



Historial de uso de un suelo Ñadi: consecuencias sobre la capacidad efectiva de almacenamiento de agua/aire y la continuidad del medio poroso

Historical use of a Ñadi soil: consequences on the effective capacity to storage water/air and the continuity of the pore system

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

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

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

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

ARTICLE INFO

Article history:

Received 23.05.2017

Accepted 26.09.2017

Keywords:

Andisol

Soil use intensity

Soil settlement

Porosity

Original Research Article,

Soil Science

*Corresponding author:

José Dörner

E-mail address:

josedorner@uach.cl

ABSTRACT

Volcanic soils present excellent physical properties. However, there is a group (Ñadi soils) that presents shallow depths, such that depending on the climate they can be waterlogged until completely dry. This work analyzes the effect of the land use change (CUS) on the effective soil depth of a Ñadi, and its consequences on the storage and conduction capacity of water and air of the pores. Undisturbed soil samples were collected at 5 and 15 cm depth of a Ñadi (Series Alerce) in the sector Tepual of Puerto Montt. The CUS from a native forest (BN) to naturalized grasslands (PN1 and PN2) occurred 35 years ago. The effective soil depth was measured and the saturated hydraulic conductivity (ks) as well as the soil water and air storage capacity was determined in terms of volume (%) and height (cm). The air capacity (CA) and permeability (ka) were recorded before and after the determination of ks. The depth for sites is 69(BN), 56(PN2) y 44(PN1). The depth determines the storage capacity of the soil, either of water and air, such that in decreasing order per site is BN>PN2>PN1. The ks and ka are in BN>PN1≈PN2. After the infiltration process, the ka did not undergo changes. On the contrary, the CA changed mainly in the prairies, which can be explained by a change in the volume of macropores but not in the continuity of the pore system.

RESUMEN

Los suelos volcánicos presentan excelentes propiedades físicas. Sin embargo, existe un grupo (suelos Ñadi) que presenta una escasa profundidad, tal que dependiendo del clima pueden estar saturados con agua, hasta secarse completamente. Este trabajo analiza el efecto del cambio de uso de suelo (CUS) sobre la profundidad efectiva de un suelo Ñadi, y sus consecuencias sobre la capacidad de almacenamiento y conducción de agua y aire de los poros. Se colectaron muestras no disturbadas de suelo a 5 y 15 cm de profundidad en una fase de la Serie Alerce (Duric Histic Placaquand) en el sector Tepual (Puerto Montt). El CUS desde un bosque nativo (BN) a praderas naturalizadas (PN1 y PN2) ocurrió hace 35 años. Se midió la profundidad efectiva del suelo y se determinó la conductividad hidráulica saturada (ks), la capacidad de almacenamiento de agua y aire del suelo en términos de volumen (%) y altura (cm). La capacidad de aire (CA) y permeabilidad de aire (ka) se registraron antes y después de la determinación de ks. La profundidad del suelo para los sitios es 69(BN), 56(PN2) y 44(PN1) cm. La profundidad determina la capacidad almacén del suelo, ya sea de agua y aire, tal que por sitio es BN>PN2>PN1. La ks y la ka se ordenan en BN > PN1≈PN2. Después del proceso de infiltración la ka no sufrió cambios; por el contrario, la CA cambió principalmente en las praderas, lo que se explica por un cambio en el volumen de macroporos y no en la continuidad del sistema poroso.

Palabras clave: Andisol, intensidad de uso del suelo, subsidencia suelo, porosidad.

INTRODUCCIÓN

Las proyecciones realizadas por FAO (2009) muestran que para alimentar una población mundial de 9100 millones en 2050 será necesario aumentar la producción de alimentos en un 70% entre 2005 y 2050. En ese contexto, se espera que el 90% (80% en países en

desarrollo) del crecimiento en la producción agrícola a nivel mundial se deba a rendimientos más altos de los cultivos y a la intensificación del uso del suelo. A lo anterior, se suma un incremento de la superficie bajo uso agrícola, lo que se traduce en un aumento de 120 millones de hectáreas en países en desarrollo. Por esta razón, se ha producido una transformación de gran

parte de la superficie del planeta en los últimos años. Lo anterior, no ha sido ajeno a lo ocurrido en el centro-sur de Chile en los últimos 200 años (tala de bosques e intensificación de la producción agrícola), lo que sumado a la expansión de los centros urbanos ha cambiado drásticamente el paisaje (Aguayo *et al.*, 2009).

En el sur de Chile predominan los suelos derivados de cenizas volcánicas (Andisoles), que constituyen cerca del 60% de los suelos arables (Besoain, 1985) del territorio. De estos, cerca de 170 mil hectáreas son suelos Ñadi (Aquands) que se ubican en su mayor parte en la Región de Los Ríos y Los Lagos (Ramírez *et al.*, 1996). Los Ñadi se caracterizan por ser ricos (30-40%) en materia orgánica (MO), como un Trumao, pero a diferencia de estos, se distinguen por la poca profundidad del perfil del suelo y por la presencia de un horizonte plácico de 2 a 4 mm de espesor, fuertemente cementado por Fe, Al y Si, en algunos casos discontinuo e impermeable (IREN-UACH, 1978; Luzio *et al.*, 1989; Besoain *et al.*, 1992), que se ubica sobre un sustrato fluvio-glacial. La presencia de esta capa, llamada localmente "fierrillo", impide la infiltración de agua durante los meses lluviosos de invierno y provoca una desecación extrema durante los meses de verano, debido a que se impide la recarga de agua desde las estratas subyacentes (Dec *et al.*, 2017). Según Schlatter y Schlatter (2004) los Ñadi permanecen de 4 a 8 meses saturados de agua, debido al lento drenaje horizontal (dada la topografía plana) y la limitada o nula percolación profunda (por la cementación de arenas y/o gravas). Esta condición origina una alta acumulación de MO en el suelo superficial, debido a la lenta descomposición de los residuos orgánicos causada por la saturación de agua y ausencia de oxígeno.

Forsythe (1997) menciona que la profundidad del suelo es uno de los principales atributos físicos para determinar su capacidad de uso, como también su calidad física, ya que se relaciona con algunas funciones del suelo (p. ej. capacidad de retención, entrega y acceso de agua y nutrientes), promover el crecimiento vegetal y resistir la degradación. En este contexto, según Dörner *et al.* (2009a), los Andisoles se caracterizan por tener excelentes propiedades físico-hidráulicas. Sin embargo, estas se ven afectadas por la limitada profundidad característica de los suelos Ñadi (Janssen *et al.*, 2004; Dörner *et al.*, 2016). Los Andisoles se pueden encontrar bajo un amplio rango de usos, desde aquellos bajo renoval de bosque nativo hasta bajo cultivos y praderas. Esta particularidad permite evaluar cómo el cambio de uso de suelo afecta sus propiedades estructurales, usando como referencia los sistemas menos intervenidos (Ellies *et al.*, 2000). De esta manera, incorporar un suelo no disturbado a un uso específico más intensivo puede ocurrir la subsidencia del suelo. Esta se traduce en una pérdida de volumen de suelo que es dependiente del asentamiento inicial (pérdida de profundidad) de manera tal que su magnitud depende del tipo de faenas

aplicadas en el destronque, arrastre de trozas y con el tipo de faenas agrícolas (Ellies *et al.*, 2000). A lo anterior, se suma la mineralización de la materia orgánica y contracción del suelo, lo que afecta sus propiedades físicas e hidráulicas del suelo como la formación de estructura, la conductividad hidráulica y la retención de agua (Ellies, 1995; Gebhardt *et al.*, 2009).

Al eliminar el bosque nativo y aumentar la intensidad de uso de un suelo, aumenta su densidad aparente y, en consecuencia, hay una pérdida del espacio poroso que afecta también su distribución (Ellies *et al.*, 1993; Ellies, 1995). Este cambio en la cantidad y distribución de las fracciones de poros, más la pérdida en la profundidad efectiva por la subsidencia (Gebhardt *et al.*, 2009) afectan la relación agua/aire del suelo, que constituyen indicadores relevantes para una buena calidad física del mismo. El volumen de agua es relevante para el crecimiento y función de las raíces, por lo que se considera un volumen sobre el 20% como ideal y menor al 10% como pobre (Reynolds *et al.*, 2009). Del mismo modo, Horn y Fleige (2009) consideran que el valor óptimo de capacidad de aire (CA) debe ser superior a un 10% para que ocurra una adecuada aireación en la zona radicular y el suelo no presente problemas de compactación.

La caracterización del sistema poroso del suelo es fundamental para conocer su capacidad de almacenamiento y conducción (Dörner y Dec, 2007). De esta manera, la conductividad hidráulica saturada (k_s) y la permeabilidad de aire (k_a) reflejan las características de la geometría del sistema poroso, como la distribución y su continuidad (Dec *et al.*, 2011). La continuidad y tortuosidad de los poros del suelo es fundamental para que estos puedan conducir agua y/o aire, por lo tanto, se consideran parámetros importantes a la hora de evaluar físicamente un suelo (Dörner y Dec, 2007). En ese contexto, analizar el sistema poroso en relación a la capacidad efectiva de almacenamiento de agua y aire como también de la conducción de fluidos en un suelo Ñadi es muy relevante debido a sus características edafoclimáticas particulares, como su limitada profundidad y saturación de agua prolongada. Por lo tanto, el objetivo de este trabajo fue determinar en qué medida el historial de cambio de uso de suelo afectó la profundidad del suelo, capacidad de almacenamiento y conducción de agua y aire de un Duric Histic Placaquand.

MATERIALES Y MÉTODOS

Descripción del sitio

El presente estudio se realizó en el predio Chaqueihua ($41^{\circ}26'36,5''S$, $73^{\circ}07'53''O$), ubicado en la localidad de El Tepual, a 17 km de la ciudad de Puerto Montt, Región de los Lagos, Chile. El clima es marino fresco del Agroclima Tepual. A pesar que la distribución de las precipitaciones no es uniforme a través del año, existe

una ausencia de periodos secos (Novoa *et al.*, 1989). El promedio anual histórico de las precipitaciones alcanza los 1803 mm, mientras que la temperatura media anual alcanza los 10 °C (DMC, 2012).

El suelo corresponde a un Ñadi perteneciente a la Serie de suelo Alerce (Duric Histic Placaquands). Es un suelo delgado a muy delgado que se ha desarrollado a partir de cenizas volcánicas depositadas sobre un substrato fluvio-glacial de cementación variable. Generalmente posee en la superficie un horizonte O, sobre el suelo mineral, que puede alcanzar hasta 10 cm de espesor y un contenido de carbono orgánico (CO) de 27%. La parte superior del substrato fluvio-glacial frecuentemente constituye un duripán a causa de la fuerte cementación silícica que presenta, lo que corresponde a un horizonte plácico (fierrillo) de 2-4 mm de espesor, irregular, discontinuo y de cementación variable. Este suelo ocupa las posiciones planas y depresivas del paisaje del valle longitudinal central de Chile, por lo que el drenaje varía entre imperfecto y muy mal drenado. La mayoría de los pedones se encuentran saturados a lo largo de todo el año (CIREN, 2003).

El sitio en estudio presenta dos usos de suelo, como consecuencia de un incendio forestal ocurrido hace 35 años y que se prolongó durante 2 semanas en el sector. Luego de extinto el fuego y posterior a la limpieza del lugar, por medio del uso de bueyes y en menor medida de un tractor, se originó una pradera naturalizada (PN) que hasta el día de hoy no presenta mejoramientos (fertilización, enmiendas), ni labranza del suelo. Colindante a la pradera se preservó una zona no afectada por el incendio de bosque nativo (BN) donde predominan *Nothofagus dombeyi* (Mirb.) Oerts., *Drimys winteri* J.R. Forst & G. Forst. 1776, *Podocarpus nubigena* Lindl y *Amomyrtus luma* (Molina) D. Legrand & Kausel 1947. En cuanto a la PN, sus especies pratenses más abundantes se encuentra *Aira caryophylla* L., *Holcus lanatus* L., *Agrostis capillaris* L., *Dichondra repens* J.R. Forst & G. Forst. y *Lotus uliginosus* Cav. 1973.

Una completa descripción del suelo bajo los distintos usos se encuentra en Haller *et al.* (2015) y Dörner *et al.* (2016). La clase textural para el suelo bajo BN es franca mientras que en el suelo bajo PN varía de franca a arcillosa en profundidad. En el caso de la densidad aparente del suelo (D_a), a 5 cm de profundidad, es menor en el BN ($0,17 - 0,41 \text{ Mg m}^{-3}$) en comparación a la registrada en la PN ($0,61 - 0,71 \text{ Mg m}^{-3}$). El contenido de CO fue similar entre el BN (26,2%) y la PN (25,4%), observándose en ambos usos una disminución del CO en profundidad.

Determinación de la profundidad efectiva del suelo y recolección de muestras

Con el empleo de un bastón agrológico, se determinó la profundidad efectiva del suelo siguiendo una gri-

lla de una distancia regular (10 m). Esto se realizó en el BN y la PN, lo que permitió determinar la homogeneidad del suelo y algunas características morfológicas. Posteriormente, se realizaron calicatas para describir en detalle las características morfológicas de los perfiles, lo que finalmente permitió diferenciar tres condiciones para los dos usos de suelo, como bosque nativo (BN) y praderas naturalizadas (por profundidad de suelo se separó en PN1 y PN2). Se definió la profundidad efectiva del suelo como aquella donde se localice el horizonte cementado más profundo (Soil Survey Staff, 2010). De esta manera, se determinó la profundidad de cada uno de los usos de suelo BN, PN1 y PN2 tal que la cantidad de puntos para cada uso de suelo es: BN = 35, PN1 = 23 y PN2 = 20.

En junio de 2013 se colectaron muestras no disturbadas (en cilindros de acero inoxidable de 230 cm^3) a dos profundidades: 5 cm (representativa de 0 - 15 cm) y 15 cm (15 - 30 cm), para cada uso de suelo. Estas profundidades fueron seleccionadas debido a que los efectos ocasionados por el CUS ocurren principalmente en los horizontes superficiales del perfil de suelo.

Análisis de laboratorio

Determinación de propiedades físico-hidráulicas del suelo

Se determinó el contenido volumétrico de agua (θ) a diferentes tensiones (0, 60 y 15430 hPa), como también la conductividad de aire (kl) y densidad aparente de los suelos. Estos análisis se llevaron a cabo antes y después de un proceso de infiltración normalmente usado en la determinación de la conductividad hidráulica saturada (ks). A partir de este protocolo de medición fue posible analizar los efectos del flujo de agua sobre la estabilidad estructural del sistema poroso (Leiva *et al.*, 2016).

Para la determinación del θ a distintas tensiones, las muestras de suelo inalteradas se saturaron por ascenso capilar durante 48 h. Posteriormente, se determinó su masa en una balanza electrónica para definir el contenido de agua en saturación ($\theta_{0\text{hPa}}$). Luego, se equilibran a una tensión de agua de 60 hPa en bandejas de arena, para registrar $\theta_{60\text{hPa}}$ (considerado como capacidad de campo según Hartge y Horn, 2009) y la conductividad de aire (kl) del suelo. Luego de eso, las muestras se saturaron nuevamente para medir la conductividad hidráulica saturada (ks), mediante un ensayo de infiltración (explicado más adelante). Al final del ensayo, con el objetivo de determinar el efecto del flujo saturado de agua sobre el sistema poroso, las muestras se saturaron nuevamente para repetir el procedimiento de determinación del θ a distintas tensiones y kl. Posterior a los análisis de conductividad de aire (kl) y agua (ks), las muestras fueron secadas

en un horno a 105 °C durante 24 h para determinar su densidad aparente (D_a) y la porosidad total del suelo (Sandoval *et al.*, 2012).

Con el fin de determinar el volumen de poros finos (<2 μm), las muestras de suelo se ensamblaron en cilindros de 20 cm^3 , los cuales después de ser saturados, se drenaron a una tensión de 15430 hPa en platos de presión (Hartge y Horn, 2009). Posteriormente, se registró su masa para obtener el $\theta_{15430\text{hPa}}$ (considerado como el punto de marchitez permanente por los mismos autores) empleando la D_a .

La conductividad de aire (kl) se midió en muestras equilibradas a una tensión de 60 hPa por el método de estado estacionario (Dörner y Horn, 2006). Para generar el flujo laminar a través de la muestra se aplicó una diferencia de presión de 1 hPa. El flujómetro de aire (Key Instruments, Trevore, USA) cuenta con un conjunto de capilares de varios diámetros, lo que permite medir el flujo a diferentes escalas (entre 0,1 y 10 L min^{-1}). Una vez alcanzado el flujo constante, se anota la lectura de menor escala, para lograr una alta precisión, realizando tres repeticiones por muestra. Durante las mediciones se registraron los cambios en la presión atmosférica y temperatura, las cuales son utilizadas en los cálculos. Por consiguiente se obtiene la permeabilidad de aire (ka) a partir de la conductividad de aire (kl), mediante la siguiente fórmula:

$$ka = kl \cdot \left(\frac{\eta}{\rho \cdot g} \right) \quad (1)$$

donde:

ka : permeabilidad de aire (μm^2), kl : conductividad de aire (cm s^{-1}), η : viscosidad de aire ($\text{g s}^{-1} \text{cm}^{-1}$), ρ : densidad de aire (kg m^{-3}), g : aceleración de gravedad (m s^{-2}).

La determinación de la conductividad hidráulica en fase saturada (ks) se realizó con la ayuda de un permeámetro de carga constante. Las mediciones se realizaron a 1, 3, 6, 12, 24 y 48 h después de iniciado el flujo constante de agua, como lo describe Eijkelkamp Agrisearch Equipment (2013). Posteriormente, se determinó el valor de la conductividad hidráulica a través de la siguiente fórmula basada en la ley de Darcy (Eijkelkamp Agrisearch Equipment, 2013).

$$ks = \left(\frac{V * L}{A * t * h} \right) \quad (2)$$

donde:

ks : coeficiente de permeabilidad o factor K (cm d^{-1}), V : volumen medido en la bureta (1 $\text{mL} = 1 \text{cm}^3$), L : altura de la muestra de suelo (cm), A : área de la muestra (cm^2), t : tiempo necesario para medir un volumen determinado (d), h : diferencia de altura entre el nivel de agua dentro y fuera de la muestra (cm).

Determinación de parámetros hidráulicos del suelo

Con el θ medido a diferentes tensiones de agua, se calculó el volumen de capacidad de aire (CA , equivalente a los macroporos) y de agua disponible para las plantas (ADP , equivalente a los mesoporos) del suelo.

La capacidad volumétrica de aire (%), que representa la cantidad de macroporos con un diámetro > 50 μm (Hartge y Horn, 2009), se define como:

$$CA = \theta_{0\text{hPa}} - \theta_{60\text{hPa}} \quad (3)$$

donde:

$\theta_{0\text{hPa}}$ es el contenido volumétrico de agua a 0 hPa de presión; $\theta_{60\text{hPa}}$: contenido volumétrico de agua a una tensión de 60 hPa.

El volumen de agua disponible para las plantas (ADP , %) (Hartge y Horn, 2009) se determinó como:

$$ADP = \theta_{60\text{hPa}} - \theta_{15430\text{hPa}} \quad (4)$$

donde:

$\theta_{60\text{hPa}}$ y $\theta_{15430\text{hPa}}$: contenido volumétrico de agua a capacidad de campo (CC) y punto de marchitez permanente (PMP , equivalente a los microporos), respectivamente. Con el fin de considerar la profundidad efectiva del suelo en la determinación de su capacidad estante, se determinó la altura de almacenamiento total de agua en el perfil (HAT_p), como altura de agua (cm) para cada horizonte de suelo (CTA_H cuando $q = \text{hPa}$) tal que:

$$HAT_p = [CTA_{H1} \cdot H_{H1}/100] + [CTA_{H2} \cdot (H_p - H_{H1})/100] \quad (5)$$

H_{H1} : profundidad del horizonte (cm), H_p : profundidad del perfil.

Además, se determinó la lámina de agua, la que se expresa como altura (cm) (Sandoval *et al.*, 2012), para cada horizonte del suelo (HA_{H1}) y para el perfil del suelo (HA_p):

$$HA_p = [ADP_{H1} \cdot H_{H1}/100] + [CTA_{H2} \cdot (H_p - H_{H1})/100] \quad (6)$$

ADP_{H1} : agua disponible para las plantas del horizonte, H_{H1} : profundidad del horizonte (cm), H_p : profundidad del perfil.

Para interpretar el aire disponible para las raíces de las plantas, se utilizó el mismo método anterior, como altura de aire (cm), para cada horizonte de suelo (HAI_{H1}) y para el perfil de suelo (HAI_p).

$$HAIp = [CAA_{H_1} \cdot H_{H_1}/100] + [CAA_{H_2} \cdot (H_p - H_{H_1})/100] \quad (7)$$

CAA_H : capacidad de almacenamiento de aire del horizonte, H_H : profundidad del horizonte (cm), H_p : profundidad del perfil.

Análisis estadístico

Para el análisis estadístico se utilizó el programa STATGRAPHICS. Este análisis contempló el desarrollo de análisis de varianza (ANDEVA) y cuando presentaron diferencias estadísticamente significativas entre las medias ($p \leq 0,05$), se realizó una prueba de Tukey (HSD) con un nivel de confianza de un 95%. Con los resultados que no presentaron una distribución normal, se realizó la prueba de Kruskal-Wallis para determinar las diferencias significativas entre las medianas con un nivel de confianza de 95%.

RESULTADOS

Efecto del historial de uso del suelo sobre su profundidad y las características del medio poroso

De acuerdo a la Figura 1, el suelo bajo BN presenta una profundidad de $68,6 \pm 15,0$ cm ($n = 35$), la que disminuyó para la PN1 ($44,0 \pm 7,3$ cm) y la PN2 ($55,5 \pm 8,6$ cm). Los bigotes del diagrama de cajas indican el límite superior e inferior de los valores. De esta manera, la menor profundidad de suelo (30 cm) se encontró en el BN y la PN1 y la máxima (91,5 cm) en el BN. El suelo bajo BN (61,5 cm) presenta el mayor rango de variación, se-

guido de PN2 (20 cm) y PN1 (30 cm). Las profundidades para los tres usos de suelos (BN, PN1 y PN2) son significativamente diferentes ($p \leq 0,05$).

El Cuadro 1 presenta la porosidad total (PT), el contenido de agua del suelo saturado y la distribución de poros. Los últimos también son presentados en las Figuras 4 y 5 pero expresados como capacidad de aire y de almacenamiento de agua aprovechable para las plantas (antes y después del proceso de infiltración, durante medición de ks). Entre 0-15 cm de profundidad la PT es mayor en el suelo bajo BN que en las praderas, destacando el bajo valor que presentó la PN2 (49,1%). El contenido de agua en saturación se acerca bastante a volumen de porosidad total, destacando que los valores más altos se registran a partir de los 15 cm de profundidad.

La conductividad hidráulica saturada (ks) medida a distintos tiempos (1 y 48 h) de iniciada la infiltración de agua a través las muestras, para los tres usos de suelo, se presenta en la Figura 2. El BN ($3,65 \log \text{ cm d}^{-1}$) presenta una mayor ks que la PN1 y la PN2 a 0-15 cm de profundidad. El efecto del flujo de agua saturado sobre los poros del suelo es mayor en el BN con una diferencia de $1,22 \log \text{ cm dia}^{-1}$ entre 1 y 48 h. De esta manera el BN y la PN1 presentan diferencias significativas entre los tiempos de medición. A partir de 15 cm de profundidad (que representa el horizonte de 15-30 cm) la ks es mayor para los tres usos de suelos en comparación al suelo sobreyacente. Por otro lado, la relación observada a 5 cm de profundidad (que representa el horizonte de 0-15 cm), donde el BN ($4,08 \log \text{ cm d}^{-1}$) presenta una mayor ks que ambas praderas, se mantiene a 15 cm de profundidad. Sólo en PN1 existen diferencias significativas entre los tiempos de medición (1 y 48 h) por efecto del flujo de agua.

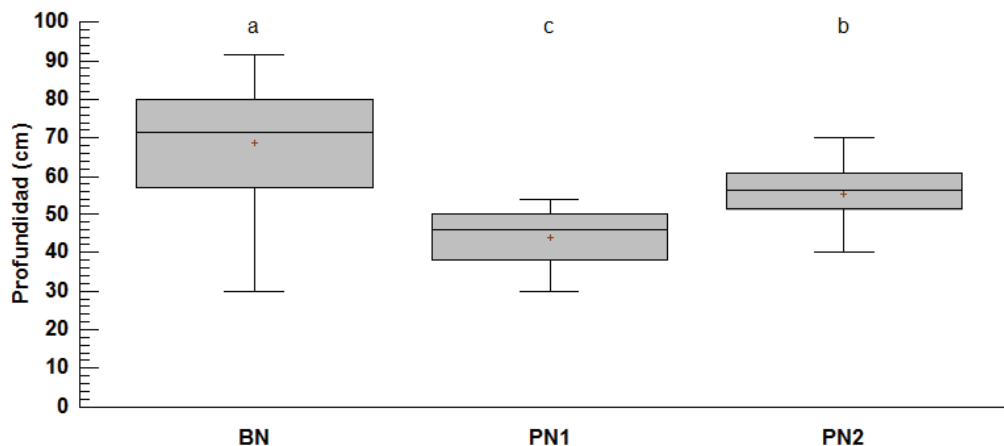


Figura 1. Profundidad de suelo bajo las distintas condiciones de uso (BN, PN1 y PN2). Letras minúsculas distintas indican diferencias significativas entre los usos ($p \leq 0,05$). La caja indica los cuartiles (P25, P50 y P75). Las cruces rojas indican las medias.

Figure 1. Soil depth under the different soil use conditions (BN, PN1 and PN2). Different lowercase letters indicate significant differences between uses ($p \leq 0.05$). The box indicates quartiles (P25, P50 and P75). The red crosses indicate the mean values.

La permeabilidad de aire (k_a) a 0-15 y 15-30 cm de profundidad registrada antes y después de un proceso de infiltración para los tres usos se presenta en la Figura 3. A 0-15 cm de profundidad destaca el alto valor de k_a para el suelo bajo BN ($2,62 \pm 0,09 \log \mu\text{m}^2$, antes de ks) siendo estadísticamente diferente de ambas pra-

deras (PN1: $1,13 \pm 0,17$ y PN2: $0,91 \pm 0,13 \log \mu\text{m}^2$, antes de ks) antes y después del proceso de infiltración, mientras que las praderas no presentan diferencias entre sí. A mayor profundidad (15-30 cm) se mantiene la tendencia de la mayor k_a bajo BN. Relevante es destacar que los valores de k_a obtenidos a 15-30 cm

Cuadro 1. Volumen de poros y su distribución para el suelo bajo bosque nativo (BN) y pradera naturalizada (PN1 y PN2) a 5 y 15 cm de profundidad.

Table 1. Pores volume and their distribution for the soil under BN, PN1 and PN2 at 5 and 15 cm depth.

Uso	Prof.	PT	$\theta_{0 \text{ hPa}}$	Macroporos	Mesoporos	Microporos
				($\varnothing \geq 50 \mu\text{m}$)	($\varnothing 50-0,2 \mu\text{m}$)	($\varnothing \leq 0,2 \mu\text{m}$)
[-]	[cm]	----- [%] -----				
BN		62,1± 2,4a	60,9± 1,8 a	23,2± 1,2 a	5,8± 1,4 b	31,9± 1,2 a
PN1	0-15	55,9± 1,9a	58,6± 2,2 a	13,5± 0,7 b	15,1± 1,9 a	29,9± 0,4 ab
PN2		49,1± 0,8b	49,8± 1,5 b	13,0± 0,9 b	9,4± 1,6 ab	27,3± 0,03 b
BN		72,7± 0,4b	77,8± 0,5 a	13,5± 0,6 a	43,9± 0,6 a	20,4± 3,6 a
PN1	15-30	78,0± 0,6a	74,4± 1,4 b	14,5± 0,7 a	39,9± 1,5 b	19,9± 0,2 a
PN2		65,9± 0,7c	78,3± 0,5 a	12,0± 1,0 a	42,3± 0,9ab	24,0± 1,9 a

Letras minúsculas distintas indican diferencias estadísticamente significativas entre los usos y a una misma profundidad de muestreo.

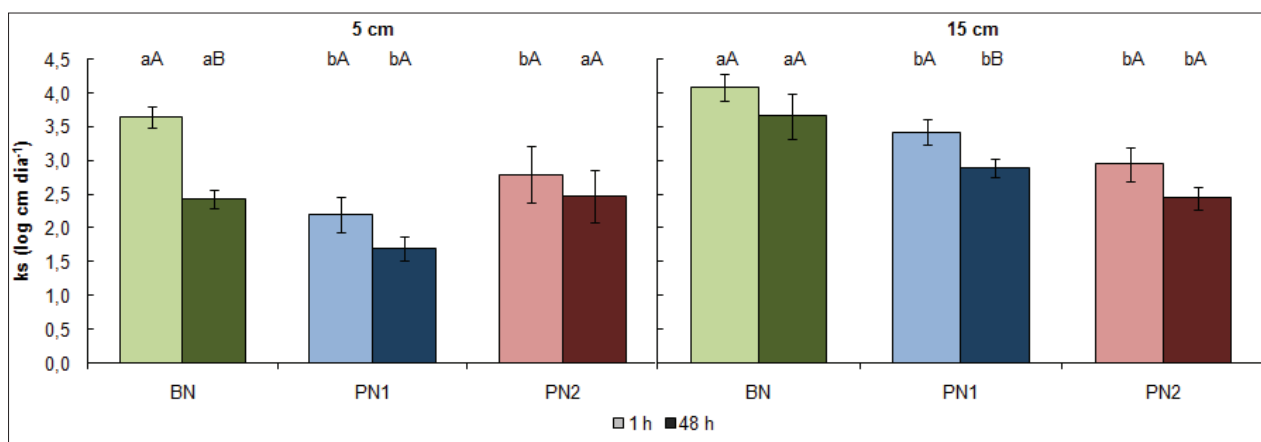


Figura 2. Conductividad hidráulica saturada (k_s) para BN, PN1 y PN2 a 5 y 15 cm de profundidad. Letras minúsculas distintas indican diferencias estadísticamente significativas entre los usos y letras mayúsculas distintas entre distintos tiempo de medición (1 y 48 h) ($p \leq 0,05$) para una misma profundidad de muestreo. Las barras indican ± 1 error estándar ($n = 10$).

Figure 2. Saturated hydraulic conductivity (k_s) for BN, PN1 and PN2 at 5 and 15 cm depth. Different lowercase letters indicate statistically significant differences between uses and different capital letters between different measurement times (1 and 48 h) ($p \leq 0.05$) for the same depth of sampling. The bars indicate ± 1 standard error ($n = 10$).

en ambas praderas son mayores que en superficie (0-15 cm), mientras que para el BN son similares en ambas profundidades. Esto significa, que a partir de los 15 cm, los suelos bajo BN ($2,52 \log \mu\text{m}^2$) y PN1 ($2,15 \log \mu\text{m}^2$) presenta una mayor k_a que bajo PN2 ($1,31 \log \mu\text{m}^2$) ($p \leq 0,05$). Finalmente, la infiltración no causa diferencias relevantes en k_a para ninguno de los usos en ambas profundidades; sin embargo, en la PN2 a 15 cm el valor aumenta posterior a la infiltración.

Los valores de capacidad de aire (CA, también macroporos en Cuadro 1) en el suelo bajo BN a una profundidad de 5 cm son mayores y estadísticamente diferentes para las praderas, antes y después del proceso de infiltración (Figura 4). En cuanto al efecto del proceso de infiltración para la PN1 y la PN2 hay diferencias significativas en CA antes y después del análisis de k_s , mientras que no hay diferencias en el BN. Al contrario de lo anterior, a partir de los 15 cm de profundidad no hay diferencias

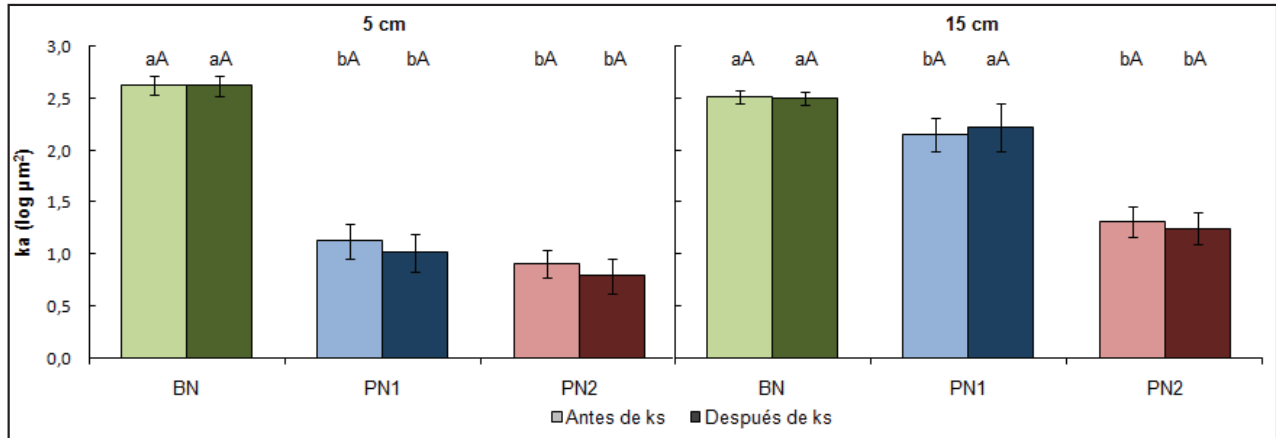


Figura 3. Permeabilidad de aire (k_a) para BN, PN1 y PN2 a 5 y 15 cm de profundidad. Letras minúsculas distintas indican diferencias estadísticamente significativas entre los usos y letras mayúsculas distintas entre valores de k_a antes y después del proceso de infiltración ($p \leq 0,05$) para una misma profundidad de muestro. Las barras indican ± 1 error estándar ($n= 10$).

Figure 3. Air permeability (k_a) for BN, PN1 and PN2 at 5 and 15 cm depth. Different lowercase letters indicate statistically significant differences between uses and different capital letters between k_a values before and after infiltration process ($p \leq 0.05$) for the same depth of sampling. The bars indicate ± 1 standard error ($n= 10$).

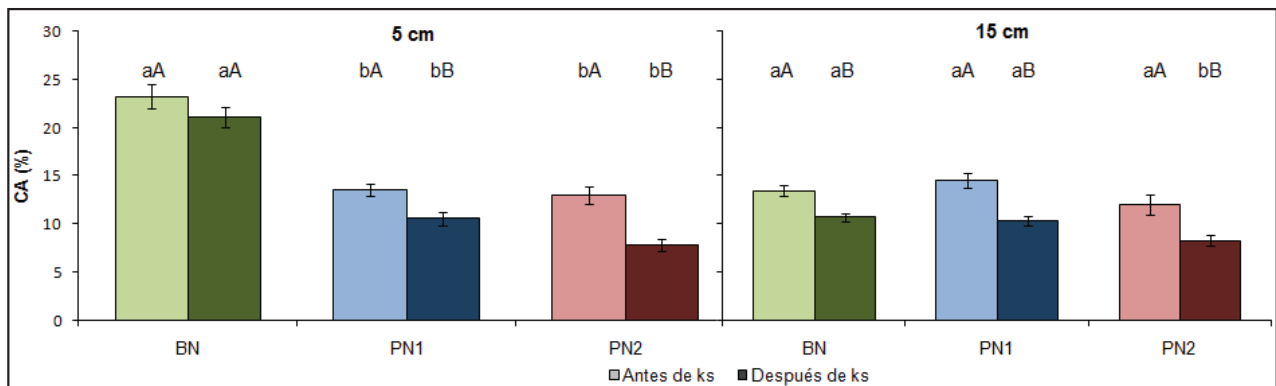


Figura 4. Capacidad de aire (CA) para BN, PN1 y PN2 a 5 y 15 cm de profundidad. Letras minúsculas distintas indican diferencias estadísticamente significativas entre los usos y letras mayúsculas distintas entre antes y después del proceso de infiltración ($p \leq 0,05$) para una misma profundidad de muestreo. Las barras indican ± 1 error estándar ($n= 10$).

Figure 4. Air capacity (CA) for BN, PN1 and PN2 at 5 and 15 cm depth. Different lowercase letters indicate statistically significant differences between uses and different capital letters between k_a values before and after infiltration process ($p \leq 0.05$) for the same depth of sampling. The bars indicate ± 1 standard error ($n= 10$).

entre usos antes de la infiltración de agua, sin embargo posterior a la infiltración, en la PN2 (8,3%) el volumen de CA es menor que para el BN (10,7%) y la PN1 (10,4%), siendo estadísticamente diferentes. De esta forma se presentan diferencias significativas para los tres usos entre antes y después del proceso de infiltración.

En la Figura 5 se presenta el volumen de agua disponible para las plantas (ADP, también mesoporos en Cuadro 1). A 0-15 cm de profundidad hay diferencias significativas en ADP bajo la PN1 (15,1%) sobre el BN (5,8%). En cambio, entre los 15-30 cm hay diferencias significativas para BN (43,9%) sobre PN1 (39,9%). En términos de altura de lámina (HA, cm), de 0-15 cm la capacidad estanque en las praderas es mayor al comparar con la HA del suelo bajo BN ($p \leq 0,05$). Entre 15-30 cm HA es mayor en el BN con 6,6 cm y menor en la PN1 con 6,0 cm. Finalmente, para el caso del perfil del suelo en términos de volumen (%) los valores para el uso bajo BN son mayores, solo presentando diferencias significativas con la PN1. Estos porcentajes, en términos de HA, son mayores para el BN con 24,4 cm, seguido de la PN2 y la PN1 con 18,7 y 13,8 cm, respectivamente.

Efecto del historial de uso sobre la capacidad efectiva de almacenamiento total de agua y aire del suelo

La Figura 6 presenta la capacidad efectiva de almacenamiento de agua en el suelo, representada como

volumen (CTA) y como altura de agua (HAT). En la profundidad de 0-15 cm, el CTA para el BN y la PN1 es similar alcanzando valores de 60,9% y 58,6%, respectivamente. Por otro lado, para el suelo bajo PN2 el valor es estadísticamente menor (49,8%). En profundidad el volumen es mayor para los tres usos, pero CTA de los suelos bajo BN y la PN2 es estadísticamente mayor que en PN1. Para el perfil completo la CTA es mayor en el BN seguido de la PN2 y la PN1. Cuando el volumen de almacenamiento se expresa en términos de altura de agua, la HAT entre los 0-15 cm es menor en la PN2 (7,5 cm) y estadísticamente diferente que el BN y la PN1 (BN: 9,2 y PN1: 8,8 cm). En cambio, en la profundidad de 15-30 cm la HAT es menor en el suelo bajo PN1 (8,9 cm), presentando diferencias significativas ($p \leq 0,05$) con BN (11,7 cm) y PN2 (11,7 cm). Si se considera la profundidad del perfil completo, la HAT es mayor en el suelo bajo BN (50,9 cm) por sobre la PN1 (26,1 cm) y la PN2 (39,2 cm), siendo estadísticamente diferentes entre cada uno de los sitios.

La capacidad efectiva de almacenamiento de aire en el suelo se presenta como volumen de aire disponible para las plantas (CAA) y altura de almacenamiento de aire (HAI) en la Figura 7. De 0-15 cm de profundidad, el suelo bajo BN (23,2%) presenta el mayor CAA con diferencias significativas sobre PN1 y PN2 (13,5% y 13,0%). En profundidad, la CAA es mayor en el suelo bajo PN1 seguido del BN y la PN2. Para el perfil com-

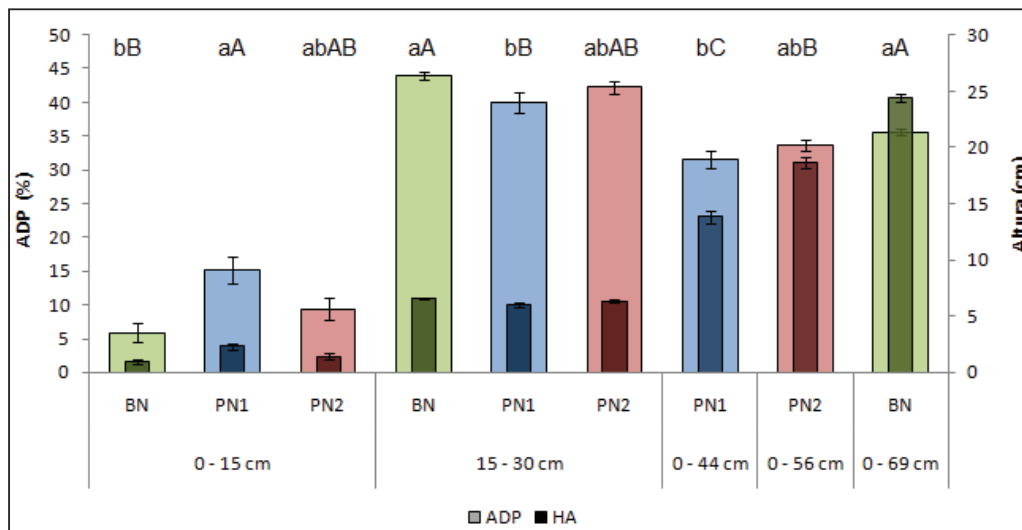


Figura 5. Agua disponible para las plantas (ADP) en términos de volumen (% en barras anchas) y altura de agua (cm, en barras delgadas), en función del uso del suelo para dos horizontes (0-15 y 15-30 cm), y para el perfil de suelo completo. Letras minúsculas y mayúsculas distintas indican diferencias estadísticamente significativas entre BN, PN1 y PN2 para el volumen (ADP) y altura (HA), respectivamente ($p \leq 0,05$). Las barras indican ± 1 error estándar ($n = 10$).

Figure 5. Plant available water (ADP) in terms of volume (%) wide bars) and water height (cm, in thin bars) depending on the soil use for two horizons 0-15 and 15-30 cm, and for the whole soil profile. Different lowercase and upper case letters indicate statistically significant differences between BN, PN1 and PN2 for volume (ADP) and height (HA), respectively ($p \leq 0.05$). The bars indicate ± 1 standard error ($n = 10$).

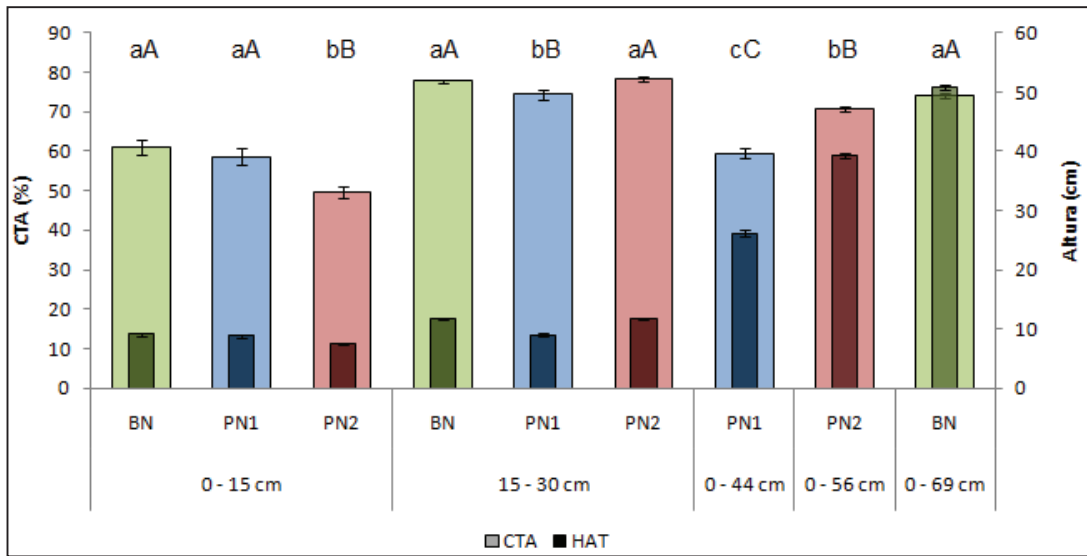


Figura 6. Capacidad de almacenamiento de agua total del suelo (CTA) en términos de volumen (% en barras anchas) y altura de agua (cm, en barras delgadas) en función del uso de suelo para dos horizontes 0-15 y 15-30 cm, y para el perfil de suelo completo. Letras minúsculas y mayúsculas distintas indican diferencias estadísticamente significativas entre BN, PN1 y PN2 para el volumen (CTA) y altura (HAT) respectivamente ($p \leq 0,05$). Las barras indican ± 1 error estándar ($n = 10$).

Figure 6. Water holding capacity (CTA) in terms of volume (% in wide bars) and water height (cm, in thin bars) depending on the soil use for two horizons 0-15 and 15-30 cm, and for the whole soil profile. Different lowercase and upper case letters indicate statistically significant differences between BN, PN1 and PN2 for volume (CTA) and height (HAT), respectively ($p \leq 0.05$). The bars indicate ± 1 standard error ($n = 10$).

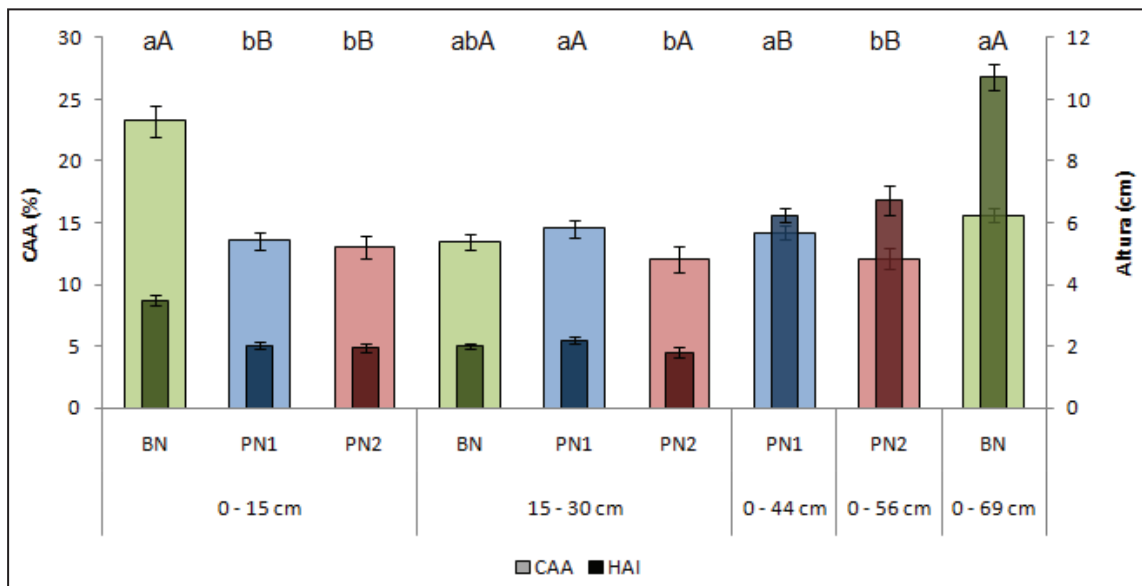


Figura 7. Capacidad de almacenamiento de aire (CAA) en términos de volumen (%) en barras anchas) y altura de aire (cm, en barras delgadas) en función del uso de suelo para dos horizontes 0-15 y 15-30 cm, y para el perfil. Letras minúsculas y mayúsculas distintas indican diferencias estadísticamente significativas entre BN, PN1 y PN2 para CAA y HAI respectivamente ($p \leq 0,05$). Las barras indican ± 1 error estándar ($n = 10$).

Figure 7. Air holding capacity (CAA) in terms of volume (% in wide bars) and water height (cm, in thin bars) depending on the soil use for two horizons 0-15 and 15-30 cm, and for the whole soil profile. Different lowercase and upper case letters indicate statistically significant differences between BN, PN1 and PN2 for volume (ADP) and height (HA), respectively ($p \leq 0.05$). The bars indicate ± 1 standard error ($n = 10$).

pleto el volumen es mayor en el BN (15,6%) seguido de la PN1 (14,2%) y la PN2 (12,1%), presentando diferencias significativas la PN2 con el BN y la PN1. Finalmente, en términos de HAI, en los primeros 0-15 cm de profundidad la altura de almacenamiento es mayor para el suelo bajo BN (3,5 cm) siendo estadísticamente diferente que ambas praderas (PN1: 2,0 cm; PN2: 1,9 cm). En cambio, HAI en profundidad (15-30 cm) es mayor en la PN1 seguido del BN y la PN2 sin presentar diferencias significativas entre los usos. Para el perfil completo, HAI en el suelo bajo BN (10,7 cm) presenta la mayor altura seguido de la PN2 (6,7 cm) y la PN1 (6,2 cm), de esta manera, HAI bajo el BN es estadísticamente diferente de ambas praderas.

DISCUSIÓN

Efecto del historial de uso del suelo sobre la profundidad efectiva, porosidad del suelo y sus consecuencias sobre la capacidad de almacenamiento de agua y aire

Luzio *et al.* (2010) mencionan que la profundidad de los suelos Ñadi con régimen ácuico es muy variable, dependiendo de la profundidad a la que se encuentre la capa límite, lo que para este suelo corresponde a la presencia de gravas cementadas. La alta variación en la profundidad medida (analizada considerando su variabilidad espacial en Dörner *et al.*, 2016), los clasifica como suelos delgados (20-40 cm) a moderadamente profundos (70-90 cm) (SAG, 2016). Esta variación depende tanto del relieve de la superficie como de la capa límite inferior, siendo afectada por uso/cobertura del suelo, tal que la profundidad del suelo es mayor en el bosque nativo que en las praderas (Figura 1). Está pérdida del espesor del perfil por subsidencia (PN1: -24,6 cm; PN2: -13,1 cm) y que incluso podría incluir una pérdida del horizonte superficial (Haller *et al.*, 2015), ocurrió por el tipo de faenas utilizadas en el cambio de uso de suelo (quema, destronque, etc.) y la mineralización de materiales orgánicos ocurrida en los años posteriores. Ellies (1995) midió la disminución de profundidad equivalente a la pérdida de porosidad, causada por el aumento en la intensidad de uso a partir de un bosque nativo en un Trumao bajo uso forestal (-3 cm) y en un Rojo Arcilloso bajo uso agrícola (-12 cm). El historial de uso (30 años) como pradera naturalizada para alimentación animal causa una compactación, principalmente en la superficie del suelo, por el tránsito animal (Ellies, 1995), lo que se evidencia en la mayor Da en las praderas (Haller *et al.*, 2015). Ellies *et al.* (2000), mencionaron que el mayor asentamiento ocurre inmediatamente después de la eliminación de la vegetación nativa, mientras que su tasa decrece durante periodos consecutivos de uso.

La pérdida del volumen de poros aumenta la resistencia a la penetración del suelo, afectando el cre-

cimiento radical y su distribución por tamaño (Ellies *et al.*, 2000). Por consiguiente, existe una reducción de macroporos y un aumento de los mesoporos, sin embargo no hay cambios relevantes en el volumen de microporos (Cuadro 1). Lo mismo presentaron Dörner *et al.* (2009b), en Andisoles bajo distintos usos: una compactación en los poros estructurales (macroporos), mientras que la porosidad fina (microporos) no presentó cambios, ya que es independiente del manejo, siendo ésta dependiente de la textura del suelo. De esta manera a 15 cm de profundidad no se presentó una diferencia significativa ($p > 0,05$), en cambio a 5 cm de profundidad en la PN2 hay una pequeña diferencia (-4,6%) respecto al BN. En el presente estudio, los cambios ocurrieron principalmente en superficie (Cuadro 1), ya que a mayor profundidad no hubo diferencias importantes. Esto se puede deber a que las presiones ejercidas son menores en profundidad y/o son absorbidas principalmente por el agua, ya que, según varios autores (Jansen *et al.*, 2004; Thiers *et al.*, 2007; Dec *et al.*, 2017) estos suelos permanecen bajo saturación hídrica durante los meses con mayor precipitación en invierno y parte de la primavera (4-6 meses). Los cambios en la porosidad y su distribución, indican que el suelo está bajo constantes modificaciones, que dependerán del manejo del suelo (labranza, pastoreo) (Dörner *et al.*, 2009b), como el tipo de uso y la ocurrencia de ciclos naturales de mojado y secado (Seguel y Horn, 2006). Ellies *et al.* (1997), mencionaron que en los sitios con pradera degradada, la cantidad de poros gruesos (macroporos) o el grado de la estructura, es más bajo que en suelos bajo cultivos, esto indica que el deterioro de la estructura se debe más a la acción mecánica del pisoteo animal, que a una pérdida eventual de la MO en un suelo cultivado.

La escasa profundidad efectiva de los suelos Ñadi, limita su capacidad de uso, dado que se relaciona con las características funcionales del suelo, como su capacidad estanque (ADP, CTA, CAA). En el presente estudio, esta capacidad de estanque se presenta en volumen (%) y como altura (cm), con el fin de relacionar porosidad del suelo con su profundidad efectiva. De esta manera se utilizó esta relación (altura, cm), la cual es ampliamente utilizada en cálculos de riego (INIA, 2010), en meteorología y mediciones de cuencas hidrográficas (DMC, 2012). En ese contexto, se sabe que la capacidad máxima de retención de agua de los Trumao y Ñadis es muy alta, tal que estos suelos corrientemente son capaces de retener agua entre el 100 y 150 % de su masa seca (Urbina, 1965). La capacidad de almacenamiento total de agua (CAA) (Figura 6) para el perfil de suelo es mayor en el BN (74,12%) que en las praderas (PN1: 59,42; PN2: 70,63%), al igual que en términos de altura (cm), debido a las diferencias en la porosidad y profundidad efectiva.

Cuando se analiza la capacidad estanque en cuanto a su volumen, los valores de ADP en superficie son bajos

(BN: 5,83%; PN1: 15,11%; PN2: 9,39%), incluso restrictivos si se considera que Reynolds *et al.* (2009) proponen un volumen sobre el 20% de ADP como ideal para la producción vegetal. Por el contrario, los volúmenes a 15 cm son más elevados (sobre un 35%, Figura 5) debido a que la textura se hace más fina a una mayor profundidad. Por otro lado, al considerar el ADP para perfil de suelo, este parámetro es mayor en el BN seguido de la PN2 y la PN1. Dado que la profundidad del BN es mayor, la altura de agua del perfil (HA) disponible para las plantas también es mayor, seguido de la PN2 y la PN1.

Los altos valores de capacidad de aire son comunes en suelos derivados de cenizas volcánicas, ya que, por lo general muestran un comportamiento de suelo arenoso para valores de potencial mátrico cercanos a saturación, pero una gran capacidad de retención de agua a valores del orden del punto de marchitez permanente. Este fenómeno es atribuible a los poros intra e inter agregados (Armas-Espinel *et al.*, 2003; Dörner *et al.*, 2009b; 2010). Los valores obtenidos de CAA (Figura 7) están sobre los valores críticos para el desarrollo de cultivos (< 8% según Horn y Fleige, 2009), en ambos usos y profundidades, sin embargo hay una clara disminución en superficie al comparar el BN con ambas praderas (PN1: 9,7%; PN2: 10,2%). La altura de aire para el perfil completo (HAI) en el BN (10,7cm) es mayor principalmente por la mayor profundidad efectiva y su mayor volumen de aire en superficie. En cambio, si se comparan ambas praderas, toma una mayor relevancia la diferencia de la profundidad efectiva, ya que en términos de volumen la CAA es mayor en la PN1 para el perfil completo, pero en términos de altura, esta es mayor para la PN2 (PN1: 6,2 cm; PN2: 6,7 cm) debido principalmente a una mayor profundidad.

Efecto del historial de uso del suelo sobre la continuidad del medio poroso

La conductividad hidráulica saturada (k_s) y la permeabilidad de aire (k_a) son parámetros utilizados para determinar la funcionalidad del sistema poroso (Dörner y Dec, 2007). Los cambios funcionales relacionados con parámetros de intensidad (k_s y k_a) generalmente son de mayor relevancia que las variaciones que puedan ocurrir en la distribución del volumen poroso (Dörner y Dec, 2007; Zúñiga *et al.*, 2014). En este contexto, los flujos de agua y aire ocurren por los mismos poros en el suelo y las diferencias se deben a las características del fluido, ya que el aire (menos denso) posee un roce insignificante en los bordes de los poros, lo que no pasa con el flujo de agua (Sumner, 2000). La conductividad hidráulica (k_s), que está fuertemente ligada a la estructura del suelo, al volumen de poros estructurales y a la continuidad e interconexión del medio poroso (Dörner y Dec 2008), fue menor bajo ambas praderas, a los 5 y

15 cm de profundidad en comparación con el BN (Figura 2). Dörner *et al.* (2009b) mencionaron que el cambio de uso de suelo significa una disminución de la k_s , lo que está relacionado con la reducción en el monto de poros gruesos (Cuadro 1), pero también en la continuidad del sistema poroso (Dörner y Horn, 2006; Dörner *et al.*, 2010).

Al comparar los valores de k_s ya en un estado de equilibrio a 48 h de iniciado el flujo (Figura 2), se observó el mayor valor en PN2 ($2,47 \log \text{ cm d}^{-1}$) sin presentar diferencias significativas con el suelo bajo BN ($2,43 \log \text{ cm d}^{-1}$) en superficie. En cambio, a 15 cm de profundidad el valor del BN es mayor que en ambas praderas. Los valores más altos fueron registrados a una mayor profundidad para los 3 sitios (Figura 2), lo que se explica por valores de densidad aparente más bajos, como también al cambio en el tipo de estructura de bloques subangulares medios a gruesos en el caso del BN, y de granular a bloques subangulares medios para las praderas (Haller *et al.*, 2015). Del mismo modo, la permeabilidad de aire (k_a) disminuye por efecto del cambio de uso de suelo (Figura 3), debido a una reducción en la fracción de poros gruesos y la continuidad del sistema poroso (Dörner *et al.*, 2009b; Dörner y Horn, 2006). La permeabilidad de aire (k_a) aumenta con el incremento de la fracción de poros saturados con aire (Dörner y Dec, 2007), lo explica la reducción de k_a a 5 cm de profundidad (Figura 3), como consecuencia de la disminución de la CA desde el BN a praderas (Figura 4). Sin embargo, a 15 cm aumenta para el caso de las praderas, principalmente para PN1. Esto se puede deber a que los efectos del cambio de uso no se presentaron a una mayor profundidad, y en consecuencia no se modificó la continuidad de los poros.

La k_s puede ser usada como herramienta para evaluar la estabilidad estructural del suelo, midiendo los cambios ocurridos después de un flujo constante de 100 h (Ellies *et al.*, 1997; Zúñiga *et al.*, 2014). Lo anterior es relevante cuando este tipo de suelos es expuesto a sistemas de drenaje, ya que la estabilidad de k_s en el tiempo es un buen indicador de la estabilidad de la estructura frente a la acción del agua. Al comparar entre usos de suelo, no se observaron diferencias significativas ($p > 0,05$), a excepción del BN a 5 cm, donde se presentó una alta variación ($1,22 \log \text{ cm d}^{-1}$), que refleja una menor estabilidad del sistema poroso (Figura 2). Zúñiga *et al.* (2014) asocian la menor estabilidad del bosque en comparación a un suelo bajo pradera, al aporte de MO que no ha sufrido un proceso de descomposición; la cual si bien permite el desarrollo de espacio poroso, no participa activamente en la estabilidad de los agregados del suelo. Ellies *et al.* (1997) mencionaron que los suelos sometidos a usos que conservan la estructura (bosque nativo, pradera) presentan una alta estabilidad al agua o una baja variación del diámetro medio de sus poros, con lo cual no se al-

tera sustancialmente el flujo de agua. Así, a 15 cm de profundidad, donde el BN presentó la menor variación ($0,42 \log \text{ cm d}^{-1}$), mientras que en ambas praderas la variación fue mayor (PN1: $0,53 \log \text{ cm d}^{-1}$; PN2: $0,49 \log \text{ cm d}^{-1}$), lo que responde a una mayor estabilidad de los agregados en sitios con menor intervención. Según Ellies *et al.* (1997), la variación producida después de un flujo continuo de agua se debe a la formación de oclusiones o aperturas que provocan cambios en la continuidad del sistema poroso, así la variación de ks sometida a un flujo continuo de agua aumenta con la inestabilidad de los agregados, lo que explica que la rigidez de las paredes de los poros y de los agregados es baja en suelos con mayor variación del flujo. Al medir k_a , antes y después del proceso de infiltración, esta propiedad no presentó cambios significativos ($p > 0,05$) para ninguno de los usos (Figura 3). El cambio se observó para la CA (Figura 4), lo que indica que afectó el volumen de macroporos, pero no su interconexión y continuidad.

CONCLUSIONES

La capacidad de almacenamiento de aire y agua se ve afectada por el cambio de uso de suelo (CUS), debido a cambios en la profundidad, y en la cantidad y distribución de los poros de los horizontes del suelo. En este contexto, el CUS de bosque nativo (BN) a pradera naturalizada (PN) se tradujo en una disminución de su capacidad de almacenamiento de agua y aire. Este efecto, que si bien es cierto se redujo en profundidad, implicó una reducción de la altura de agua aprovechable para las plantas y de la capacidad de aire desde el BN a las PN.

La conducción de agua y aire disminuyeron por el CUS de BN a PN, principalmente en superficie, debido a cambios en los macroporos y continuidad del sistema poroso.

La conductividad hidráulica disminuyó a través del tiempo. Este cambio fue más marcado en el suelo bajo BN en superficie, en comparación al suelo bajo las PN. Posterior al proceso de infiltración, la capacidad de aire se ve afectada, principalmente en las PN, sin embargo esto no se evidenció en una disminución de la permeabilidad de aire, lo que muestra una alteración en el volumen de poros pero no en su continuidad.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por el Proyecto FONDECYT 1130546. Los autores agradecen a los propietarios del Predio "Chaqueihua", Don Alfredo Núñez y Sra. Elba, por su excelente disposición para llevar a cabo ensayos en el sitio de estudio. Así también agradecen al "Ñadi Soil Team" conformado por investigadores, estudiantes de pregrado y postgrado asociados al proyecto.

REFERENCIAS

- Aguayo, M., Pauchard, A., Azócar, G., Parra, O., 2009. Cambio en el uso de suelo en el centro sur de Chile a fines del siglo XX. Entendiendo la dinámica espacial y temporal del paisaje. *Revista Chilena de Historia Natural* 82, 361-374. <http://dx.doi.org/10.4067/S0716-078X2009000300004>
- Armas-Espinel, S., Hernández-Moreno, J., Regalado, C., 2003. Evaluación de la retracción en suelos volcánicos cultivados y su relación con algunas propiedades físicas. *Estudios de la Zona No Saturada del Suelo VI*, 1-6. http://abe.ufl.edu/carpena/files/pdf/zona_no_saturada/estudios_de_la_zona_v6/p125-130.pdf
- Besoain, E., 1985. Mineralogía de arcillas del suelo. Instituto Iberoamericano de Cooperación para la Agricultura (IICA), San José, Costa Rica.
- Besoain, E., Sadzawka, M.A., Sepúlveda, G., 1992. Génesis de los suelos ñadis, aquands y duraquands de la región centro-sur de Chile. *Terra Número Especial* 10, 74-88.
- Centro de Información de Recursos Naturales (CIREN), 2003. Descripción de Suelos. Materiales y Símbolos. Estudio Agrológico X Región. CIREN, Publicación 123, Santiago, Chile.
- Dec, D., Dörner, J., Balochi, O., 2011. Temporal and spatial variability of structure dependent properties of a volcanic ash soil under pasture in southern Chile. *Chilean Journal of Agricultural Research* 71(2), 293-303. <http://dx.doi.org/10.4067/S0718-58392011000200015>
- Dec, D., Zúñiga, F., Thiers, O., Paulino, L., Valle, S., Villagra, V., Tadich, I., Horn, R., Dörner, J., 2017. Water and temperature dynamics of Aquands under different uses in southern Chile. *Journal of Soil Science and Plant Nutrition* 17(1), 141-154. <http://dx.doi.org/10.4067/S0718-95162017005000011>
- Dirección Meteorológica de Chile (DMC), 2012. <http://www.meteochile.gob.cl/> (acceso, 10.07.2015).
- Dörner, J., Horn, R., 2006. Anisotropy of pore functions in structured Stagnic Luvisols in the Weichselian moraine in N Germany. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* 169(2), 213-220. <http://dx.doi.org/10.1002/jpln.200521844>
- Dörner, J., Dec, D., 2007. La permeabilidad de 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 suelo. *Agro Sur* 36(2), 93-100.
- Dörner, J., Dec, D., Peng, X., Horn, R., 2009a. Change of shrinkage behavior of an Andisol in southern Chile: Effects of land use and wetting/drying cycles. *Soil and Tillage Research* 106, 45-53. <http://dx.doi.org/10.1016/j.still.2009.09.013>
- Dörner, J., Dec, D., Peng, X., Horn, R., 2009b. Efecto del cambio de uso en la estabilidad de la estructura y la función de los poros de un Andisol (Typic Hapludand) del sur de Chile. *Revista de la Ciencia del Suelo y Nutrición Vegetal* 9(3), 190-209. <http://dx.doi.org/10.4067/S0718-27912009000300003>

- Dörner, J., Dec, D., Peng, X., Horn, R., 2010. Effect of land use change on the dynamic behavior of structural properties of an Andisol in southern Chile under saturated and unsaturated hydraulic conditions. *Geoderma* 159, 189-197. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2010.07.011>
- Dörner, J., Dec, D., Thiers, O., Paulino, L., Zúñiga, F., Valle, S., Martínez, O., Horn, R., 2016. Spatial and temporal variability of physical properties of Aquands under different land uses in southern Chile. *Soil Use and Management* 32(3), 411-421. <http://dx.doi.org/10.1111/sum.12286>
- Eijkelkamp Agrisearch Equipment, 2013. 09.02 Laboratory Permeameters. Operating Instructions. Giesbeek, The Netherlands, pp.1-14. <https://www.eijkelkamp.com/files/media/Gebruiksaanwijzingen/EN/m1-0902elab-permeameters.pdf>
- Ellies, A., Mac Donald, R., Ramírez, C., 1993. Variación de la estructura del suelo forestal sujeto a diferentes manejos. *Boletín de la Sociedad Chilena de la Ciencia del Suelo* 10, 118-135.
- Ellies, A., 1995. Efecto del manejo sobre las propiedades físicas de suelos trumaos y rojo arcillosos. *Bosque* 16(2), 101-110.
- Ellies, A., Grez, R., Ramírez, G., 1997. La conductividad hidráulica en fase saturada como herramienta para el diagnóstico de la estructura del suelo. *Agro Sur* 25(1), 51-56.
- Ellies, A., Horn, R., Smith, R., 2000. Effect of management of a volcanic ash soil on structural properties. *International Agrophysics* 14, 377-384.
- Food Agriculture Organization of the United Nations (FAO), 2009. Cumbre Mundial sobre la Seguridad Alimentaria. FAO, 16-18 de Noviembre de 2009, Roma, Italia, pp. 1-8. <ftp://ftp.fao.org/docrep/fao/Meeting/018/k6050s.pdf>
- Forsythe, W., 1997. Las condiciones físicas, la producción agrícola y la calidad de suelo. *Agronomía Costarricense* 21(1), 35-47. http://www.mag.go.cr/rev_agr/v21n01_035.pdf
- Gebhardt, S., Fleige, H., Horn, R., 2009. Shrinkage processes of a drained riparian peatland with subsidence morphology. *Journal of Soils and Sediments* 10(3), 484-493. <https://doi.org/10.1007/s11368-009-0130-9>
- Haller, P., Dec, D., Zúñiga, F., Thiers, O., Ivelic-Sáez, J., Horn, R., Dörner, J., 2015. Efecto del estrés hidráulico y mecánico sobre la Resistencia y resiliencia funcional del Sistema poroso de un Ñadi (Aquands) bajo distintos usos de suelo. *Agro Sur* 43(2), 41-52. <http://dx.doi.org/10.4206/agrosur.2015.v43n2-06>
- Hartge, R., Horn, R., 2009. Die physikalische Untersuchung von Böden. Praxis Messmethoden Auswertung. 4. Vollst. Überarbeitete Auflage. Schweizerbart Vorlage, Stuttgart, Germany.
- Horn, R., Fleige, H., 2009. Risk assessment of subsoil compaction for arable soils in Northwest Germany at farm scale. *Soil and Tillage Research* 102, 201-208. <https://doi.org/10.1016/j.still.2008.07.015>
- Instituto Nacional de Investigaciones de Recursos Naturales-Universidad Austral de Chile (IREN-UACH), 1978. Estudio de los suelos de Valdivia, Santiago, Chile.
- Instituto Nacional de Investigaciones Agropecuarias (INIA), 2010. Manejo del riego en frutales en condiciones de restricción hídrica. *Boletín* N° 214. INIA-La Platina, Santiago, Chile.
- Janssen, I., Kruemmelbein, J., Horn, R., Ellies, A., 2004. Physical and hydraulic properties of the ñadi-soils in south Chile - comparison between untilled and tilled soil. *Revista de la Ciencia del Suelo y Nutrición Vegetal* 4(1), 14-28.
- Leiva, C., Dec, D., Seguel, O., Nissen, J., Dörner, J., 2016. Efecto del flujo de agua y el volumen de muestreo sobre la funcionalidad de los poros de un Ultisol. *Agro Sur* 44(1), 59-69. <http://dx.doi.org/10.4206/agrosur.2016.v44n1-06>
- Luzio, W., Barros, C., Arancibia, M., Alcayaga, S., 1989. Presencia de horizonte plácico en ñadis (Placaquands) y trumaos (Placudands) en el sur de Chile. *Anales de Edafología y Agrobiología XLVIII* (5-12), 523-543.
- Luzio, W., Casanova M., Seguel O., 2010. Capítulo 5. Suelos de la Zona Mediterránea Húmeda (Desde 37°45' LS hasta 43°00' LS), in: Luzio, W. (Ed.), *Suelos de Chile*. Universidad de Chile, Santiago, Chile. pp. 195-261.
- Novoa, R., Villaseca, S., Del Canto, P., Rouanet, L., Sierra, C., Del Pozo, A., 1989. Mapa agroclimático de Chile. Instituto de Investigaciones Agropecuarias (INIA), Santiago, Chile.
- Ramírez, C., Mac Donald, R., San Martín, C., 1996. Uso forestal de los ecosistemas de «ñadi»: Riesgos ambientales de la transformación de suelos en la Región de Los Lagos. *Ciencia y Ambiente* 12(1), 82-88.
- Reynolds, W., Drury, C., Tan, C., Fox, C., Yang, X., 2009. Use of indicators and pore volume-function characteristics to quantify soil physical quality. *Geoderma* 152, 252-263. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geoderma.2009.06.009>
- Servicio Agrícola Ganadero (SAG), 2016. Pauta para estudio de suelos 2011 (Rectificada). SAG, Ministerio de Agricultura, Santiago, Chile. <http://www.sag.gob.cl/sites/default/files/pauta-para-estudio-de-suelos--mod-2016.pdf>
- 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.
- Schlatter, R., Schlatter, J., 2004. Los turbales de Chile, in: Blanco, D., de la Balze, V. (Eds.), *Los Turbales de la Patagonia: Bases para su inventario y la conservación de su biodiversidad*. Wetlands Internacional, Buenos Aires, Argentina, pp. 75-80.
- Seguel, O., Horn, R., 2006. Structure properties and pore dynamics in aggregate beds due to wetting-drying cycles. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* 169, 221-232. <http://dx.doi.org/10.1002/jpln.200521854>
- Soil Survey Staff, 2010. Keys to Soil Taxonomy, eleven ed. USDA-NRCS, Washington DC.
- Sumner, M., 2000. *Handbook of Soil Science*. CRC Press, Florida, USA.
- Thiers, O., Gerding, V., Vallejos, R., Corti, D., 2011. Repoblamiento forestal en suelos ñadi (Aquands) del sur de Chile: efectos del drenaje sobre el establecimiento de *Alnus glutinosa*, *Eucalyptus nitens* y *Pinus radiata*. V CONFLAT (Quinto Congreso Forestal Latinoamericano), 18-21 octubre 2011, Lima, Perú.
- Urbina, A., 1965. Relaciones entre algunas características físicas y químicas de suelos derivados de cenizas volcánicas [Linares a Chiloé]. *Agricultura Técnica* 25(1), 9-18.
- Zúñiga, F., Dec, D., Valle, S., 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), 55-56. <http://dx.doi.org/10.4206/agrosur.2014.v42n3-06>

