



Anisotropía de las propiedades hidráulicas de un Andisol del Sur de Chile

Anisotropy of hydraulic properties of an Andisol in Southern Chile

Zúñiga, F.^{a, b, c*}, Dec, D.^{a, c}, Valle, S.R.^{a, c}, Dörner, J.^{a, c}

^a Instituto de Ingeniería Agraria y Suelos, Facultad de Ciencias Agrarias, Universidad Austral de Chile, Independencia 641, Valdivia, Chile.

^b Escuela de Graduados, Facultad de Ciencias Agrarias, Universidad Austral de Chile.

^c Centro de Investigación en Suelos Volcánicos (CISVo), Universidad Austral de Chile.

ARTICLE INFO

Keywords:

Direction-dependent
Air permeability
Pore continuity index

Original Research Article,
Soil Science

*Corresponding author:

Felipe Zúñiga
E-mail address:
felipezunigaualde@gmail.com

ABSTRACT

The hydraulic properties of the soil are determined by the changes in its structure. This work characterises the anisotropy depending upon the soil structure submitted to internal tension (-6 and -33 kPa) as a function of sampling orientation. A naturalised grassland located in Los Lagos soil series (Typic Durudand) was selected for the study. Undisturbed samples (250 cm³ cylinders) were collected at 5 and 20 cm depth in vertical (*v*) and horizontal (*h*) orientation. Soil hydraulic properties such as water retention curve (pF), saturated hydraulic conductivity (K_s) and air permeability (k_a) were measured. The soil texture was loam, structure was granular in surface varying to subangular blocky in depth, and bulk density (D_{ap}) was 0.7 g cm⁻³. Macroporosity (PDR: $\phi > 50 \mu\text{m}$) at 20 cm showed a difference of 5% according to sampling orientation. K_s do not show differences at 5 cm, however, at 20 cm K_s -*v* values (3.27 log cm d⁻¹) are almost one order of magnitude higher than K_s -*h* (2.78 log cm d⁻¹). This behaviour is accentuated when comparing k_a -*v* values (2.04 log μm^2) with k_a -*h* values (0.67 log μm^2) evaluated at -6 kPa matric tension. The subangular blocks favour vertical preferential flows, which is reflected in the anisotropic behaviour of the hydraulic properties. At field capacity (-33 kPa), k_a and C_2 loose sensitivity to evaluate the anisotropic behaviour of the hydraulic properties of the soil.

RESUMEN

Las propiedades hidráulicas del suelo están determinadas por los cambios que ocurren en su estructura. Este trabajo caracteriza la anisotropía en función de la estructura sometida a tensiones internas (-6 y -33 kPa) como reflejo de la orientación de muestreo. En una pradera naturalizada, ubicada en la Serie Los Lagos (Typic Durudand), se colectaron muestras no disturbadas (cilindros de 250 cm³) a 5 y 20 cm de profundidad en dirección vertical (*v*) y horizontal (*h*). Se midieron propiedades hidráulicas del suelo como: curva de retención de agua (pF), conductividad hidráulica saturada (K_s) y permeabilidad de aire (k_a). El suelo presenta una textura franca, estructura granular en superficie que varía a bloques subangulares en profundidad y una densidad aparente (D_{ap}) de 0,7 g cm⁻³. La macroporosidad (PDR: $\phi > 50 \mu\text{m}$) a 20 cm presenta una diferencia de 5% según la dirección de muestreo. La K_s a 5 cm no presentan diferencias, sin embargo, a 20 cm el valor de K_s -*v* (3,27 log cm d⁻¹) es casi un orden de magnitud mayor que K_s -*h* (2,78 log cm d⁻¹). Este comportamiento se acentúa al comparar los valores de k_a -*v* (2,04 log μm^2) con k_a -*h* (0,67 log μm^2) evaluadas a -6 kPa de potencial mátrico. Los bloques subangulares favorecen flujos preferenciales verticales, lo que se refleja en un comportamiento anisotrópico de las propiedades hidráulicas. A capacidad de campo (-33 kPa), k_a y C_2 pierden sensibilidad para evaluar el comportamiento anisotrópico de las propiedades hidráulicas del suelo.

Palabras clave: dependencia direccional, permeabilidad de aire, índice de continuidad de poros.

INTRODUCCIÓN

Los ciclos de humectación y secado son los principales promotores de la formación de la estructura del suelo, la distribución de su porosidad y la capacidad de almacenar y transmitir fluidos como el agua y el aire (Hillel, 1998). No obstante, su flujo depende de las diferencias de potencial que ocurren entre un punto y otro al interior del suelo, que pueden suceder en condición no saturada y en condición saturada (Hillel, 1998). Esta

condición se presenta en zonas de alta pluviometría o irrigación donde el agua se encuentra libre de tensión y los ingresos son iguales a las salidas, permitiendo un movimiento de agua constante a través del tiempo, con una dirección de flujo predominantemente vertical si no existen capas limitantes en profundidad (Hillel, 1998; Radcliffe y Rasmussen, 1999).

La conductividad hidráulica saturada (K_s) es la propiedad que determina el movimiento de agua en el suelo bajo condiciones de saturación. Esta propiedad

depende de la textura (Radcliffe y Rasmussen, 1999), la estructura (Ellies *et al.*, 1997), aspectos geométricos del sistema poroso, tales como porosidad total, distribución y tamaño de los poros, tortuosidad e interconexión (Hillel, 1998), y de las características de los fluidos que circulan en el suelo, como la densidad y viscosidad (Hillel, 1998). Dado que la K_s es afectada por el sistema poroso secundario, es un parámetro altamente dependiente de la estructura del suelo (Ellies *et al.*, 1997), de tal forma que permite determinar la funcionalidad del sistema poroso (Dörner y Horn, 2006; Dörner y Dec, 2007).

La permeabilidad de aire (k_a), es otra propiedad del suelo que puede ser utilizada para determinar las características del sistema poroso (Ball *et al.*, 1988; Iversen *et al.*, 2001). Hillel (1998) señala que la permeabilidad es dependiente exclusivamente del medio poroso y de la geometría de los poros. Esto permite que no exista interacción entre el fluido y la matriz del suelo; de esta forma, las propiedades del fluido no se ven afectadas. La relación entre la permeabilidad de aire (k_a) y los poros llenos con aire (ϵ_a), permite identificar cambios en la estructura del suelo causados por diferentes prácticas de manejo o por la actividad biológica (Kirby, 1991; Iversen *et al.*, 2001). Ball *et al.* (1988) señalan que utilizando esta relación es posible determinar la continuidad y tortuosidad de los macroporos del suelo. En esa línea, Dörner y Dec (2007) señalan que estos factores se ven afectados por cambios estructurales, por lo que la k_a puede presentar un comportamiento anisotrópico, es decir que su magnitud, depende de su dirección (p. ej. $k_{a-v} > k_{a-h}$). En este sentido, la K_s no siempre va a estar relacionada con la gradiente hidráulica meso espacial, ya que la presencia de grietas, bioporos de lombrices, raíces de plantas y estratas impermeables entre otras, generan flujos preferenciales (Mualem, 1984; Dabney y Selim, 1987; Fazekas, 2005; Dörner y Horn, 2006; Dörner y Dec, 2008), permitiendo así que el agua también presente un comportamiento anisotrópico.

Se han registrado incrementos en la K_s y la k_a en suelos volcánicos bajo praderas por Zúñiga *et al.* (2014), mientras que Zúñiga *et al.* (2015) han determinado incrementos en la funcionalidad e interconexión del sistema poroso a través de los índices de continuidad (C_2 y C_3) en praderas que no han sido labradas y que mantienen su estructura.

Este trabajo caracteriza la anisotropía en función de la estructura sometida a tensiones internas (-6 y -33 kPa) como reflejo de la orientación de muestreo.

MATERIALES Y MÉTODOS

Sitio e historial de manejo

Geomorfológicamente, el sitio se ubica en la sección oriental de la depresión intermedia, a orillas del

lago Ranco (Coordenadas UTM: 5554560 N, 715968 E). La elevación promedio es de 330 m s. n. m, presentando una topografía compleja con pendientes que varían gradualmente entre 4 y 15% (IREN-UACH, 1978). Predomina un clima templado lluvioso con influencia mediterránea (Kotteck *et al.*, 2006). Las temperaturas medias anuales fluctúan entre 9 y 11,5 °C y se registran precipitaciones en un rango entre 900 a 1700 mm (Agromet, 2016). El suelo de acuerdo con CIREN (2003) corresponde a la Serie Los Lagos, el cual deriva de cenizas volcánicas depositadas sobre morrenas de origen glaciar. El horizonte superficial (5-15 cm) varía en el matiz 10YR, mientras que en profundidad (> 20 cm) varía en el matiz 7.5YR. Las características, asociadas a los regímenes de temperatura y humedad, lo clasifican como Typic Durudand (Soil Survey Staff, 2010).

La cobertura vegetal del suelo corresponde a una pradera dominada por *Lolium perenne* L., *Dactylis glomerata* L., *Holcus lanatus* L. y *Trifolium repens* L., que ha sido utilizada para el pastoreo por bovinos de carne durante los últimos 30 años (Dörner *et al.*, 2011; Zúñiga *et al.*, 2014).

Muestreo de suelos

Con el fin de seleccionar un área representativa en la pradera, se determinó la profundidad efectiva y la homogeneidad del suelo utilizando un bastón agrológico (Eijkelkamp 04.01.SB, $l=100$ cm; $\phi=25$ mm). Se excavó una calicata de ≈ 1 m³ de volumen y se definieron rangos de profundidades de muestreo entre 0-5 cm y 5-20 cm para evaluar el efecto de la orientación de muestreo (vertical vs. horizontal) sobre las propiedades hidráulicas. El muestreo se realizó el 01 de mayo de 2010, donde se colectaron 10 cilindros de acero inoxidable ($h=5,03$ cm; $\phi=7,96$ cm; $v=250$ cm³) por profundidad, con un total de 40 muestras de suelo no disturbadas (2 profundidades, 2 orientaciones, 10 réplicas). Además, se recolectó suelo disturbado para caracterización química (≈ 1 kg por profundidad). En todos los casos, las muestras de suelo fueron guardadas y transportadas en cajas plásticas selladas, para evitar daños mecánicos y pérdidas de humedad.

Análisis de laboratorio

Caracterización general del suelo

La distribución del tamaño de partículas se determinó a partir del método propuesto por Day (1965). La densidad de partículas y densidad aparente, se determinaron a través del método del pesaje sumergido y del método del cilindro, respectivamente (Forsythe, 1974). A través de una digestión húmeda de Walkley-Black se estimó el contenido de materia orgánica (MO) (Sadzawka *et al.*, 2006); además se determinó el alumi-

nio extractable (Al_{ext}), mediante la extracción con acetato de amonio a pH 4,8 y determinación por espectrofotometría de absorción atómica.

Propiedades hidráulicas del suelo

Para caracterizar el comportamiento hidráulico del suelo se determinó la curva de retención de agua (Sandoval *et al.*, 2012), la conductividad hidráulica saturada (Hartge y Horn, 2009) y la conductividad de aire (Dörner y Horn, 2006).

La conductividad hidráulica en fase saturada (K_s ; $n=10$; $v=250\text{ cm}^3$) se determinó utilizando un permeámetro de carga constante (Eijkelkamp), evaluándola en los siguientes intervalos de tiempo: 1, 3, 6, 12, 24 y 48 horas después de iniciado el flujo de agua. La K_s fue determinada a partir de la ecuación de Darcy (Klute y Dirksen, 1986):

$$K_s = \frac{V \times L}{A \times t \times \Delta H}$$

Donde:

V : volumen medido en la bureta [cm^3]; L : altura de la muestra de suelo [cm]; A : área de la muestra [cm^2]; t : tiempo necesario para medir un volumen determinado [s]; ΔH : diferencia de altura entre el nivel de agua dentro y fuera de la muestra [cm].

Los mismos cilindros utilizados para evaluar K_s fueron nuevamente saturados por capilaridad (48 h) hasta alcanzar una tensión mátrica de 0 kPa. Luego se drenaron a -6 y -33 kPa de tensión (ψ) de agua. Para ambos potenciales mátricos, se determinó la conductividad de aire (k_i) utilizando un flujómetro de aire (Key Instruments, Trevore, USA) para un rango de conductividad entre 0,1 y 10 L min^{-1} . Se aplicó una diferencia de presión máxima de 0,1 kPa para mantener un flujo de aire laminar (Dörner y Horn, 2006) y se registraron los cambios de presión atmosférica y temperatura que fueron utilizados en los cálculos de conductividad de aire (k_i):

$$k_i = \rho_i * g * \left(\frac{\Delta V * L}{t * \Delta p * A} \right)$$

Donde:

k_i : conductividad de aire [cm s^{-1}]; ρ_i : densidad del aire [kg m^{-3}]; g : aceleración de gravedad [m s^{-2}]; ΔV : volumen de aire que fluye a través de la muestra [m^3]; L : longitud del cilindro [m]; t : tiempo; Δp : diferencia de presión [hPa]; A : área del cilindro [m^2].

A partir de la k_i se determinó la permeabilidad de aire (k_a) tal como se describe en Dörner y Dec (2007):

$$k_a(\varepsilon_a) = k_i(\varepsilon_a) \cdot \frac{\eta}{\rho_i \cdot g}$$

Donde:

k_a : permeabilidad de aire [μm^2]; k_i : conductividad de aire [cm s^{-1}]; η : viscosidad de aire [$\text{g s}^{-1} \text{cm}^{-1}$]; ρ_i : densidad del aire [kg m^{-3}]; g : aceleración de gravedad [m s^{-2}]; ε_a : volumen de poros con aire [$\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$].

El volumen de poros con aire (ε_a) se determinó a partir de la curva de retención de agua como la diferencia entre la porosidad total (PT) y el contenido volumétrico de agua (θ) a un potencial mátrico determinado (6 y 33 kPa).

Finalmente, se calculó el índice de continuidad de poros (C_2), propuesto por Groenevelt *et al.* (1984) a partir de la siguiente fórmula:

$$C_2 = \frac{k_a}{\varepsilon_a}$$

Donde:

C_2 : índice de continuidad de poros [μm^2]; k_a : permeabilidad de aire [μm^2]; ε_a : volumen de poros con aire [$\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$].

Análisis estadístico

Se determinaron los supuestos estadísticos de normalidad y homogeneidad de varianza utilizando test de Shapiro-Wilks y Levene. Posteriormente, se desarrollaron análisis de varianza (ANDEVA) y cuando se presentaron diferencias estadísticamente significativas entre las medias ($p \leq 0,05$), se realizó un test de Tukey (HSD) con un nivel de confianza de un 95%. Estos análisis se realizaron para la densidad aparente, distribución del tamaño de poros, conductividad hidráulica en fase saturada (K_s), permeabilidad de aire (k_a) e índice de continuidad de poros en función de la orientación de muestreo.

RESULTADOS

En el suelo de la Serie Los Lagos dominan las partículas del tamaño limo ($\phi = 63\text{-}2\ \mu\text{m}$). Estas corresponden al 49,3% del total de partículas a 5 cm y a un 47,0% a 20 cm (Cuadro 1). La estructura se presenta granular en superficie y cambia a bloques subangulares en profundidad. El contenido de materia orgánica (MO) disminuye en profundidad ($p \leq 0,05$), no obstante, la densidad aparente se mantiene constante en $0,7\ \text{g cm}^{-3}$ en ambas profundidades.

Propiedades hidráulicas en función de la orientación de muestreo

Distribución de la porosidad

La porosidad del suelo (Figura 1) a 5 cm presenta, en orden decreciente, la siguiente distribución: PAI>PAU>PDR>PDL. No obstante, esta distribución y la densidad aparente no se vieron afectadas por la orienta-

Cuadro 1. Características generales del suelo Serie Los Lagos (LLO) a 5 y 20 cm bajo pradera.

Table 1. General soil properties of Los Lagos soil series (LLO) at 5 and 20 cm under grassland.

Prof. [cm]	Arena ^{1*}	Limo ...[g kg ⁻¹]...	Arcilla	Estructura [-]	Dp ...[g cm ⁻³]...	Dap	MO [g kg ⁻¹]	Al _{ext} [mg kg ⁻¹]
5	377a ± 3	493a ± 13	130a ± 14	Gra	2,24a ± 0,10	0,69a ± 0,01	126,4a ± 1,4	994a ± 14
20	410a ± 4	470a ± 9	120a ± 7	Sa	2,36a ± 0,13	0,68a ± 0,02	117,5b ± 1,2	947a ± 12

* Arena: φ = 2000-63 μm, limo: φ = 63-2 μm, arcilla: φ = <2 μm; Gra: granular; Sa: bloques subangulares; Dp: densidad de partículas; Dap: densidad aparente; MO: materia orgánica; Al_{ext}: aluminio extractable (Acetato de amonio pH 4,8). Se presentan valores promedio ± error estándar.

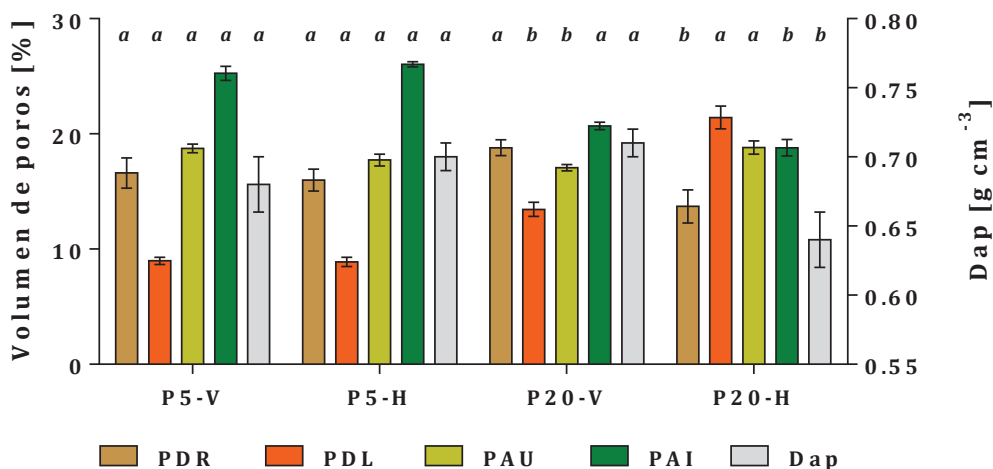


Figura 1. Distribución del tamaño de poros y densidad aparente a 5 y 20 cm según orientación de muestreo. Letras distintas indican diferencias (p ≤ 0,05) entre orientación a una misma profundidad. Valores promedio ± error estándar (n= 10). (PDR: Poros de drenaje rápido, φ = >50 μm; PDL: Poros de drenaje lento, φ = 50-10 μm; PAU: Poros de agua útil, φ = 10-0,2 μm; PAI: Poros de agua inútil, φ = <0,2 μm; Dap: Densidad aparente).

Figure 1. Pore size distribution and bulk density at 5 and 20 cm according to sampling orientation. Different letters indicate differences (p ≤ 0.05) between orientation to the same depth. Mean values ± 1 standard error (n= 10). (PDR: Wide coarse pores, φ = >50 μm; PDL: Narrow coarse pores, φ = 50-10 μm; PAU: Middle pores, φ = 10-0.2 μm; PAI: fine pores, φ = <0.2 μm; Dap: Bulk density).

ción del muestreo (p > 0,05). A 20 cm, la Dap y la distribución de la porosidad dependen de la orientación del muestreo (p ≤ 0,05). En dirección vertical, la porosidad se distribuye desde poros finos (φ = <0,2 μm) a los poros de mayor diámetro (φ = 50-10 μm) mientras que en dirección horizontal se distribuye desde poros de diámetro medio (φ = 50-0,2 μm) a poros gruesos (φ = >50 μm).

Conductividad hidráulica saturada (K_s)

La orientación de muestreo (v-h) bajo 5 cm no indujo diferencias en K_s salvo después de 24 horas de iniciado el flujo de agua (asterisco superior, Figura 2). Sin embargo, a 20 cm K_s-v presenta valores 10 veces mayores en escala logarítmica (p ≤ 0,05) comparado con K_s-h, particularmente durante las primeras 24 horas de iniciado el flujo de agua (Figura 2). Tanto K_s-v como K_s-h se estabilizan a las 48 horas de iniciado el flujo de agua,

alcanzando valores (en escala logarítmica) de 3,27 cm d⁻¹ y 2,78 cm d⁻¹ respectivamente.

Permeabilidad de aire (k_a) e índice de continuidad de poros (C₂)

Sólo a 20 cm de profundidad se presentaron diferencias (p ≤ 0,05) en función de la orientación de muestreo, tanto para k_a así como para C₂, cuando el suelo se encuentra en capacidad de aire (ψ = -6kPa). Por otro lado, cuando el suelo se encuentra a capacidad de campo (ψ = -33kPa) no se presentan diferencias estadísticamente significativas (p > 0,05) para k_a y C₂.

DISCUSIÓN

Los suelos derivados de cenizas volcánicas presentan propiedades particulares (Shoji et al., 1993; Soil

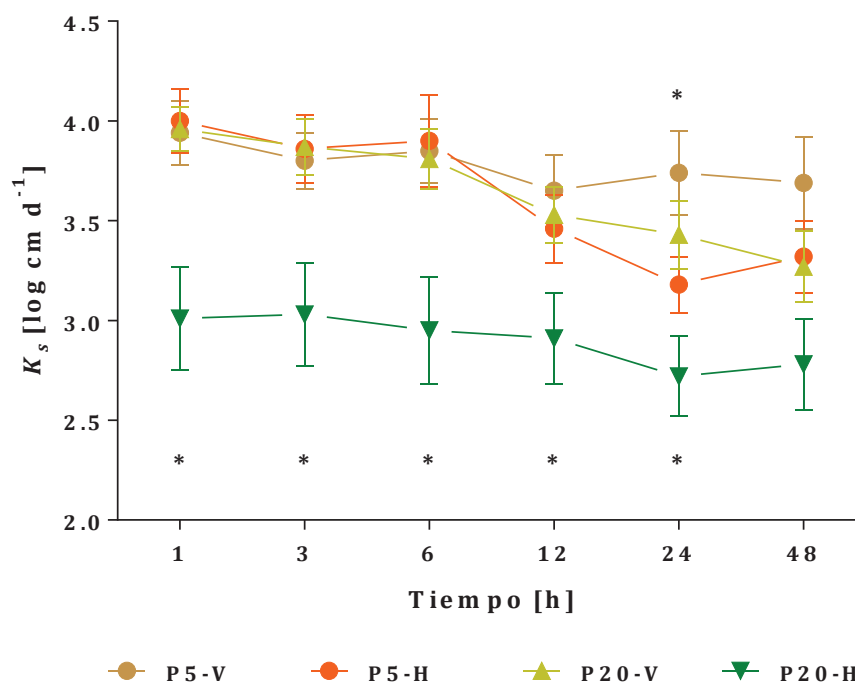


Figura 2. Conductividad hidráulica saturada (K_s) en función del tiempo a 5 y 20 cm según orientación de muestreo. Valores promedio \pm error estándar ($n=10$). El asterisco indica las diferencias ($p \leq 0,05$) entre P20-H y P20-V.

Figure 2. Hydraulic saturated conductivity (K_s) as a function of time at 5 and 20 cm according to depth and sampling orientation. Mean values \pm 1 standard error ($n=10$). The asterisk indicate difference ($p \leq 0.05$) between P20-H and P20-V.

Survey Staff, 2010), las que se relacionan con su origen y naturaleza mineralógica (Besoain, 1985) pero que también pueden ser modificables por cambios en el uso del suelo. Alarcón *et al.* (2010) y Dec *et al.* (2012), han encontrado incrementos de la Dap en suelos volcánicos en los primeros 20 cm, sin embargo, en este trabajo, no se encontraron diferencias (Cuadro 1, $p=0,42$) en la Dap al comparar entre 5 y 20 cm. Es posible que los cambios estructurales que ocurren a los 20 cm se asocien a la disminución de la MO y la actividad de las raíces, lo que reduce los procesos de secado en el suelo y permiten la formación de bloques subangulares que otorgarán una nueva configuración del sistema poroso del suelo. Dörner *et al.* (2009b) indican que la Dap en estos suelos depende del contenido de alofán, en ese sentido, Zúñiga *et al.* (2014) muestran un incremento en el contenido de alofán de 94 a 110 g kg^{-1} para esta misma serie de suelo.

Efecto de la orientación de muestreo sobre la Dap, porosidad y su capacidad de transmisión de fluidos evaluado a través de K_s y k_a

La anisotropía de las propiedades hidráulicas del suelo ha sido ampliamente documentada en la literatura (Ahuja *et al.*, 1984; Dabney y Selim, 1987; Dörner y Horn, 2006). No obstante, en suelos derivados de materiales volcánicos la información resulta escasa (Zúñiga, 2009).

De acuerdo con los resultados encontrados en este trabajo (Figura 1), en los primeros 5 cm de profundidad la Dap y porosidad presentan un comportamiento isotrópico, es decir el espacio poroso y su distribución no cambia en función de la dirección. Los agregados encontrados bajo pradera a 5 cm presentan un eje vertical y horizontal de dimensiones similares, lo que se refleja en una estructura de forma granular; así, esfuerzos mecánicos aplicados a este tipo de materiales granulares presentan un comportamiento isotrópico (Lade y Nelson, 1987), generando cambios proporcionales en la distribución porosa.

Por otra parte, a los 20 cm de profundidad, el suelo presenta un comportamiento anisotrópico. Esto ocurre debido a errores sistemáticos de muestreo, los cuales son provocados por la presión generada sobre los cilindros durante su extracción, cuando estos son recolectados a diferentes ángulos con respecto a la superficie del suelo (Hartge, 1984). Dörner y Horn (2009a), señalan que no es posible caracterizar toda la heterogeneidad que existe en un volumen de suelo, por lo que el comportamiento que presente la muestra dependerá del volumen de suelo muestreado. Sumado a lo anterior, la acción cortante del cilindro difiere vertical y horizontalmente, dependiendo del tipo de estructura, donde muestras colectadas verticalmente en suelos con estructura de bloques subangulares presentan una me-

nor resistencia al corte, mostrando una mayor inestabilidad a lo largo de los agregados, debido a la formación de grietas verticales continuas, lo que se refleja en un comportamiento anisotrópico de la Dap y porosidad a 20 cm de profundidad (Dörner y Horn, 2009a).

El comportamiento de K_s en el suelo es consecuencia de la estructura más que de la textura, debido a que es más afectada por el sistema poroso secundario (Ellies et al., 1997; Fuentes et al., 2015) y por la porosidad efectiva (PDR+PDL) (Ahuja et al., 1984). Un comportamiento isotrópico de las propiedades hidráulicas se presentará cuando los agregados formadores de suelo presenten secciones verticales y horizontales de similar longitud (Dörner y Horn, 2006). La conformación estructural de agregados granulares a 5 cm permite que la magnitud del movimiento de agua en la componente vertical sea similar a la horizontal (Figura 2, $K_{s-v} = 3,9 \log \text{ cm d}^{-1} \approx K_{s-h} = 4,0 \log \text{ cm d}^{-1}$). Esto, asociado con los niveles de porosidad secundaria (PDR) que presenta el suelo (Figura 1, P5-V= 16,6% \approx P5-H= 16,0%), confirman que, a 5 cm, K_s presenta un comportamiento isotrópico.

Sin embargo, a 20 cm la K_s presenta un comportamiento anisotrópico (Figura 2), en donde luego de una hora de iniciado el flujo de agua $K_{s-v} = 3,96 \log \text{ cm d}^{-1} > K_{s-h} = 3,01 \log \text{ cm d}^{-1}$. Resultados similares fueron observados por Dabney y Selim (1987), demostrando que en el horizonte Btx de un alfisol, la K_s exhibía un comportamiento anisotrópico, en donde $K_{s-v} > K_{s-h}$, debido

a la presencia de bloques verticales con una porosidad vesicular, la que actúa como una barrera para el flujo de agua horizontal. Por otra parte, Dörner y Horn (2006) y Reszkowska et al. (2011) describen un comportamiento inverso de esta propiedad, donde $K_{s-h} > K_{s-v}$, asociado a la compactación provocada por un pie de arado y el pisoteo animal, que induce la formación de agregados laminares, cuya sección porosa horizontal es mayor a la vertical. Una simulación realizada con Hydrus 2D por Dörner y Dec (2008), muestra que la presencia de un pie de arado en una catena de suelos provoca flujos preferenciales de agua en dirección de la pendiente, promoviendo procesos erosivos. Cabe destacar que el comportamiento anisotrópico de K_s se favorece por ciclos intensos de humectación y secado, por presencia de bioporos generados por la macrofauna del suelo (p. ej. lombrices) y por la formación de grietas generadas por las raíces de las plantas. A través de estas grietas se producen flujos de agua preferenciales, demostrando así que la actividad biológica también influye en el comportamiento anisotrópico del agua en el suelo (Fazekas, 2005; Dörner y Horn, 2006; Clothier et al., 2008; Dörner et al., 2009a).

Los resultados encontrados para k_a y C_2 (Figura 3) son análogos a los resultados para K_s y reflejan el comportamiento isotrópico a 5 cm y anisotrópico a 20 cm, resultados directamente dependientes de la distribución de tamaño de poros, donde la mayor porosidad gruesa genera

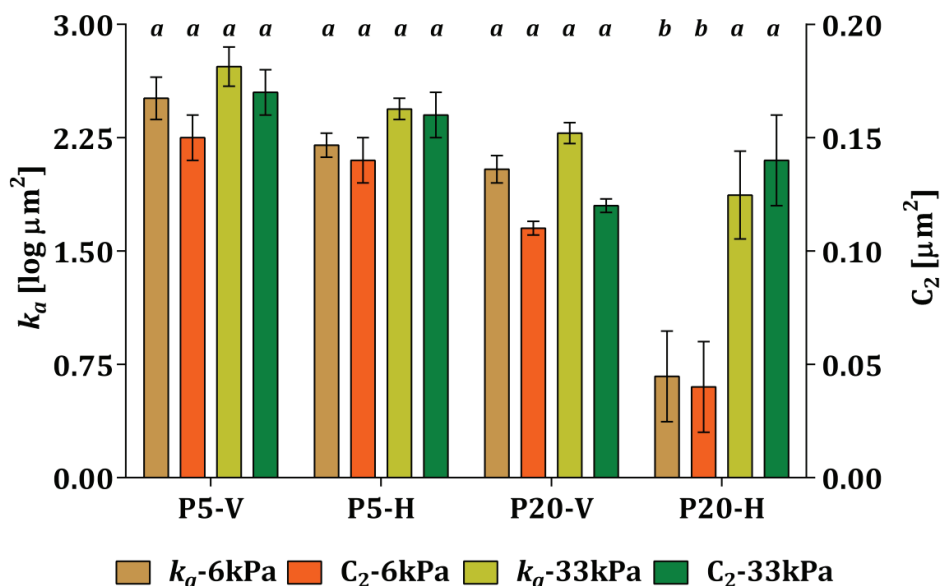


Figura 3. Permeabilidad de aire (k_a) e índice de continuidad de poros (C_2) a 5 y 20 cm según orientación de muestreo y tensión de agua. Letras distintas indican diferencias ($p \leq 0,05$) entre orientación a una misma profundidad. Valores promedio \pm error estándar ($k_a, C_2: n= 10$).

Figure 3. Air permeability (k_a) and pore continuity index (C_2) at 5 and 20 cm according to sampling orientation and water tension. Different letters indicate differences ($p \leq 0.05$) between orientations at the same depth. Mean values \pm 1 standard error ($k_a, C_2: n= 10$).

una mayor capacidad de flujo de aire (Seguel *et al.*, 2013). Sin embargo, el comportamiento anisotrópico sólo ocurre cuando el suelo se encuentra a capacidad de aire ($\psi = -6$ kPa, Figura 3), con valores de $k_a-v = 2,04 \log \mu\text{m}^2$; $C_2-v = 0,11 \mu\text{m}^2 > k_a-h = 0,67 \log \mu\text{m}^2$; $C_2-h = 0,04 \mu\text{m}^2$.

El comportamiento de k_a y C_2 se presenta isotrópico cuando el suelo se encuentra a capacidad de campo ($\psi = -33$ kPa, Figura 3). Dörner y Dec (2007), señalan que a medida que las muestras comienzan a sufrir un proceso de deshidratación, se producen variaciones en la capacidad de los poros para transmitir aire por convección lo que se refleja en cambios en C_2 , en función de la tensión mátrica presente en el suelo. Esto sugiere que k_a es capaz de representar la capacidad de cada fracción de poros de conducir aire (ε_a) y de caracterizar la anisotropía del sistema poroso, condición que se pierde cuando el suelo alcanza un mayor grado de deshidratación, por formación de grietas secundarias que generan un comportamiento isotrópico, es decir, la anisotropía depende del contenido de humedad del suelo (Reszkowska *et al.*, 2011).

CONCLUSIÓN

La condición anisotrópica se relacionó con una estructura de bloques subangulares con grietas verticales, que favorecen el flujo vertical de agua y aire. Sin embargo, en condiciones de capacidad de campo (-33 kPa), la permeabilidad de aire y el índice de continuidad de poros (C_2) pierden sensibilidad para evaluar el comportamiento físico del suelo en función de la orientación de muestreo, por ello la anisotropía es una propiedad que depende del contenido de humedad del suelo.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por el proyecto FONDECYT 11060130. El primer autor, agradece la colaboración en terreno de *Ivonne Orellana, Felipe Cobos y Pablo Sandoval*.

REFERENCIAS

- Agromet, 2016. Red Meteorológica de INIA. <http://agromet.inia.cl/estaciones.php> (acceso, 26.02.2016).
- Ahuja, L., Naney, J., Green, R., Nielsen, D., 1984. Macroporosity to characterize spatial variability of hydraulic conductivity and effects of land management. *Soil Science Society of American Journal* 48, 699-702. <http://dx.doi.org/10.2136/sssaj1984.03615995004800040001x>
- Alarcón, C., Dörner, J., Dec, D., 2010. Efecto de dos intensidades de pastoreo sobre las propiedades hidráulicas de un andisol (Duric hapludand). *Agro Sur* 38(1), 30-41. <http://dx.doi.org/10.4206/agrosur.2010.v38n1-04>
- Ball, B., O'Sullivan, M., Hunter, R., 1988. Gas diffusion, fluid flow and derived pore continuity indices in relation to vehicle traffic and tillage. *European Journal of Soil Science* 39, 327-339. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2389.1988.tb01219.x>
- Besoain, E., 1985. Mineralogía de arcillas de suelos. Instituto Interamericano de Cooperación para la Agricultura (IICA), San José, Costa Rica.
- Centro de Información de Recursos Naturales (CIREN), 2003. Descripciones de suelos, materiales y símbolos. Estudio Agrológico Xª región Tomo I. Santiago.
- Clothier, B., Green, S., Deurer, M., 2008. Preferential flow and transport in soil: progress and prognosis. *European Journal of Soil Science* 59, 2-13. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2389.2007.00991.x>
- Dabney, S.M., Selim, H.M., 1987. Anisotropy of a fragipan soil: vertical vs. horizontal hydraulic conductivity. *Soil Science Society of American Journal* 51, 3-6. <http://dx.doi.org/10.2136/sssaj1987.03615995005100010001x>
- Day, P.R., 1965. Particle fractionation and particle size analysis. *Methods of soil analysis Part I*, in: Black, C.A. (Ed.), *Agronomy* 9, 545-567.
- Dec, D., Dörner, J., Balocchi, O., López, I., 2012. Temporal dynamics of hydraulic and mechanical properties of an Andisol under grazing. *Soil & Tillage Research* 125, 44-51. <http://dx.doi.org/10.1016/j.still.2012.05.018>
- Dörner, J., 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, 213-220. <http://dx.doi.org/10.1002/jpln.200521844>
- Dörner, J., Dec, D., 2007. La permeabilidad del aire y conductividad hidráulica saturada como herramienta para la caracterización funcional de los poros del suelo. *Revista de la Ciencia del Suelo y Nutrición Vegetal* 7(2), 1-13. <http://dx.doi.org/10.4067/S0718-27912007000200001>
- Dörner, J., Dec, D., 2008. Efecto de la estructura sobre el movimiento de agua en una catena de suelos. *Agro Sur* 36(2), 93-100. <http://dx.doi.org/10.4206/agrosur.2008.v36n2-05>
- Dörner, J., Horn, R., 2009a. Direction-dependent behaviour of hydraulic and mechanical properties in structured soils under conventional and conservation tillage. *Soil & Tillage Research* 102, 225-232. <http://dx.doi.org/10.1016/j.still.2008.07.004>
- Dörner, J., Dec, D., Peng, X., Horn, R., 2009b. Change of shrinkage behavior of an Andisol in southern Chile: Effects of land use and wetting/drying cycles. *Soil & Tillage Research* 106, 45-53. <http://dx.doi.org/10.1016/j.still.2009.09.013>
- Dörner, J., Dec, D., Zúñiga, F., Sandoval, P., Horn, R., 2011. Effect of land use change on Andisol's pore functions and their functional resilience after mechanical and hydraulic stresses. *Soil & Tillage Research* 115-116, 71-79. <http://dx.doi.org/10.1016/j.still.2011.07.002>
- Ellies, A., Grez, R., Ramírez, C., 1997. La conductividad hidráulica en fase saturada como herramienta para el diagnóstico de la estructura del suelo. *Agro Sur* 25(1), 51-56. http://mingaonline.uach.cl/scielo.php?pid=S0304-88021997000100006&script=sci_arttext
- Fazekas, O., 2005. Bedeutung von Bodenstruktur und Wasserspannung als stabilisierende Kenngrößen gegen intensive mechanische Belastungen in einer Parabraunerde aus Löss unter Pflug- und Mulchsaat. Zur Erlangung des Doktorgrades der Agrar- und Ernährungswissenschaften.

- chaftlichen Fakultät der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel. 170 p.
- Forsythe, W., 1974. Física de suelos: manual de laboratorio. IICA, San José, Costa Rica.
- Fuentes, I., Casanova, M., Seguel, O., Padarian, J., Nájera, F., Salazar, O., 2015. Preferential flow paths in two alluvial soils with long-term additions of pig slurry in the Mediterranean zone of Chile. *Soil Research* 53(4), 433-447 <http://dx.doi.org/10.1071/SR14264>
- Groenevelt, P., Kay, B., Grant, C., 1984. In physical assessment of a soil with respect to rooting potential. *Geoderma* 34, 101-104. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7061\(84\)90016-8](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7061(84)90016-8)
- Hartge, K.H., 1984. Vergleich der Verteilungen der Wasserleitfähigkeit und des Porenvolumens von waagrecht und senkrecht entnommenen Stechzylinderproben. *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde* 147, 316-323. <http://dx.doi.org/10.1002/jpln.19841470306>
- Hartge, R., Horn, R., 2009. Die physikalische Untersuchung von Böden. Praxis Messmethoden Auswertung. 4. vollst. Überarbeitete Auflage. Schweizerbart Vorlage, Stuttgart.
- Hillel, D., 1998. *Environmental Soil Physics*. Academic Press, San Diego.
- Instituto Nacional de Investigación de Recursos Naturales (IREN), Universidad Austral de Chile (UACH), 1978. Suelos de la provincia de Valdivia. Santiago.
- Iversen, B., Schjønning, P., Poulsen, T., Moldrup, P., 2001. In situ, on-site and laboratory measurements of soil air permeability: Boundary conditions and measurement scale. *Soil Science* 166, 97-106.
- Kirby, J., 1991. The influence of soil deformations on the permeability to air. *European Journal of Soil Science* 42, 227-235. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2389.1991.tb00404.x>
- Klute, A., Dirksen, C., 1986. Hydraulic conductivity and diffusivity: laboratory methods, in: Klute, A. (Ed.), *Methods of Soil Analysis. Part 1. Physical and Mineralogical Methods*. American Society of Agronomy, Madison, WI, pp. 687-734.
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., Rubel, F., 2006. World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift* 15, 259-263. <http://dx.doi.org/10.1127/0941-2948/2006/0130>
- Mualem, Y., 1984. Anisotropy of unsaturated soils. *Soil Science Society of American Journal* 48, 505-509. <http://dx.doi.org/10.2136/sssaj1984.03615995004800030007x>
- Lade, P.V., Nelson, R.B., 1987. Modelling the elastic behaviour of granular materials. *International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics* 11, 521-542. <http://dx.doi.org/10.1002/nag.1610110507>
- Radcliffe, D., Rasmussen, T., 1999. Soil Water Movement, in: Sumner, M. (Ed.), *Handbook of Soil Science*. CRC press, Boca Raton, pp. B-25-B-84.
- Reszkowska, A., Krümmelbein, J., Gan, L., Peth, S., Horn, R., 2011. Influence of grazing on soil water and gas fluxes of two Inner Mongolian steppe ecosystems. *Soil & Tillage Research* 111, 180-189. <http://dx.doi.org/10.1016/j.still.2010.10.003>
- Sadzawka, A., Carrasco, M., Grez, R., Mora, M., Flores, H., Neaman, A., 2006. Métodos de análisis recomendados para los suelos de Chile. Serie Actas N° 34. Instituto de Investigaciones Agropecuarias, Santiago.
- Sandoval, M., Dörner, J., Seguel, O., Cuevas, J., Rivera, D., 2012. Métodos de Análisis Físicos de Suelos. Departamento de Suelos y Recursos Naturales, Universidad de Concepción. Publicación N° 5, Chillán, Chile.
- Seguel, O., Baginsky, C., Contreras, A., Covarrubias, J.I., González, C., Poblete, L., 2013. Physical properties of a fine textured haplocambid after three years of organic matter amendments management. *Journal of Soil Science and Plant Nutrition* 13(3), 690-705. <http://dx.doi.org/10.4067/S0718-95162013005000055>.
- Shoji, S., Nanzyo, M., Dahlgren, R., 1993. *Volcanic Ash Soils. Genesis, properties and utilization*. Elsevier, Amsterdam.
- Soil Survey Staff, 2010. *Keys to Soil Taxonomy*, 11th ed. Agric. Handbk., 346. NRCS, Washington DC.
- Zúñiga, F., 2009. Efecto del cambio de uso de un Andisol sobre la estabilidad estructural y funcional del sistema poroso. Tesis Ing. Agr., Universidad Austral de Chile. 91 p.
- Zúñiga, F., Dec, D., Valle, S.R., Dörner, J., MacDonald, R., 2014. Estabilidad estructural de un Andisol (Typic Durudand) bajo bosque nativo y pradera en el Sur de Chile. *Agro Sur* 42(3), 55-66.
- Zúñiga, F., Ivelic-Sáez, J., López, I., Huygens, D., Dörner, J., 2015. Temporal dynamics of the physical quality of an Andisol under a grazing system subjected to different pasture improvement strategies. *Soil & Tillage Research* 145, 233-245. <http://dx.doi.org/10.1016/j.still.2014.09.014>