

MONITOREO CONTINUO DE HUMEDAD CON FINES HIDROLÓGICOS

• Stalin Granda •

Universidad de las Fuerzas Armadas, Ecuador

• Diego Rivera* • José Luis Arumí • Marco Sandoval •

Universidad de Concepción, Chile

*Autor de correspondencia

Resumen

La variable estado para analizar los procesos de transporte de materia y energía en el suelo es la humedad, la cual responde de forma dinámica a la secuencia climática de los eventos de precipitación y evapotranspiración, y a su vez controla o modula variados procesos físicos, químicos y biológicos en la columna de suelo. Por otra parte, las propiedades físicas del suelo y de la vegetación determinan la dinámica espacio-temporal de la humedad, lo que a su vez influye en el transporte de solutos y materiales en y a través de los diferentes horizontes que lo integran. El presente trabajo presenta los resultados preliminares de un intensivo plan de monitoreo continuo de la humedad del suelo mediante sondas de capacitancia ECH2O en un predio bajo condiciones de riego controlado, con el objeto de analizar tanto la dinámica temporal de los procesos de recarga e infiltración como la generación de datos de calibración de alta resolución. El análisis conjunto del suelo y del contenido de humedad muestra que para el caso de estudio, la dinámica espacio-temporal de la humedad está fuertemente influenciada por la variabilidad espacial (en especial, la topografía, además de la conductividad hidráulica y compactación), así como por diferentes características de los eventos de precipitación y humedad antecedente que llevan a distintas respuestas en la infiltración. Finalmente, el uso de sensores de capacitancia con mediciones de alta resolución temporal, al igual que métodos gráficos, permiten un análisis cualitativo acerca de los procesos hidrológicos subyacentes.

Palabras clave: humedad del suelo, sensores de humedad, redes de monitoreo, control hidrogeológico.

Introducción

La variable estado para analizar los procesos de transporte de materia y energía en el suelo es el contenido de agua en el suelo o humedad ($[L^3 L^{-3}]$, $[M M^{-1}]$, la cual responde de forma dinámica a la secuencia climática de los eventos de precipitación y evapotranspiración, y a su vez controla o modula variados procesos físicos, químicos y biológicos en la columna de suelo (Eagleson, 2004; Dörner, 2007; ver Seneviratne *et al.*, 2010, para una revisión de la interacción

humedad-clima). Por otra parte, las propiedades físicas del suelo y de la vegetación determinan la dinámica espacio-temporal de la humedad, lo que a su vez influye en el transporte de solutos y materiales en y a través de los diferentes horizontes que lo integran. Por ejemplo, uno de los factores más importantes que afectan la recarga del agua subterránea es el régimen de humedad del suelo (Kumar, 2003). En este sentido, la agricultura de riego presenta un desafío respecto al adecuado manejo de la aplicación de agua con el fin de minimizar los

potenciales efectos sobre los ecosistemas, en cuanto es una entrada artificial de agua y solutos. De esta manera, tanto el análisis detallado de las características hidrofísicas del suelo como el monitoreo de la humedad son componentes esenciales en el entendimiento de procesos hidrológicos y sus implicancias en el movimiento, almacenamiento y evolución del agua y solutos en la zona no saturada y el agua subterránea (Vereecken *et al.*, 2008; Blume *et al.*, 2009).

La variabilidad espacial de las propiedades físicas del suelo que se da en o entre los campos agrícolas depende de su génesis (*e.g.*, factores de formación geológicos y pedológicos), pero puede ser también inducida por prácticas agrícolas como laboreo, rotación de cultivos y riego, entre otras (Iqbol *et al.*, 2005). Esta variabilidad adiciona un nuevo factor que afecta los procesos de transporte en la columna de suelo (Granda, 2011).

El presente trabajo es una breve discusión, cuya idea más fuerte es la necesidad de analizar tanto las características del suelo como la evolución espacio-temporal de la humedad del suelo en estudios hidrológicos relacionados con la dinámica temporal de los procesos de recarga e infiltración, como la generación de datos de calibración para modelos numéricos.

Sitio de estudio

El sitio de estudio se sitúa a 15 km al norte de Chillán, en el Valle Central de Chile (figura 1). Corresponde a un predio agrícola de 100 ha de arándanos bajo riego localizado. La red de monitoreo se compone de siete puntos de monitoreo en una extensión de 3.6 ha. Los suelos corresponden a suelos formados a partir de cenizas volcánicas recientes (andisoles), depositadas sobre un substrato no relacionado, constituidos por tobas, materiales fluviales y materiales fluvioglaciales, que se presentan compactados, pero no cementados, y que son lentamente permeables (familia media térmica de los *Typic Melanoxerands*) (Santis, 2005). Los valores de densidad aparente van de 0.71 a

1.03 Mg m⁻³, en una profundidad de 0 a 60 cm, en concordancia con otros estudios en suelos similares (*e.g.*, CIREN, 1999; Stolpe, 2006; Sandoval *et al.*, 2008). El clima es mediterráneo, con estaciones secas y lluviosas, la precipitación anual es de 1 200 mm, extendiéndose la estación lluviosa entre abril y agosto. El mes más caluroso es enero (media de 19.7 °C) y el más frío es julio (media de 7.6 °C).

Materiales y métodos

La humedad volumétrica (m³ m⁻³) del suelo se monitorea hoy día mediante sensores de capacitancia EC-5 (Decagon Devices, Inc., Pullman-USA) en siete puntos de monitoreo y cuatro profundidades (20, 40, 60 y 100 cm), con una frecuencia de monitoreo de una hora en un transecto en disposición diagonal al predio y en sentido de la pendiente. La diferencia de cota entre P1 y P5 es de 4 m. Además, se dispone de un pluviómetro ECRN-100 (Decagon Devices, Inc., Pullman-USA). Los sensores en campo se instalaron en mayo de 2010. La red de monitoreo comenzó a operar el 8 de mayo de ese año.

Las sondas de capacitancia ECH2O (mayores detalles en Bogaen *et al.*, 2007; Rosenbaum *et al.*, 2010) corresponden a los métodos capacitivos que consideran el medio suelo-sonda como un condensador, cuya capacitancia C (Faraday) es proporcional a la permitividad eléctrica del medio (ϵ). Dada la marcada diferencia en permitividad dieléctrica entre el agua ($\epsilon \approx 80$) y las otras fases presentes en el suelo, como el aire ($\epsilon \approx 1$) y partículas minerales ($\epsilon \approx 2-15$), las variaciones del contenido de agua del suelo pueden relacionarse de manera directa con el cambio en la capacitancia medidas por las sondas ECH2O (Topp *et al.*, 1980; Kellners *et al.*, 2005; Regalado *et al.*, 2009). Aun cuando es deseable la calibración local de las sondas en el caso de estudios detallados de balance hídrico, para efectos de un análisis cualitativo y preeliminar, los valores de salida de voltaje pueden ser convertidos en valores de humedad mediante la ecuación de calibración provista por el fabricante (Prados *et al.*, 2009).

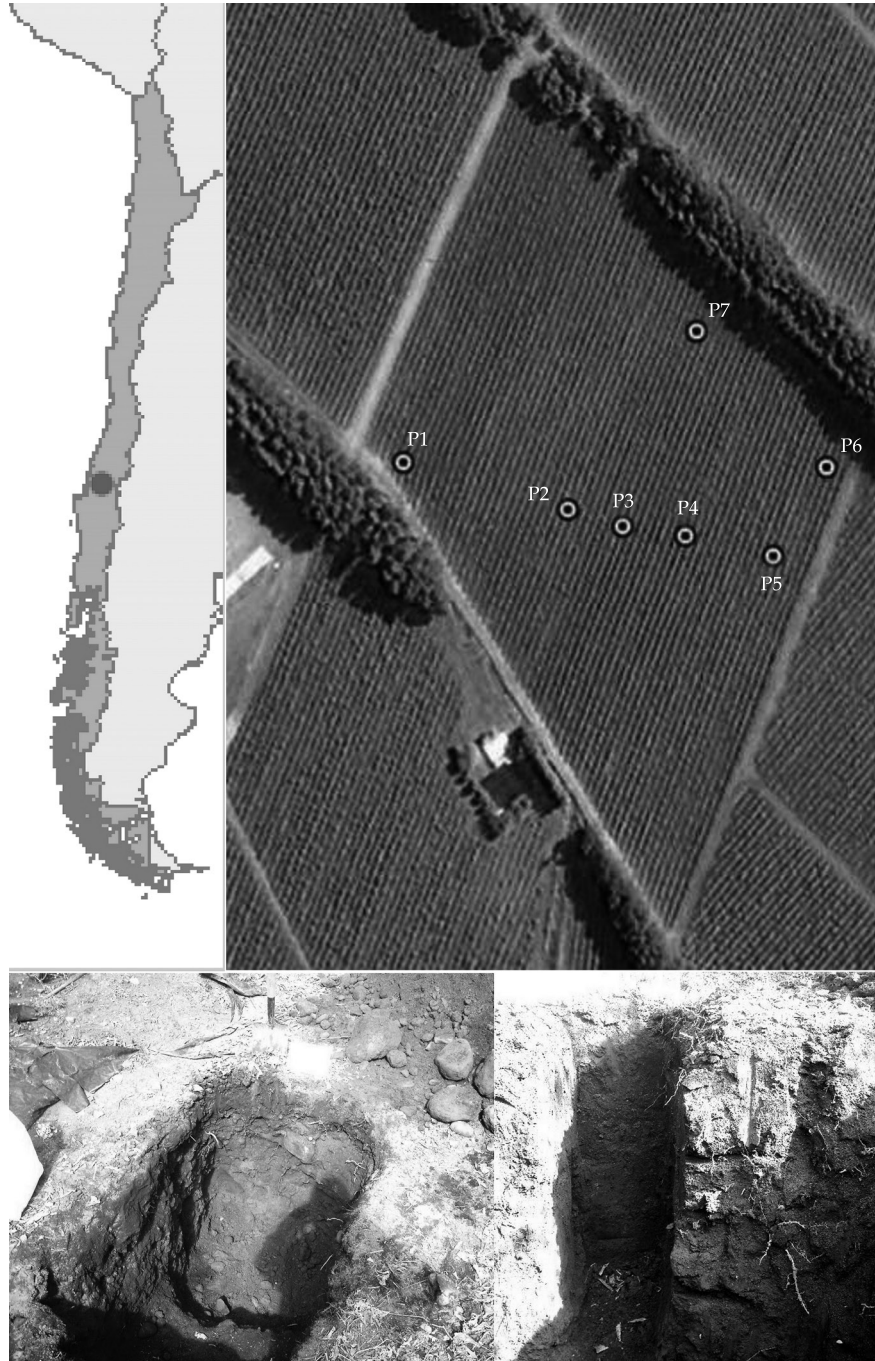


Figura 1. Ubicación del sitio de estudio, calicatas representativas y proporciones de arena, limo y arcilla para cada punto de monitoreo.

En cuanto a las propiedades hidrofísicas del suelo, se desarrollaron en laboratorio pruebas para determinar densidad aparente (método del volumen fijo), textura (método

del hidrómetro de Bouyucos), compactación (*in situ*, mediante un penetrómetro Proctor H-4139, punta circular # 1/5) y contenido de humedad a capacidad de campo (CC,



Figura 1 (continuación). Ubicación del sitio de estudio, calicatas representativas y proporciones de arena, limo y arcilla para cada punto de monitoreo.

-33 J kg⁻¹) y punto de marchitez permanente (PPM, -1500 J Kg⁻¹), ambas mediante ollas de presión de Richard. Finalmente, de acuerdo con funciones de pedotransferencia, se infirió la conductividad hidráulica saturada (K_s , permeámetro Guelph 2800K1 Soil Moisture Equipment, Santa Bárbara, California) y la no saturada (K_c), según Rawls *et al.* (1982). Se tomaron dos muestras para cada profundidad en cada uno de los siete puntos de monitoreo.

La conductividad hidráulica en la fase saturada (K_s) describe la funcionalidad de su sistema poroso, englobando propiedades tales como cantidad, tamaño, morfología, continuidad y orientación de los poros, mientras que la conductividad hidráulica no saturada o capilar (K_c) es función del contenido de agua (Porta *et al.*, 2003). Dado que el transporte de agua se ve influenciado por la pérdida de continuidad de poros con agua, el régimen no saturado pasa a depender del potencial matricial.

Resultados y discusión

Las propiedades hidrofísicas de los suelos (figuras 1 y 2) presentan variaciones importantes entre puntos de evaluación, pero existe una relativa uniformidad de las variables hidrofísicas en profundidad. Esta variabilidad espacial tiene implicancias en cuanto al flujo vertical de agua, pues cada punto de monitoreo tiene un comportamiento temporal diferente frente a la precipitación. Por ejemplo, se identificaron varias clases texturales, desde suelos puros —como los arcillosos (Ac)— hasta los que guardan equilibrio mineral —como los francos (Fo)—. En algunos perfiles se puede observar continuidad textural, como el caso del P1, donde a partir de los 40 cm se observa la textura franco-arcillosa (Fo-Ac), pero también se observa discontinuidad (puntos P4 y P5) donde la textura cambia de modo sustancial en pocos centímetros de profundidad. La densidad aparente (D_a), se mueve en rangos

altos ($0.71 - 1.30 \text{ Mg m}^{-3}$), teniendo en cuenta la presencia de gravas y areniscas que influyen en la masa total del suelo, aumentando el valor de densidad aparente.

Respecto a la compactación, la resistencia a la penetración (RP) presenta valores menores a 2 MPa, pero se observan estratos superficiales con valores mayores a 3 MPa que podrían generar efectos en el crecimiento radicular, pero que además disminuyen la velocidad de infiltración del perfil. Desde los 40 cm de profundidad, este aumento en la compacidad se debe a la presencia de material fragmentario no consolidado.

La K_s oscila con valores promedios entre 1.09 y 3.08 cm h^{-1} , siendo coincidentes con las profundidades de 60 y 20 cm, respectivamente. A modo general, se puede inferir que K_s en superficie es mayor debido básicamente a los bajos valores de D_a . A 40 y 60 cm, K_s disminuye de forma paulatina, ya que es justamente en estas profundidades donde se presentan estratos más compactados por la presencia de material parental no consolidado. Sin embargo, parámetros como densidad aparente, textura y CC, que afectan de manera fuerte los valores de conductividad hidráulica, no tienen variaciones significativas en profundidad, por lo cual es posible establecer que la variabilidad espacial (tanto entre puntos como intrapuntos) en conductividad está principalmente influenciada por la compacidad del suelo. En efecto, las alteraciones estructurales de un suelo, asociadas con su actividad o uso produce alteraciones en la estructura de los andisoles: el incremento en la presión aumenta la D_a y la capacidad de soporte, disminuyendo el porcentaje de los poros más gruesos (Ellies, 1988). De esta manera, es válido señalar que la densidad aparente es menor en superficie debido en especial al laboreo continuo del suelo y a la aplicación periódica de enmiendas agrícolas, sin dejar de lado el papel que cumplen las raíces en la conformación estructural del suelo. Cabe mencionar también que en superficie se tiene mayor contenido de limo (48%) y una apreciable proporción de

arcilla (30%). Estas partículas, al ser de menor tamaño ($< 0.05 \text{ mm}$), tienen mayor superficie específica y al disponerse en el suelo favorecen la formación de agregados y con ello la porosidad efectiva.

La figura 2 muestra la evolución espacio-temporal de la humedad del suelo. A las profundidades de 20 y 100 cm, en los siete puntos de monitoreo, la evolución del contenido de humedad es similar, mientras que las mayores variaciones y diferencias ocurren en los 40 y 60 cm de profundidad. En el punto P1, a los 40 cm, la humedad oscila entre saturación y CC, lo que apunta a una dificultad de drenaje del perfil debido a la fuerte compactación que presenta el estrato subyacente (2.59 MPa), asociada con una baja conductividad hidráulica saturada (0.001 cm h^{-1}), lo cual permite suponer que en este punto existe flujo lateral. Es justo a este punto donde drena toda el agua del sistema, debido a la diferencia de cotas ($\Delta H = 4 \text{ m}$), ya que éste se ubica en el sitio más bajo del predio. En efecto, durante la última semana de junio de 2010, el nivel freático se ubicó a 40 cm de profundidad. Por otra parte, en P7, los valores de humedad están por debajo de CC, por lo que es posible establecer que este punto almacena un bajo volumen de agua, pues se tiene una fuerte y pareja compactación en todo el perfil hasta los 100 cm de profundidad ($\approx 2.50 \text{ MPa}$), lo que resulta en bajas condiciones de permeabilidad ($0.002 \text{ cm h}^{-1} < K_s$ y $0.009 < \text{cm h}^{-1}$). En P2, la evolución de la humedad es más estable y se debe a la moderada compactación que exhibe el perfil del suelo ($< 2 \text{ MPa}$), y valores de K_s entre 1.74 y 5.62 cm h^{-1} . Una situación similar se aprecia en P4, con niveles de humedad cercanos a CC hasta los 60 cm de profundidad; pero a los 100 cm, la situación se modifica de forma sustancial, pues se registra un considerable aumento de la compactación (2.17 MPa) y disminución de K_s (0.001 cm h^{-1}), lo que lleva a valores de humedad por debajo de PMP debido a la escasa porosidad y lento drenaje. En P3 a 100 cm de profundidad se tiene el mayor nivel de compactación registrado en el predio,

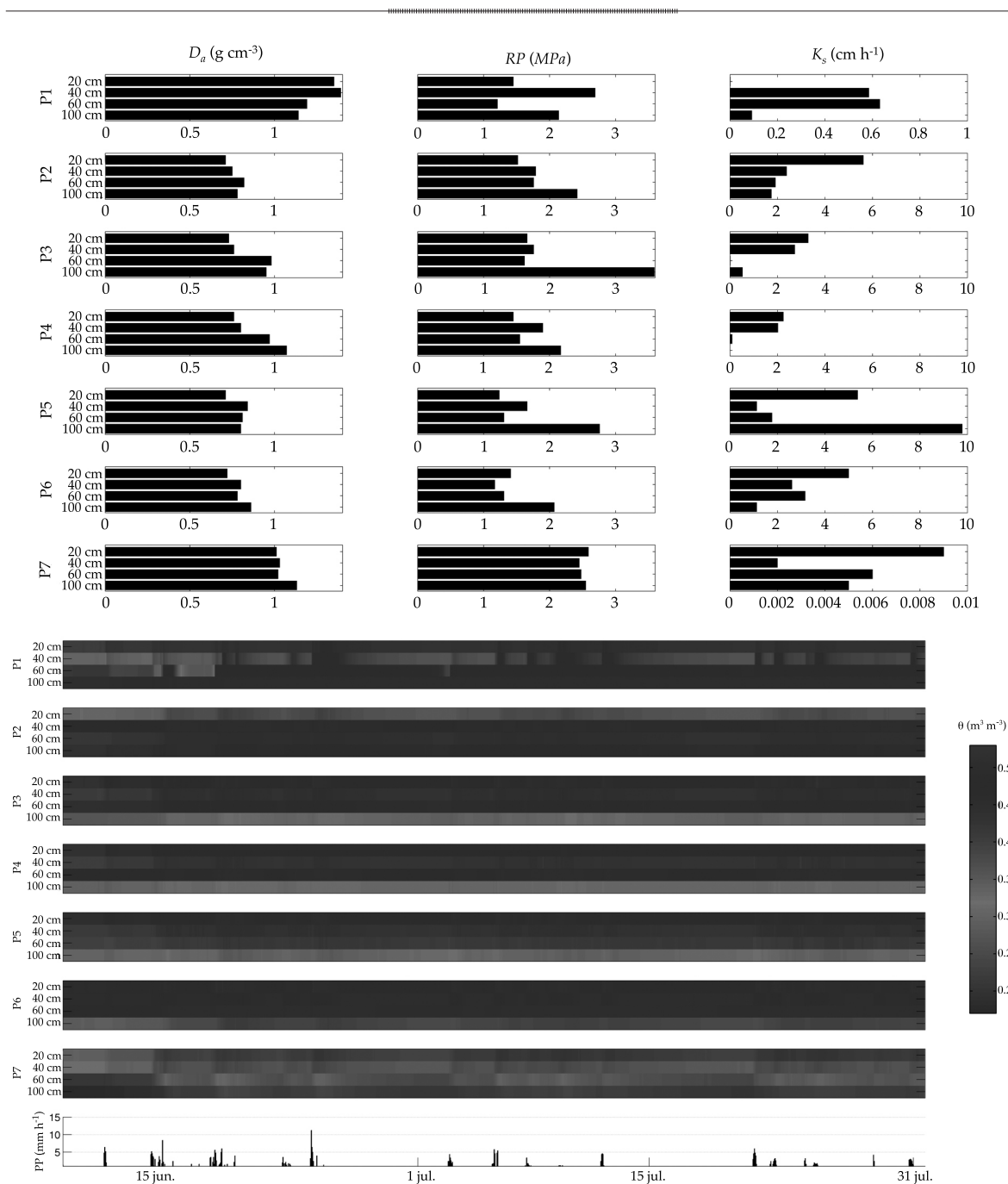


Figura 2. Los paneles superiores muestran los valores de los parámetros físicos que influyen el proceso de infiltración. Los paneles inferiores muestran la evolución temporal del contenido de humedad en profundidad para los siete puntos de monitoreo. Diferencias en el color (tonalidad en grises) indican distintos contenidos de humedad.

con un valor alrededor de 3.54 MPa y, como es de suponer, la permeabilidad del suelo disminuye ($K_s = 0.529 \text{ cm h}^{-1}$); es necesario precisar que a esta misma profundidad se

tiene la proporción más alta de arcilla de todo el sistema (45%). En los puntos P3, P4 y P5 se tiene que en superficie el agua ingresa con relativa facilidad ($K_s > 2 \text{ cm h}^{-1}$), pero a

mayor profundidad, entre los 60 y 100 cm, la situación se modifica, ya que disminuye K_s . Sumado a lo anterior, la presencia de un nivel freático a una profundidad mayor a 1.5 m condiciona que los estratos inferiores (> 100 cm de profundidad) almacenen un menor volumen de agua. Los puntos P1 y P2, por ser los que se ubican en la parte más baja, resultan ser los sumideros del agua que discurre desde los puntos más elevados (el nivel de humedad a 100 cm se encuentra de manera permanente en saturación luego de iniciadas las lluvias). Dado el mantenimiento de los valores de humedad en condiciones cercanas a saturación, es válido señalar que esta zona interactúa de modo fuerte con el sistema de aguas subterráneas. En los puntos P2 y P3, los cambios en los contenidos de humedad ($\Delta\theta = \theta_{t+1} - \theta_t$) son mínimos, lo cual permite suponer que el agua precipitada ingresa en el perfil del suelo y se mueve de manera cuasi-instantánea.

De forma clara se observan diferencias en cuanto al nivel de agua almacenada, así como la intensidad de la respuesta frente a eventos de precipitación. Por ejemplo, P1 muestra cambios más extendidos en profundidad luego de los eventos de precipitación, mientras que una situación opuesta se observa en P6. Más aún, los puntos P1 y P5 ubicados en el transepto diagonal muestran que además de la diferencias en las características del suelo, la topografía juega un rol importante en los flujos preferenciales. Por otra parte, el efecto de la compactación del suelo puede observarse en P4, donde la RP es superior a los 40 cm, pues ese estrato muestra valores de humedad significativamente menores, lo que evidencia la mayor resistencia al flujo vertical.

El análisis de la figura 2 permite además estimar los tiempos de viaje de los pulsos de infiltración. En general, para todos los puntos, el desplazamiento vertical de agua se produce a escalas horarias luego del evento de precipitación, para luego estabilizarse entre eventos. Esta situación tiene implicancias directas en el manejo de fertilizantes, pues

los solutos acumulados en el suelo luego de terminada la temporada de riego pueden entrar con mayor facilidad y rapidez luego de un tren de precipitación. A su vez, los sucesivas subidas y bajadas del nivel freático (P1) generan condiciones favorables para los procesos de nitrificación/desnitrificación (Arumí et al., 2005; Rivera et al., 2007). Por último, una estimación inicial del balance hídrico muestra que para el periodo de análisis, la recarga corresponde a un 25% de la precipitación ($PP = 400$ mm; $\Delta V \approx 300$ mm; $R = PP - \Delta V$, con $\Delta V = D \cdot \Delta\theta$).

Conclusiones

Para el caso de estudio, el análisis conjunto del suelo y del contenido de humedad muestra que la dinámica espacio-temporal de la humedad está fuertemente influenciada de la variabilidad espacial de los suelos, así como que diferentes características de los eventos de precipitación y humedad antecedente llevan a diferentes respuestas. Una característica interesante del sitio de estudio se relaciona con la variabilidad de la conductividad hidráulica, por lo cual frente a idénticos eventos de precipitación cada punto de monitoreo reacciona de manera diferente en cuanto a la tasa de infiltración, como en los volúmenes de agua almacenados. En el caso de estudio existen diferencias entre puntos y se evidencia un importante transporte sub-superficial, principalmente determinado por la topografía, además de la conductividad hidráulica y la compactación.

De esta manera, queda de manifiesto que el análisis aislado de datos de física de suelos o de series de tiempo de humedad no permite una apreciación completa de la complejidad de los procesos hidrológicos subyacentes tanto desde el punto de vista cualitativo como cuantitativo.

Agradecimientos

Este trabajo es parte del proyecto FONDECYT 11090032 "Water and solutes fluxes below irrigated fields: A

numerical approach supported by field research to assess the interaction between irrigation and groundwater Systems", financiado por el gobierno de Chile. Stalin Granda agradece el apoyo de la OEA. Agradecemos el trabajo de Abraham Arévalo como Ayudante de Investigación del Laboratorio de Hidrología Ambiental.

Recibido: 13/04/2011

Aceptado: 31/01/2013

Referencias

- ARUMÍ, J.L., OYARZÚN, R.A., and SANDOVAL, M. A discussion about natural protection against groundwater pollution by nitrates in the Central Valley of Chile. *Hydrological Sciences Journal*. Vol. L, No. 2, 2005, pp. 331-340.
- BLUME, T., ZEHE, E., and BRONSTERT, A. Use of soil moisture dynamics and patterns at different spatio-temporal scales for the investigation of subsurface flow processes. *Hydrology and Earth System Sciences*. Vol. 13, 2009, pp. 1215-1233.
- BOGENA, H., HUISMAN, J., OBERDÖRSTERS, C., and VEREECKEN, H. Evaluation of a low-cost soil water content sensor for wireless network applications. *Journal of Hydrology*. Vol. 344, 2007, pp. 32-42.
- CIREN. Descripción de materiales y símbolos. *Estudio Agroecológico VIII región*. Vol. I, 1999, pp. 288.
- DÖRNER, J. Air permeability and saturated hydraulic conductivity as a tool for the functional characterization of soil pores. *Revista de Ciencias del Suelo y Nutrición Vegetal*. Vol. VII, núm. 2, diciembre de 2007, pp. 1-13.
- EAGLESON, P. *Ecology: Darwinian expression of vegetation form and function*. 2da. edición. New York: Cambridge University Press, 2004, pp. 170-173.
- ELLIES, A. *Mechanical consolidation in volcanic ash soils*. In: Drescher, J., Horn, R., De Boedt, M. (editors). *Impact of Water and External Forces on Soil Structure*, CATENA Supplement 11, Cremlingen, Germany, 1988, pp. 87-92.
- GRANDA, S. Evaluación de la humedad del suelo para el estudio de la interacción agua superficial-agua subterránea. Tesis de maestría. Chillán, Chile: Facultad de Ingeniería Agrícola, Universidad de Concepción, 2011.
- IQBOL, J., THOMASSON, J., JENKINS, J., OWENS, P., and WHISLER, F. Spatial variability analysis of Soil Physical Properties of Alluvial soils. *Soil Science Society of America Journal*. Vol. 69, 2005, pp. 39-44.
- KELLEHERS, T., ROBINSON, P., SHOUSE, P., AYARS, J., and SKAGGS, T. Frequency Dependence of The Complex Permittivity and impact on dielectric sensor calibration in soils. *Soil Science Society of America Journal*. Vol. 69, 2005, pp. 67-76.
- KUMAR, C. Estimation of groundwater recharge using soil moisture balance approach. *Journal of Soil and Water Conservation*. Vol. II, No. 1/2, 2003, pp. 53-58.
- PORTA, J., LÓPEZ-ACEVEDO, M. y ROQUERO, C. *Edafología para la agricultura y medio ambiente*. Madrid: Mundi-Prensa, 2003, 911 pp.
- RAWLS, W.J., BRAKENSIEK, D.L., and SAXTON, K. E. Estimating Soil Water Properties. *Transactions. ASAE*. Vol. 25. No. 5, 1982, pp. 1316-1320.
- REGALADO, C., RITTER, A. y GARCÍA, O. Caracterización de sensores electromagnéticos de humedad del suelo con fluidos estándar de permitividad conocida. *Estudios en la Zona no Saturada del Suelo*. Vol. 9, 2009, pp. 1-8.
- RIVERA, D., ARUMÍ, J.L. y HOLZAPFEL, E. Effect of irrigation channel network and irrigation systems on the hydrology of Peumo Valley, Chile. *Hydraulic Engineering in México*. Vol. XXII, No. 4, 2007, pp. 115-119.
- ROSENBAUM, U., HUISMAN, J., WEUTHEN, A., VEREECKEN, H., and BOGENA. Sensor-to-sensor variability of the ECH2O EC-5, TE, and 5TE sensors in dielectric liquids. *Vadose Zone Journal*. Vol. 9, 2010, pp. 181-186.
- SANDOVAL, M., ZAGAL, E., MARDONES, M., and CELIS, J. No-tillage organic carbon contribution and effects on an andisol structure from the Chilean Andean foothills. *Agrociencia*. Vol. 42, 2008, pp. 139-149.
- SENEVIRATNE, S., CORTI, T., DAVIN, E., HIRSCHI, M., JAEGER, E., LEHNER, I., ORLOWSKY, B., and TEULING, A. Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Reviews*. Vol. 99, 2010, pp. 125-161.
- SANTIS, G. *Mapa de reconocimiento de los suelos de la Región del Bio Bio (Sector Norte)*. Tesis Ingeniero Agrónomo. Santiago, Chile: Universidad de Chile. Facultad de Ciencias Agronómicas, 2005, p. 16.
- STOLPE, N. *Descripciones de los principales suelos de la VIII Región de Chile*. Chillán, Chile: Universidad de Concepción, Departamento de Suelos y Recursos Naturales, 2006, 84 pp.
- TOPP, G.C., DAVIS, J.L., and ANNAN, A.P. Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. *Water Resources Research*. Vol. 16, 1980, pp. 574-582.
- VEREECKEN, H., HUISMAN, J., BOGENA, H., VANDERBORGHT, J., VRUGT, J., and HOPMANS, J. On the value of soil moisture measurements in vadose zone hydrology: A review. *Water Resources Research*. Vol. 44, 2008, W00D06.

Abstract

GRANDA, S., RIVERA, D., ARUMÍ, J.L. & SANDOVAL, M. Continuous monitoring of soil moisture for hydrological purposes. *Water Technology and Sciences (in Spanish)*. Vol. IV, No. 5, November-December, 2013, pp. 189-197.

Moisture is a variable used to analyze matter and energy transport through the soil. It dynamically responds to the climatic sequence of precipitation and evapotranspiration events and controls or regulates various physical, chemical and biological process in the soil column. In addition, the physical properties of the soil and vegetation determine the spatial-temporal dynamic of moisture, which in turn influences the transport of solutes and material. This work presents preliminary results from intensive continuous monitoring of soil moisture using ECH20 capacitance probes on a property with controlled irrigation, in order to analyze the temporal dynamics of recharge and infiltration as well as to generate high-resolution calibration data. The combined analysis of the soil and moisture content showed that, for the case studied, the spatial-temporal dynamic of moisture was strongly influenced by spatial variability (especially the topography, hydraulic conductivity and compaction), as well as by the different characteristics related to precipitation events and antecedent moisture, bringing about distinct infiltration responses. Finally, the use of capacitance sensors with high temporal resolution, as well as graphic methods, made it possible to qualitatively analyze underlying hydrological processes.

Keywords: hydrogeological control, monitoring networks, soil moisture, moisture sensors.

Dirección institucional de los autores

M.I. Stalin Vladimir Granda Aguirre

Docente-investigador
Universidad de las Fuerzas Armadas
Escuela Politécnica del Ejército
Departamento Ciencias de la Vida y Agricultura
Km. 24 Vía a Quevedo
Santo Domingo, ECUADOR
Teléfono: +59 (32) 2722 246
Fax: +59 (32) 2722 247
svgranda@espe.edu.ec

Dr. Diego A. Rivera Salazar

Profesor asociado
Universidad de Concepción
Laboratorio de Políticas Comparadas y Gestión de Recursos Hídricos
Departamento de Recursos Hídricos
Vicente Méndez 595, Chillán, CHILE
Teléfono: +56 (42) 208 804
Fax: +56 (42) 275 303
dirivera@udec.cl

Dr. José Luis Arumí Ribera

Profesor Titular
Universidad de Concepción
Departamento de Recursos Hídricos
Vicente Méndez 595, Chillán, CHILE
Teléfono: +56 (42) 208 804
Fax: +56 (42) 275 303
jarumi@udec.cl

Dr. Marco Sandoval

Profesor asociado
Universidad de Concepción
Departamento de Suelos y Recursos Naturales
Vicente Méndez 595, Chillán, CHILE
Teléfono: +56 (42) 208 804
Fax: +56 (42) 275 303
masandov@udec.cl