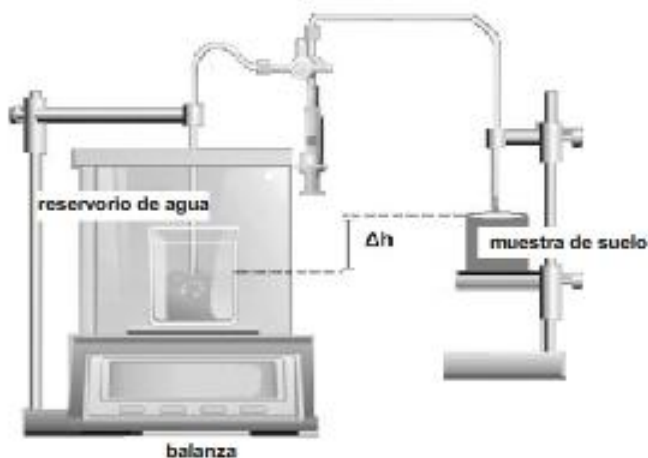


Figura 2. Esquema del mini infiltrómetro de laboratorio.

Método de carga constante

Se midió la K_0 por el método de carga constante (K_{sat}) (Klute & Dirksen, 1986). Las muestras de suelo no disturbadas se colocaron verticalmente. Se aplicó una carga

constante sobre la parte superior y la inferior quedó abierta a la atmósfera. La siguiente relación se usó para estimar K_0 (Hillel, 1998):

$$\frac{Q}{A} = q = -K_0 \frac{\Delta H}{D} \quad (8)$$

Donde Q es el volumen de agua circulando por unidad de tiempo ($L^3 T^{-1}$), A es la sección transversal de la muestra (L^2), q es la tasa de infiltración (LT^{-1}), K_0 es la conductividad hidráulica saturada (LT^{-1}), ΔH es la carga aplicada a la columna de suelo (L), D es la longitud de la columna (L), y $\Delta H/D$ es el gradiente hidráulico (adimensional).

La muestra se colocó verticalmente dentro de un embudo cubierto con una fina tela para mantener el suelo dentro del cilindro, a presión atmosférica. El agua destilada se extrajo de un depósito común a cada muestra individualmente.

Análisis estadístico

Para determinar los efectos de los tratamientos (con cultivo de cobertura, CC y sin cultivo de cobertura, SC) y de los métodos de estimación de K_0 (TI, MI, y carga constante), sobre las variables medidas se realizó un ANOVA factorial. Los sitios fueron analizados por separado. Se realizó un LSD para comparar las medias (Sokal & Rohlf, 1995). Como la distribución de K no es normal, se utilizaron valores logarítmicos. En todos los casos se mostraron las medias aritméticas. La significancia utilizada es de $p= 0,05$.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Densidad aparente

Los valores de DAP para los distintos sitios y tratamientos se muestran en la Tabla 1:

Tabla 1. Valores medios de densidad aparente (DAP) para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER) y tratamientos (Sin Cobertura, SC; Con Cobertura, CC). Las letras minúsculas indican diferencias significativas entre sitio x tratamiento (LSD, $p < 0,05$).

Tratamiento	DAP (g cm^{-3})	
	CHA	PER
SC	1,18 a	1,25 b
CC	1,16 a	1,24 b

Como se puede observar en la tabla los valores de DAP son similares entre tratamientos sin cobertura y con cobertura. Estos resultados concuerdan con los hallados por Restovich (2011) que trabajaron sobre la incorporación de CC en una rotación soja-maíz sobre suelos franco limosos. Alvarez et al. (2016) en un análisis de datos de 67 suelos de la región pampeana encontraron que los cambios en la DAP tenían incrementos o disminuciones no mayores a $0,1 \text{ g cm}^{-3}$, llegando a la conclusión de que la DAP no parece ser sustancialmente modificada por los cultivos de cobertura en la región.

Macroporosidad, mesoporosidad y microporosidad:

Los valores medios de macro, meso y microporosidad obtenidos a partir de la CRH se muestran en la Tabla 2:

Tabla 2. Valores medios de macroporosidad (θ_{ma} , m^3/m^3); mesoporosidad (θ_{me} , m^3/m^3) y microporosidad (θ_{mi} , m^3/m^3) derivadas de la CRH para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER) y tratamientos (Sin Cobertura, SC; Con Cobertura, CC). Las letras minúsculas indican diferencias significativas entre tratamientos para un sitio (LSD, $p < 0,05$).

Siti	o	Tratamiento	θ_{ma}	θ_{me}	θ_{mi}
CH	A	SC	0,13 a	0,03 a	0,34 a
		CC	0,10 a	0,03 a	0,38 b
PER		SC	0,15 a	0,04 a	0,32 a
		CC	0,15 a	0,03 a	0,33 a

En ambos sitios de estudio no se observaron diferencias significativas entre las familias de poros, a excepción de θ_{mi} en el sitio CHA. Este valor incrementa en el

tratamiento con cobertura, dando como resultado un aumento de la porosidad total y de la capacidad de almacenamiento de agua del suelo (Hernández et al., 2017). La falta de diferencias entre los sistemas de manejo para los valores de θ_{ma} está de acuerdo con reportes previos, quienes reportaron que la inclusión de CC en las rotaciones agrícolas no mejoran la macroporosidad del suelo (Restovich et al., 2011). Algunos autores mencionan que indicadores estáticos derivados de la CRH definen un estado general pero no dan información acerca de la estructura interna y funcionalidad del suelo (Horn & Kutilek, 2009), y que no son capaces de detectar el efecto de las prácticas de manejo sobre la configuración del sistema poroso del suelo (Lozano et al., 2016).

Conductividad hidráulica saturada

Los valores de K_0 obtenidos mediante los 3 métodos se muestran en la Tabla 3:

Tabla 3. Valores medios de conductividad hidráulica saturada (K_0) para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER), tratamientos (Sin Cobertura, SC; Con Cobertura, CC) y métodos (Infiltrómetro de disco a tensión, TI; microinfiltrómetro, MI; dispositivo Ksaturada, Ksat). Los porcentajes entre paréntesis indican el CV de los resultados. Las letras minúsculas indican diferencias significativas entre método x tratamiento (LSD, $p < 0,05$).

Sitio	Tratamiento	K_0 (cm h ⁻¹)		
		TI	MI	Ksat
CHA	SC	3,50 b (53%)	0,66 a (46%)	1,54 a (142%)
	CC	4,69 b (50%)	1,64 a (84%)	0,94 a (104%)
PER	SC	1,61 ab (22%)	2,31 b (46%)	2,06 ab (145%)
	CC	1,42 ab (85%)	0,70 a (49%)	3,49 ab (120%)

Los valores de CV observados se encuentran dentro del rango de variación citado en la literatura, llegando a superar con uno de los métodos el 100%. Esta alta variabilidad es característica para parámetros que miden el flujo de agua llegando a

registrarse valores de 400 % (Jury et al., 1986; Paz González et al., 2001; Bagarello & Sgroi, 2004; Johnston et al., 2009).

Para CHA tanto en el tratamiento SC y CC, el TI es el método que arroja los valores medios más elevados, mientras que ambas metodologías de laboratorio no muestran diferencias estadísticas significativas entre ellos. Los coeficientes de variación de TI son menores (SC: 53 % y CC: 50%) debido a que la medición se realiza in-situ, el volumen explorado es mayor y el flujo es tridimensional, que los de MI (SC: 46% y CC: 84%) y Ksat (SC: 142% y CC: 104%) pudiendo asumir que en este sitio fue la metodología que mejor estimó los valores de K_0 (Reynolds et al., 2000). En CHA, no se observó un incremento de K_0 ante la inclusión del CC, pero sí podemos observar que tiene una tendencia a incrementarse en el tratamiento con cobertura (a excepción de la metodología Ksat) concordando con lo reportado por Castiglioni et al. (2016).

Para PER tanto en el tratamiento SC y CC las metodologías no presentan diferencias significativas. La metodología que presentó los menores coeficientes de variación es MI (SC: 46% y CC: 49%) frente a TI (SC: 22% y CC: 85%) y Ksat (SC: 145% y CC: 120%). No se observa en PER una tendencia al aumento de la K_0 como en el otro sitio a excepción de Ksat.

Se observa que en CHA, los valores de la metodología TI son mayores que los de laboratorio, esto se atribuye a la perturbación del sistema poroso por la extracción de las muestras (cilindros), además del menor volumen muestreado acompañado de la heterogeneidad de los suelos. En PER todas las metodologías arrojan valores similares, concluyo que se debe a la falta de estructura de los suelos causado por un uso agrícola intensivo (30 años de monocultivo de Soja), por ende no hay perturbación del sistema poroso durante la extracción de las muestras.

Estos resultados coinciden con los reportados por otros autores. Varela et al. (2010) no encontraron diferencias significativas en la K_0 por la incorporación de CC trabajando en un suelo franco arenoso. Villamil et al. (2006) trabajando en un suelo franco limoso no encontraron efectos sobre la K_0 en lotes de 4 años con CC. Waggoner & Denton (1989) y Kaspar et al. (2001) trabajando sobre un suelo franco arenoso y franco respectivamente encontraron resultados ambiguos en sistemas con 3 años de CC. Sin embargo Keisling et al. (1994) en suelos con 17 años de incorporación de CC sí encontraron disminuciones en la DAP e incrementos en la K_0 , lo que parece indicar que el efecto de los CC sobre las propiedades físicas se manifiesta a largo plazo. En nuestros sitios de estudio se puede observar que en el corto plazo (2 años en CHA) y en el mediano plazo (10 años en PER) no se manifestaron los efectos de los CC sobre la K_0 del suelo.

Carbono orgánico total

Los valores de COT a distintas profundidades se muestran en la Tabla 4.

Tabla 4. Valores medios de carbono orgánico total (COT) para los distintos sitios de estudio (Chascomús, CHA; Pergamino, PER), profundidades (0-5 cm; 5-10 cm; 10-20 cm) y tratamientos (Sin Cobertura, SC; Con Cobertura, CC). Las letras minúsculas indican diferencias significativas entre tratamientos (LSD, $p < 0,05$).

Siti o	Tratamiento	COT (%)		
		0-5	5-10	10-20
CHA	SC	2,33 a	2,07 b	1,91 b
	CC	2,41 a	1,80 a	1,80 a
PER	SC	1,45 a	1,09 a	0,97 a
	CC	2,04 b	1,10 a	1,04 a

Para el sitio CHA se observa una tendencia en el aumento del COT en los primeros 5 cm de suelo. Sin embargo de 5 a 20 cm de profundidad se encontró mayor contenido de COT en el tratamiento SC. En el sitio PER en los primeros 5 cm se incrementa el COT en el tratamiento con cobertura, como ya señalaron otros autores

(Alvarez et al., 2016). Restovich et al. (2011) llegaron a la conclusión que dentro de un manejo planificado de sistemas agrícolas, la utilización de CC tendría un efecto prometedor sobre la acumulación de carbono en el largo plazo.

CONCLUSIONES

El estudio realizado indica que no hubo un incremento considerable en la conductividad hidráulica saturada en los tratamientos con cobertura. Sin embargo, en Chascomús se observa una tendencia a incrementarse frente al tratamiento sin cobertura.

Las metodologías no mostraron diferencias importantes entre ellas en uno de los sitios (PER), mientras que en el otro sitio (CHA) el TI arrojó valores significativamente mayores a los otros dos métodos. El dispositivo Ksat fue el que presentó los coeficientes de variación más altos.

BIBLIOGRAFIA

AAPRESID. 2016. Como convertir un cultivo de cobertura en nuestro mejor aliado.

Disponible en: <http://www.aapresid.org.ar/blog/como-convertir-un-cultivo-de-cobertura-en-nuestro-mejor-aliado/>. Fecha de ingreso: 20/7/2018.

Alagna, V., V. Bagarello, S. Di Prima & M. Iovino. 2016. Determining hydraulic properties of a loam soil by alternative infiltrometer techniques. *Hydrological Processes*, 275, 263–275.

Alvarez, C., M. Barraco, C. Cazorla, J.C. Colazo, J.D.D. Herrero, A. Lardone & S. Rillo. 2016. Mejora de propiedades edáficas con inclusión de cultivos de cobertura en agroecosistemas pampeanos. In *Proceedings of XXV Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo* (p. 10).

Álvarez, R. & H.S. Steinbach. 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: 1-15

Alvarez, R., H.S. Steinbach & J.L. De Paepe. 2017. Cover crop effects on soils and subsequent crops in the pampas: A meta-analysis. *Soil and Tillage Research*, 170, 53-65.

Ankeny, M.D., M. Ahmed, T.C. Kaspar & R. Horton. 1991. Simple field method for determining unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Science Society of America Journal*, 55 (2), 467–470.

Austin, A.T., G. Pineiro & M. Gonzalez-Polo. 2006. More is less: agricultural impacts on the N cycle in Argentina, *Biogeochemistry*, 79: 45–60.

Bagarello, V. & A. Sgroi. 2004. Using the single-ring infiltrometer method to detect temporal changes in surface soil field-saturated hydraulic conductivity. *Soil and Tillage research*, 76(1), 13-24.

Bagarello, V., M. Iovino & D.E Elrick. 2004. A simplified falling-head technique for rapid determination of field-saturated hydraulic conductivity. *Soil Science Society of America Journal*, 68, 66–73.

Bagarello, V., M. Iovino, E. Palazzolo, M. Panno & W.D. Reynolds. 2006. Field and laboratory approaches for determining sodicity effects on saturated soil hydraulic conductivity. *Geoderma*, 130(1-2), 1-13.

Basile, A., G. Ciollaro & A. Coppola. 2003. Hysteresis in soil-water characteristics as a key to interpreting comparisons of laboratory and field measured hydraulic properties. *Water Resources Research*, 39, 1355.

Behrends Kraemer, F., M.A Soria, M.G. Castiglioni, M. Duval, J. Galantini & H. Morrás. 2017. Morpho-structural evaluation of various soils subjected to different use intensity under no-tillage, *Soil and Tillage Research*, 169:124-137.

Blanco-Canqui, H. & R. Lal. 2009. Extent of soil water repellency under long-term no till soils, *Geoderma*, 149: 171–180.

Blanco-Canqui, H. & S.J. Ruis. 2018. No-tillage and soil physical environment, *Geoderma*, 326:164-200.

Blanco-Canqui, H., M.M. Mikha, D.R. Presley & M.M. Claassen. 2011. Addition of cover crops enhances no-till potential for improving soil physical properties, *Soil Science Society of America Journal*, 75: 1471–1482.

Buczko, U., O. Bens & R.F. Hüttl. 2006. Tillage effects on hydraulic properties and macroporosity in silty and sandy soils. *Soil Science Society of America Journal*, 70, 1998–2007.

Carof, M. 2008. Fonctionnement de peuplements en semis direct associant du blé tendre d'hiver *Triticum aestivum* (L.) à différentes plantes de couverture en climat tempéré. Tesis doctoral. L'Institut National Agronomique Paris-Grignon. Francia.

Carrasco, A.E., N.E. Sánchez & L.E. Tamagno. 2012. Modelo agrícola e impacto socio-ambiental en la Argentina: monocultivo y agronegocios, AUGM-Comité de Medio Ambiente, Primera edición electrónica, Serie Monográfica Sociedad y Ambiente: Reflexiones para una nueva América Latina. ISSN 2314-1743 , Monografía N° 1.

Castiglioni, M., R. Navarro Padilla, M. Eiza, R. Romaniuk, M. Beltran & F. Mousegne. 2016. Respuesta en el corto plazo de algunas propiedades físicas a la introducción de cultivos de cobertura. *Ciencia del suelo*, 34(2).

Díaz-Zorita, M., M. Barraco & M. Álvarez. 2004. Efectos de doce años de labranzas en un hapludol del Noroeste de Buenos Aires, Argentina, *Ciencia del Suelo*, 22 (1): 11-18.

Dohnal, M., J. Dusek & T. Vogel. 2010. Improving hydraulic conductivity estimates from minidisk infiltrometer measurements for soils with wide pore-size distributions. *Soil Science Society of America Journal*, 74, 804.

Domínguez, A. & J.C. Bedano. 2016. The adoption of no-till instead of reduced tillage does not improve some soil quality parameters in Argentinian Pampas, *Applied Soil Ecology*, 98:166-176.

Duval, M.E., J.A. Galantini, J.E. Capurro & J.M. Martínez. 2016. Winter cover crops in soybean monoculture: Effects on soil organic carbon and its fractions, *Soil and Tillage Research*, 161:95-105.

González Chávez, M.D.C., J. Aitkenhead-Peterson, T.J. Gentry, D. Zuberer, F. Hons & R. Loeppert. 2010. Soil microbial community, C, N, and P responses to long-term tillage and crop rotation, *Soil and Tillage Research*, 106: 285–293.

Gordon, D.C & P.D. Hallett. 2014. An automated microinfiltrometer to measure smallscale soil water infiltration properties. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 62, 1–5.

Haruna, S.I., S.H. Anderson, N.V. Nkongolo & S. Zaibon. 2018. Soil Hydraulic Properties: Influence of Tillage and Cover Crops, *Pedosphere* 28(3): 430-442.

Hernández, S.; M.J. Eiza & P. Carfagno. 2017. Estudio de la porosidad diferencial de un suelo argiudol típico con inclusión de cultivos de cobertura en monocultivo de soja.

Hillel, D. 1998. Environmental soil physics: Fundamentals, applications, and environmental considerations, *Elsevier*.

Horn, R. & M. Kutilek. 2009. The intensity–capacity concept—How far is it possible to predict intensity values with capacity parameters. *Soil and Tillage Research*, 1(103), 1-3.

INTA. 1990. Carta de suelos de la República Argentina. Hoja 3360-32 (Pergamino). Buenos Aires, Argentina. 106 pp.

- Iwanek, M.** 2008. A method for measuring saturated hydraulic conductivity in anisotropic soils. *Soil Science Society of America Journal*, 72, 1527–1531.
- Johnston, S.G., P. Hirst, P.G. Slavich, R.T. Bush & T. Aaso.** 2009. Saturated hydraulic conductivity of sulfuric horizons in coastal floodplain acid sulfate soils: Variability and implications. *Geoderma*, 151(3-4), 387-394.
- Jury, W.A., H. Elabd & M. Resketo.** 1986. Field study of napropamide movement through unsaturated soil. *Water resources research*, 22(5), 749-755.
- Kaspar, T.C., J.K. Radke & J.M. Laflen.** 2001. Small grain cover crops and wheel traffic effects on infiltration, runoff, and erosion. *Journal of Soil and Water Conservation*, 56(2), 160-164.
- Keisling, T.C., H.D. Scott, B.A. Waddle, W. Williams & R.E. Frans.** 1994. Winter cover crops influence on cotton yield and selected soil properties. *Communications in soil science and plant analysis*, 25(19-20), 3087-3100.
- Klípa, V., M. Sněhota & M. Dohnal.** 2015. New automatic minidisk infiltrometer: design and testing. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 63, 110–116.
- Klute, A. & C. Dirksen.** 1986. Hydraulic conductivity and diffusivity: Laboratory methods. In: A. Klute (Ed.), *Methods of Soil Analysis. Part 1, Agron. Monogr.* (2nd
- Leeds-Harrison, P.B. & E.G. Youngs.** 1997. Estimating the hydraulic conductivity of aggregates conditioned by different tillage treatments from sorption measurements. *Soil and Tillage Research*, 41(1-2), 141-147.
- Leeds-Harrison, P.B., E.G. Youngs & B. Uddin.** 1994. A device for determining the sorptivity of soil aggregates. *European Journal of Soil Science*, 45, 269–272.

Liesch, A.M., E.S. Krueger & T.E. Ochsner. 2011. Soil structure and physical properties under rye–corn silage double-cropping systems, *Soil Science Society of America Journal*, 75: 1307–1314.

Lozano, L.A., C.G. Soracco, R. Villarreal, J.M. Ressa, , G.O. Sarli, & R.R. Filgueira. 2016. Soil Physical Quality and Soybean Yield as Affected by Chiseling and Subsoiling of a No-Till Soil. *R. Bras. Ci. Solo*, 40.

Lozano, L.A. 2014. Desarrollo de estructura laminar del suelo en siembra directa. Factores predisponentes y efectos sobre las propiedades hidráulicas. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales, Universidad Nacional de La Plata. 167.

Lozano, L.A., C.G. Soracco, W.M. Cornelis, D. Gabriels, G.O. Sarli & R. Villarreal. 2013. Anisotropy of pore size classes' connectivity related to soil structure under no tillage. *Soil Science*, 178, 612–617.

Madsen, M.D. & D.G. Chandler. 2007. Automation and use of mini disk infiltrometers. *Soil Science Society of America Journal*, 71(5), 1469-1472.

Madsen, D.M., D.G. Chandler & W.D. Reynolds. 2008. Accounting for bias and boundary condition effects on measurements of saturated core hydraulic conductivity. *Soil Science Society of America Journal*, 72, 750–757.

Moret-Fernández, D. & B. Latorre. 2017. Estimate of the soil water retention curve from the sorptivity and β parameter calculated from an upward infiltration experiment. *Journal of Hydrology*, 544, 352-362.

Morrás, H., C. Iurrtia, C. Ibarlucea, M. Lantin & R. Michelena. 2001. Recuperación de suelos pampeanos degradados mediante siembra directa y subsolado. En: Panigatti, Buschiazzo, Marelli (Eds.), *Siembra Directa II*. INTA, pp. 263–278 (Ed. en CD).

Novelli, L.E., O.P. Caviglia & R.J.M. Melchiori. 2011. Impact of soybean cropping frequency on soil carbon storage in Mollisols and Vertisols, *Geoderma*, 167–168: 254–260.

Novelli, L.E., O.P. Caviglia, M.G. Wilson & M.C. Sasal. 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.

Olson, K.R., S.A. Ebelhar & J.M. Lang. 2010. Cover Crop Effects on Crop Yields and Soil Organic Carbon Content, *Soil Science*, 175 (2): 89-98. Doi:10.1097/SS.0b013e3181cf7959.

Paz González, A., I. Thonon, F.C. Bertolani, M.M.T. Castro, E.V. Vázquez & J.D. Dafonte. 2001. Variabilidad espacial de la infiltración en una ladera determinada con permeámetro de Guelph e infiltrómetro de tensión. *Temas de investigación en la zona no saturada. Universidad Pública de Navarra. Pamplona, España*, 1-10.

Perroux, K.M. & I. White. 1988. Designs for disc permeameters. *Soil Science Society of America Journal*, 52 (2), 1205–1215.

Restovich, S.B., A.E. Andriulo & C. Améndola. 2011. Introducción de cultivos de cobertura en la rotación soja-maíz: efecto sobre algunas propiedades del suelo. *Ciencia del suelo*, 29(1), 61-73.

Reynolds, W.D. & D.E. Elrick. 1991. Determination of hydraulic conductivity using a tension infiltrometer. *Soil Science Society of America Journal*, 55 (3), 633–639.

Reynolds, W.D., B.T. Bowman, R.R Brunke, C.F. Drury & C.S. Tan. 2000. Comparison of tension infiltrometer, pressure infiltrometer and soil cores estimates of saturated hydraulic conductivity. *Soil Science Society of America Journal*, 64, 478–484.

Sasal, C. 2012. Factores Condicionantes De La Evolución Estructural De Suelos Limosos Bajo Siembra Directa. Efecto Sobre El Balance De Agua. Tesis Doctoral. Área Ciencias Agropecuarias. Escuela para Graduados FAUBA, pp. 144.

Sasal, M.C., A.E. Andriulo & M.A. Taboada. 2006. Soil porosity characteristics and water movement under zero tillage in silty soils in Argentinian Pampas, *Soil and Tillage Research*, 87 9–18.

Schindler, U. 1980. Ein Schnellverfahren zur Messung der Wasserleitfähigkeit imteilgesättigten Boden an Stechzylinderproben. Arch. Acker- u. Pflanzenbau u. Bodenkd. Berlin 24, 1–7.

Schindler, U. & L. Müller. 2006. Simplifying the Evaporation Method for Quantifying. *Journal of plant nutrition and soil science*, 169(5), 623-629.

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

Soil Survey Staff. 2010. Keys to Soil Taxonomy (11th ed.), USDA, National Resources Conservation Service, National Soil Survey Center, Lincoln, NE

Sokal, R.R. & F.J. Rohlf. 1995. Biometry: The Principals and Practice of Statistics in Biological Research. WH Freeman and Company, New York.

Stolte, J., J.M. Halbertsma, G.J. Veerman, J.H.M. Wösten, J.I. Freijer, W. Bouten & J.A. Van den Berg. 1994. Comparison of six methods to determine unsaturated soil hydraulic conductivity. *Soil Science Society of America Journal*, 58 (6), 1596–1603.

Studdert, G.A. & H.E. Echeverria. 2000. Crop rotations and nitrogen fertilization to manage soil organic carbon dynamics, *Soil Science Society of America Journal*, 64: 1496–1503.

Van Reeuwijk. 2002. Procedures for soil analysis, L. P. Technical paper / International Soil Reference and Information Centre. ISSN 0923-3792: no. 9. ISBN 90- 6672-044-1

- Villamil, M.B., G.A. Bollero, R.G. Darmody, F.W. Simmons & D.G. Bullock.** 2006. No-till corn/soybean systems including winter cover crops: Effects on soil properties. *Soil Science Society of America Journal*, 70(6), 1936-1944.
- Villarreal, R., C.G. Soracco, L.A. Lozano, E.M. Melani & G.O. Sarli.** 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.
- Wagger, M. G. & H.P. Denton.** 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.
- Walkley, A. & I.A. Black.** 1932. 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.
- Whalley, W.R., P.B. Leeds-Harrison, P.K. Leech, B. Riseley & N.R.A. Bird.** 2004. The hydraulic properties of soil at root-soil Interface. *Soil Science*, 169, 90–99.
- Wind G. P.** 1966. Capillary Conductivity Data Estimated by a Simple Method. Proceedings of the UNESCO/IASH Symposium Water in the Unsaturated Zone. Wageningen, The Netherlands, pp. 181–191.
- Zhang, S., L. Lövdahl, H. Grip & Y. Tong.** 2007. Soil hydraulic properties of two loess soils in China measured by various field-scale and laboratory methods. *Catena* 69, 264–273.