# Estudios en la Zona No Saturada del Suelo Vol. XI ZNS'13 Lugo, 6-8 Noviembre 2013

















**Editores:** Jorge Dafonte Dafonte Javier José Cancela Barrio Adolfo López Fabal Noelia López López Emma María Martínez Pérez Montserrat Valcárcel Armesto



Asociación galega de Investigadores da auga

# Editores

Jorge Dafonte Dafonte Javier José Cancela Barrio Adolfo López Fabal Noelia López López Emma María Martínez Pérez Montserrat Valcárcel Armesto

Revisores científicos de los artículos

J.J. Cancela Barrio J. Dafonte Dafonte J.V. Giráldez Cervera N. López López A. López Fabal J. Martínez Fernández E.M. Martínez Pérez R. Muñoz Carpena A. Paz González B. Pisani Veiga M. Quemada Sáenz-Badillos J.R. Raposo González

C.M. Regalado Regalado A. Ritter Rodríguez F.J. Samper Calvete M. Valcárcel Armesto K. Vanderlinden E.Vidal Vázquez

Trabajos presentados en las XI Jornadas de Investigación en la Zona No Saturada del Suelo. Lugo, 6-8 Noviembre de 2013.



oepla

ESCOLA POLITÉCNICA SUPERIOR

Grupo de Referencia Competitivo. GI-1716 Proyectos y Planificación

> Grupo de Investigación. GI-1649 Gestión de Residuos Orgánicos



Asociación galega de Investigadores da auga

# Comité Organizador

J. Dafonte Dafonte, U. Santiago de Compostela (Presidente)
J.J. Cancela Barrio, U. Santiago de Compostela
A. López Fabal, U. Santiago de Compostela
N. López López, U. Santiago de Compostela
E.M. Martínez Pérez, U. Santiago de Compostela
M. Valcárcel Armesto, U. Santiago de Compostela

# Comité Científico

J. Álvarez Benedí, ITACyL, Valladolid

L. Candela Lledó, UPC, Barcelona

J. Carrera Ramírez, I. Jaume Almera, CSIC, Barcelona

J.V. Giráldez Cervera, U. Córdoba

J. Grifoll Taverna, U. Rovira i Virgili, Tarragona

J.J. López Rodríguez, U. Pública de Navarra, Pamplona

J. Martínez Fernández, U. Salamanca, Salamanca

I. Morell Evangelista, U. Jaume I, Castellón

F. Moreno Lucas, IRNASE, CSIC, Sevilla

R. Muñoz Carpena, U. Florida, USA

A. Paz González, U. A Coruña

M. Quemada Sáez, UPM, Madrid

C. Regalado Regalado, ICIA, Valle Guerra

J. Samper Calvete, U. A Coruña

K. Vanderlinden, CIFA, Sevilla

Las XI Jornadas de Investigación en la Zona No Saturada del Suelo han sido cofinanciadas por



# XUNTA DE GALICIA CONSELLERÍA DE CULTURA, EDUCACIÓN

E ORDENACIÓN UNIVERSITARIA

ISBN: 978-84-616-6234-0 DEPÓSITO LEGAL: PO 503-2013 EDITA: AGAIA IMPRIME: Copias

El contenido de los artículos que componen este libro es de exclusiva responsabilidad de los autores

# Prefacio

La zona no saturada comprende la porción del suelo situada entre la superficie del mismo y la zona saturada, donde se producen flujos de materia (p.e. agua y solutos) y energía, adsorción, transformación y cambios de fase, procesos biológicos..., además de poseer gran complejidad y variabilidad tanto temporal como espacial, que dificulta el estudio de los procesos que tienen lugar en ella. Pero desde un punto de vista más práctico, es el almacén de agua y nutrientes para las plantas, teniendo una gran importancia por su valor depurador y almacenador de sustancias potencialmente contaminantes. Su estudio se caracteriza por un marcado carácter multidisciplinar, incluyendo diversas áreas tales como: agronomía, física de suelos, hidrología, geografía física, edafología y química del suelo, microbiología, ecología, ingeniería ambiental, ingeniería química,...

Hace ya 20 años que surgieron estas Jornadas en 1993 en Castellón, siendo la presente la undécima edición. Hay que agradecer a todos los organizadores y participantes en todas las anteriores Jornadas, que éstas se encuentren "*vivas*" después de este tiempo. No ha sido tarea fácil, habiéndose llegado a las Jornadas actuales con una participación de más de 30 trabajos, aún en las difíciles circunstancias de financiación de la ciencia en España que existe en este momento.

También queremos agradecer a los evaluadores que de forma anónima y desinteresada han contribuido a mejorar la calidad científica de los trabajos presentados, y al comité científico por su apoyo tanto en las labores de revisión como sus consejos para las labores organizativas. Los trabajos de estas jornadas han sido encuadrados en cinco categorías I) Desarrollo de métodos de caracterización y análisis de la zona no saturada del suelo, II) Investigaciones de laboratorio, invernadero o campo sobre los procesos de transferencia de masa y energía en la zona no saturada del suelo, III) Elaboración de modelos descriptivos y predictivos de los procesos, IV) Estudios sobre la contaminación y métodos de remediación en la zona no saturada del suelo y V) Estudios sobre la recarga y la interacción entre atmósfera, suelo y acuífero.

Para finalizar, queremos destacar que nos encontramos en este momento en una etapa delicada para la investigación científica en España. Los importantes recortes en la financiación pueden provocar una parálisis o, al menos, una ralentización en el avance científico del país y, por tanto, también de la investigación en la zona no saturada del suelo. Pero aún en estas circunstancias, que se reflejan en un menor número de trabajos presentados, se puede constatar que las investigaciones en este campo siguen vivas.

El Comité Organizador Lugo, Noviembre 2013

# ÍNDICE DE TRABAJOS

# ÁREA TEMÁTICA 1.

# DESARROLLO DE MÉTODOS DE CARACTERIZACIÓN Y ANÁLISIS DE LA ZONA NO SATURADA DEL SUELO

NUEVA SONDA TDR PARA LA MEDIDA DE LA CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA DE LA SOLUCIÓN	
D. Moret-Fernández, R. Aragüés, C. Peña y M.V. López	1
CANAL PARA ESTUDIOS HIDRO-AMBIENTALES EN SUELOS L. Mateos, O. Castro-Orgaz, J.V. Giráldez, J. Casalí, M.C. Hermosín y J.A. Gómez	7
ADVANCES IN THE SOIL HYDRAULIC PROPERTIES MEASUREMENTS WITH THE TENSION INFILTROMETRY TECHNIQUE D. Moret-Fernández, B. Latorre, C. González-Cebollada y C. Peña	9
EFFECT OF SOIL HYDRAULIC PROPERTIES ON THE RELATIONSHIP BETWEEN SOIL MOISTURE VARIABILITY AND ITS MEAN VALUE <i>G. Martinez, Y.A. Pachepsky, H. Vereecken and K. Vanderlinden</i>	19
TDR-LAB 2.0: IMPROVED TDR SOFTWARE FOR SOIL WATER CONTENT AND ELECTRICAL CONDUCTIVITY MEASUREMENTS E. Fatás, J. Vicente, B. Latorre, F. Leral, V. Viñals, M.V. López, N. Blanco, C. Peña, C. González-Cebollada and D. Moret- Fernández	25
LEVANTAMENTO EXPEDITO E USO E OCUPAÇÃO DO SOLO POR MEIO DE IMAGENS ORBITAIS G.M. Siqueira y J.M. Bezerra	31
CARACTERIZACIÓN DE LA ZONA NO SATURADA BAJO EL CAMPO DE GOLF DE BANDAMA (GRAN CANARIA) MEDIANTE TOMOGRAFÍA DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA E. Estévez, R. Lovera, J.C. Tapias, M.P. Palacios-Díaz, M. Himi, M.C. Cabrera y A. Casas	37
CARACTERIZACIÓN DE LA CALIDAD FÍSICA DE SUELOS ÁNDICOS DE CANARIAS A PARTIR DE LA CURVA DE RETENCIÓN S. Armas Espinel, J.M. Hernández Moreno y C.M. Regalado	43
EVALUACIÓN MEDIANTE TOMOGRAFIA DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA DE LAS PROPIEDADES HIDRÁULICAS DE LA ZONA SATURADA Y NO-SATURADA DE HUMEDALES ARTIFICIALES PARA EL TRATAMIENTO DE AGUA RESIDUAL J.C. Tapias, M. Himi, R. Lovera, M. Folch, X. Font y A. Casas	51
UTILIZACIÓN DE LA TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA RESISTIVA PARA ESTIMAR EL CONTENIDO DE AGUA EN EL SUELO EN VIÑA BAJO DIFERENTES SISTEMAS DE RIEGO J. Dafonte, J.R. Raposo, M. Valcárcel, M. Fandiño, E.M. Martínez, B.J. Rey y J.J. Cancela	57
EVOLUCIÓN TEMPORAL DEL CONTENIDO HÍDRICO DEL SUELO EN UN VIÑEDO BAJO DOS TRATAMIENTOS DE RIEGO: CARACTERIZACIÓN MULTIFRACTAL J.M. Mirás Avalos	63
MULTIFRACTAL CHARACTERISTICS OF VERTICAL AND HORIZONTAL APPARENT ELECTRICAL CONDUCTIVITY MEASURED ALONG REPLICATED TRANSECTS M. Valcárcel Armesto, J.R. Raposo González, J. Dafonte Dafonte, R. da Silva Dias, E. Vidal Vázquez and A. Paz González	69

# ÁREA TEMÁTICA 2.

# INVESTIGACIONES DE LABORATORIO, INVERNADERO O CAMPO SOBRE LOS PROCESOS DE TRANSFERENCIA DE MASA Y ENERGÍA EN LA ZONA NO SATURADA DEL SUELO

IMPROVING SIMULATION OF SOIL WATER BALANCE USING LYSIMETER OBSERVATIONS IN A SEMIARID CLIMATE M. Soldevilla-Martinez, R. López-Urrea, L. Martínez-Molina, J.I. Lizaso and M. Quemada	77
RELACIÓN ENTRE HUMEDAD DEL SUELO Y ESTADO HÍDRICO DE ALBARIÑO BAJO CONDICIONES DE RIEGO Y SECANO J.M. Mirás Avalos, E. Trigo Córdoba, Y. Bouzas Cid, E. Díaz Losada y I. Orriols Fernández	85
EVALUACIÓN DE LA VULNERABILIDAD A METIL AZINFOS EN ACUÍFERO LIBRE CON MODELO AF Y SISTEMA DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA A.C. Dufilho, L.A. Latini y M. Loewy	91
TRACING AND MODELLING WATER AND SEDIMENT DYNAMICS IN A SPRINKLER IRRIGATED BED SYSTEM UNDER DIFFERENT SCENARIOS G. Guzmán, A. Laguna, J.C. Cañasveras, H. Boulal, H. Gómez-Macpherson, V. Barrón, J.V. Giráldez and J.A. Gómez	99
EVOLUCIÓN DE LAS PROPIEDADES DE UN SUELO DE CULTIVO REGADO CON AGUA REGENERADA V. González-Naranjo, M. Leal, A. de Miguel, V. Martínez-Hernández, J. Lillo y I. de Bustamante	107
ESTIMATING SOIL WATER DIFFUSIVITY ACROSS A RAINFED OLIVE ORCHARD USING MEASUREMENTS FROM A SENSOR NETWORK A.J. Espejo-Pérez, J.V. Giráldez, K. Vanderlinden, A. Pedrera, G. Martínez, M. Morón and E.V. Taguas	113
ESTUDIO DE LA CONTRIBUCIÓN DEL AGUA DE NIEBLA A LA ZNS MEDIANTE ISÓTOPOS ESTABLES C.M. Regalado, J.C. Guerra, A. Ritter y M.T. Arencibia	119
DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DA PRODUTIVIDADE DE CANA-DE-AÇÚCAR E DA CONDUTIVIDADE ELÉTRICA DO SOLO MEDIDA POR INDUÇÃO ELETROMAGNÉTICA G.M. Siqueira, J.S. Silva, J.M. Bezerra, E.F.F. Silva y A.A.A. Montenegro	127
EVALUACIÓN DE DISTINTOS NIVELES DE HUMEDAD DEL SUELO Y AGUA SALINA SOBRE LA DINÁMICA RADICAL DE PLANTAS DE MIRTO EN UNA FORMACIÓN EN SETO J. Ochoa. R. Valdés, J. Miralles, M.J. Sánchez Blanco y S. Bañón	133
EVALUACIÓN PRELIMINAR DE LOS EFECTOS DEL RIEGO CON AGUA REGENERADA EN EL PARQUE JOAQUÍN GARRIGUES WALKER DE MADRID S. Martínez Pérez, L. Martínez de Baroia, R. Bienes Allas, C. Encinas v A. Sastre Merlín	139
DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA HUMEDAD EDÁFICA Y CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA SATURADA SUPERFICIALES EN UN LOTE BAJO SIEMBRA DIRECTA M. Castiglioni, M. Wilson, A. Paz Gonzalez, A. Kemerer, C. Sasal y J. Oszust	145
EVALUACIÓN DE LA CONTINUIDAD DEL BULBO HÚMEDO EN SISTEMAS DE RIEGO SUBSUPERFICIAL B. J. Rev. M. Fandiño, E. M. Martínez v. L. L. Cancela	153
COMPORTAMIENTO HÍDRICO DE SUSTRATOS EMPLEADOS EN CUBIERTAS AJARDINADAS N. López-Lopez, R.M. Pérez-Alborés, P. Calaza-Martínez y A. López-Fabal	159

# Área Temática 3.

# Elaboración de modelos descriptivos y predictivos de los procesos

WHERE IS THE WATER TABLE? A REASSESSMENT OF THE DUPUIT-FORCHHEIMER THEORY USING HIGHER ORDER CLOSURE HYPOTHESIS O. Castro-Orgaz, J.V. Giráldez and L. Mateos	169
INCORPORANDO LA TEMPERATURA DEL SUELO EN EL MODELADO DE LA TRANSFERENCIA DE HERBICIDAS AL FLUJO DE ESCORRENTÍA SUPERFICIAL MEDIANTE UN MODELO DISTRIBUIDO <i>R. Gómez-Beas, E. Contreras y M.J. Polo</i>	175
INFLUENCIA DEL SUELO EN LA EFICIENCIA DE LA IMPLANTACIÓN DE FILTROS VERDES EN UN DISTRITO DE RIEGO POR SUPERFICIE EN MEDIO ÁRIDO M.A. Campo-Bescós, R. Muñoz-Carpena y G. Kiker	183

# Área Temática 4.

# Estudios sobre la contaminación y métodos de remediación en la zona no saturada del suelo

META-ANÁLISIS DE LAS ESTRATEGIAS PARA EL CONTROL DE LA LIXIVIACIÓN DE NITRATOS EN SISTEMAS DE REGADÍO Y SU EFECTO EN EL RENDIMIENTO DEL CULTIVO M. Quemada, M. Branski, M.N.J. Nobel-de Lange, A. Vallejo y J.M. Cooper	191
CALIBRATION AND VALIDATION OF THE NEW WAVEMATLAB VERSION IN A FALLOW FIELD PLOT J.L. Gabriel, M. Quemada, J. Vanteenkiste, J. Diels and M. Vanclooster	199
COMPORTAMIENTO DEL FÓSFORO AL PASAR DE UNA MASA DE AGUA DULCE (RÍO PRIMERO) A OTRA SALADA (LAGUNA DEL PLATA), CÓRDOBA, ARGENTINA C. Oroná, O. Duarte y J. Paz-Ferreiro	205

# Área Temática 5.

# Estudios sobre la recarga y la interacción entre atmósfera, suelo y acuífero

Índice de autores	243
J. Samper y B. Pisani	235
BALANCE HIDROMETEOROLÓGICO E HIDROQUÍMICO PARA EL ESTUDIO DE LOS RECURSOS HÍDRICOS Y LA EVOLUCIÓN DE LA CALIDAD QUÍMICA DEL AGUA EN PEQUEÑAS CUENCAS DE	
SIMULACIÓN MULTIESCALA DE LA HUMEDAD DEL SUELO MEDIANTE UN MODELO DE BALANCE DE AGUA EN LA CUENCA DEL DUERO A. Gumuzzio, L. Brocca, J. Martínez-Fernández, T. Moramarco y N. Sánchez	227
EVALUACIÓN DE LOS IMPACTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LOS RECURSOS Y EN LAS DEMANDAS AGRARIAS DE LA CUENCA DEL RÍO JALÓN B. Pisani, J. Samper y M.A. García-Vera	219
MEDIDA DE FLUJOS DE ENERGÍA EN SUPERFICIE EN UN SISTEMA ADEHESADO Y ANÁLISIS DE SU DISTRIBUCIÓN ESPACIAL CON VISTAS A LA INTEGRACIÓN CON SENSORES REMOTOS. A. Andreu, A. Graf, M.J. Polo y M.P. González-Dugo	211

Índice de autores

III

ÁREA TEMÁTICA 1

DESARROLLO DE MÉTODOS DE CARACTERIZACIÓN Y ANÁLISIS DE LA ZONA NO SATURADA DEL SUELO

# NUEVA SONDA TDR PARA LA MEDIDA DE LA CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA DE LA SOLUCIÓN DEL SUELO

D. Moret-Fernández<sup>1\*</sup>, R. Aragüés<sup>2</sup>, C. Peña<sup>1</sup> y M.V. López<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Suelo y Agua Estación Experimental de Aula Dei, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), Apdo. 202, 50080 Zaragoza, España. e-mail: <u>david@eead.csic.es</u>, <u>http://www.eead.csic.es</u>

<sup>2</sup> Unidad de Suelos y Riegos, Centro de Investigación y Tecnología Agroalimentaria de Aragón (CITA)–Diputación General de Aragón (DGA), Avenida Montañana 930, 50059 Zaragoza, España.

**RESUMEN.** Esta comunicación presenta una sonda TDR (WEC<sub>P</sub>) para la medida de la conductividad eléctrica de la solución del suelo ( $\sigma_w$ ), que consiste en una sonda TDR trifilar (10 cm longitud) insertadas en 14 discos cerámicos. La  $\sigma_w$  se estima a partir de la humedad y la conductividad eléctrica del conjunto de discos cerámicos. La WEC<sub>P</sub> fue calibrada y testada en laboratorio con suelo franco y en condiciones de campo con diferentes soluciones de KCl. La  $\sigma_w$  estimada con WEC<sub>P</sub> en laboratorio fue comparada con las obtenidas a partir de la solución de drenaje. El experimento de campo comparó  $\sigma_w$  estimados con WEC<sub>P</sub> con los medidos con lisímetros de tensión. En ambos experimentos se observó una buena y significativa correlación ( $R^2 \ge 0.97$ ; P < 0.001; Coeficiente de eficeincia Nash-Sutdiffe > 0,96) entre los valores de  $\sigma_w$  estimados con WEC<sub>P</sub> y los obtenidos en laboratorio y campo a partir de la solución de drenaje.

ABSTRACT. This communication presents a TDR probe  $(WEC_P)$  to measure the electrical conductivity of the soil solution ( $\sigma_w$ ), which consists of 3 stainless steel wires (10 cm length) inserted in 14 ceramic plates. The  $\sigma_w$  is estimated from the water content and the bulk electrical conductivity of the ceramic plates. The  $WEC_P$  was calibrated and tested in laboratory with loam soil columns wetted with different KCl solutions, and in field conditions. The  $\sigma_w$  estimated with WEC<sub>P</sub> in laboratory was compared to those values measured from the soil drained solutions. The field experiment compared  $\sigma_w$ estimated with WEC<sub>P</sub> to the corresponding values measured with tension lysismeters. A good correlation  $(R^2 \ge 0.97; P < 0.001;$  Efficiency Coefficient Nash-Sutdiffe > 0.96) was found between  $\sigma_w$  estimated with WEC<sub>P</sub> and the corresponding values measured from the laboratory soil columns and the field lysimeters.

## 1.- Introducción

La técnica de Reflectometría de Dominio Temporal (Time Domain Reflectometry; TDR) es un método no destructivo que permite estimaciones simultáneas y a tiempo real de la permitividad aparente de suelo ( $\varepsilon_a$ ), que guarda relación con la humedad ( $\theta$ ), y conductividad eléctrica aparente del suelo ( $\sigma_a$ ) (Topp y Ferré, 2002). El valor de  $\varepsilon_a$  es proporcional al tiempo de propagación del pulso TDR a lo largo de una línea de transmisión de longitud *L*, y el valor de  $\sigma_a$  está relacionado con la atenuación de la onda TDR a tiempos largos.

La salinidad del suelo, definida como la concentración total de sales disueltas en la solución del suelo, tiene una influencia muy importante sobre el desarrollo y crecimiento de los cultivos y las propiedades físicas y químicas del suelo (Leone et al., 2007). La salinidad del suelo se mide principalmente a partir de la conductividad eléctrica (CE) de la solución del suelo ( $\sigma_w$ ). De entre los diferentes métodos disponibles para estimar  $\sigma_w$  cabe destacar los métodos indirectos que, utilizando modelos empíricos, obtienen  $\sigma_w$  a partir de  $\theta$  y  $\sigma_a$  (Hendrickx et al., 2002), la cual puede medirse por resistividad eléctrica, (TDR o técnica de inducción electromagnética. El valor de  $\sigma_a$  depende de  $\theta$ ,  $\sigma_w$  y la geometría de la porosidad de la matriz del suelo (Rhoades et al., 1976; Mualem y Friedman, 1991). Hasta la fecha, se han desarrollado numerosos modelos que relacionan estas tres variables (Mualem y Friedman, 1991; Vogeler et al., 1996; Persson, 1997; Hilhorst, 2000; Muñoz-Carpena et al., 2005), sin embargo, las diferentes respuestas del tipo de suelo al factor geometría de porosidad de la matriz, obliga a utilizar calibraciones específicas de  $\sigma_w$ - $\sigma_a$ - $\theta$  para cada tipo de suelo (Mortl et al., 2011).

Esta comunicación presenta un nuevo diseño de sonda TDR para medidas precisas y no destructivas de la conductividad eléctrica de la solución del suelo. La sonda, que consiste en 14 discos cerámicos dispuestos a lo largo de una sonda TDR de tres electrodos, estima  $\sigma_w$  a partir de la  $\sigma_a$  y la  $\theta$  medidas por TDR en el conjunto de discos cerámicos. Este método se basa en la hipótesis que la solución del suelo está en equilibrio con la de la matriz de los discos cerámicos. Debido a que la geometría de la porosidad de las discos cerámicos es constante, una única calibración de  $\sigma_w$ - $\sigma_a$ - $\theta$  es requerida.

## 2.- Teoría

## 2.1.- TDR

El sistema TDR lanza un pulso electromagnético (EM) a lo largo de una línea de transmisión y registra una onda TDR que se expresada como voltaje o coeficiente de reflexión en función del tiempo (t). El tiempo de propagación  $(t_L)$  del pulso EM a lo largo de una línea de transmisión de longitud L se expresa como (Topp y Ferré, 2002)

$$t_l = \frac{2L\sqrt{\varepsilon_a}}{c} \tag{1}$$

donde *c* es la velocidad de la luz en el vacío (3 x 108 m s<sup>-1</sup>). Teniendo en cuenta que el valor de  $\theta$  estimado por TDR se ve afectado por  $\sigma_a$  (Robinson et al., 2003; Evett et al., 2006), y asumiendo despreciables los efectos dieléctricos de relajación,  $\theta$  puede estimarse según (Evett et al., 2005)

$$\theta = -A + B\left(\frac{t_s}{t_{air}}\right) - 0,004933\left[\frac{\sigma_a}{2\pi f_{vi}\varepsilon_0}\right]$$
(2)

donde *A* y *B* son factores empíricos de la sonda TDR calculados con experimentos de calibración,  $t_s$  y  $t_{air}$  son el tiempo de tránsito del pulso electromagnético a lo largo de la línea de transmisión inmersa en suelo y aire, respectivamente,  $f_{vi}$  es la frecuencia efectiva del equipo TDR y  $\varepsilon_0$  es la constante dieléctrica del vacío (8,854 x 10<sup>-12</sup> F m<sup>-1</sup>).

La conductividad eléctrica aparente, estimada a partir del análisis del coeficiente de reflexión de la onda TDR a tiempo largo, se calcula según (Giese y Tiemann, 1975)

$$\sigma_{a} = \frac{K_{p}}{Z_{r}} \left( \frac{1 - \rho_{\infty,Scale}}{1 + \rho_{\infty,Scale}} \right)$$
(3)

donde  $Z_r$  es la impedancia de salida de ecómetro TDR (50  $\Omega$ ),  $K_p$  (m<sup>-1</sup>) la constante de celda de la sonda TDR que depende de la geometría de la sonda, y  $\rho_{\infty,Scale}$  es el coeficiente de reflexión escalado en fase estacionaria en condiciones ideales en los que no existe pérdidas por resistividad. Según Lin et al. (2008),  $\rho_{\infty,Scale}$  se calcula

$$\rho_{\infty,Scale} = 2 \frac{(\rho_{air} - \rho_{SC}) - (\rho - \rho_{air})}{(1 + \rho_{SC})(\rho - \rho_{air}) + (\rho_{air} - \rho_{SC})(1 + \rho_{air})} + 1 \quad (4)$$

 $\rho$ ,  $\rho_{air}$  y  $\rho_{SC}$  son los coeficientes de reflexión a tiempo largo medidos con la sonda en el medio de estudio, en aire y en cortocircuito, respectivamente.

# 2.2.- Conductividad eléctrica de la solución del suelo

Siguiendo la hipótesis de Mualem y Friedman (1991), que asumen que el factor de tortuosidad que afecta a  $\sigma_a$  es idéntico al definido para predecir la conductividad hidráulica del suelo,  $\sigma_a(\theta)$  puede expresarse como

$$\sigma_{a} = \sigma_{a-sat} \left(\frac{\theta}{\theta_{sat}}\right)^{\beta} + \sigma_{a-s} \qquad (5)$$

donde  $\sigma_{a\text{-sat}}$  y  $\theta_{sat}$  son respectivamente la conductividad eléctrica aparente y la humedad volumétrica a saturación,  $\sigma_{a\text{-s}}$  es la conductividad eléctrica aparente de la fase sólida del suelo, y  $\beta$  es un factor que, dependiendo de la porosidad transmisora de agua, define la tasa de decrecimiento entre  $\sigma_a$  y  $\theta$ . Según Mualem y Friedman (1991),  $\sigma_{a\text{-sat}}$  queda definido como

$$\sigma_{a-sat} = \sigma_w \theta_{sat}^{\tau} \tag{6}$$

donde  $\tau$  es el coeficiente de transmisión a saturación que describe la tortuosidad que reduce la movilidad de los iones en las proximidades de las interfaces sólido-líquido y líquido-gas. Asumiendo que  $\sigma_w$  depende únicamente de la sales disueltas (Rhoades et al., 1976), su valor puede teóricamente estimarse combinando las ecuaciones (5) y (6) según

$$\sigma_{w} = \frac{\sigma_{a}}{\theta_{sat}^{r} \left(\frac{\theta}{\theta_{sat}}\right)^{\beta}} - \sigma_{a-s}$$
(7)

El valor de  $\sigma_w$ , que es dependiente de la temperatura,  $T_{^{\circ}C}$ , puede ser corregido a 25 °C ( $\sigma_{w/25}$ ) según (Rhoades et al., 1999)

$$\sigma_{w/25} = \sigma_w f \tag{8}$$

donde f es un factor empírico expresado como (US Salinity Laboratory Staff, 1954)

$$f = 1 - 0,20346(T) + 0,03822(T^{2}) - 0,00555(T^{3})$$
(9)

y  $T = (T_{\circ C} - 25)/10$ 

## 3.- Material y métodos

#### 3.1.- Diseño de sonda TDR

El ecómetro utilizado para el registro de ondas TDR fue un TDR100 (Campbell Sci.), el cual se conectó a la sonda TDR a través de un cable coaxial de 50  $\Omega$  de 1 m de longitud. Los pulsos electromagnéticos se transfirieron a un ordenador para su almacenamiento y análisis utilizando el programa TDR-Lab V.1.0. (Moret-Fernández et al., 2010), que automáticamente calcula  $\sigma_a$  y  $\theta$ .

La sonda TDR de medida de la conductividad eléctrica de la matriz del suelo (WEC<sub>P</sub>) consiste en 14 discos cerámicos (7 mm espesor y 40 mm de diámetro) de -0.5 bar de presión de cavitación (Soil Moisture Inc., UK). Los

discos fueron dispuestos uno encima de otro a lo largo de una sonda TDR trifilar (longitud, diámetro y separación de electrodos más externos: 101,4, 2,7 y 20,0 mm, respectivamente). Se fabricó una segunda sonda TDR trifilar (SWC<sub>P</sub>) sin discos cerámicos (longitud, diámetro y separación de electrodos más externos: 100,4, 2,4 y 20,5 mm, respectivamente) para la medida de la  $\sigma_a$  y  $\theta$  del suelo. El cabezal de las sondas TDR estaba fabricado de resina epoxi.

3.2.- Experimentos de laboratorio de calibración y validación de la sonda WEC<sub>P</sub>

Se realizó un primer experimento de laboratorio para calcular los valores  $K_p$  de las diferentes sondas TDR. Éste consistió en sumergir las sondas WEC<sub>P</sub> (sin discos cerámicos) y SWC<sub>P</sub> en diferentes soluciones salinas de NaCl (0,5, 1, 2, 5, 10 y 15 dS m<sup>-1</sup>).

Seguidamente se realizó otra serie de experimentos de laboratorio encaminados a calcular los factores de  $\tau$  y  $\beta$  (Mualem y Friedman, 1991) de la Ec. (7). El valor de  $\tau$  se estimó a partir de los valores de  $\sigma_{a-sat}$  y  $\theta_{sat}$  obtenidos con la sonda WEC<sub>P</sub> (mas discos cerámicos) sumergida en seis soluciones salinas de NaCl (0,5, 1, 2, 5, 10 y 15 dS m<sup>-1</sup>). Cada medida se realizó con la sonda WEC<sub>P</sub> previamente desalinizada tras dejar dicha sonda 24 h sumergida en la correspondiente solución salina. El valor de  $\tau$  fue numéricamente calculado minimizando la raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE) entre el valor de  $\sigma_a$  medido por TDR (Ec. 3) y los  $\sigma_{a-sat}$  calculados según Ec. (6).

El factor  $\beta$  se calculó con un experimento de cámara de presión en cuyo interior se situó la sonda WEC<sub>P</sub>. Se efectuó una primera medida de  $\sigma$  y  $\theta$  con discos cerámicos secos, y a continuación se saturó la cámara de presión con una solución salina de NaCl de 5 dS m<sup>-1</sup>. Se consideró que los discos cerámicos saturados con la correspondiente solución salina estaban en equilibrio cuando la conductividad eléctrica de la solución de salida de la cámara igualó la de entrada (aproximadamente 24 h de duración). Seguidamente se procedió a desaturar los discos cerámicos a diferentes presiones (3, 5, 10, 50 y 100 kPa) invectando aire por la parte superior de la cámara. El agua extraída fue recogida y la CE medida. El proceso de estabilización de la cámara a las diferentes presiones duró unas 24 h. Este experimento fue nuevamente repetido para una solución salida de 10 dS m<sup>-1</sup>. Finalmente, asumiendo una  $\sigma_{a-s}$  despreciable, el factor  $\beta$  se calculó numéricamente minimizando el RMSE para los pares de valores de  $\sigma_w$  medidos y estimados a partir de la Ec. (5).

La sonda WEC<sub>P</sub> fue seguidamente validada en condiciones de laboratorio, utilizando para tal fin una cámara de presión (Fig. 1). Las sondas WEC<sub>P</sub> y SWC<sub>P</sub> fueron colocadas en el interior de la cámara de presión, la cual fue rellenada con suelo franco tamizado a 2 mm hasta que el nivel de suelo cubrió los cabezales de las sondas. En el interior de la cámara se instaló un termopar para registrar, a tiempo real, la temperatura del suelo. A continuación, se saturó la cámara de presión con una solución salina de KCl de 2 dS m<sup>-1</sup>, hasta que la CE de la solución de salida igualó la de entrada (24 h). El volumen de agua añadida fue aproximadamente cuatro veces la porosidad total del suelo. Una vez la columna estuvo saturada y la concentración de la solución del suelo estabilizada, se procedió a drenar el suelo inyectando secuencialmente aire a presión de 0,5, 3, 5, 10, 50 y 100 kPa. El agua de drenaje fue recogida y la CE medida. Se registraron los valores de  $\sigma_a$  y  $\theta$ estimados con las sondas WEC<sub>P</sub> y SWC<sub>P</sub> en suelo seco, saturado y 24 h después de cada presión. Los valores de  $\sigma_w$  fueron calculados, según Ec. (7), a partir de los valores de  $\sigma_a$  y  $\theta$  y los factores  $\tau$  y  $\beta$  estimados en los experimentos de calibración. Los valores de  $\sigma_w$  fueron finalmente corregidos a 25 °C. Este mismo experimento fue repetido para concentraciones salidas de 5 y 10 dS m<sup>-1</sup>. Finalmente, los valores de  $\sigma_w$  estimados con la sonda WEC<sub>P</sub> fueron contrastados con los valores de CE de las soluciones salinas de entrada.



**Fig. 1.** Esquema de la cámara de presión utilizada para validar la sonda de medida de conductividad eléctrica de la solución del suelo (WEC<sub>P</sub>). SWC<sub>P</sub> indica la sonda TDR estándar de medida de humedad del suelo

#### 3.3.- Validación de campo

Se realizó un último experimento de campo para validar la fiabilidad de la sonda WEC<sub>P</sub> en condiciones inalteradas de suelo. Dicho experimento consistió en comparar las medias de  $\sigma_w$  estimadas con WEC<sub>P</sub> con las obtenidas con un lisímetro de tensión (LT). El experimento se realizó en un suelo de una campo de manzanos localizado en la Estación Experimental de Aula Dei (Zaragoza). La densidad aparente del suelo fue 1,33 g cm<sup>-3</sup>. Se insertaron en el suelo tres LT (modelo SPS 200 – SDEC) en los vértices de un triángulo equilátero de 15 cm de lado, en cuyo centro se instaló la sonda WEC<sub>P</sub>, y la sonda SWE<sub>P</sub> a 9 cm de ésta primera. Todas las sondas fueron instaladas a igual profundidad, hasta que el cabezal de las sondas TDR estuvieron cubiertas por 1 cm de suelo. La microparcela experimental fue confinada por un cilindro de metacrilato de 40 cm de diámetro y 50 cm altura insertado 1 cm en el suelo. Se efectuaron diferentes ciclos de humectacióndrenaje del suelo con agua destilada y diferentes soluciones de KCl (Tabla 1). Se realizaron medidas periódicas de  $\sigma_a$  y  $\theta$ , así como extracciones de soluciones salidas del suelo para la medida directa de  $\sigma_w$ . Se procedió también a la medida de la temperatura del suelo, utilizando para tal fin un sensor de termopar instalado a 7 cm de profundidad. Finalmente, las medidas de  $\sigma_w$ corregidas a 25 °C obtenidas con los LT fueron contrastadas con los correspondientes valores obtenidos con la sonda WEC<sub>P</sub>.

 Tabla 1. Ciclos de humectación del suelo con agua destilada y diferentes soluciones salinas de KCl aplicadas al experimento de campo

				1.1
Fecha	Observación	Día	Infiltración (mm)	$CE (dS m^{-1})$
21-11-11	Riego	1	64	0,86
23-11-11	Lluvia	3	1,4	-
29-11-11	Riego	9	80	5,25
13-12-11	Riego	22	96	4,78
19-12-11	Riego	29	80	5,02
27-12-11	Riego	37	80	5,57
17-01-12	Riego	58	80	0,001
24-01-12	Riego	65	80	0,001

### 4.- Resultados y discusión

Los valores de  $K_p$  obtenidos para las dos sondas WEC<sub>p</sub> y SWC<sub>p</sub> fueron 3,36 y 3,44 m<sup>-1</sup>. Los valores A y B utilizados para estimar  $\theta$  a partir de  $\varepsilon_a$  fueron 0,176 y 0,115 (Ec. 2) (Topp y Reynolds, 1998).

El valor de  $\theta_{sat}$  utilizado en las Ecs. (5), (6) y (7) para calcular  $\sigma_w$  fue 0,389 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>, y el factor  $\tau$  obtenido en el experimento de calibración de la sonda WEC<sub>p</sub> con diferentes soluciones salinas de NaCl fue 1,957. Los resultados muestran como este factor permite obtener una excelente correlación (p < 0,001; Coeficiente de eficeincia Nash-Sutdiffe (E) = 0,99) (Fig. 2) entre los valores de  $\sigma_{a-sat}$  medido con TDR los calculados con la Ec. (6). El valor del factor  $\beta$  calculado con el experimento de cámara de presión fue 4,282. Este dato permitió un excelente ajuste (p < 0,001; E = 0,96) entre los valores de  $\sigma_a$  medidos por TDR y los calculados con la Ec. (5) (Fig. 3).



Fig. 2. Relación entre la conductividad eléctrica aparente a saturación medida por TDR y la estimada con la Ec. 6 para los valores optimizados de  $\tau$ 



**Fig. 3.** Relación entre la conductividad eléctrica aparente medida por TDR y la estimada con la Ec. (7) para los valores optimizados de  $\beta$ 



**Fig. 4.** Relación entre la conductividad eléctrica de la solución del suelo medida ( $\sigma_{w-CC}$ ) en todos los experimentos de laboratorio (agua, cámara de presión y suelo franco) y la estimada con TDR ( $\sigma_{w-TDR}$ ) (Ec. 7)



Fig. 5. Evolución temporal de  $\theta$  y  $\sigma_a$  medida con SWC<sub>P</sub> y WEC<sub>p</sub> y  $\sigma_w$  estimada con WEC<sub>p</sub> en la columna con suelo franco tamizado tras ser saturado con tres soluciones salinas de KCl, y posterior drenaje a presiones comprendidas entre 3 y 100 kPa



**Fig. 6.** Evolución temporal de  $\theta$  y  $\sigma_a$  medida con SWC<sub>P</sub> y WEC<sub>p</sub>,  $\sigma_w$  estimada con WEC<sub>p</sub> y promedio de  $\sigma_w$  medidos a partir del extracto de solución salina obtenidos con los tres lisímetros de tensión (LT). Las columnas de la figura inferior muestran el volumen de solución salina de KCl añadida en el suelo. Las barras verticales indican la desviación estándar sobre la media de  $\sigma_w$  medidos con los lisímetros de tensión

La excelente correlación (p<0,001; E = 0,98) entre la conductividad eléctrica de la solución del suelo ( $\sigma_w$ ) medida a partir del lixiviado de la solución salina y la obtenida pr TDR (Ec. 7) para el conjunto de medidas de laboratorio (Fig. 4) demuestra que la sonda WEC<sub>p</sub> puede ser una alternativa viable para la medida indirecta de  $\sigma_w$ .

La evolución temporal de  $\theta$  y  $\sigma_a$  medidos en laboratorio con las sondas SWC<sub>P</sub> y WEC<sub>p</sub> y la  $\sigma_w$  estimada con WEC<sub>p</sub>, insertadas ambas en suelo franco tamizado humectado con diferentes soluciones salinas y posteriormente drenado a diferentes tensiones (3 a 100 kPa), muestra como los valores de  $\theta$  y  $\sigma_a$  medidos por TDR decrecen al aumentar la presión de drenaje. Sin embargo, los valores de  $\sigma_w$  permanecen prácticamente constantes a lo largo del experimento (Fig. 5). Esto es debido a que, durante un proceso de drenaje sin evaporación, los valores de  $\sigma_a$  dependen de la humedad y la concentración de sales de la solución del suelo, expresado con  $\sigma_w$ .

El experimento de campo diseñado para validar los resultados obtenidos en laboratorio, muestran una excelente correlación entre el valor promedio de  $\sigma_w$ estimado con de tres LT ( $\sigma_{w-LT}$ ) y los obtenidos con la sonda WEC<sub>p</sub> ( $\sigma_{w-TDR} = 1,007 \sigma_{w-LT}, R^2 = 0,97, RMSE =$ 0,027, p < 0,001). La dinámica de  $\theta$  y  $\sigma_a$  medida con las sondas SWC<sub>P</sub> y WEC<sub>p</sub> y la  $\sigma_w$  medida con WEC<sub>p</sub> y los LT fue similar a al observada en el experimento de laboratorio. Mientras las fluctuaciones de  $\sigma_{a}$ dependieron de la humedad del suelo y la CE de la solución salina de infiltración, el valor de  $\sigma_w$  medida con WEC<sub>p</sub> y LT estuvo solamente condicionado por la solución salina de infiltración, cuyos valores aumentaron a medida que se añadían nuevas soluciones salinas (Fig. 6). Se observó un comportamiento inverso de decrecimiento de  $\sigma_w$  cuando en el suelo comenzó a aplicarse agua destilada. Los valores de  $\sigma_w$  medidos

con WEC<sub>p</sub> fueron parejos a los estimados con LT, excepto durante las primeras 48 h tras aplicar agua destilada (días 58 y 65; Fig. 6). Estos resultados indican que la sonda WEC<sub>p</sub> necesita aproximadamente dos días para equilibrar la solución salina entre las discos porosas y los poros de suelo; sin embargo, el tiempo de respuesta del sensor no es una limitación relevante para los estudios a largo plazo de procesos de salinización del suelo.

# 5.- Conclusiones

Este trabajo presenta una nueva sonda TDR (WEC<sub>p</sub>) para la medida de la conductividad eléctrica de la solución del suelo por TDR. El diseño consiste en una sonda TDR de 3 electrodos de 10 cm de longitud insertada en 14 discos cerámicos de 0,5 bar de presión de cavitación. Este método se basa en la hipótesis de que la solución salina en los discos cerámicos está en equilibrio con la solución en el sistema de poros del suelo. Debido a que los discos cerámicos tienen una geometría de poros constante, una única calibración de  $\sigma_w$ - $\sigma_a$ - $\theta$  es requerida. Esta nueva sonda fue calibrada y testada en laboratorio y finalmente validada en condiciones de campo. Los resultados muestran que esta nueva sonda permite estimar de forma precisa la conductividad eléctrica de la solución del suelo, independientemente del contenido de humedad volumétrica del suelo. Aunque el equipo TDR es relativamente caro, la gran versatilidad de esta técnica permite desarrollar sondas de fabricación "casera" de bajo coste. Las principales ventajas de este nuevo método pueden resumirse en (i) sensores de bajo coste; (ii) sondas de fácil y rápida instalación; (iii) sondas robustas de reducido y mantenimiento. Sin embargo, son necesarios nuevos trabajos encaminados a incorporar sensores de temperatura en la sonda TDR o la búsqueda de nuevos materiales cerámicos que permitan ampliar el rango de tensiones a aplicar.

*Agradecimientos*. El presente trabajo ha sido financiado por la Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología (proyecto: AGL2010-22050-CO3-02/AGR) y por el Gobierno de Aragón y La Caixa (proyectos: GA-LC020/2010; 2012/ GA LC 074). Los autores agradecen la colaboración de Ricardo Gracia, M. Josefa Salvador y Ana Bielsa por su apoyo en la consecución de este trabajo.

### 6.- Bibliografía

- Evett, S.R., J.A. Tolk, y T.A. Howell, 2005. Time domain reflectometry laboratory calibration in travel time, bulk electrical conductivity, and effective frequency. *Vadose Zone J. 4*, 1020–1029.
- Evett, S.R., J.A. Tolk, y T.A.Howell 2006. Soil profile water content determination: sensor accuracy, axial response, calibration, temperature dependence, and precision. *Vadose Zone J.* 5, 894–907.
- Giese, K., y R. Tiemann, 1975. Determination of the complex permittivity from thinsample time domain reflectometry: improved analysis of the step response waveform. Adv. Mol. Relaxation Process. 7, 45–49.
- Hendrickx, J.M.H., J.M. Wraith, D.L. Crown, y R. Kachanoski, R., 2002. Miscible solute transport. In: Dane, J.H., Topp, G.C. (Eds.), *Methods of Soil Analysis. Part 4*. SSSA Book Series No. 5. Soil Science Society of America, Madison, WI.

- Hilhorst, M., 2000. A pore water conductivity sensor. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64, 1922–1925.
- Leone, A.P., M. Menenti, A. Buondonno, A. Letizia, C. Maffei, y G. Sorrentino, 2007. A field experiment on spectrometry of crop response to soil salinity. *Agric. Water Manage.* 89, 39–48.
- Lin, C.-P., C.C, Chung, J.J. Huisman, y S.H. Tang, 2008. Clarification and calibration of reflection coefficient for electrical conductivity measurement by time domain reflectometry. *Vadose Zone J.* 72, 1033– 1040.
- Moret-Fernández, D., J. Vicente, F. Lera, B. Latorre, M.V. López, N. Blanco, C. González-Cebollada, J.L. Arrúe, R. Gracia, M.J. Salvador, y A. Bielsa, 2010. TDR-Lab Version 1.0 Users Guide. [consulta: 24 julio 2013] <u>http://digital.csic.es/handle/10261/35790</u>
- Mortl, A., R. Muñoz-Carpena, D. Kaplan, y Y. Li, 2011. Calibration of a combined dielectric probe for soil moisture and porewater salinity measurement in organic and mineral coastal wetland soils. *Geoderma* 161, 50–62.
- Mualem, Y., y S.P. Friedman, 1991. Theoretical prediction of electrical conductivity in saturated and unsaturated soil. *Water Resour. Res.* 27, 2771–2777.
- Muñoz-Carpena, R., C.M. Regalado, A. Ritter, J. Álvarez-Benedí, y A.R. Socorro, 2005. TDR estimation of electrical conductivity and saline solute concentration in a volcanic soil. *Geoderma* 124, 399–413.
- Persson, M., 1997. Soil solution electrical conductivity measurements under transient conditions using time domain reflectometry. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61, 997–1003.
- Rhoades, J.D., N.A. Manteghi, P.J. Shouse, y W.J. Alves, 1976. Soil electrical conductivity and soil salinity: new formulations and calibrations. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53, 433–439.
- Rhoades, J.D., F. Chanduvi, y S. Lesch, 1999. Soil salinity assessment. Methods and interpretation of electrical conductivity measurements. FAO Irrigation and Drainage Paper, 57, ISSN: 0254-5284.
- Robinson, D.A., S.B. Jones, y J.M. Wraith, 2003. A review of advances in dielectric and electrical conductivity measurement in soils using time domain reflectometry. *Vadose Zone J.* 2, 444–475.
- Topp, G.C., y T.P.A. Ferré, 2002. Water content. In: Dane, J.H., Topp, G.C. (Eds.), *Methods of Soil Analysis. Part 4*. SSSA Book Series No. 5. Soil Science Society of America, Madison, WI.
- Topp, G.C., y W.D. Reynolds, 1998. Time domain reflectometry: a seminal technique for measuring mass and energy in soil. *Soil Tillage Res.* 47, 125–132.
- US Salinity Laboratory Staff, 1954. Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. *USDA Handbook 60*, US Government Printing Office, Washington, DC.
- Vogeler, I., B.E. Clothier, S.R. Green, D.R. Scotter, y R.W. Tillman, 1996. Characterizing water and solute movement by TDR and disk permeametry. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 60, 5–12.

# CANAL PARA ESTUDIOS HIDRO-AMBIENTALES EN SUELOS

L. Mateos<sup>1</sup>, O. Castro-Orgaz<sup>1\*</sup>, J.V. Giráldez<sup>1,2</sup>, J. Casalí<sup>3</sup>, M.C. Hermosín<sup>4</sup> y J.A. Gómez<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Agricultura Sostenible, CSIC, Apdo 4084, 14080 Córdoba. e-mail: <u>ag1mainl@uco.es</u>

<sup>2</sup>Departamento de Agronomía, Universidad de Córdoba.

<sup>3</sup>Departamento de Proyectos e Ingeniería Rural, Universidad Pública de Navarra, Pamplona.

<sup>4</sup>Instituto de Recursos Naturales y Agrobiología, CSIC, Sevilla.

**RESUMEN**. Esta comunicación describe un canal experimental recientemente instalado en el Instituto de Agricultura Sostenible del CSIC, en Córdoba, para investigar el flujo de agua, sedimentos y sustancias disueltas o en suspensión en superficie sobre lecho móvil, o en la zona no saturada del suelo.

**ABSTRACT.** This communication describes an experimental flume recently installed at the Institute for Sustainable Agriculture (CSIC) in Córdoba to investigate water flow and transport of suspended and dissolved substances over the soil mobile bed and within the unsaturated zone.

# 1.- Introducción

La pérdida de suelo y la contaminación de los recursos hídricos son los dos efectos ambientales que con más gravedad están comprometiendo la sostenibilidad de los sistemas agrícolas y forestales. Los fundamentos científicos que deben respaldar la conservación de los recursos agua y suelo requieren la descripción y comprensión de los procesos hidrológicos que tienen lugar sobre la superficie del suelo y en su zona no saturada. Estos procesos incluyen la erosión, el modelado del relieve, el transporte y depósito de sedimentos y el transporte de solutos y otras sustancias químicas como materia orgánica disuelta, fertilizantes, sales o pesticidas. Su estudio pasa por experimentos controlados a la escala apropiada. A tal efecto, se está instalando en el Instituto de Agricultura Sostenible (CSIC) una infraestructura científica, cuya primera fase se ha concluido recientemente, que reúne los medios experimentales necesarios para este tipo de investigación.

# 2.- Descripción del canal

La estructura científica arriba mencionada consiste en un canal elevado de 0,60 m de profundidad, 12 m de longitud y 3 m de anchura (Fig. 1). El canal puede dividirse longitudinalmente en tres sub-canales (de 6 m de longitud y 1 m de anchura cada uno). La pendiente puede regularse entre 0 y 20 %. La cabecera del canal consiste en tres vertederos triangulares para la medida precisa del caudal de entrada (Fig. 2), tres cámaras tranquilizadoras y tres tolvas vibratorias para aplicar sedimentos en cantidades pre-establecidas (Fig. 3). El agua puede recircularse por el sistema o pasar simplemente, con caudales máximos de 30 L s<sup>-1</sup> o 20 L s<sup>-1</sup>, respectivamente.



Fig. 1. Vista del canal



Fig. 2. Cabecera del canal, que incluye 3 vertederos triangulares

Dos sistemas complementarios pueden instalarse para estudios específicos: un sistema de drenaje extendido en el fondo del canal, que permitiría tanto succionar el agua percolada como inducir una capa freática colgada, y un simulador de lluvia, que será objeto de una segunda fase. Cuando el canal opere en modo simulador de lluvia, podrá dividirse hasta 6 veces, longitudinal y transversalmente. Los flujos superficial y sub-superficial podrán recogerse separadamente a la salida de cada uno de las 6 subdivisiones.



Fig. 3. Tolvas vibratorias



Fig. 4. Nave que alberga la infraestructura

En el canal se pueden instalar distintos instrumentos de medida o muestreo: TDR (para estimar la humedad del suelo), tensiómetros (para medir su potencial de agua, cápsulas de succión para extraer solución del suelo), LIDAR (para determinar el relieve superficial), cámaras digitales de alta resolución (para medir la velocidad del agua y de partículas de sedimentos -en suspensión o moviéndose cerca del lecho como carga de fondo-, así como la variación de las superficies del agua y del lecho), anemómetros Laser para medir perfiles de velocidad en el flujo superficial, y muestreadores automáticos de agua.

El canal y sus accesorios se encuentran dentro de una nave de 400  $m^2$  de superficie y 8,7 m de altura (Fig. 4). Esta superficie permite la preparación del suelo bajo cubierto y mecánicamente. La altura de la nave permitirá instalar el simulador de lluvia y un puente-grúa para

facilitar el transporte sobre el canal.

Para el diseño del canal se visitaron infraestructuras con objetivos parecidos. Los dos canales experimentales que en mayor medida sirvieron de modelo fueron el instalado en el National Sedimentation Laboratory, del ARS-USDA en Oxford, Mississippi, y el instalado en el Laboratory for Experimental Geomorphology de la Universidad Católica de Lovaina, Bélgica.

# 3.- Aplicaciones del canal

El canal permite investigar el flujo de agua, sedimentos, materia orgánica y otras sustancias disueltas o en suspensión, tanto en el flujo de agua sobre lecho móvil como en el interior del suelo y a través de la interfaz suelo-agua superficial. A fecha de hoy se han programado en el IAS-CSIC ensayos sobre la hidrodinámica de la carga suspendida y la carga de fondo en flujo variable. Trabajos de investigación que ha usado en el pasado reciente este tipo de equipos son, por ejemplo, el de Jomaa et al. (2019), que estudiaron la erosión por salpicadura, el de Zhang et al. (2011), que estudiaron la retención del fósforo en los sedimentos, o el de Recking et al. (2008), que estudiaron el movimiento de la carga de fondo en pendiente.

# 4.- Usuarios del canal

La propuesta de esta infraestructura tuvo el apoyo de 32 investigadores pertenecientes a 6 institutos del CSIC y 5 universidades españolas que secundaron la Acción Complementaria AGL2007-28577-E del Ministerio de Ciencia, cofinanciada por CSIC al 50 %. Sin embargo, el espíritu del conjunto de investigadores que secundaron esta infraestructura es facilitar su uso a cualquier investigador interesado, para promover así el desarrollo de una plataforma nacional e internacional de estudios hidrológicos.

*Agradecimientos*. Esta infraestructura ha sido cofinanciada por el CSIC y el Ministerio de Educación y Ciencia a través de la Acción Complementaria AGL2007-28577-E.

# 5.- Bibliografía

- Jomaa, S., D.A. Barry, A. Brovelli, G.C. Sander, J.-Y. Parlange, B.C.P. Heng, y H.J. Tromp-van Meerveld, 2010. Effect of raindrop splash and transversal width on soil erosion: Laboratory flume experiments and analysis with the Hairsine–Rose model. J. Hydrol. 395, 117-132.
- Recking, A., P. Frey, A. Paquier, P. Belleudy, y J. Y. Champagne. 2008. Bed-load transport flume experiments on steep slopes. *J. Hydraul. Eng.-ASCE. 134*, 302-1010.
- Zhang, Z., Z. Wanga, Y. Wanga, X. Chen, H. Wang, X. Xu, L. Yong, y G. F. Czapar. 2011. Properties of phosphorus retention in sediments under different hydrological regimes: A laboratory-scale simulation study. J. Hydrol. 404, 109-116.

# ADVANCES IN THE SOIL HYDRAULIC PROPERTIES MEASUREMENTS WITH THE TENSION INFILTROMETRY TECHNIQUE

D. Moret-Fernández<sup>1\*</sup>, B. Latorre<sup>1</sup>, C. González-Cebollada<sup>2</sup> and C. Peña<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Suelo y Agua Estación Experimental de Aula Dei, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), PO Box 202, 50080 Zaragoza, Spain. e-mail: david@eead.csic.es, <u>http://www.eead.csic.es</u>

<sup>2</sup>Área de Mecánica de Fluidos. Escuela Politécnica Superior de Huesca - Universidad de Zaragoza. Carretera de Cuarte s/n. 22071, Huesca, España.

RESUMEN. Esta comunicación presenta varios avances realizados en la técnica de infiltrometría de tensión. (i) Nuevas bases de disco que permiten medidas de infiltración sin utilizar arena de contacto (disco de base adaptable) o sobre cobertura vegetal (base con forma de sombrero). (ii) Estimación de la conductividad hidráulica (K) y sorptividad (S) del suelo a partir de la solución numérica de la ecuación cuasianalítica de la curva de infiltración acumulada 3D (NSQE). Los resultados muestran que los prototipos presentados permiten medir de forma satisfactoria la curva de infiltración acumulada de agua en el suelo. Paralelamente, el método NSQE aplicado sobre 400 medidas de infiltración ha resultado ser robusto y ofrece estimaciones más precisas de K y S.

**ABSTRACT.** This work presents several advances made on the infiltrometry technique. (i) A new disc base that allows infiltration measurements without contact sand layer (malleable disc base) or on plants cover (hat infiltrometer). (ii) Estimate of the soil hydraulic conductivity (K) and sorptivity (S) from the numerical solution of the quasi-analytical form of the 3 D cumulative infiltration curve (NSQE). After analysing the different disc designs and the accuracy of the NSQE method on 400 infiltration measurements, the results show that the new prototypes are viable and the NSQE method is robust enough and allows better estimates of K and S.

# 1.- Introduction

Infiltration-based methods are recognised as valuable tools for studying hydraulic and transport soil properties. Over the last two decades tension disc infiltrometers (Perroux and White, 1988) have become very popular devices for in situ estimates of soil surface hydraulic properties such as saturated and unsaturated hydraulic conductivity (Angulo-Jaramillo et al., 2000). An important advantage of this technique is that it is a relatively rapid and portable method, which allows exploration of the dependence of hydraulic properties on soil structure.

Typically, this instrument consists of three parts made of Plexiglass: a base disc covered by a nylon cloth, a

graduated reservoir that provides the water-supply, and a bubble tower with a moveable air-entry tube that imposes the pressure head of the water at the cloth base (Angulo-Jaramillo et al., 2000) (Fig. 1). The soil hydraulic properties are commonly estimated from the analysis of the cumulative infiltration curve measured from the watersupply reservoir.



Fig.1. Disc infiltrometer diagram

The base disc: The diameter of the disc base can range from the 25 cm originally proposed by Perroux and White (1988) to the 3.2 cm used by Madsen and Chandler (2007). Correct measurements of the infiltration curve require the membrane of the disc base to be completely in contact with the soil surface. To achieve this contact, Perroux and White (1988) recommended trimming any vegetation within the sample to ground level and covering the soil with a material that had a greater hydraulic conductivity than the soil. According to Reynolds (2006), the contact sand layer introduces an offset between the pressure head set on the bubble tower and the pressure head applied to the soil surface, which has varying impacts on relationships describing near-saturated hydraulic properties. The amount of overestimate and underestimate should be corrected using a form of Darcy's law to prevent the introduction of systematic biases in infiltration results (Reynolds, 2006). Minasny and McBratney (2000) concluded that contact sand was recommended because, otherwise, the poor contact between the disc base and the soil surface makes the

absolute rate of infiltration considerably lower. This makes that field measurements with conventional disc infiltrometer were more tedious and time consuming.

The rigid disc base used by the disc infiltrometer prevents infiltration measurements on abrupt surfaces or soils covered with plants or crop residues. This problem was partially solved by UGT (Müncheberg, Germany), who developed a tension infiltrometer where the disc base was replaced by an acrylic hood. The hood is placed open side down onto the soil, within a retaining ring inserted into the soil, and the water-filled hood is directly in contact to the soil surface. Although this new system allows infiltration measurements on covered soils, the characteristics of this design introduces two limitations during the infiltration measurements: (i) the retaining ring used to close the hood, which is slightly inserted into the soil, may create preferential infiltration channels that distort the infiltration measurements; and (ii) the slow hood water-filling during the firsts infiltration steps prevents employing the transient water flow method to estimate the soil hydraulic properties. In this case, the hydraulic properties should be measured using the steady-state flow method, which has proven to be more time consuming.

*Estimate of k and s*: Various techniques are so far available for inferring hydraulic properties from the measured cumulative infiltration curves: the steady-state and the transient water flow methods. Compared to the standard the steady-state water flow method (Ankeny et al., 1991), the transient water flow procedure, that requires shorter experiments, involves smaller sampled soil volumes and consequently more homogeneous and initial water uniformity (Angulo-Jaramillo et al., 2000). Several simple expressions have been developed to estimate the soil hydraulic parameters from the transient water flow (Warrick and Lomen, 1976; Warrick, 1992, Zhang, 1997). However, based on the quasi-exact analytical form of the threedimensional cumulative infiltration curve from the disc infiltrometer developed by Haverkamp et al. (1994), these same authors proposed a physically based simplified expression, valid for short to medium time, which allowed easy calculation of K and S from the transient water flow. Vandervaere et al. (2000) compared several methods to analyze the simplified Haverkamp et al. (1994) equation and concluded that the linear fitting technique consisting of a differentiation of the cumulative infiltration data with respect to the square root of time (DL) allowed the best estimations of soil hydraulic properties when contact sand layer was used. However, the validity of the DL method, which is only applicable for short to medium time, is questioned when infiltration is controlled by capillary forces (Angulo-Jaramillo et al., 2000). On the other hand, the discontinuous bubbling in the water-supply reservoir, which makes a kind of stair-shaped cumulative infiltration curves (Moret-Fernández et al. 2012a), can results in highly "noised" differentiated regression lines that prevents accurate estimations of K and S (Moret-Fernández et al. 2012b).

The objective of this paper is to present new advances applied to the tension infiltrometry technique to estimate the soil hydraulic properties. These advances are focused on: (i) a new procedure to calculate K and S by numerically solving the quasi-exact analytical of the Haverkamp et al. (1994) form for the unsaturated cumulative infiltration curves, which has been subsequently tested on 400 cumulative infiltration curves recorded under different soils and structural conditions; and (ii) alternative disc bases that allows complete contact between the infiltrometer base and the soil surface without using a contact sand layer (maleable disc base) and on soil surfaces with plants covering (hat infiltrometer).

# 2.- Material and methods

#### 2.1.- Estimate of K and S

Haverkamp et al. (1994) found that the threedimensional infiltration,  $I_{3D}$ , equation for unsaturated conditions yields

$$\frac{2(K_0 - K_n)^2}{S_0^2} t = \frac{2}{1 - \beta} \frac{K_0 - K_n}{S_0^2} \left\{ I_{3D} - K_n t - \left[ \gamma S_0^2 / R_D(\theta_0 - \theta_n) \right] \right\} - \frac{1}{1 - \beta} \cdot \ln \left\{ \exp \left[ 2\beta (K_0 - K_n) / S_0^2 \right] \left[ I_{3D} - K_n t - \left( \gamma S_0^2 / R_D(\theta_0 - \theta_n) \right) t \right] + \beta - 1 \right\}$$
(1)

where  $R_D$  (m) is the radius of the disc,  $\theta_0$  and  $\theta_n$  are the final and initial volumetric water content (m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>), respectively,  $K_0$  and  $K_n$  are the hydraulic conductivity values corresponding to  $\theta_0$  and  $\theta_n$ ,  $S_0$  is the sorptivity (m s<sup>0.5</sup>) for  $\theta_0$ ,  $\gamma$  is the proportionality constant (approximated to 0.75; Angulo-Jaramillo et al., 2000), and  $\beta$  is a shape constant constrained to  $0 < \beta < 1$  (average value of 0.6; Angulo-Jaramillo et al., 2000). This equation is valid for the entire time range from t = 0 to  $t = \infty$ . Due to the relative complexity of the three-dimensional infiltration equation, no analytical solution is available. In order to obtain the desired infiltration curve, I(t), Eq. (1) must be numerically solved for each measurement time value. Assuming a given time and known soil parameters, Eq. (1) can be grouped as a function depending on the infiltration.

$$f(I) = 0 \tag{2}$$

Determining the value that satisfies I(t) in Eq. (1) is equivalent to finding the root or zero of function f(I). For this purpose, the bisection method has been used. The procedure begins defining an interval  $[I_1, I_2]$  where  $f(I_1)$  and  $f(I_2)$  have opposite signs. If f(I) is continuous on the interval, the intermediate value theorem guarantees the existence of at least one root between  $I_1$ and  $I_2$ . At each step, the interval is divided in two by computing its midpoint  $I_3 = (I_1 + I_2)/2$  and the corresponding value of the function  $f(I_3)$  for that value. Depending on the sign of  $f(I_3)$ , the subinterval containing the root is selected and used in the next step.

If 
$$sign[f(I_3)] = sign[f(I_1)]$$
  $I_1 = I_3$  (3)  
Otherwise,  $I_2 = I_3$ 

Following this procedure, the solution is iteratively approximated reducing the size of the interval until is sufficiently small. Considering that K and S can vary by several orders of magnitude, the minimum size of the interval was estimated to preserve the relative accuracy of the results

$$I_2 - I_1 > \varepsilon \frac{I_1 + I_2}{2}$$
 (4)

where the following tolerance value has been used:  $\mathcal{E} = 0.001$ . The initial interval lower bound,  $I_1$ , was set to zero and the upper limit was chosen in each case to a value much larger than the maximum expected infiltration.

When considering extreme values of K or S, the nonlinear character of Eq. (1) leads to high numerical errors related to the computer arithmetic precision, typically performed using 64 bits. To overcome this problem, the arbitrary-precision library GNU Multiple Precision Arithmetic Library (GMP) has been used with 128 precision bits.

Soil hydraulic properties are estimated fitting the numerical solution of Eq. 1 to the measured cumulative infiltration data. This process consists of an optimization to minimize the difference between the theoretical and experimental infiltration curves, where a root mean squared error (RMSE) estimator was considered.

The simple and robust brute force (BF) method has been used to calculate all possible solutions of the hydraulic properties. Even this technique requires considerable computation effort, BF was applied as a reference method providing detailed information on the error distribution to guide the future use of more efficient optimization methods.

In each optimization, a fixed parameter interval was explored

$$K_0 \in [10^{-6}, 10] \text{ mm/s}$$
 (5)  
 $S_0 \in [10^{-2}, 10] \text{ mm/s}^{1/2}$ 

using a logarithmically spaced grid of  $200 \times 200$  points and then selecting the best (K<sub>0</sub>, S<sub>0</sub>) pair according to the minimum RMSE found.

Correct infiltration measurement requires in some situations the use of contact sand layer, whose influence on the cumulative infiltration curve should be removed. For this purpose, the experimental data was repeatedly fitted to Eq. (1) considering different (I, t) shifts along the measured infiltration curve. The best fit to the infiltration

model, which does not include the sand effect, defines the part of the curve that must be discarded to remove the influence of the contact layer.

Fitting Eq. (1) to a measured infiltration curve allows determination of soil hydraulic properties but does not provide information about the uncertainty of these values. Although, in practice, there are several sources of uncertainty, this section focuses on the theoretical limitations of the infiltration model. Optimization interval (9) was considered computing, for each explored point ( $K_0$ ,  $S_0$ ), a confidence interval based on the near RMSE distribution, typically parabolic, associated to the curve auto-fitting. The error increase that defines the size of the confidence interval has been estimated based on the typical precision of the curveling the ability to distinguish between two infiltration curves.

Numerical results show that the uncertainty associated to the model fitting depends strongly on the considered infiltration time, due to the increasing shape of the cumulative infiltration curve. For this reason, the study has been oriented to calculate the minimum measurement time to obtain a fixed precision in the parameters estimation for each ( $K_0$ ,  $S_0$ ) result.

Haverkamp et al. (1994) established that, for short to medium time and assuming  $K_n \rightarrow 0$ , the 3D cumulative infiltration curve could be simplified to

$$I_{3D} = C_1 \sqrt{t + C_2 t}$$
 (6)

where

$$C_{1} = S_{0}$$

$$C_{2} = \frac{2 - \beta}{3} K_{0} + \frac{\gamma S_{0}^{2}}{R_{D}(\theta_{n} - \theta_{0})}$$
(7)

Vandervaere et al. (2000) proposed to calculate K and S by a linear fitting technique ["differentiated linearization" (DL)] that consists in differentiating the cumulative infiltration curve (Eq. 2) with respect to the square root of time,

$$\frac{dI}{d\sqrt{t}} = C_1 + 2C_2\sqrt{t} \tag{8}$$

and next plotting the  $\frac{dI}{d\sqrt{t}}$  term as a function of  $\sqrt{t}$ . In this model,  $C_1$  is the intercept and  $C_2$  the slope of the corresponding regression lines. According to these authors, the DL technique was the only method that allowed visual monitoring the validity of Eq. (2) when contact sand layer was used. This technique was good for revealing and eliminating, at the beginning of experiments, the influence of the sand contact layer, which may have negative effects on parameter estimations when not taken into account.

The NSQE model was tested with infiltration

measurements performed in semiarid dry lands of the central Ebro Basin (north-eastern Spain). The average annual precipitation of the experimental fields ranges between 313 and 350 mm. The experimental fields were located in the municipalities of Peñaflor, Codo, Belchite, Leciñena, Sariñena and Bujaraloz. The lithology of the fields is non-gypseous alternating with gypseous areas. The traditional land use in the region is an agro-pastoral system involving rainfed agriculture and extensive sheep grazing. The cropping system in these semi-arid dry lands is a traditional cereal–fallow rotation, which involves a long fallow period of 16–18 months, running from June–July to November–December of the following year.

Five different contrasted soil managements were considered: ungrazed (NG) and grazed (GR) uncultivated lands (N), and conventional (CT), reduce (RT) and notillage (NT) treatments of cultivated soil. The NG and GR treatments were located on uncultivated soils at Leciñena, Belchite. Codo and Sariñena municipalities (Moret-Fernández et al. 2011). Agricultural fields with CT, RT and NT treatments were located in Peñaflor (Moret and Arrúe, 2007) and Bujaraloz (Moret-Fernández et al., 2013). The CT and RT treatment used a mouldboard and chisel ploughing of fallow plots in late winter or early spring, respectively. NT used exclusively herbicides (glyphosate) for weed control throughout the fallow season. Three different soil structural conditions were considered in cultivated soils: freshly moldboard tilled (MB), cropped (C), and fallowed (F) soils. All measurements were conducted on nearly level areas (slope 0-2%) between February 2000 and April 2001, and February 2009 and October 2010.

The soil hydraulic properties were measured with a Perroux and White (1988) model tension disc infiltrometer (DI). Three different diameter discs were tested: 60 ( $D_{60}$ ), 100 ( $D_{100}$ ) and 250 ( $D_{250}$ ) mm external diameters, respectively. Two different base discs were used: (i) a conventional disc  $(C_{DB})$  and a malleable base disc  $(M_{DB})$ , (see section 2.2). Infiltration measurements were taken on areas cleared of large clods and crop residue. These included infiltration measurements on the soil surface crust and on the 1-10 cm depth soil layer, after removing the surface crust. For the conventional disc  $(C_{DB})$  a thin layer (< 1 cm thick) of commercial sand (80–160 µm grain size), with the same diameter as the disc base, was poured onto the soil surface. The MDB disc was directly placed on the soil surface. A total of 400 cumulative infiltration curves measured with the three different disc bases were compared: 43, 265 and 93 infiltration curves measured with the  $D_{60}$   $D_{100}$   $D_{250}$  discs, respectively. All measurements were performed at soil saturation conditions, except the  $D_{250}$  that included 74 infiltration curves at -14 cm of soil tension. The cumulative water infiltration was measured from the drop in water level of the reservoir tower. Water levels in the  $D_{250}$  infiltrometer were automatically monitored with the TDR technique (Moret et al., 2004). D<sub>60</sub> and D<sub>100</sub> infiltrometer monitored water level drops with  $\pm 0.5$  psi differential pressure transducer (PT) (Microswitch, Honeywell) (Casey and Derby, 2002). The scanning time interval was 5 and 10 seconds for the PTs and TDR water level monitoring techniques, respectively. Infiltration measurements lasted between 8 and 15 min for soil saturated conditions and 30 min for -14 cm soil tensions infiltration measurement. At the end of infiltration, a wet soil sample was also taken to estimate the final volumetric water content.

Measured infiltration data were used to check the accuracy and sensitivity of the NSQE method to estimate S and K. In a first analysis, the influence of the contact sand layer on the NSQE applicability was studied. The results were compared to those obtained with the DL method. Next, the S and K estimated with the NSQE method for all measured infiltration curves were compared with the corresponding values estimated with the DL procedure (when able). To prevent subjective decisions when using the DL method, the following considerations were established: (i) the time differential (dt) chosen for the DL regression lines (Eq. 5) was in all cases  $\leq 10$  s (higher dt values involves smoothing the DL regression lines); (ii) except for the firsts infiltration seconds corresponding to the contact sand layer, no experimental points from the  $\frac{dI}{d\sqrt{t}}$  vs.  $\sqrt{t}$  relationship (Eq. 5) were

removed; (iii) total time considered in the DL method was < 150 s. On the other hand, comparison between DL and NSQE models involved the following conditions: (i) no negative K or S results were considered; and (ii)  $\frac{dI}{d\sqrt{t}}$  vs.

 $\sqrt{t}$  relationships with regression coefficient (R<sup>2</sup>) < 0.15 were omitted. The selected DL regression lines (R<sup>2</sup> > 0.15) were grouped in two sets: regression lines with R<sup>2</sup> between 0.15 and 0.60, and DL lines with R<sup>2</sup> > 0.60.

# 2.2.- Disc bases

Two disc bases are presented: malleable disc base and the hat infitrometer.

*Malleable disc base*: This base ( $M_{DB}$ ) consists on 10-cmdiameter disc, with an inner conical wall that allows the bubbles to be driven from the disc base to the reservoir tower and a metallic grid (with 1-cm square holes) glued at the base, covered with malleable nylon cloth of 20-µm mesh (air entry value of about \_7.5 kPa) filled with 100 g of coarse sand (1- to 1.5-mm grain size) (Fig. 2) (approximately 0.5-cm-thick layer). This design allows the loosened nylon cloth to adapt to a relatively smooth area when the infiltrometer is placed on the soil surface. The M<sub>DB</sub> was compared to a same geometry conventional disc (CDB), in which the base was covered with a tightened nylon cloth and used contact sand layer between the soil surface and the base disc.

The two disc bases were compared in a series of field experiments on structured soils under different forms of tillage management. The site is located at the dryland research farm of the Estación Experimental de Aula Dei in the province of Zaragoza (Moret and Arrúe, 2007). The climate is semiarid and the soil is a loam (fine-loamy, mixed thermic Xerollic Calciorth id) according to the United States Department of Agriculture soil classification (Soil Survey Staff, 1975).



Fig 2. Malleable disc base

Three different tillage treatments were compared: conventional tillage (CT), reduced tillage (RT) and notillage (NT). The tillage treatments were arranged in a complete block design, with basic basic plots of was 33.5 x 10 m. One infiltration measurement with  $M_{DB}$  and  $C_{DB}$ discs was performed per plot (3 replications per tillage management and type of disc base). The soil dry bulk density  $(\rho_b)$  was determined using the core method (50mm diameter x 50mm high cores) height. Infiltration measurements were taken on areas cleared of surface crust, large clods and crop residue. For C<sub>DB</sub> a thin layer (<1 cm thick) of commercial sand (80- to 160-mm grain size and an air entry value between -1 and -1.5 kPa), with the same diameter as the disc base, was poured onto the soil surface. The M<sub>DB</sub> was directly placed on the soil surface. The cumulative water infiltration was measured from the drop in water level of the reservoir tower. The scanning time interval for the PTs was 5 s, and the infiltration measurements lasted up to 8-10 min in total. The soil surface after infiltration measurements and the cumulative infiltration curves measured with both disc infilrometers were analysed. Finally, the S and K values calculated with the C<sub>DB</sub> using the Vandervere et al. (2000) (section 2.1) were compared to that estimated with the M<sub>DB</sub> plates.

*Hat infiltrometer*: The hat infiltrometer (HI) consists of a hat-shape base jointed at the top to a water-supply reservoir and a bubble tower to impose a negative pressure head at the hat base (Fig. 3a). The hat base is a cylindrical acrylic tube (10 cm internal diameter –i.d.; 10 cm height) jointed at the base to a metallic flat ring (3 mm thickness and 10 and 15 cm internal and external diameter, respectively) and closed at top by an acrylic lid. Three T-shape iron arms are equidistantly welded on the metallic ring (Fig. 3b). The water reservoir consists of a 5 cm i.d. and 55 cm high acrylic tube, which is connected to the hat through vertical acrylic tube assembled to a water flow

ball (Fig. 3a). This acrylic tube (3.4 cm i.d.), which vertically crosses the hat, rests at 1.5 cm on the soil surface. A tube 8 mm i.d. silicone pipe connects the top of the water reservoir to the top of the hat (Fig. 3a). The base of the hat is connected to the bubble tower by a 3 mm i.d. plastic pipe. To check the pressure head on the soil surface a water manometer was inserted at the top of the hat. A ±0.5 psi differential pressure transducer (PT) (Microswitch, Honeywell), connected to a datalogger (CR1000, Campbell Scientist Inc.), was installed at the bottom of the water-supply reservoir (Casey and Derby, 2002). The hat base is closed at the bottom by compressing the HI base against the soil surface. To this end, a plasticine ring placed below the metallic ring plus a T-shape sticks system is used (Fig. 3b).



Fig. 3. Malleable disc base (a) and hat base (b)

Hat infiltrometer setting up needed the following steps. Firstly, the hat plus plasticine ring (11 cm i.d. and 2 cm thickness) are placed on the soil surface to be measured. In order to minimize the soil surface disturbance during the hat water-filled, a 10 cm diameter cloth is placed on the soil surface within the hat. The three T-shape sticks are equidistantly and obliquely hammered into the soil in such a way that the sticks ends rest in front of the hat ring iron arms (Fig. 3b). A mobile iron head, which incorporates a screw (8 cm length and 0.8 cm diameter), is inserted at the end of the T-shape stick (Fig. 3b). The mobile iron head is blocked in a way that the screw of the T-shape stick heads rests on the hat ring-arms, quasiperpendicular to the sticks inclination (Fig. 3b). The hat base is hermetically closed by compressing the ring plus the plasticine against the soil surface. To this end, the screws are screwed against the T-shape iron arms welded on the hat ring. To prevent the stick turns-around itself, the external leg of the T-shape sticks should be rest on the soil surface (Fig. 3b). Once the HI base is installed, the bubble tower is connected to the HI air inlet tube (Fig. 3a) and the water-supply reservoir is assembled to the hat base. Next, the air flow plastic stopcock is opened, the water flow ball valve turned off, and the water reservoir filled with water. Finally, the pressure transducer is connected to the datalogger. Saturated infiltration measurements require that the pressure head inside the bubble tower is equal to the distance between the soil surface and the air outlet on the hat base (Fig. 1a). To start the infiltration measurements, the water flow ball valve is turned on and the air flow plastic stopcock is kept opened until the water level inside the hat reaches 2 to 4 cm height. This mechanism allows the air flows from the hat to the water reservoir as the hat is filling with water. Once the air flow plastic stopcock is closed, the air for water infiltration is immediately supplied from the bubble tower. Pressure head measured by the water manometer (h<sub>M</sub>) corresponds to the pressure head supplied by bubble tower  $(h_{BT})$  plus the distance between the hat-air inlet and the water level inside the hat (h<sub>WL</sub>) (Fig. 3a).

The HI was validated in field conditions in an ungrazed field located in the Codo municipality (Moret-Fernández et al. 2011) by comparing the soil hydraulic properties estimated with HI with those measured with a  $M_{BD}$ . A total of eight soil infiltration measurements were completed. All infiltration measurements were taken on a nearly level area and on bared soil surfaces and ran up to 10 min. The pressure head applied on the soil surface was 0 cm. The *K* and sorptivity *S* at saturation were calculated using the new NSQE method (section 2.1).

## 3.- Results and discussion

#### 3.1.- Estimate of K and S

The theoretical sensitivity of the NSQE method shows that accuracy to estimate the soil hydraulic properties depends on the infiltration time. Different K and S values within the interval of Eq.(5) were considered analyzing the minimum measurement time to obtain a given precision in the estimations. Two confidence intervals were studied, 10% and 90%, and an infiltrometer radius of 0.12m was considered (Fig. 4). Results show that small values of K and S require longer infiltration time if low errors are required.

As reported by Vandervaere et al. (2000), the water initially stored in the sand layer during the early stages of infiltration influences markedly the shape of cumulative infiltration curve (Fig. 2). This phenomena, which makes a jump in the firsts seconds of the cumulative infiltration

curve, is more evident in the 
$$\frac{dI}{d\sqrt{t}}$$
 vs.  $\sqrt{t}$  relationship

(Fig. 5.a.2) (Vandervaere et al., 2000). However, this method, which only allows a subjective approaching the time the wetting front needs to arrive to the soil surface ( $t_{sand}$ ), turns practically unusable in noisy infiltration curves, where difficulties to detect  $t_{sand}$  increases (Fig. 5.2). These limitations vanished in the NSQE procedure, in which the infiltration steps corresponding to the sand layer are automatically omitted by looking for the best fitting between the experimental and the theoretical (Eq. 1) infiltration curves. On the other hand, the results show that NSQE method allowed a reasonable estimation of  $t_{sand}$  (Table 1). Once, the  $t_{sand}$  is estimated, the NSQE method satisfactorily fits the modelled vs experimental infiltration curves (independently on the contact sand layer) and calculates the *K* and *S* values (Fig. 5).



**Figure 4**. Required measurement time to obtain confidence intervals of 10% and 90% in the soil parameter estimation. An infiltrometer radius of 0.12m was considered in the calculations

Estimations of K and S values show that the DL method was only viable in no-noisy infiltration curves (Fig.5.b.2). In these cases, both DL and NSQE models gave comparable K and S values (Table 1). The large dispersion in the  $\frac{dI}{d\sqrt{t}}$  vs.  $\sqrt{t}$  relationship showed in the

noisy curves (Fig. 5b.2) prevented to estimate realistic K, which may show erratic negative values (Table 2). This problem may be solved by decreasing the scanning time-

frequencies or removing undesirable points from the  $\frac{dI}{d\sqrt{t}}$ 

vs.  $\sqrt{t}$  plot. However, the subjectivity of this process, which depends on the researcher experience, makes the DL method to be, in many situations, subjective, inaccurate and unviable. These limitations were solved in the NSQE method, which demonstrated to be robust enough to calculate *K* and *S*, independently of the infiltration curve and the presence of contact sand layer.



**Figure 5**. Comparison between cumulative infiltration curves measured (points) in two infiltration measurements in Bujaraloz, and the corresponding 3D modelled curves simulated from the hydraulic properties (Table 2) estimated with the differentiated linearization method (Eq. 5) (black discontinuous line) and the numerical solution of the 3D cumulative infiltration function (Eq. 1) (grey continuous line); and **a.2 to b.2**) the differentiated linearization method. Black points denote the section of the linear fitting curve corresponding to the contact sand layer and surface soil

**Table 1.** Soil sorptivity (S) and hydraulic conductivity (K) estimated with a 10 cm diameter disc infiltrometer in four different fields in Bujaraloz with the differentiated linearization (DL) and numerical solution of infiltration curve (NSQE) methods. RMSE and  $t_{sand}$  denotes the root mean square error and the time the wetting front need to cross the contact sand layer, respectively

Location	Field	_	DL		
		S	K	$R^2$	t <sub>sand</sub>
		(mm s <sup>-05</sup> )	$(mm s^{-1})$		(s)
Bujaraloz	CAL006_NC_R <sub>1</sub>	0.51	0.0428	0.81	10-15
Bujaraloz	03_NC_R2	1.04	-0.0079	0.03	5-10
			NSQE	3	
		S	K	RMSE	t <sub>sand</sub>
		$(mm s^{-05})$	$(\text{mm s}^{-1})$		(s)
Bujaraloz	CAL006_NC_R <sub>1</sub>	0.48	0.0393	0.091	4
Bujaraloz	03_NC_R2	0.69	0.0007	0.570	4

Over the 401 experimental infiltration measurements, only 131 curves (33%) could be analyzed by the DL method. From those, 112 curves had R<sup>2</sup> values between 0.15 and 0.60, and only 19 curves presented R<sup>2</sup> > 0.6. The infiltration curve noise, which significantly affects the  $\frac{dI}{d\sqrt{t}}$  form (Fig. 5), was the main factor that prevented a good applicability of the DL method. Overall, the soil

sorptivity estimated with the DL method was relatively well correlated to that calculated with NSQE model (Fig. 6). These results are due to the DL method is well defined in the early infiltration stages; where the capillary forces describing S dominates. The  $S_{DL}$  vs  $S_{NSQE}$  relationship for

the  $\frac{dI}{d\sqrt{t}}$  vs.  $\sqrt{t}$  forms with R<sup>2</sup> > 0.6 was appreciably

better that the corresponding values obtained for  $R^2 < 0.6$  (Fig. 6).

A substantial worse  $K_{DL}$  vs  $K_{NSQE}$  correlation was observed. In this case, only  $\frac{dI}{d\sqrt{t}}$  vs.  $\sqrt{t}$  relationships with R<sup>2</sup> > 0.7 gave acceptable  $K_{DL}$  vs  $K_{NSQE}$  correlation (y = 0.982x - 0.004, R<sup>2</sup> = 0.96). For lower R<sup>2</sup> values, the DL method tended to overestimate K. Two reasons could explain these results: (i) small dispersion in dI produces

 $d\sqrt{t}$ 

important changes the Eq.(2) slope, and consequently in K; in these cases only very accurate infiltration data can be used; and (ii) the short infiltration time allowed by the DL method (up to 150 s) prevented accurate estimation of K when slow infiltration rates are considered. As described in the section 3.1., short infiltration times from low soil conductive infiltration curves provide a wide incertitude to estimate K. This problem can be omitted by sampling longer infiltration measurements, for which only the NSQE method is viable.



**Figure 6**. Relationship between the soil sorptivity (S) (a) and hydraulic conductivity (K) (b) estimated with the DL and NSQE models. Circles, triangles and squares points denote comparison between DL and NSQE methods for vs relationship with  $R^2$  greater than 0.7, between 0.6 and 0.7 and between 0.2 and 0.6, respectively

# 3.2.- Disc base

*Malleable disc base*: The soil surface at the end of the infiltration measurement after removing the  $C_{DB}$  shows that the rigid base of the conventional disc cannot completely wet the soil surface when no sand contact layer is used (Fig. 7a). In contrast, both the  $C_{DB}$  with a sand contact layer and  $M_{DB}$  allow complete soil surface wetting even when non-smoothed soil surfaces are tested (Fig. 7b). These visual observations confirm that the  $M_{DB}$ 

design may be a good alternative to the conventional disc. However, some care should taken when analysing these results because aggregate slaking/dispersion observed under the  $C_{DB}$  without contact sand (Fig. 7a) and the  $M_{DB}$ (Fig. 7c) may affect the infiltration rates and the calculated soil hydraulic properties. Soil aggregates may be less susceptible to slaking/dispersion if they were 'protected' from the disc infiltrometer membrane by a contact sand layer (Fig. 7b).

Comparison between the cumulative infiltration curves, I(t), measured with  $C_{DB}$  and  $M_{DB}$  in a soil under NT tillage management allows the effect of the sand layer on the infiltration curve to be distinguished (Fig. 8). The I(t) curve obtained with  $C_{DB}$  shows a jump at the beginning of the experiment due to the contact sand layer. However, this jump vanishes in the  $M_{DB}$  I(t) curve, where the malleable disc base makes direct contact with the soil. Comparison between estimated K and S values in the different tillage treatments did not show significant differences between  $C_{DB}$  and  $M_{DB}$  (Table 2).



**Fig 7.** Soil surface at the end of an infiltration experiment after removing the conventional plate (a) without and (b) with a contact sand layer, and (c) after removing the malleable disc base

Hat infiltrometer: Field experiments showed that the three T-shape sticks plus plasticine system used to fix the hat

infiltrometer on the soil surface resulted to be a portable and easy to install method, and hermetically close the base of the hat. The time needed to install the hat infiltrometer was less than 6 minutes. The system employed to fill up the hat with with a 2-4 cm height water sheet was 2-3 seconds. The lapse of time since the ball valve is open to the bubble tower starts to bubble was, on average, 5 seconds.

**Table 2.** *K* and *S* values calculated with the differentiated linearization (Eq. 8) applied to the  $C_{DB}$  and  $M_{DB}$  disc measurements on a loam soil under different tillage managements: conventional tillage (CT), reduced tillage (RT) and no tillage (NT)

tillage (it	i) und no tinuge	(111)		
Tillage	CI	DB	М	DB
	S	K	S	Κ
	$(mm \ s^{-0.5})$	$(mm s^{-1})$	$(mm \ s^{-0.5})$	$(mm s^{-1})$
CT	1.30	0.026	0.86	0.036
RT	1.23	0.038	1.18	0.063
NT	0.46	0.013	0.41	0.013



**Fig 8.** Cumulative infiltration curves on a soil under no-tillage treatments with the conventional (white circles) and malleable (grey circles) discs, respectively.

Cumulative infiltration curve obtained with HI showed a large jump in the firsts steps of the infiltration measurements (Fig. 9), that corresponds to the hat filling with a 2-4 cm height water sheet. This kind of cumulative infiltration curve can be easily analyzed by the numerical model described in section 2.1 (Fig. 9). The *K* and *S* values measured with the  $M_{DB}$  infiltrometer were within the same order of magnitude that those estimated with HI (Fig. 10). No significant differences (p > 0.05) were observed for the comparison between the *K* and *S* values estimated with HI.



Fig 9. Original and corrected cumulative infiltration curves for a infiltration measurement performed on the landscape soil





**Fig 10.** Comparison of sorptivity (S) and hydraulic conductivity (K) estimated with the hat (HI) and the disc infiltrometer (DI).

## 4.- Conclusions

This paper presents new advances to be applied to the disc infiltrometry technique: (i) a new method to estimate the soil hydraulic properties based on the quasi-exact equation of Haverkamp et al. (1994) for unsaturated cumulative infiltration; and (ii) new infiltrometer bases to measure the cumulative infiltration curve without contact sand layer. The theoretical sensitivity of the technique to estimate S and K was evaluated and compared to the corresponding simplified Haverkamp et al. (1994) equation. The analyzed infiltration measurements proposed the demonstrates that method allows satisfactorily estimate of the soil hydraulic properties independently on the data noise and the presence of contact sand layer. Although the DL model can give good approaches of S, even with noisy infiltration curves, this method demonstrates to be very inaccurate to estimate K. This limitation vanishes with the NSQE method, which is more robust, can work with longer infiltration times and allows better estimates of K and S. The new design of infiltrometer disc with a malleable membrane  $(M_{DB})$  or the hat bases (HI), which allowed satisfactory estimated of the soil hydraulic properties without using a contact sand layer, can be promising alternatives to the conventional disc bases used in the infiltrometry technique. However, new experiments should be done to check the maximal soil tension supported by HI and the viability of these new designs in different soil types.

Acknowledgements. This research was supported by the Ministerio de Ciencia e Innovación of Spain (grant AGL2010-22050-C03-02) and by the Aragón regional government and La Caixa (Grants: GA-LC020/2010; GA-LC006/2008; 2012/ GA LC 074). The authors are grateful to Valero, Perez Ricardo Gracia, M. Josefa Salvador and Ana Bielsa for their help

in various technical aspects of this study.

#### **5.- References**

- Angulo-Jaramillo, R., J.P. Vandervaere, S. Roulier, J.L. Thony, J.P. Gaudet, and M. Vauclin, 2000. Field measurement of soil surface hydraulic properties by disc and ring infiltrometers. A review and recent developments. *Soil Till. Res.* 55, 1–29.
- Ankeny, M.D., M. Ahmed, T.C. Kaspar, and R. Horton, 1991. Simple field method determining unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55, 467–470.
- Casey, F.X.M., and N.E. Derby, 2002. Improved design for an automated tension infiltrometer. Soil Sci. Soc. Am. J. 66, 64–67.
- Haverkamp, R., P.J. Ross, K.R.J. Smettem, and J.Y. Parlange, 1994. Three dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. Part 2. Physically based infiltration equation. *Water Resour. Res.* 30, 2931–2935.
- Madsen MD, and D.G. Chandler, 2007. Automation and use of mini disk infiltrometers. Soil Sci. Soc. Am. J. 71, 1469–1472.
- Minasny B, and A.B. McBratney, 2000. Estimation of sorptivity from discpermeameter measurements. *Geoderma* 95, 305–324.
- Moret, D., J.L. and Arrúe, 2007. Dynamics of soil bulk properties during fallow as affected by tillage. *Soil Till. Res.* 93, 103-113.
- Moret-Fernández, D., C. González-Cebollada, and B. Latorre, 2012a. New design of microflowmeter–tension disc infiltrometer: I. Measurement of the transient infiltration rate. J. Hydrol. 466-467, 151-158.
- Moret-Fernández, D., B. Latorre, and C. González-Cebollada, 2012b. Microflowmetertension disc infiltrometer: Part II. Hydraulic properties estimation from transient infiltration rate analisis. J. Hydrol. 466-467, 159-166.
- Moret, D., M.V. López, and J.L. Arrúe, 2004. TDR application for automated water level measurement from Mariotte reservoirs in tension disc infiltrometers. J. Hydrol. 297, 229-235
- Moret-Fernández, D., G. Bueno, Y. Pueyo, and C.L. Alados, 2011. Hydro-physical responses of gypseous and non-gypseous soils to livestock grazing in a semi-arid region of NE Spain. *Agric. Water Manag.* 98, 1822-1827.
- Moret-Fernández, D., C. Castañeda, E. Paracuellos, and J. Herrero, 2013. Hydro-physical characterization of contrasting soils in a semiarid zone of the Ebro river valley (NE Spain). J. Hydrol. In press.
- Perroux, K.M., and I. White, 1988. Designs for disc permeameters. Soil Sci. Soc. Am. J. 52, 1205–1215.
- Reynolds WD, 2006. Tension infiltrometer measurements implications of pressure head offset due to contact sand. *Vadose Zone J.* 5, 1287–1292.
- Soil Survey Staff, 1975. Soil taxonomy: a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. USDASCS Agric. Handbook 436. US Govt. Print. Office, Washington, DC.
- Vandervaere, J.P., M. Vauclin, D.E. Elrick, 2000. Transient flow from tension infiltrometers. Part 1. The two-parameter equation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64, 1263–1272.
- Warrick, A.W., and P. Broadbridge, 1992. Sorptivity and macroscopic capillary length relationships. *Water Resour. Res.* 28, 427–431.
- Warrick, A.W., and D.O. Lomen, 1976. Time-dependent linearized infiltration: III. Strip and disc sources. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 40, 639– 643.
- Zhang, R., 1997. Determination of soil sorptivity and hydraulic conductivity from the disc infiltrometer. Soil Sci. Soc. Am. J. 61, 1024–1030.

# EFFECT OF SOIL HYDRAULIC PROPERTIES ON THE RELATIONSHIP BETWEEN SOIL MOISTURE VARIABILITY AND ITS MEAN VALUE

G. Martinez<sup>1,2</sup>, Y.A. Pachepsky<sup>2</sup>, H. Vereecken<sup>3</sup> and K. Vanderlinden<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Agronomia, Universidad de Cordoba, Ctra. Madrid, Km 396. 14071 Córdoba. e-mail: <u>z42magag@uco.es</u>

<sup>2</sup> USDA-ARS- Environmental Microbial and Food Safety Lab, 10300 Baltimore Avenue; BARC-East Bldg. 173. Beltsville, MD, 20705, USA. e-mail: <u>Yakov.pachepsky@ars.usda.gov</u>

<sup>3</sup> Agrosphere (IBG-3), Institute of Bio- and Geosciences, Forschungszentrum Jülich GmbH, IBG-3. 52428, Jülich, Germany. e-mail; <u>h.vereecken@fz-juelich.de</u>

<sup>4</sup> IFAPA, Centro Las Torres-Tomejil, 41200 Alcalá del Rio, Sevilla. e-mail: <u>karl.vanderlinden@juntadeandalucia.es</u>

**RESUMEN.** La caracterización de la humedad del suelo y su variabilidad son determinantes en proyectos ambientales. En este trabajo se analiza la relación entre la variabilidad espacial de la humedad del suelo y su valor medio para suelos sin cubierta. Se realizaron simulaciones de flujo de agua en suelo analizando distintos patrones climáticos y con variaciones de sus propiedades hidráulicas. Observamos que la sección de la curva que relaciona la humedad media con su variabilidad se determina por la interacción entre las propiedades del suelo y las características del clima. El valor medio que corresponde a la máxima variabilidad en la humedad del suelo viene determinada por las propiedades hidráulicas del suelo y la presencia o ausencia de vegetación. Los resultados muestran que al ajustar linealmente la relación entre humedad media y variabilidad, la pendiente de esa recta está directamente relacionada con un parámetro de la curva característica del suelo. En investigaciones futuras se debería analizar la influencia de otros factores como la variabilidad espacial de la lluvia o la correlación espacial de varios parámetros del suelo.

ABSTRACT. Knowledge of soil moisture and its variability is needed for many environmental applications. We analyzed dependencies of soil moisture variability on average soil moisture contents in bare soils using ensembles of non-stationary water flow simulations by varying soil hydraulic properties under different climatic conditions. We focused on the dry end of the soil moisture range and found that the magnitude of soil moisture variability was controlled by the interplay of soil hydraulic properties and climate. The average moisture at which the maximum variability occurred depended on soil hydraulic properties and vegetation. A positive linear relationship was observed between mean soil moisture and its standard deviation and was controlled by a soil moisture characteristic parameter. The influence of other controls needs to be studied further to see if such relationship persists and could be used for the inference of soil hydraulic properties from the spatiotemporal variation in soil moisture.

# 1.- Introduction

Understanding soil water content variability is critical for

improving the performance of hydrologic and atmospheric models and for up- and down-scaling remotely sensed soil moisture (Vereecken et al., 2008). Surface soil moisture variability has been shown to depend on mean soil moisture content and that has been demonstrated at different scales (Famiglietti et al., 1999, 2008; Martinez-Fernández and Ceballos, 2003; Teuling and Troch, 2005; Choi et al., 2007; Vereecken et al., 2007; Mittelbach and Seneviratne, 2012; Rosenbaum et al., 2012). This variability is affected by several factors such vegetation (Teuling and Troch, 2005), climate (Teuling et al., 2007), soil hydraulic properties (Vereecken et al., 2007), topography (Grayson et al., 1997) and antecedent soil moisture (Ivanov et al., 2010). The dependency between the mean soil moisture ( $\langle \theta \rangle$ ) and its variability ( $\sigma_{\theta}$ ) has been described to increase (Famiglietti et al., 1999; Martinez-Fernández and Ceballos, 2003), or to decrease (Famiglietti et al., 1999; Brocca et al., 2007) and both to increase and decrease with increasing mean moisture. The body of literature that addressed this topic for more than a decade (from Famiglietti et al., 1998; to Rosenbaum et al., 2012), generally shows that the graph of this relationship is typically convex (Teuling and Troch, 2005; Choi et al., 2007; Rosenbaum et al., 2012). Regression models for  $\sigma_{\theta}$ have been proposed, including an exponential model (Famiglietti et al., 2008), a third-order polynomial (Rosenbaum et al., 2012) and a linear equation for the dryend (Teuling et al., 2007).

Soil properties, and more specifically soil hydraulic properties-related parameters, often had the largest influence on the variability of soil moisture (Choi et al., 2007). The dependence of the standard deviation of soil moisture  $\sigma_{\theta}$  on average soil moisture as affected by soil hydraulic properties was previously studied by Vereecken et al. (2007) using an analytical solution of a stochastic steady state flow model. They used the moisture retention characteristic parameters, the saturated hydraulic conductivity and their spatial statistics to determine the  $\sigma_{\theta}$ relationship and its main characteristics. They found that the mean water content at which the standard deviation became maximal depended on the shape parameters of the moisture retention characteristic. Here we examine the  $\sigma_{\theta}$ in the non-stationary flow model framework under several types of climatic conditions. We also show that the linearization of the pre-peak relationship  $\sigma_{\theta}$  may be useful

to evaluate soil moisture retention parameters of bare soils at different scales.

## 2.- Methods

## 2.1. Simulations setup

We used the HYDRUS code (Simunek et al., 2005) to simulate water flow by solving the Richard equation Time-dependent atmospheric boundary numerically. conditions were imposed at the soil surface and a constant head boundary condition was imposed at the bottom of a 3m long profile. The Initial condition was obtained from a spin up model run of 1 year. Simulations were performed in al-D soil profile with homogeneous properties. The profile was deep enough to make the soil moisture of the top 1 m layer insensitive to the bottom boundary condition. We used different climatic conditions to run our simulations. For that, we generated different time series of rainfall and evaporation with the CLIGEN weather generator (Nicks et al., 1995) for the humid subtropical and continental and the cold and hot semiarid climates. Seven soil texture classes were used in the analysis (Table 1). For a particular soil and climate we ran an ensemble of models defined with variable saturated hydraulic conductivity  $(K_s)$ , following the commonly encountered lognormal distribution (Jury, 1985). The value of the spatial variability of ln  $K_s$  ( $\sigma_{\ln Ks}$ ) used in most of the simulations was 0.8 as it lies inside the range observed for most of the soils (Cosby et al., 1984). Values of  $\sigma_{\ln Ks}$  between 0.2 and 1 were also used to illustrate the effect of increasing  $\sigma_{\ln Ks}$  on  $\sigma_{\theta}$  for a soil with the hydraulic properties of the loamy soils and the cold semiarid weather. We included evapotranspiration by simulating root water uptake from a well established grass (100% soil surface coverage) with a root system extending to a depth of 0.5 m.

**Table 1.** Soil hydraulic properties used in simulations

	$(m^3 m^{-3})$	$(m^3 m^{-3})$	$\alpha$ (cm <sup>-1</sup> )	n	m	$\ln K_s (\rm cm \ day^{-1})$
Loamy sand	0.41	0.06	0.12	2.3	0.6	5.7
Sandy loam	0.41	0.06	0.06	1.9	0.5	5.0
Sandy clay loam	0.39	0.10	0.06	1.5	0.3	3.2
Loam	0.43	0.08	0.03	1.6	0.4	2.8
Silt loam	0.45	0.07	0.02	1.4	0.3	3.7
Clay loam	0.41	0.10	0.02	1.3	0.2	2.6
Silty clay loam	0.43	0.09	0.01	1.2	0.2	2.5

## 2.2. Data analysis.

One-year data of simulated soil moistures at the 5 cm depth were used for the analysis as this is widely used depth in many of the remote sensing works for validation of soil moisture products. To illustrate the influence of a different  $\sigma$ lnKs and to compare the effect of soil hydraulic properties and climate we limited our analysis of the  $\sigma_{\theta}$  to its dry part. Although film flow might become important in the dry range we assume that it would not affect the general

tendency in that part. The cutoff  $\langle \theta \rangle$  that defined the dry part or "pre-peak" of  $\sigma_{\theta}$  was obtained by trimming the data with  $\langle \theta \rangle$  larger than the peak  $\langle \theta \rangle$ . A linear regression was applied to the resulting data in order to get the slope of the dry part of  $\sigma_{\theta}$ , similarly to Teuling et al. (2007).

# 3.- Results and discussion

The typical convex shape of  $\sigma_{\theta}$  could be observed by running a non-stationary flow model with an ensemble of spatially variable  $K_s$  in the fine-textured soils (Fig. 1). A clear peak could not be seen with the LS and SL textures as previously reported for the steady-state flow case (Vereecken et al., 2007). The soil textures with a high percentage of sand show a linear increase of  $\sigma_{\theta}$  with increasing  $\langle \theta \rangle$  where no peak could be determined similarly to the field observations of Martinez-Fernández and Ceballos (2003). Soil texture was responsible for the differences between peak  $\sigma_{\theta}$  and the corresponding  $\langle \theta \rangle$ values (Table 2) with values ranging between 0.022 and 0.034.

**Table 2.** Average moisture content (m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>) and standard deviation at the peak of the  $\sigma_{\theta}$  (m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>) and slope of the  $\sigma_{\theta}$  dry-part of the modelled soils

	peak WC	peak std	slope LM
Loamy sand <sup><math>\dagger</math></sup>	0.237	0.032	0.17
Sandy loam <sup><math>\dagger</math></sup>	0.299	0.034	0.14
Sandy clay loam	0.337	0.023	0.07
Loam	0.361	0.030	0.09
Loam under vegetation	0.342	0.034	0.05
Silt loam	0.375	0.029	0.11
Clay loam	0.362	0.022	0.06
Silty clay loam	0.337	0.023	0.07

<sup>†</sup> The peak was not reached. Therefore the maximum  $\sigma_{\theta}$  and its corresponding  $\langle \theta \rangle$  were used.

The effect of vegetation is illustrated for a loamy soil under cold semiarid climate. Root water uptake modified the characteristics of the  $\sigma_{\theta}$  relationship (Figs. 1g and 1h). It halved the slope of the dry part, increased the maximum  $\sigma_{\theta}$ , decreased slightly the  $\langle \theta \rangle$  at the  $\sigma_{\theta}$  peak and had a larger range of mean moisture values with the highest  $\sigma_{\theta}$ .

There was a clear difference between the average moisture content at the  $\sigma_{\theta}$  peak calculated with the stationary approximation and Brooks-Corey parameters in Vereecken et al. (2007) and the non-stationary approximation with the van Genuchten parameters in our case (Table 2). We observed larger values of  $\langle \theta \rangle$  at the  $\sigma_{\theta}$ peak than in the similar cases of Vereecken et al. (2007). One possible explanation is that the model of Brooks-Corey requires a clear air entry value and therefore determines the location of the  $\sigma_{\theta}$  peak that may impose lower values. Values of  $\langle \theta \rangle$  at the  $\sigma_{\theta}$  peak for a silty clay loam obtained in our simulations and in Vereecken et al. (2007) (0.34 and 0.20 m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup>, respectively) are smaller than in Rosenbaum et al. (2012), 0.39 m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup>, though our non-stationary case provided closer results. This difference with observed values can be explained by the effects of vegetation described before and the difference between the generalized moisture retention parameters used in the simulations and the actual values in the experimental site.



**Fig. 1.** The  $\sigma_{\theta}$  relationship for soils with different hydraulic properties and a spatial variability determined by a standard deviation ln  $K_s$  of 0.8 under a humid continental climate

Slopes in linear regressions  $\langle \theta \rangle$  vs  $\sigma_{\theta}$  depended on soil texture (Table 2). Larger slopes were found for the coarser soils. The lower slope in our model for the SL than in the field experiment of Martinez-Fernández and Ceballos (2003) with similar texture probably reflected the influence

of vegetation and topography on the maximum  $\sigma_{\theta}$  as generators of a larger variability of soil moisture. A strong relationship between the slope of the linearized pre-peak soil moisture variability and the "n" parameter of the van Genuchten moisture retention equation was observed (Fig. 2a). The relationship found between the soil moisture variability and the "n" parameter could be useful to infer large-scale water retention properties from soil moisture networks monitoring data. While that could only be done for weak perturbations of the standard deviation in Vereecken et al. (2007), this approach is more robust and has not such limitation. We fitted a linear regression to the points with soil moisture smaller than 25% of the LAGO data in Brocca et al. (2012, Fig. 4a) and obtained a slope of 0.15. Applying the regression shown in Fig. 2a we obtained an "n" value of 2.08. This value corresponds to n-values for soils having the LS texture. These soils represent the dominant textural class in the LAGO area. Deriving hydraulic parameters from the  $\sigma_{\theta}$  using the presented approach opens perspectives for generating directly effective hydraulic properties from soil moisture content measurements that can be used in larger scale hydrological models; however it needs to be tested for systems affected by topography, soil layering or different kinds of vegetation among other controls.



Fig. 2. Textural effect on the slope of the dry part of the  $\sigma_{\theta}$  relationship: a) effect of ln Ks; b) effect of the "n" parameter in the van Genuchten's model for the soil moisture characteristic curve. Labels reflect the textural class (Table 1)

Different climates gave significantly different slopes at the 99% confidence level (Table 3). Average moisture at the peak  $\sigma_{\theta}$  was practically insensitive to the differences in climate with a coefficient of variation between the cold semiarid and the humid weathers of 2 %. The effect of climate on the relationship between mean soil moisture and its variability was reported previously by Teuling et al. (2007) and was highly influenced by differences in the vegetation development. Rosenbaum et al. (2012) did not observe seasonal difference in  $\sigma_{\theta}$  in the intermediate  $\langle \theta \rangle$ range within groundwater-distant upslope areas. The small, though statistically significant, difference that we observe may explain that they did not observe the seasonality. Maximum variability of soil moisture (ranging from 0.023 to 0.030) and the slope of the dry part of  $\sigma_{\theta}$  (between 0.072 and 0.091) were more dependent on the climate. Nevertheless these ranges are smaller than those reported above for different textures (Table 2) and show the larger relevance of texture than climate on  $\sigma_{\theta}$ . As previously observed with field data by Choi et al. (2007) soil hydraulic properties-related parameters had the largest influence in the variability of soil moisture followed by climate and topography.

We observed an increase in the slope of the  $\sigma_{\theta}$  dependence proportional both to  $\sigma_{\ln Ks}$  for the same soil texture, and to the mean ln  $K_s$  for different textures (Figs. 3a and 2b). This result is in disagreement with the observations of Famiglietti et al. (1998) and Vereecken et al. (2007) who found that variability in soil moisture is controlled strongly by porosity and hydraulic conductivity under wet conditions but not under drier conditions.

**Table 3.** Average moisture content (m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>) and standard deviation at the peak of the  $\sigma_{\theta}$  (m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>) and slope of the  $\sigma_{\theta}$  dry-part of a loamy soil subject to four different climates

Climate	peak WC	peak std	slope
Humid subtropical	0.349	0.030	0.072
Humid continental	0.357	0.030	0.088
Cold semiarid	0.363	0.023	0.084
Dry semiarid <sup>†</sup>	0.296	0.026	0.091
<sup>†</sup> The peak was not read	hed. Therefore	the maximum	$\sigma_{0}$ and it

corresponding  $\langle \theta \rangle$  were used

Differences in  $\sigma_{\ln Ks}$  had a minimum effect on the peak  $\langle \theta \rangle$ . The average  $\langle \theta \rangle$  at the peak for the five levels of  $K_s$  variability was 0.362 with a coefficient of variation of only 0.5 %. An increase in the  $\sigma_{\ln Ks}$  implied a proportional increase in the peak of  $\sigma_{\theta}$  (Fig. 3b). Rosenbaum et al. (2012) observed that the differences between the 5 and 20 cm depths were more pronounced at intermediate moisture levels and especially for the peak of  $\sigma_{\theta}$ . They attributed those differences to the strong effect of effective redistribution by vertical flow, lateral flow, and evapotranspiration in that range and also acknowledged to the commonly described effect of texture. Those differences could be also a reason of the strong dependence shown here of the peak of  $\sigma_{\theta}$  on  $\sigma_{\ln Ks}$  as a smaller variability and smaller values of ln  $K_s$  could be expected in the subsurface.



**Fig. 3.** Effect of the ln Ks spatial variability  $(\sigma_{lnKs})$  in: a) the slope of the dry part of the soil variability and average moisture and b) the peak soil moisture spatial variability

Our results indicate that it may be beneficial to look for a relationship between the slope of the  $\sigma_{\theta}$  and  $\sigma_{\ln Ks}$  combined with the relation observed by Martinez et al. (2013) between the last and the temporal stability of soil moisture to infer up-scaled soil hydraulic properties. Also, topography might be included in the hydraulic parameter scaling algorithm as suggested by Jana and Mohanty (2012) to increase the scale of support and evaluate whether a better agreement with field experiments could be obtained.

### 4.- Conclusions

We analyzed the relationship between hydraulic parameters of the van Genuchten model,  $\ln K_s$  and the  $\sigma_{\theta}$ relationship. For bare soil conditions we were able to show the effect of  $\sigma_{\ln Ks}$  on the slope of the  $\sigma_{\theta}$  relationship in its dry end and on the maximum value of  $\sigma_{\theta}$ . Vegetation flattened the  $\sigma_{\theta}$  relationship and increased the maximum  $\sigma_{\theta}$ . Soil hydraulic properties rather than climate controlled the value of soil water content at which the maximum variability was observed. Evaluating the strength of such relationships in natural systems, would be beneficial. The clear relationship between the n parameter of the soil moisture characteristic curve and the slope of the dry part of  $\sigma_{\theta}$  found in this study may be of relevance for deriving soil hydraulic properties using soil moisture sensor networks and remotely sensed data as the data can be interpreted directly.

Acknowledgements. This study was partially supported by US Department of Agriculture and US Nuclear Regulatory Commission Interagency Agreement IAA-NRC-05-005 on "Model Abstraction Techniques to Simulate Transport in Soils". The first author wishes to thank the Spanish Ministry of Education for the mobility grant EX2009-0433.

### 5.- References

- Brocca, L., R. Morbidelli, F. Melone, and T. Moramarco, 2007. Soil moisture spatial variability in experimental areas of central Italy, J. Hydrol. 333, 356–373.
- Brocca, L., T. Tullo, F. Melone, T. Moramarco, and R. Morbidelli, 2012. Catchment scale soil moisture spatial-temporal variability, *J. Hydrol.* 422, 63–75
- Choi, M., J. M. Jacobs, and M. H. Cosh, 2007. Scaled spatial variability of soil moisture fields, *Geophys. Res. Lett.* 34 L01401.
- Cosby, B. J., G. M. Hornberger, R. B. Clapp, and T. R. Ginn, 1984. A Statistical Exploration of the Relationships of Soil Moisture Characteristics to the Physical Properties of Soils, *Water Resour. Res.* 20, 682–690.
- Famiglietti, J. S., J. W. Rudnicki, and M. Rodell, 1998. Variability in surface moisture content along a hillslope transect: Rattlesnake Hill, Texas, J. Hydrol. 210, 259–281.
- Famiglietti, J. S., J. A. Devereaux, C. A. Laymon, T. Tsegaye, P. R. Houser, T. J. Jackson, S. T. Graham, M. Rodell, and V. Oevelen, 1999. Ground-based investigation of soil moisture variability within remote sensing footprints during the Southern Great Plains 1997 (SGP97) hydrology experiment, *Water Resour. Res.* 35, 1839–1852.
- Famiglietti, J. S., D. Ryu, A. a. Berg, M. Rodell, and T. J. Jackson, 2008. Field observations of soil moisture variability across scales, *Water Resour. Res.* 44, 1–16.

- Grayson, R. B., A. W. Western, F. H. S. Chiew, and G. Blöschl, 1997. Preferred states in spatial soil moisture patterns: Local and nonlocal controls, *Water Resour. Res.* 33, 2897.
- Ivanov, V. Y., S. Fatichi, G. D. Jenerette, J. F. Espeleta, P. A. Troch, and T. E. Huxman, 2010. Hysteresis of soil moisture spatial heterogeneity and the "homogenizing" effect of vegetation, *Water Resour. Res.* 46 W09521.
- Jana, R. B., and B. P. Mohanty, 2012. A topography-based scaling algorithm for soil hydraulic parameters at hillslope scales: Field testing, *Water Resour. Res.* 48, W02519.
- Jury, W. A., 1985. Spatial variability of soil physical parameters in solute migration: a critical literature review, EPRI-EA-42nd ed., Dep. Of Soil and Environ. Sci. University of California, Riverside, California.
- Martinez, G., Y.A. Pachepsky, H. Vereecken, H. Hardelauf, M. Herbst, and K. Vanderlinden, 2013. Modeling local control effects on the temporal stability of soil water content. J. Hydrol. 481, 106–118.
- Martínez-Fernández, J., and A. Ceballos, 2003. Temporal stability of soil moisture in a large-field experiment in Spain, *Soil Sci. Soc. Am. J.* 67, 1647–1656.
- Mittelbach, H., and S. I. Seneviratne, 2012. A new perspective on the spatio-temporal variability of soil moisture: temporal dynamics versus time-invariant contributions, *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 16, 2169–2179.
- Nicks, A. D., L. J. Lane, and G. A. Gander, 1995. CLIGEN Weather generator, in USDA–Water Erosion Prediction Project: hillslope profile and watershed model documentation, edited by D. C. Flanagan and M. A. Nearing, pp. 2•1–2•22, USDA–ARS National Soil Erosion Research Laboratory, West Lafayet, IN.
- Rosenbaum, U., H. R. Bogena, M. Herbst, J. A. Huisman, T. J. Peterson, A. Weuthen, A. W. Western, and H. Vereecken, 2012. Seasonal and event dynamics of spatial soil moisture patterns at the small catchment scale, *Water Resour. Res.* 48, W10544.
- Simunek J, van Genuchten MT, Sejna M. 2005. The Hydrus-1D Software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. Department of environmental sciences, University of California Riverside: Riverside, CA. 240.
- Teuling, A. J., and P. A. Troch, 2005. Improved understanding of soil moisture variability dynamics, *Geophys. Res. Lett.* 32, L05404.
- Teuling, A. J., F. Hupet, R. Uijlenhoet, and P. A. Troch, 2007. Climate variability effects on spatial soil moisture dynamics, *Geophys. Res. Lett.* 34, L06406.
- Vereecken, H., T. Kamai, T. Harter, R. Kasteel, J. Hopmans, and J. Vanderborght, 2007. Explaining soil moisture variability as a function of mean soil moisture: A stochastic unsaturated flow perspective, *Geophys. Res. Lett.* 34, L22402.
- Vereecken, H., J. A. Huisman, H. Bogena, J. Vanderborght, J. A. Vrugt, and J. W. Hopmans, 2008. On the value of soil moisture measurements in vadose zone hydrology: A review, *Water Resour. Res.* 44, W006829.
# TDR-LAB 2.0: IMPROVED TDR SOFTWARE FOR SOIL WATER CONTENT AND ELECTRICAL CONDUCTIVITY MEASUREMENTS

E. Fatás<sup>1</sup>, J. Vicente<sup>2</sup>, B. Latorre<sup>3</sup>, F. Lera<sup>1</sup>, V. Viñals<sup>1</sup>, M.V. López<sup>1</sup>, N. Blanco<sup>1</sup>, C. Peña<sup>1</sup>, C. González-Cebollada<sup>4</sup> and D. Moret-Fernández<sup>3\*</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Ingeniería Electrónica y Comunicaciones. ICMA-CSIC - Universidad de Zaragoza C/ María de Luna 1, 50018, Zaragoza, (Spain).

<sup>2</sup>Division of Physics, Office of Science and Engineering Laboratories, Center for Devices and Radiological Health, U.S. Food and Drug Administration, Silver Spring, Maryland, USA.

<sup>3</sup>Departamento de Suelo y Agua. Estación Experimental de Aula Dei, CSIC PO Box 202, 50080, Zaragoza (Spain). e-mail: david@eead.csic.es, web: http://www.eead.csic.es <sup>4</sup>Área de Mecánica de Fluidos. Universidad de Zaragoza. Huesca (Spain).

**RESUMEN**. La técnica de Reflectometría de Dominio Temporal (TDR) permite estimar la humedad ( $\theta$ ) y la conductividad eléctrica aparente del suelo ( $\sigma_a$ ). Esta comunicación presenta una nueva versión del programa TDR-Lab para la medida de  $\theta$  y  $\sigma_a$ . El TDR-Lab 2.0 es compatible con tres ecómetros TDR diferentes y puede conectarse a multiplexores SDMX50 (Campbell Sci). Puede estimar  $\theta$  y  $\sigma_a$  por métodos gráficos y numéricos y incluye nuevas aplicaciones para la medida de niveles de agua, potencial mátrico o conductividad eléctrica de la solución del suelo. Está disponible en una versión ligera que trabaja con ficheros XML y una versión completa que centraliza los datos en una base SQL. Una robusta interface de importación-exportación de datos permite comunicar ambas versiones.

ABSTRACT. Time Domain Reflectometry (TDR) is a widely used technique that allows real time estimation of soil volumetric water content ( $\theta$ ), and bulk electrical conductivity ( $\sigma_a$ ). This work presents an enhanced release of TDR-Lab, software which controls instrumentation for measurements of  $\theta$  and  $\sigma_a$ . TDR-Lab 2.0 supports three different TDR equipments and can be connected to a multiplexing system (SDMX50, Campbell Sci). Graphical or numerical methods can be used for the estimation of  $\theta$ and  $\sigma_a$ . Additional features to carry out water-surface-level measurements such as matric potential and soil solution electrical conductivity are also available. A little and a full release, for field and laboratory applications have been developed. The light version works with XML-files instead of the SQL database engine of the extended TDR-Lab. A robust import/export graphical user interface facilitates transferring projects between the centralized SQL database and XML files.

### **1.- Introduction**

Knowledge of soil water content and its distribution in the vadose zone is of paramount importance in many soilrelated disciplines such as soil science, agriculture, forestry and hydrology. The Time Domain Reflectometry (TDR) has become a popular method for the accurate, quick, and non-destructive estimation of the apparent

permittivity ( $\sigma_a$ ), which is related to the volumetric soil water content ( $\theta$ ) and the bulk electrical conductivity ( $\varepsilon$ ) (Topp and Ferré, 2002). Other TDR applications for soil science have been focused, for instance, on measurements of water levels in Mariotte tubes (Moret et al., 2004), estimation of the soil matric water potential (Or and Wraith., 1999) or the soil water solution electrical conductivity (Moret-Fernández et al., 2012). Estimations of the apparent permittivity by TDR, and consequently water content, are generally based on a graphical interpretation of the reflected TDR waveform from the probe length using the double-tangent waveform analysis (Herkelrath et al., 1991). The bulk electrical conductivity, however, is mainly estimated by analyzing the amplitude of the long-time TDR signal according to the Lin et al. (2008) procedure. Modelling of TDR signals by numerical inversion of the TDR waveform is becoming a robust alternative to the classical methods to estimate both water content and soil bulk electrical conductivity (Greco 2006; Heimovaara et al. 2004).

To date, the design of specific instruments to use the TDR technology in measuring soil water content has experienced a fast development, as shown by numerous companies that market TDR instruments for soil applications: Adcon, IMKO, Streat Instruments Ltd., Campbell Scientific, Global Water Instrumentation, Inc., Environmental Sensors, Inc. Automata Inc., Meteolabor AG, Dynamax, Soil Moisture Equipment Corporation. The earliest instrument commonly used for field investigations was the model 1502, Metallic Cable Tester, manufactured by Tektronix of Beaverton, Oregon. This instrument, only allowed to the users a manual determination of  $\theta$ . This procedure was time consuming and sometimes inaccurate. These problems were solved by designing specific software that allowed automatic analysis of the TDR waveform. This is the case, for instance, of the TACQ program (Evett, 2000) (http://www.cprl.ars.usda.gov/programs/) developed in the early 1990s. This program allowed the users a complete control over multiplexer, individual settings for probe length, window width, averaging, distance to each probe, gain, and type of data acquired. Following this incipient project, the Soil Physics Group at Utah State University, Logan Utah, USA, created in the 1993 the WINTDR program, which being only compatible with the TDR

cable testers Tektronix 1502, incorporated an easy and friendly Windows interface for accurate and efficient analysis under а variety of conditions (http://soilphysics.usu.edu/wintdr/download.htm). Other software also developed for water content estimations using TDR systems are, for instance, the WinTrase software from Soil Moisture that works only with the Soil Moisture TDR products and runs under MS Windows operating systems, or the free available PC-TDR software developed by Campbell Scientific Cop. developed exclusively for the TDR-100 Campbell Sci. cable tester. More recently, Moret-Fernández et al. (2010) developed new TDR software, TDR-Lab 1.0, for estimates of  $\theta$  and  $\sigma_{a}$ . This software represented an improvement of previous TDR applications since, being compatible wiht two different TDR cable testers, it also included a user-friendly and dynamic file format to show and save the TDR waveforms and different methods of TDR waveform analysis.. However, this version, that resulted incomplete, did not include multiplexers and was developed on a heavy central database that restricted its use on low capacity computers.

In spite of the large expansion of the TDR technology for  $\theta$  and  $\sigma_a$  estimations, the public release of software which is compatible with different TDR instruments is quite limited. On the other hand, the versatility for the analysis and storage of the recorded TDR waveform of the different free available TDR software is currently quite restricted. The objective of this paper is to present a new and improved version of the TDR-Lab 1.0 software (TDR-Lab 2.0) which, being compatible with three different TDR cable testers, has significant improvements regarding to the former version. Two different versions for laboratory (TDR-Lab) and field (TDR-Lab Lite) measurements have been developed. TDR-Lab Lite includes a reduced set of features and was designed to run on low-end ultraportable devices.

### 2.- TDR-Lab features: TDR-Lab and TDR-Lab lite

Two different linked versions for laboratory (TDR-Lab) and field (TDR-Lab Lite), with an easy Windows user interface, have been developed.

The TDR-Lab Lite, which works with XML-files, has been designed to run on low-end ultraportable devices. The main advances regarding to the former TDR-Lab 1.0 version are: compatibility with the Tektronix 1502C Metallic TDR, the TDR100 TDR Campbell Scientist and the TRASE (Soil-moisture Equipment Corp.) cable testers; compatible with the multiplexer system SDMX50 (Campbell Sci.); high resolution waveforms (up to 2048 samples) when connected with TDR100; self-calibration with graphical methods, and a more intuitive configuration manager for cables and TDR probes; an open interface to make important data visible, allowing recorded and stored TDR waveforms to be combined; multiple waveforms can be superimposed for on screen comparison; three different methods for water content estimations (manual, derivative, and tangent methods) and a single procedure for bulk electrical conductivity determinations; additional features to compute water-surface-level measurements, matric potential or soil solution electrical conductivity when using the specific probes; automated waveform readings; a new dynamic file format to show and save the TDR waveforms and analysis results and a simplified and improved display system; and a reliable import/export graphical interface (GUI) to allow transferring projects between TDR-Lab centralized SQL database and XML files.

The complete version of the TDR-Lab, which works with a SQL database, allows centralizing all data in the same computer. In addition to the features described in the TDR-Lab Lite release, this extended version included: a virtual TDR machine to simulate TDR waveforms; an additional method to estimate of  $\theta$  and  $\sigma_a$  by numerical modelling of TDR waveform and the corresponding numerical procedure to calibrate TDR probes.

#### **3.-** Software description

The TDR-Lab 2.0 is programmed in C# with Microsoft®.Net Framework® 3.5. A new based layers implementation, which includes a module that interacts with the former version programming (TDR-Lab 1.0), has been developed. Three different levels have been defined (Fig. 1): (i) the Graphical User Interface (GUI), which allows the user selecting the available operations; (ii) the Bussines Logical Layard (BLL) layer, that controls the technical management involved in the data collection and data processing; and (iii) the Data Access Layer, where all information coming from the upper layers is stored and processed. A new module implemented in database layer allows simplifying and increasing the application efficiency. This module is compatible with the database storage features.



Fig. 1. Pyramidal structure layers of the application

The program architecture consists of five components that provide a unified user interface (UI) to operate different TDR cable testers (Fig. 2). These UI components are: (i) project manager and editor windows, (ii) equipment ( $tdr \rightarrow probe$ ), (iii) waveform acquisition and measured waveforms, (iv) waveform analysis, and (v) data access. The first step to acquire new TDR waveforms involves, before connecting the cable tester, to select one of the TDR cable tester available in the program. Once the cable tester is connected, the user should create a new project defining the characteristics of the transmission line.



Fig. 2. Flowchart of the TDR software

### 3.1.- Project manager and editor windows

The TDR-Lab data is organized in projects, which are saved in the folders showed in the TDR-Lab Project Manager window (Fig. 3). This window is divided in three sections: (i) the folder tree on the left, that shows the set of folders that contains the TDR projects, (ii) the project window on the right, that shows the TDR project within each folder, and (iii) the menu bar that includes a repository application to show all TDR cable and probes and the import/export graphical interface to transfer projects between TDR-Lab centralized SQL database and XML files.

The project form storages information about the TDR cable tester related to the settings and communication setup. The Project Editor window (Fig. 4) is automatically opened by clicking on a project in the Project Manager window (Fig. 3). The Project Editor window is divided in:

(i) Equipment tree, where the TDR cable tester, and TDR probes and waveforms are defined.

(ii) TDR Screen, where TDR waveform acquisition, analysis and storage are executed.

(iii) The menu bar that includes all information about the TDR equipment, the TDR waveforms, cables and TDR probes, calibration and automated analysis options.

Project View Repository He	lp									
🗋 📨 🌮 💋 🖄 💷 -										
TDR Projects     Example projects	Folder name: S	hort probes projects								
EEAD Projects	Description:		*							
			Ŧ							
		Apply								
	Project	Created	Modified							
	Shot probes	15/02/2010 13:21:07 TDR100 25/02/2010 10:42:23	28/06/2011 7:11:48 20/06/2011 2:11:40							

Fig. 3. TDR-Lab project Manager window

4 N				
■ TORIDO     ■ → TORIDO Sonda     ■ → TORIDO	Measure 07/03/2010 5     Anatynin Feeda, Diradov     Gid     Original searchers     Fand subordion     Veree      Second waveform     Case     Calibration	43;20 (316:, 0.37)		
~ 10/03/20 ~ 11/03/20				

**Fig. 4**. Project editor window and large and small scale TDR waveforms. Red line denote the first peak of the TDR waveform

# 3.2.- Equipment

Three different components have been defined (Fig. 2): (i) communications component that allows TDR-Lab to send commands and acquire waveforms from the cable tester; (ii) unified cable tester interface that makes possible the acquisition and analysis of the TDR waveforms to be independent of the type of TDR cable tester; and (iii) coaxial cable and TDR probes components that defines the properties of the coaxial cables (propagation velocity, impedance and length) and the probe characteristics. Self-calibration methods for coaxial cables and TDR probes have been included in this component.

### 3.3.- TDR waveform acquisition

Three different forms of TDR waveform acquisition are available: (i) manual or automatically acquisition of the current TDR waveform just recorded by the TDR cable tester; (ii) opening previously saved TDR waveforms which are displayed in the third of the Project Manager windows (Fig. 4); and (iii) importing TDR waveforms from an external text file. Two differently scaled TDR waveforms can be simultaneously acquired. The first one, which is defined on a large scale and allows estimating the soil water content, and a small scale waveform used to estimate the bulk electrical conductivity from long-time TDR signal (Fig. 4).

Analysis of TDR waveform for soil properties measurements can be performed on current TDR waveforms, on TDR waveforms previously saved in the central database or on imported data. Four different methods of waveform analysis for water content estimations are included: three graphical methods (manual, tangent, derivative) and a numerical inverse analysis of the TDR waveform for three-wire probes immersed in homogeneous media. The soil bulk electrical conductivity can also be estimated by either a graphical or a numerical procedure. While the manual, tangent or derivative methods can be used either on recently recorded or stored waveforms, the numerical method, which is only available in the complete TDR-Lab version, should be used on previously saved TDR signals. An option for automating the analysis of a collection of saved TDR traces has been included in the program.

3.3.1.- Estimations of volumetric water content and bulk electrical conductivity

#### Graphical methods

Estimations of water content using the graphical TDR waveform analysis (manual, derivative or tangent procedure) are based on

$$\mathcal{E}_a = \left(\frac{ct_L}{2L}\right)^2 \tag{1}$$

where  $\varepsilon_a$  is the soil bulk dielectric constant of the embedded material, *c* is the velocity of light (3 x 10<sup>8</sup> m s<sup>-1</sup>) and  $t_L$  (s) is the travel time for the pulse to traverse the length *L* (m) of the TDR guide. The value  $t_L$  is the distance between bump created by the impedance mismatch between cable and TDR probe head (first peak) (Fig. 4) and the time when the trace arrives at the end of the TDR probe (second reflection point or ending point). The relationship between  $\varepsilon_a$  and  $\theta$  is commonly calculated with a polynomial empirical relationship (Topp and Ferré, 2002).

The bulk electrical conductivity ( $\sigma_a$ ) estimated with the long-time analysis of the TDR waveform is calculated according to Giese and Tiemann (1975) (Fig. 4):

$$\sigma_{a} = \frac{K_{p}}{Z_{r}} \left( \frac{1 - \rho_{\infty,\text{Scale}}}{1 + \rho_{\infty,\text{Scale}}} \right)$$
(2)

where  $Z_r$  is the output impedance of the TDR cable tester (50  $\Omega$ ),  $K_p$  (m<sup>-1</sup>) is the probe-geometry-dependent cell constant value, and  $\rho_{\infty \ Scale}$  is the scaled steady-state reflection coefficient for ideal condition calculated according to Lin et al. (2008)

$$\rho_{x,Scale} = 2 \frac{(\rho_{air} - \rho_{SC})(\rho - \rho_{air})}{(1 + \rho_{SC})(\rho - \rho_{air}) + (\rho_{air} - \rho_{SC})(1 + \rho_{air})} + 1$$
(3)

where  $\rho$ ,  $\rho_{air}$  and  $\rho_{SC}$  are the long-time reflection coefficient measured in the studied medium, in air and in a short-circuited probe, respectively (Fig. 6).

#### Numerical TDR waveform analysis

The soil  $\theta$  and  $\sigma_a$  are numerically estimated by an inverse analysis of the TDR waveform (Heimovaara et al. 2004). The transmission line used in the model is driven by a step source voltage  $V_s(t)$  of height  $V_{s0}$  with a source impedance  $R_s$  (usually 50  $\Omega$ ) and ends in an open termination with  $Z_L = \infty$ . The cable and probe are modelled as lossy transmission lines in the frequency domain. Fourier analysis is used (Heimovaara et al., 2004; Huebner and Kupfer, 2007) with direct and inverse FFT algorithms for switching from the time to frequency domain and vice-versa. The frequency domain transfer function of the soil-probe-cable set is that of a voltage divider constituted by  $R_s$  (nominally 50  $\Omega$ ) and the frequency-dependent input impedance of the cable-probesoil set  $(Z_i)$ . The transmission lines are characterized with four parameters (Ramo et al., 1984): capacitance C (F m<sup>-</sup> <sup>1</sup>), inductance L (H m<sup>-1</sup>) conductance G (S m<sup>-1</sup>) and resistance R ( $\Omega$ m<sup>-1</sup>). The  $\varepsilon_c$  is estimated by computing the frequency-dependent permittivity of pure water  $\varepsilon_w(\omega)$  at a given temperature (currently 25°C) (Meissner and Wentz, 2004). For a given  $\theta$  we obtain  $\varepsilon_a(\theta)$  with a polynomial (Topp- and Ferré, 2002) formula (Eq. 2) and finally

$$\varepsilon_{c} = \varepsilon_{a0} + \frac{\varepsilon_{a} - \varepsilon_{a0}}{\varepsilon_{a1} - \varepsilon_{a0}} (\varepsilon_{w} - \varepsilon_{a0})$$
(4)

where  $\varepsilon_{a0} = \varepsilon_a(\theta = 0)$  and  $\varepsilon_{a1} = \varepsilon_a(\theta = 1)$ . The estimation of the soil parameters ( $\theta$  and  $\sigma_a$ ) is achieved by the golden-section search technique (Kiefer, 1953), after minimizing the root mean square (RMSE) from a comparison of the measured and modeled TDR waveforms. This procedure requires a previous calibration process to determine the effective length ( $l_{eff}$ ) of the TDR probe and the initial time ( $t_0$ ) at which the electromagnetic pulse enters the TDR probe.

#### 3.3.2.- Water level estimations with TDR

Using a vertical coated TDR probe of length L immersed in a water column, the water level (L-x) can be calculated according to (Moret et al., 2004)

$$x = L \frac{\sqrt{\varepsilon_{TDR}} - \sqrt{\varepsilon_w}}{\sqrt{\varepsilon_{air}} - \sqrt{\varepsilon_w}}$$
(5)

where x is the probe length above water level,  $\varepsilon_{TDR}$  is the apparent dielectric constant measured by the TDR cable tester, and  $\varepsilon_{air}$  and  $\varepsilon_w$  are the relative dielectric constants of air and water previously measured with the same probe, respectively. To compute water level measurements, values of  $\varepsilon_{air}$  and  $\varepsilon_w$  and L should be previously introduced in the TDR-Lab application.

3.3.3.- Soil matric potential and soil solution electrical conductivity estimation

The soil matric potential  $(\psi)$  or the soil solution electrical conductivity can be estimated from the  $\sigma_a$  and  $\theta$ values measured with a ceramic-TDR sensor. This consists on a set of commercially available porous ceramics plates arranged along the axis of a TDR probe (Or and Wraith, 1999). For matric potential estimation a  $\theta \cdot \psi$  relationship for each sensor should be previously established (Or and Wraith, 1999). In the case of the TDR-Lab 2.0, a simple Van Genutchten (1980) water retention function relating  $\theta$  and  $\psi$  is so far available,

$$\theta = \left[ \left( \theta_{sat} - \theta_r \right) \left[ \frac{1}{1 + \left( \alpha \psi \right)^n} \right]^m \right] + \theta_r$$
(6)

where *n* is the pore-size distribution parameter, m = 1-(1/n),  $\alpha$  [kPa] is the scale factor, and  $\theta_{sat}$  and  $\theta_r$  are the saturated and residual volumetric water contents of the ceramic plates, respectively. These parameters should be obtained from previous calibration experiments and introduced in the TDR-Lab.

The soil solution electrical conductivity corrected at 25 °C ( $\sigma_{w/25}$ ) is estimated according to (Moret-Fernández et al. 2012)

$$\sigma_{w/25} = \sigma_w f \tag{7}$$

where f is an empirical factor expressed as (US Salinity Laboratory Staff, 1954)

$$f = 1 - 0.20346(T) + 0.03822(T^2) - 0.00555(T^3)$$
(8)

and  $T = (T_{C} - 25)/10$ .  $\sigma_{w}$  is the measured soil solution electrical conductivity expressed as

$$\sigma_{w} = \frac{\sigma_{a}}{\theta_{sat}^{r} \left(\frac{\theta}{\theta_{sat}}\right)^{\beta}} - \sigma_{a-s}$$
<sup>(9)</sup>

where  $\sigma_{a-s}$  is the bulk electrical conductivity of the solid phase of the dry ceramic plates;  $\beta$  is a factor depending on the ceramic plate water transmission porosity and  $\tau$  is a transmission coefficient of the saturated ceramic plate (Mualem and Friedman, 1991). The  $\sigma_a$  and  $\theta$  are estimated by TDR and the  $\sigma_{a-s}$  (negligible),  $\theta_{sat}$ ,  $\beta$  and  $\tau$  values, which are obtained from previous calibration experiments, must be introduced in the TDR-Lab..

#### 3.4.- Data access

Within the complete version of the TDR-Lab 2.0, all data are saved in a centralized data base. This includes project information, TDR devices, TDR settings, the repository of cables and probes, saved waveforms and analysis results. The results obtained from the TDR waveform analysis are organized in the Analysis Results Manager window (Fig. 5).

Selec	t Measure		Analysis Date	Analysis Type		Theta %	Epsilon	Sigma S/m	Time	Step	RL
	25/02/2010 13:16:06	•	11/01/2011 11:15:52	Numerical	•	24.22	137.0	0.0781	40.4297	21	0.0241
	26/02/2010 10:49:35	-	11/01/2011 11:15:58	Numerical	-	15.11	137.0	0.0781	40.4297	21	0.0184
10	26/02/2010 12:40:57		11/01/2011 11:16:04	Numerical	•	94.07	137.0	0.0992	40.4297	21	0.0280
	01/03/2010 8:45:06	-	11/01/2011 11:16:09	Numerical	•	0.78	137.0	0.0781	40.4297	21	0.022
	01/03/2010 9:17:49	-	11/01/2011 11:16:17	Numerical	٠	41.41	137.0	2.1943	40.4297	21	0.013
	02/03/2010 8:37:31		11/01/2011 11:16:20	Numerical		36.43	137.0	1.8947	40.4297	6	0.016
1	03/03/2010 8:49:26		11/01/2011 11:16:26	Numerical	Ŧ	20.81	137.0	0.4270	40.4297	21	0.014
	04/03/2010 9:44:57		11/01/2011 11:16:32	Numerical	٠	13.67	137.0	0.0781	40.4297	21	0.028
	04/03/2010 9:44:57	-	11/01/2011 11:33:28	Numerical		12.50	137.0	0.3100	40.4297	- 4	0.017
	04/03/2010 9:44:57		11/01/2011 11:38:38	Tangents	•	-4.87	0.1467	0.3161			
	08/03/2010 9:13:45		11/01/2011 11:16:35	Numerical		0.39	137.0	0.0781	40.4297	21	0.138
-	08/03/2010 10:15:01	-	11/01/2011 11:18:44	Numerical	-	39.22	137.0	2.2248	40.4297	21	0.012
E	09/03/2010 8:45:01	-	11/01/2011 11:18:53	Numerical	•	18.24	137.0	0.5931	40.4297	21	0.012
	10/03/2010 8:44:13	-	11/01/2011 11:19:00	Numerical	-	13.55	137.0	0.3993	40.4297	21	0.013
	12/03/2010 9:06:24	-	11/01/2011 11:19:02	Numerical	•	0.39	137.0	0.0781	40.4297	21	0.131
-		-		la	-	0.00			10 1003		

Fig. 5. Results manager window

These data include the following items: the date and time of the TDR waveform analysis and storage, type of TDR waveform analysis, the values of the volumetric water content, dielectric permeability, bulk electrical conductivity and details of the numerical analysis (time-analysis), number of iterations and fitting value. Selected data from the centralized data base can be exported to a *.csv* format file that contains the following information: the name of the TDR probe, settings of the TDR waveforms, pairs of points of travel time and reflection coefficients for the different TDR waveforms, the results and method used to calculate the water content, dielectric constant and bulk electrical conductivity, if estimated.

### 4.- Conclusions

This paper presents a new version of the software TDR-Lab, which being compatible with three different TDR cable testers, allows soil water content and bulk electrical conductivity to be estimated using different methods of analysis of the TDR waveforms (the manual, derivative, tangent and numerical methods). The software also allows estimations of water level, matric potential or soil solution electrical conductivity when specific probes are used. Two different versions for laboratory (TDR-Lab) and field (TDR-Lab Lite) measurements have been developed. TDR-Lab Lite includes a reduced set of features and was designed to run on low-end ultraportable devices. In conclusion, this new version results, compared to previously available TDR software, a significant advance for TDR waveform management and analysis. The TDR-Lab software is free and can be downloaded, after a requested registration, from http://digital.csic.es/handle/10261/9238.

*Acknowledgements*. This research was supported by the Ministerio de Educación y Ciencia of Spain (grant AGL2010-22050-C03-02) and DGA- Obra social La Caixa (Grants: 2012/ GA LC 074). The authors are grateful to M.V. López, A. Bielsa, J. Salvador and R. Gracia for their technical help in several aspects of this study.

### 5.- Bibliografía

- Evett, S. R., 2000. The TACQ computer program for automatic time domain reflectometry measurements: Waveform interpretation methods. *Transactions ASAE*. 43, 1947-1956.
- Giese, K., and R. Tiemann., 1975. Determination of the complex permittivity from thin-sample time domain reflectometry: improved analysis of the step waveform. *Adv. Mol. Relax. Proc.* 7, 45-49.
- Greco, R., Feb. 2006. Soil water content inverse profiling from single TDR waveforms. J. Hydrol. 317, 325-339.
- Heimovaara, T.J., J.A. Huisman, J.A. Vrugt, and W. Bouten, 2004, Obtaining the spatial distribution of water content along a TDR probe using the scem-ua bayesian inverse modeling scheme. *Vadose Zone J. 3*, 1128-1145.
- Herkelrath, W.N., S.P. Hamburg, and F. Murphy, 1991. Automatic, realtime monitoring of soil moisture in a remote field area with time domain reflectometry. *Water Resour. Res.* 27, 857-864.
- Huebner, C., and K. Kupfer, 2007. Modelling of electromagnetic wave propagation along transmission lines in inhomogeneous media. *Measurement Sci. Technol.* 18, 1147-1154.
- Kiefer, J., 1953. Sequential minimax search for a maximum. Proc. Amer. Math. Soc. 4, 502-506.
- Lin, C.P., C.C. Chung, J.A. Huisman, and S.H. Tang, 2008. Clarification and calibration of reflection coefficient for electrical conductivity measurement by time domain reflectometry. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 72, 1033-1040.
- Meissner, T., and F.J. Wentz, 2004. The complex dielectric constant of pure and sea water from microwave satellite observations. Geoscie. Remote Sensing, *IEEE Transactions* 42, 1836-1849.
- Moret, D., M.V. López, and J.L Arrúe, 2004. TDR application for automated water level measurement from mariotte reservoirs in tension disc infiltrometers. J. Hydrol. 297, 229 -235.
- Moret-Fernández, D., J. Vicente, F. Lera, B. Latorre, M.V. López, N. Blanco, C. González-Cebollada, J.L. Arrúe, R. Gracia, M.J. Salvador, and A. Bielsa, A., 2010. TDR-Lab Version 1.0 Users Guide http://digital.csic.es/handle/10261/35790.
- Moret-Fernández, D., J. Vicente, R. Aragüés, C. Peña, and M.V. López, 2012. A new TDR probe for measurements of soil solution electrical conductivity. J. Hydrol. 448–449, 73–79.
- Mualem, Y., and S.P. Friedman. 1991. Theoretical prediction of electrical conductivity in saturated and unsaturated soil. *Water Resou. Res.* 27, 2771-2777.
- Or, D., and J.M. Wraith, 1999. A new soil metric potential sensor based on time domain reflectometry. *Water Resour. Res.* 35, 3399-3407.

- Ramo, S., J. Whinnery, and T. Van Duzer, 1984. Fields and waves in communication electronics. John Wiley and Sons, New York.
- Topp, G.C., and T.P.A. Ferre, 2002. Water content, In, Methods of Soil Analysis. Part 4, Ed. J.H. Dane and G.C. Topp, SSSA Book Series No. 5. Soil Science Society of America, Madison WI.
- US Salinity Laboratory Staff. 1954. Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. USDA Handbook 60, U.S. Government Printing Office, Washington, D. C.
- van Genuchten, M.T., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic properties of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 892-898.

# LEVANTAMENTO EXPEDITO E USO E OCUPAÇÃO DO SOLO POR MEIO DE IMAGENS ORBITAIS

G.M. Siqueira, J.M. Bezerra

Departamento de Tecnologia Rural, UFRPE – Universidade Federal Rural de Pernambuco. Rua Dom Manoel de Medeiros, s/n, Dois Irmãos - CEP: 52171-900 – Recife (PE, Brasil). e-mail: <u>gleciosiqueira@hotmail.com</u>, web: http://www.ufrpe.br

**RESUMO**. Este trabalho teve como objetivo avaliar o uso de ferramentas de GIS para melhoria do levantamento expedito e do mapa de uso e ocupação do solo no Município de Campo do Meio (Minas Gerais, Brasil), localizado entre 21° 00' a 21° 20' de latitude sul e 44° 40' a 45° 55' de longitude oeste. As unidades de solos ocorrentes na região são: os Neossolos Flúvicos, Gleissolos Háplicos; Argissolo Vermelho Amarelo e Latossolo Vermelho. O levantamento expedito do solo foi realizado considerando as principais formas do relevo e vegetação natural ocorrentes na região. O mapa de uso de solo foi confeccionado por meio de imagens de satélite (CBERS) e excursões "*in loco*". O uso de ferramentas e técnicas SIG, complementado por levantamento de campo proporcionou a geração de informações que subsidiam o planejamento sustentável dos recursos naturais, minimizando os impactos ambientais negativos e otimizando o uso e manejo do solo.

**ABSTRACT.** This study aimed to evaluate the use of GIS tools for improving the quick survey and to map use and occupation of land in the municipality of Campo do Meio (Minas Gerais, Brazil), located between  $21^{\circ}$  00' to  $21^{\circ}$  20' South latitude and  $44^{\circ}$  40' to  $45^{\circ}$  55' West longitude. The soil units occurring in the area are: Fluvisols, Gleysols; Acrisols and Ferralsols. The soil survey was carried out expeditiously considering the main relief forms and natural vegetation occurring in the region. The land use map was made using satellite images (CBERS) and excursions *"in situ"*. The use of GIS tools and techniques, complemented by field survey provided the generation of information that support the planning of natural resources, minimizing the negative environmental impacts and optimize the use and soil management.

### 1.- Introdução

O levantamento clássico de classificação e de reconhecimento do solo tem como objetivo a estimativa de natureza qualitativa e semiquantitativa do recurso solo (IBGE, 2007). Assim, não considera as variações de relevo e paisagem que podem influenciar sobre a manifestação das manchas de solos. Por outra parte, neste tipo de levantamento são realizados um grande número de análises laboratoriais que permite o levantamento das classes de solo com precisão, segundo a classificação do solo de interesse.

No levantamento expedito do solo, a verificação "in

*loco*" permite que seja amostrada uma a maior quantidade de pontos de informação, para se determinar com maior confiabilidade a distribuição e ocorrência das classes de solos. As informações obtidas com o levantamento expedito dos solos também podem ser extrapoladas para diferentes finalidades conforme o uso pretendido. Desta maneira o levantamento expedito de solos tem como características principais:

- o planejamento racional de uso do solo que envolva atividades agrosilvipastoris;

- suporte para cadastro rural;

- avaliação de terras (ex. aquisição de terras, indenização de áreas inundadas por represas, hidrelétricas, desapropriações para fins de reforma agrária);

- escolha de áreas para projetos de colonização ou loteamentos rurais e urbanos;

- escolha de áreas apropriadas para descarte de resíduos (aterros e lixões);

- estudo de obras de engenharia (construção de estradas, aeroportos, fábricas).

Diante da série de informações fornecidas pelo mapeamento expedito de solo, é preciso ter em mente que este tipo de levantamento é exploratório, e que dependendo da precisão necessária mais estudos devem ser realizados para se determinar atributos físicos e químicos do solo que não podem ser levantados em campo e que requerem análise em laboratório para a sua determinação. Por outra parte, este tipo de levantamento é mais demorado e os custos operacionais são elevados inviabilizando o mapeamento de solos, principalmente no caso da aquisição de terras para uso agrícola.

Como o levantamento expedito do solo requer a verificação "in loco", pode-se otimizar o tempo e recursos realizando o levantamento de uso e ocupação do solo de uma determinada região. De acordo com Schlindwein et al. (2007), o conhecimento do uso e cobertura do solo favorece para que medidas que garantam a preservação e manutenção do meio ambiente e a gestão do espaço seja adequada à realidade. O mapeamento do uso e cobertura do solo é de grande importância, visto que o uso de forma não planejada degrada o meio ambiente. Com este mapeamento facilita-se a detecção de áreas exploradas de forma inadequada e, com sua localização precisa, promove-se a tomada de decisões pelos órgãos competentes encarregados da fiscalização.

Devido a grande gama de informações que tais levantamentos oferecem, se faz necessário o uso de ferramentas especificas, que permitam o refinamento das informações coletadas em campo. Segundo Silva e Vieira (2007), a utilização de técnicas de sensoriamento remoto para análise do uso e cobertura do solo permite o planejamento e administração de ocupação de forma ordenada e racional, monitorar e avaliar áreas de vegetação natural. Stern et al (2005) afirmam que a cartografia digital e os Sistemas de Informações Geográficas introduziram um avanço tecnológico na coleção e armazenamento de dados para inventários, monitoramento, análise e simulação ambientais. Com isso, a rápida modificação do meio físico decorrente da intensificação e da modernização da agricultura, particularmente, em áreas de expansão de fronteira agrícola, impõe a adoção de técnicas e de diagnóstico que acompanhem a dinâmica espaço-temporal do uso da terra (Luis et al., 2007).

Desta maneira, este trabalho teve como objetivo avaliar o uso de ferramentas de GIS para melhoria do levantamento expedito e do mapa de uso e ocupação do solo no Município de Campo do Meio (Minas Gerais, Brasil).

### 2.- Material e métodos

O presente trabalho foi desenvolvido no Município de Campo do Meio (Minas Gerais, Brasil), localizado na região Sul do Estado de Minas Gerais. Segundo censo 2010 do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), Campo do Meio é um município com 275 km<sup>2</sup> de extensão territorial, com predominância de topografia plana e suave ondulada e altitude média de 840 m, cortada por redes drenagem que deságuam na Represa de Furnas (Fig. 1).



Fig. 1. Mapa de localização do Município de Campo do Meio, Estado de Minas Gerais, Brasil

O clima da região é classificado como clima tropical moderado úmido (Cwb), segundo classificação de Köppen, com temperatura anual em torno de 23 °C e inverno de dois a quatro meses seco e déficit hídrico pequeno, entre 10 mm e 30 mm, sendo seu regime de captações médias 1400 a 1700 mm (Costa 1998).

As principais classes de solos presentes na região de acordo com Brasil (1962) e Bertoldo et al. (2005) são: Neossolos Flúvicos (RU), derivados de sedimentos aluviais; Gleissolos Háplicos (GX); Argissolo Vermelho Amarelo (PVA), com horizonte B textural e atividade baixa de argila; e Latossolo Vermelho, com vegetação de cerrado (LVc) e com vegetação de floresta tropical sempre verde (LVsv). O material de origem predominante esta composto por rochas

alóctones, com adição de materiais detríticos (cascalho e areias). Nas partes mais elevadas são encontrados metaquartzitos com predominância de dolomita e calcita.

A vegetação da região encontra-se dentro do domínio da Mata Atlântica, na Floresta Estacional Semidecidual. Verifica-se também na região uma diferenciação da vegetação natural com transições entre a Floresta Estacional Semidecidual e Cerrado, sendo que a vegetação de cerrado ocorre principalmente na porção norte do município.

De acordo com IBGE (2013) a população do município é 11.476 habitantes. A economia do município é fundamentada na atividade agropecuária e no setor de serviços. A pecuária no município fundamenta-se na produção de gado de corte e gado de leite. A produção agrícola do município esta concentrada nas lavouras de café e milho com maior expressão sobre o PIB do município, havendo ainda plantações de arroz (sequeiro e várzea), feijão, alho, tomate e cana-de-açúcar.

O mapa de solos do município foi realizado em 1962 (Brasil) em escala 1:250.000, posteriormente adaptado a nova nomenclatura do SBCS – Sistema Brasileiro de Classificação do Solo por Bertoldo et al. (2005). O levantamento expedito do solo foi realizado com o objetivo de melhorar o mapa de solos original, por meio de ferramentas simplificadas de trabalho em campo, em 40 pontos conforme Fig. 2.



Fig. 2. Localização dos pontos onde foram executados os trabalhos do levantamento expedito do solo e uso e ocupação

As tradagens nos 40 pontos de amostragem foram realizadas até aproximadamente 1,5 m de profundidade, sendo o material recolhido avaliado a cada 0,2 m de profundidade com relação às seguintes características: cor, textura, consistência e plasticidade, determinados em campo seguindo os procedimentos descritos IBGE (2007). Durante as excursões de campo eram avaliados também a presença de afloramento rochoso ao longo da paisagem, e nos caminhos e estradas rurais com presença de barranco a estrutura do solo também era avaliada, conforme IBGE (2007). Tais parâmetros foram avaliados para se determinar a profundidade do solo, mudanças texturais no perfil do solo e presença de lençol freático próximo à superfície, fatores predominantes para a separação das

principais classes de solos identificadas pelo levantamento inicial de 1962.

O mapa de uso e ocupação foi realizado considerando a presença de vegetação natural original (mata e cerrado), que na maioria das vezes encontrava-se em elevado estado de degradação. Com relação aos usos comerciais a ocupação foi classificada em pastagens, café e milho. Neste processo, foi considerado o mapa de uso e ocupação apresentado por Bertoldo et al. (2005).

O mapa de relevo do município foi obtido a partir da carta topográfica do projeto SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), escala de 1:50.000, com pixel com resolução espacial de 90 m x 90 m, sendo fragmentados para 25 x 25m, com auxilio de imagem ASTER GDEM. Sendo o relevo classificado como: relevo plano: 0 a 3% de declividade; relevo suave ondulado: 3 a 12%; relevo ondulado: 12 a 24%; relevo forte ondulado: 24 a 45%; e relevo montanhoso: acima de 45% de declividade.

A base completa dos dados referentes à superfície terrestre foi determinada em dois momentos em 2004 e 2012, para se determinar as mudanças de uso e ocupação do solo. Sendo inicialmente a carta temática de uso do solo de 2004 gerada a partir da imagem orbital CBERS, órbita ponto 154/124, data de 27/07/2004, bandas 2B, 3G, 4R, CCD com resolução espacial de 20 metros no terreno, que foi tratada por meio do software SPRING 4.0. Para a confecção dos mapas de uso e ocupação, criou-se um modelo temático para o PI específico Uso da Terra com as classes: Café (lavouras de café em produção), Mata, Cerrado, Milho, Pastagens, Represas, Áreas Urbanas e Outros usos (englobando as áreas de culturas anuais e semi-perenes e solo exposto).

Os mapas temáticos de uso e ocupação das terras de 2012, solos e o mapa de declividade oriundos deste trabalho foram cruzados por meio de ferramentas de GIS. O cruzamento de dados espaciais constitui tarefa que tem sua complexidade ampliada na medida em que se aumenta o tamanho da base de dados, sendo utilizada a ferramenta de álgebra de mapas, definindo os passos das operações de cruzamento dos diferentes polígonos envolvidos.

Uma vez estabelecidos os diferentes mapas temáticos, a determinação da extensão das áreas das diferentes classes mapeadas obtidas constitui tarefa bastante simples, bastando acionar a função denominada Cálculo de Área. Este cálculo é feito a partir do tamanho do pixel definido quando da conversão dos mapas para a forma rasterizada, que no caso será de 20 x 20 m (resolução espacial da imagem CBERS). Sendo que a operação de cálculo de área é bastante rápida e de grande importância para fins de planejamento. Por fim realizou-se a avaliação das mudanças de uso do solo, a partir do percentual de ocupação de área, tal como a variação das manchas dos levantamentos de solo expedito e original.

#### 3.- Resultados e discussão

A Fig. 3 e a Tabela 1 apresentam os dados referentes ao relevo do município de Campo do Meio. O mapa de

relevo (Fig. 3) demonstra que na porção sul do município ocorr as maiores diferenças de relevo com cotas superiores a 20 % de declividade. De acordo com o Código Florestal Brasileiro - Lei Nº 4.771, de 15 de Setembro de 1965 (Brasil, 1965), as áreas com declividade superior a 45° de inclinação são consideras áreas de preservação permanente. Nesse sentido, verifica-se por meio da Tabela 1 que 1,64 % do território do município apresenta-se com declividade superior a 45° de inclinação. Por outra parte, vale ressaltar que a classe de relevo 20 - 45 % de inclinação ocupa 16,48 % das terras do município, indicando que zonas de manejo diferenciado quanto ao manejo do solo. De acordo com o Sistema de Capacidade de Uso do Solo (FAO, 1994) tais terras são classificadas como sendo de Classe VI, com impróprias para o cultivo, devido à declividade excessiva. Podem ser cultivadas para certos cultivos permanentes protetoras do solo. O Código Florestal Brasileiro (Brasil, 1965), considera tais áreas como sendo áreas de preservação permanente e de conservação da natureza.



Fig. 3. Mapa de relevo para o município de Campo do Meio (MG, Brasil)

**Tabela 1.** Classes de relevo para o município de Campo do Meio (MG, Brasil).

Classe de relevo	Área (%)
0 - 3%	20,09
3 - 8%	21,65
8 - 13%	21,08
13 - 20%	18,86
20 - 45%	16,68
>45%	1,64

Segundo o Sistema Brasileiro de Classificação do Solo (Embrapa, 2006) a classe de solo de maior ocorrência no município são os Latossolos Vermelhos, com distribuição localizada na porção norte do terreno (Fig. 4), ocupando 42,97 % (LVc + LVsv) das terras do município (Tabela 2). Pode-se verificar que os Latossolos Vermelhos ocorrem principalmente nas áreas com menor declividade (Fig. 3), sendo terras aptas aos cultivos, sendo terras de Classe I (FAO, 1994) sem maiores problemas de conservação e agricultáveis.



**Fig. 4.** Mapa de solos para o município de Campo do Meio (MG, Brasil), realizado conforme Brasil (1962) e Bertoldo et al. (2005)

Os Argissolos Vermelhos amarelo ocupam 23,05 % (Tabela 2) do território e encontram-se localizados na porção sul (Fig. 4), e estão associados as áreas com maior decliviadade (Fig. 2).

Os Neossolos Litólicos (RL, Fig. 4) ocupam cerca de 11,45 % da área e estão associados aos topos de morros (Fig. 3). São solos jovens poucos profundos e inaptos aos cultivos devido aos sérios problemas de conservação, sendo classificados como Classe VI (FAO, 1994).

A associação entre Neossolos Flúvicos e os Gleissolos Háplicos (RU+GX, Fig. 4) representam cerca de 2,64 % da área estão associados a problemas de drenagem e capacidade de aeração, podendo ser drenados e utilizados como pastagens no período seco do ano, e classificados como Classe V (FAO, 1994). No entanto, são consideradas áreas de preservação permanente (Brasil, 1965).

 Tabela 2. Classes de solos para o município de Campo do Meio (MG, Brasil)

Área (%)
0,51
37,83
5,14
23,05
19,35
11,45
2,64

As Fig. 5 e 6 apresentam o mapa de uso e ocupação para os anos de 2004 e 2012, respectivamente.



**Fig. 5.** Mapa de uso e ocupação do solo para o município de Campo do Meio (MG, Brasil) no ano de 2004 (adaptado de Bertoldo et al., 2005)



**Fig. 6.** Mapa de uso e ocupação do solo para o município de Campo do Meio (MG, Brasil) no ano de 2004

A comparação entre os mapas de uso e ocupação do solo para os anos de 2004 e 2012 demonstra uma expansão da área urbana do município da ordem de 0,08 % (Tabela 3 e Tabela 4). Verificamos uma expansão das áreas produtoras de café, sendo verificado inicialmente 15,18 % em 2004 (Tabela 3) e 28,78 % em 2012 (Tabela 4). A partir de 2004, áreas tidas como outros usos localizadas principalmente na parte central do município (Fig. 5 e Fig. 6) passaram a ser cultivadas com milho, sendo este o cultivo de maior expansão no município para o período.

Historicamente a economia do município de Campo do Meio embasava-se na agroindústria de álcool e açúcar que entrou em declínio na década de 90. A antiga Usina Ariadinópolis detentora da maior parte das terras com produção de cana-de-açúcar, teve suas propriedades embargadas devido a uma série de questões judiciais, o que fez com que tais terras fossem abandonadas, tornando-se improdutivas. A partir do ano de 2000 as terras da usina vem sendo pouco a pouco desapropriadas ou arrendadas, o que vem favorecendo a expansão da cultura do milho no município. As áreas de mata não sofreram grandes mudanças no período compreendido neste estudo (2004-2012)

**Tabela 3.** Uso e ocupação do solo (área, %) no ano de 2004(adaptado de Bertoldo et al., 2005)

Uso e Ocupação	Área (%)
Área urbana	0,51
Café	15,18
Mata	11,89
Represa	19,36
Outros usos	53,07

Tabela 4. Uso e ocupação do solo (área, %) no ano de 2012

Uso e Ocupação	Área (%)
Área urbana	0,59
Café	28,78
Cerrado	3,73
Mata	9,58
Milho	5,54
Pastagem	4,36
Represa	19,36
Outros usos	28,06

O levantamento expedito do solo possibilitou a ampliação das áreas de ocorrência dos Neossolos Litólicos, havendo um aumento de 5,04 % (Fig. 7 e Tabela 5), quando comparado ao levantamento inicial do solo realizado em escala de 1: 250.000 (Fig. 4 e Tabela 2). O levantamento de solos inicial não foi capaz de construir um mapa que considerasse as mudanças na forma do relevo (Fig. 3), como é o caso do levantamento expedito de solos que permite relacionar a classe de solo e sua relação com a paisagem. O Argissolo Vermelho amarelo (PVA) por sua vez, teve uma diminuição da sua área de ocorrência de 11,74 %, isso se deve pelo aumento das áreas com os Neossolos Litólicos e os Latossolo Vermelho com vegetação de floresta tropical sempre verde (LVsv).

Os Neossolo Flúviccos e os Gleissolos Háplicos também tiveram um aumento na sua área de ocorrência de 1,95 % da área do município (Fig. 7 e Tabela 5). O Latossolo Vermelho com vegetação de floresta tropical sempre verde (LVsv), teve um aumento na sua área de ocorrência de 6,71 % (Fig. 7 e Tabela 5).

As mudanças no mapa de solo realizadas pelo levantamento expedito, favorecem o desenvolvimento rural do município de maneira integrada pois classifica os solos de maneira integrada com a paisagem, uma vez que a delimitação das classes de solo é realizada considerando o relevo.



**Fig. 7.** Mapa expedito de solos para o município de Campo do Meio (MG, Brasil) no ano de 2004

Tabela 4. Uso e ocupação do solo (área, %) no ano de 201
--

Classe de solo	Área (%)
Área urbana	0,59
LVc	35,81
LVsv	11,85
PVA	11,31
Represa	19,36
RL	16,49
RV+GX	4,59

### 4.- Conclusões

As mudanças no mapa de solo realizadas pelo levantamento expedito favorecem o desenvolvimento rural do município de maneira integrada, pois classifica os solos de maneira conjunta com a paisagem, uma vez que a delimitação das classes de solo é realizada considerando o relevo. O uso de ferramentas e técnicas SIG, complementado por levantamento de campo proporcionou a geração de informações concisas no âmbito do levantamento expedito do solo e confecção do mapa de uso e ocupação do solo..

*Agradecimentos.* Os autores agradecem ao CNPq - Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (Brasil) e a FACEPE – Fundação de Amparo à Ciência e Tecnologia do Estado de Pernambuco (Brasil) pelo apoio financeiro por meio de bolsa DCR – Desenvolvimento Científico Regional.

#### 5.- Bibliografía

- Costa, C.M.R., 1998. Biodiversidade em Minas Gerais: um atlas para a sua conservação. Fundação Biodiversitas, Belo Horizonte.
- Bertoldo, M.A., T.G.C. Vieira, H.M.R. Alves, V.C.L. Souza e N.B. Santos, 2005. Uso de imagens CBERS para avaliação de áreas cafeeiras no municipio de Campo do Meio, Minas Gerais. Anais XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Goiânia, Brasil, INPE, 835-841.
- Brasil. Ministério da Agricultura, 1962. Centro Nacional de Ensino e Pesquisas Agronômicas. Levantamento de Reconhecimento dos Solos da Região sob Influência do Reservatório de Furnas. Boletim do Serviço Nacional de Pesquisas Agronômicas. Contribuição à carta de solos. Rio de Janeiro. 462.
- Embrapa. Centro Nacional de Pesquisa de Solos, 2006. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. 2 ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos
- FAO, 1994. Soil Map of the World. Revised Legend. Rome: FAO.
- IBGE Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2007. Manual Técnico de Pedologia. Rio de Janeiro, 316.
- IBGE Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2013. Dados Gerais Município de Campo do Meio. <u>http://www.ibge.gov.br/cidadesat/painel/painel.php?codmun=311130#</u> [consulta: 28 de março de 2013).
- Luis, C. R., T. R. Yoshio, e R.A.A. Justino, 2007. A importância de um sistema de informações geográficas no estudo de microbacias hidrográficas. *Revista Científica Eletrônica de Agronomia*. Ano VI, N 11, 2007.
- Silva, W. S., e V.C.B. Vieira, 2007. Evolução multi-temporal do uso e cobertura do solo no município de Uruçuí-PI, en II Congresso de Pesquisa e Inovação da Rede Norte Nordeste de Educação Tecnológica, João Pessoa. Congresso de Pesquisa e Inovação da Rede Norte Nordeste de Educação Tecnológica, 2. João Pessoa : CEFETPB, 2007.

http://www.redenet.edu.br/publicacoes/arquivos/20071221\_104627\_G EOM-010.pdf. [consulta: 2 de junho de 2008].

- Schlindwein, J.R., R.R. Durantil, G. Cemin, I. Falcade, e S. Ahlert, 2007. Mapeamento do uso e cobertura do solo do município de Caxias do Sul (RS) através de imagens do satélite CBERS. XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Florianópolis. XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 1103-1107.
- Stern, E., F.T. Zanelato, D.A. Verona, M.R.B. Uliana, S. Ono, M.T.L. Barros, e G.N Conrado, 2005. A Utilização de SIG no Planejamento e Gestão de Bacias Urbanas. EPUSP, Depto. de Eng. Hidráulica e Sanitária. São Paulo.

# CARACTERIZACIÓN DE LA ZONA NO SATURADA BAJO EL CAMPO DE GOLF DE BANDAMA (GRAN CANARIA) MEDIANTE TOMOGRAFÍA DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA

E. Estévez<sup>1</sup>, R. Lovera<sup>2</sup>, J.C. Tapias<sup>3</sup>, M.P. Palacios-Díaz<sup>4</sup>, M. Himi<sup>2</sup>, M.C. Cabrera<sup>1</sup> y A. Casas<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Física. Campus Universitario de Tafira. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 35017-Las Palmas de Gran Canaria. e-mail: <u>eestevez@proyinves.ulpgc.es</u>

<sup>2</sup> Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica. Facultad de Geología. Universidad de Barcelona. Martí i Franquès s/n, 08028-Barcelona. e-mail. <u>albert.casas@ub.edu</u>

<sup>3</sup> Departamento de Productos Naturales, Biología Vegetal y Edafología. Facultad de Farmacia. Universidad de Barcelona. Avda. Joan XXIII s/n, 08028-Barcelona. e-mail: jtapias@ub.edu

<sup>4</sup> Dpto. de Patología Animal, Producción animal y Ciencia y Tecnología de los Alimentos. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Las Palmas de Gran Canaria. <u>mpalacios@dpat.ulpgc.es</u>

RESUMEN. El conocimiento de la geometría y propiedades hidráulicas de la zona no saturada es fundamental para evaluar la dinámica del drenaje subsuperficial del agua que se infiltra desde la superficie del terreno, tanto si se trata de agua de lluvia como de excedentes de riego. Este interés aumenta cuando el riego se realiza con agua regenerada, como sucede en el campo de golf de Bandama que desde 1976 está siendo regado con agua regenerada de la estación depuradora de aguas residuales (EDAR) de la ciudad de Las Palmas de Gran Canaria. El campo de golf de Bandama está situado al borde de la caldera volcánica del mismo nombre y ocupa una extensión aproximada de 30 ha, de las cuales se riegan por aspersión unas 14.5 ha. En el presente trabajo se plantea determinar las características del subsuelo bajo el campo de golf mediante tomografía de resistividad eléctrica, con particular interés en tratar de delimitar las zonas de drenaje preferente que condicionan la vulnerabilidad a la contaminación de los acuíferos subyacentes.

ABSTRACT. Knowledge of geometry and hydraulic properties of the unsaturated zone is essential to assess the dynamics of the subsurface drainage of water that seeps from the ground surface, whether it is rain water as excess of irrigation. This interest increases when irrigation is conducted with reclaimed water, as it happens on the golf course of Bandama which since 1976 is being watered with reclaimed water from the wastewater treatment plant (WWTP) of the city of Las Palmas de Gran Canaria. The golf course of Bandama is located on the edge of the volcanic caldera of the same name and occupies an area approximately 30 hectares of which some 14.5 ha being irrigated by sprinkling. This work aims at determining subsoil characteristics of golf course using electrical resistivity tomography, with particular interest for delimiting areas of preferential drainage which affect vulnerability to contamination of the underlying aquifers.

### 1.- Introducción

El uso de aguas regeneradas para el riego es una práctica cada vez más utilizada y en Gran Canaria se ha llevado a cabo desde hace más de treinta años. Según el Consejo Insular de Aguas de Gran Canarias en la actualidad, supone más del 8% del total de recursos hídricos de la isla, con un destino casi exclusivo para riego. Sin embargo, se desconoce en gran medida los efectos que puede tener esta práctica en el medioambiente.

El proyecto TRAGUA del programa CONSOLIDER ha abordado el estudio de la utilización de aguas regeneradas desde varios puntos de vista. Dentro de este programa, en Gran Canaria se ha seleccionado el campo de golf de Bandama para llevar a cabo un estudio detallado conducente a evaluar la posible afección al acuífero como consecuencia de dicho riego, que se lleva a cabo desde 1976 con aguas regeneradas en la EDAR de Las Palmas de Gran Canaria. El estudio incluye el sistema completo suelozona no saturada-acuífero, por lo que ha sido necesaria una caracterización detallada de cada capa que debe atravesar el agua desde que se infiltra hasta que alcanza el acuífero.

Este trabajo presenta los resultados del estudio geofísico llevado a cabo en el Campo de Golf de Bandama para caracterizar la parte superficial de la zona no saturada con el objetivo de evaluar la dinámica del drenaje subsuperficial del agua que se infiltra desde la superficie del terreno, tanto si se trata de agua de lluvia como de excedentes de riego.

### 2.- Zona de estudio

El campo de golf está situado en la cuenca del barranco de Las Goteras, al NE de Gran Canaria (Figura 1). Los materiales que afloran en la zona son lavas y piroclastos basálticos con 2000 años de antigüedad muy poco alterados. Estos materiales fueron emitidos en las erupciones que dieron lugar al Pico y la Caldera de Bandama y cubrieron de cenizas más de 50 km<sup>2</sup> (Hansen y Moreno, 2008).



Fig. 1. Localización de la zona de estudio donde se indica la situación del campo de golf de Bandama y de los puntos de agua de la Red de Control; se muestra la geología superficial de la zona (modificada de Balcells et al., 1990)

Esta caldera de origen freatomagmático tiene 900 m de diámetro y 250 m de profundidad y el campo de golf se localiza en su sector occidental. Por tanto, la ladera este de la caldera, representa un corte natural que permite la observación directa de la zona no saturada, conformada por una capa superficial de piroclastos muy recientes que cubren lavas e ignimbritas basálticas Pliocenas (in situ y deslizados), que a su vez están situados sobre materiales fonolíticos miocenos, entre los que se intercalan conglomerados aluviales que afloran en el interior de la caldera.

El campo de golf de Bandama consta de 18 hoyos cuyas calles y greens ocupan una dimensión aproximada de 14.5 has regados por aspersión desde 1983. Las frecuencias de riego varían entre el invierno y el verano, cuando las dosis alcanzan máximos de 7 mm/día. Desde el punto de vista climatológico, el campo de golf de Bandama está situado en una zona con un módulo pluviométrico anual algo superior a los 300 mm, mientras que la temperatura media es de 19°C (con 22°C en verano y 16°C en invierno).

#### 3.- Contexto edafológico e hidrogeológico

Palacios et al. (2009) caracterizaron el suelo del campo de golf, distinguiendo dos tipos diferentes en función de su origen: in situ y transportado (Figuras 2 y 3). Dada la geología de la zona, el suelo in situ (muestreado en la calle 7) está conformado por piroclastos basálticos poco alterados con una potencia de 0.25-0.5 m, sobre los que se ha desarrollado una cubierta de alteración franco-arenosa.

El suelo transportado desde cotas superiores de la misma vertiente de la isla fue utilizado para la construcción de las calles (*fairways*) 1, 2 16 y 18 del campo de golf. Este tipo de suelo fue muestreado en la calle 2, tiene un grosor similar al suelo in situ y es de naturaleza arcillo-limosa. Estudios posteriores (Estévez et al., 2011) han identificado un comportamiento diferente de ambos suelos y han demostrado que la gran variabilidad de los parámetros del suelo están influenciadas por el manejo del riego, el tipo de suelo, la calidad y cantidad de agua y la estacionalidad del muestreo.



**Fig. 2.** Localización del área de estudio, sobre un modelo digital del terreno en tres dimensiones (Google Earth, 2009) donde se sitúa el campo de golf, el Barranco de Las Goteras, la Caldera, el Pico de Bandama, la galería El Culatón, el rezume y los dos lisímetros (L.1 y L.2). En azul se distinguen las calles de suelo transportado (modificado de Estévez et al., 2011)

A partir de 2002 la instalación de un sistema de tratamiento terciario de desalación, ha disminuido sensiblemente la salinidad del agua regenerada (1000  $\mu$ S/cm) y a partir de diciembre de 2011 la calidad ha mejorado aún más hasta alcanzar 300  $\mu$ S/cm. Este cambio en la calidad del agua de riego produjo un efecto directo en los parámetros medidos en el suelo y en el agua recogida en los lisímetros instalados en el campo, apuntando a una desestabilización de los agregados del suelo (Estévez et al., 2011).

Desde el punto de vista hidrogeológico, la isla se considera un acuífero único con una superficie piezométrica en forma de domo que alcanza máximos en el centro de la isla. El acuífero subyacente al campo de golf está formado por materiales volcánicos y el flujo del agua subterránea sigue el esquema general para la isla (de cumbre a costa), en esta zona en concreto de OSO a ENE, según se puede deducir de la distribución de la piezometría que ha permanecido prácticamente estable en el período entre 1997 y 2011 (Cabrera et. al, 2009, Estévez et al., 2012). El nivel piezométrico general se sitúa a más de 250 m de profundidad y a 100 m por debajo del fondo de la caldera.

Durante el desarrollo del proyecto, se implantó una red de control de puntos de agua a lo largo del barranco de las Goteras (Figura 2), que permitió caracterizar el sistema acuífero en el que se están explotando fundamentalmente materiales fonolíticos por medio de pozos de diferentes profundidades.

Esta red de control, incluyó el muestreo de una galería de agua (El Culatón) situada a 60 m bajo el campo de golf, en el escarpe Oeste de la caldera de Bandama (Figura 2). Esta galería se ubica por encima del nivel freático insular y representa un nivel colgado desarrollado en el contacto entre dos unidades de materiales deslizados del Grupo Roque Nublo. Estas zonas de contacto se caracterizan por la presencia de material arcilloso triturado que constituyen las unidades de despegue durante el deslizamiento en bloques diferenciados (Estévez et al., 2011). Es de destacar la existencia de un rezume de agua desde las cotas más bajas del Campo de Golf hacia el Barranco de Las Goteras.

#### 4.- Metodología

La metodología de estudio para caracterizar el subsuelo del campo de golf de Bandama ha sido la tomografía de resistividad eléctrica (Griffiths y Barker). Esta técnica ha mostrado su utilidad en muchas aplicaciones hidrogeológicas y ambientales aunque se ha utilizado muy pocas veces para el estudio del subsuelo en campos de golf (Lovera et al., 2011).

Para conseguir el objetivo propuesto de determinar las variaciones laterales y verticales de los materiales situados bajo el campo de golf se han efectuado 9 perfiles cubriendo lo más homogéneamente posible la totalidad del campo. Cada perfil tiene de 94 m de longitud y alcanza aproximadamente 20 m de profundidad, suficiente para los objetivos del estudio. La ubicación de los perfiles sobre el campo estuvo condicionada por la morfología de las calles y en cualquier caso evitando entorpecer el desarrollo del juego durante el registro de los datos. La figura 3 muestra la localización de cada una de ellas.

Las secciones de tomografía eléctrica se adquirieron con un resistivímetro SYSCAL PRO de 48 electrodos con un dispositivo Wenner-Schlumberger y 2 metros de separación entre los electrodos. Las coordenadas UTM del centro, inicio, final y de cada perfil se midieron con un navegador GPS Garmin que en las condiciones óptimas de trabajo del campo de golf proporcionaron una precisión de  $\pm 5$  m.



**Fig. 3.** Disposición de los 9 perfiles de tomografía eléctrica sobre el campo de golf de Bandama con la situación del punto central y los extremos de cada perfil y el sentido de adquisición (generalmente de sur a norte y de oeste a este). En color azul se distinguen las calles de suelo transportado. Se indica la situación de los lisímetros y del rezume. Entre paréntesis: número de hoyo

Para invertir los valores de resistividad aparente medidos y obtener la sección que se aproxime a la distribución de resistividades reales del subsuelo se utilizó el programa

RES2DINV (Loke, 2004). En este método, el modelo de subsuelo se divide en celdas de dimensiones determinadas cuyos valores de resistividad eléctrica se modifican de forma iterativa hasta conseguir un ajuste aceptable entre los datos experimentales y la respuesta teórica del modelo, siguiendo un proceso de optimización no-lineal de ajustes por mínimos cuadrados (Loke y Barker, 1996).

Entre las diferentes opciones del método, la técnica de inversión seleccionada después de varios ensayos y teniendo en cuenta las características litológicas de la zona de estudio, ha sido la denominada ajuste con suavizado o "*smoothness-constrained*" en la que a partir de un modelo inicial el método de optimización calcula los cambios de resistividad de cada celda de forma progresiva para disminuir la función objetivo. La forma típica de evaluar el grado de ajuste es el error cuadrático medio (RMS).

Después del proceso de inversión, el ajuste de la respuesta teórica de los modelos de resistividad con los datos experimentales ha sido excelente, de forma que el RMS de ajuste ha sido en todos los casos inferior al 4% (oscilando entre un mínimo error de 1,32% en el perfil 6 y un máximo de 3,40% en el perfil 8). Precisamente este perfil es el único que ha requerido la aplicación de corrección topográfica, ya que fue adquirido con una ligera pendiente. La corrección topográfica de este perfil se llevó a cabo asignando una cota de altura a cada electrodo a partir de un modelo digital del terreno.

### 5.- Resultados

Las secciones de tomografía eléctrica obtenidas muestran un elevado contraste de resistividad, con valores que oscilan entre 30 ohm·m a más de 3000 ohm·m y para facilitar la interpretación de las secciones se ha mantenido la misma escala de colores en todos los perfiles.

Los resultados obtenidos después del proceso de inversión han permitido delimitar tres unidades bien definidas por sus valores de resistividad eléctrica. Una capa superficial de suelo, con mayor potencia en las áreas con suelo transportado, un segundo nivel de piroclastos porosos de alta resistividad eléctrica, que disminuye su potencia al aumentar la distancia al centro de emisión (Pico y Caldera de Bandama) y una capa profunda de baja resistividad eléctrica, atribuida a las ignimbritas pliocenas.

Las variaciones de grosor y propiedades de estas tres electrofacies características pueden apreciarse claramente a partir de la comparación entre las secciones de los perfiles 1, 3 y 9 (Figuras 4 a 6), adquiridos respectivamente al oeste, centro y este del campo en dirección a la caldera de Bandama, donde el grosor de los piroclastos aumenta, así como la profundidad de la capa de ignimbritas.

Las secciones de tomografía eléctrica han permitido también determinar las características texturales de los suelos superficiales. Este hecho se aprecia muy claramente en la sección del perfil 6 (Figura 7) donde en la segunda parte del perfil sobre la gruesa capa de piroclastos de muy alta resistividad eléctrica destaca una capa de 2 m de grosor y baja resistividad eléctrica correspondiente a un suelo

#### transportado de naturaleza arcillosa.



Fig. 4. Sección de resistividad eléctrica del perfil 1 situado en el extremo occidental del campo de golf donde el nivel de piroclastos es delgado y la profundidad del sustrato ignimbrítico de baja resistividad eléctrica (> 30 ohm·m) se encuentra a unos 5 m de profundidad



Fig. 5. Sección de resistividad eléctrica del perfil 3 situado en el extremo norte de la zona central del campo de golf donde se observa la capa de piroclastos es bastante más gruesa y que la profundidad del sustrato ignimbrítico de baja resistividad eléctrica se encuentra a más de 15 m de profundidad



Fig. 6. Sección de resistividad eléctrica del perfil 9 situado en el extremo nororiental del campo de golf, donde se observa el importante grosor de la capa de piroclastos de muy alta resistividad eléctrica y como desparece el sustrato ignimbrítico que se encuentra a mayor profundidad



**Fig. 7.** Sección de resistividad eléctrica del perfil 6 situado en el extremo suroriental del campo de golf, donde en la segunda parte del perfil destaca una capa superficial de 2 m de grosor y baja resistividad eléctrica interpretada como un suelo transportado de naturaleza arcillosa

Con los resultados de todas las secciones de tomografía eléctrica se ha construido un modelo tridimensional del subsuelo donde se muestran las variaciones de grosor de las tres electrofacies distinguidas en cada una de las secciones de tomografía eléctrica (Figura 8).

Además se han delimitado las zonas preferentes de infiltración correlacionando los valores empíricos de resistividad eléctrica y de permeabilidad hidráulica vertical de las distintas formaciones, de forma que los niveles piroclásticos de mayor resistividad eléctrica son los más porosos y a su vez los de mayor permeabilidad hidráulica. En cambio, los suelos de baja resistividad eléctrica se corresponden con suelos transportados de naturaleza más arcillosa y por tanto con una menor permeabilidad hidráulica. La existencia de un rezume bajo la capa de suelo de menor cota y mayor grosor y de una galería de agua en la pared de la caldera y bajo la capa de piroclastos, corroboran los resultados obtenidos.



**Fig 8.** Sección 3D del subsuelo del campo de golf de Bandama mostrando las variaciones de grosor de las tres electrofacies distinguidas en las secciones de tomografía eléctrica: capa superior de suelo en color verde, capa de piroclastos en color marrón y capa inferior de ignimbritas en color azul. Las coordenadas UTM y los grosores están en metros

#### 6.- Conclusiones

Los resultados de esta investigación muestran que la tomografía de resistividad eléctrica es una técnica muy útil para investigar de forma rápida y no destructiva la geometría y características litológicas del subsuelo bajo un campo de golf, incluso en medios geológicos complejos, como en el caso del campo de Golf de Bandama situado en el borde de una caldera volcánica.

Los valores de resistividad eléctrica han permitido identificar cada una de las unidades litológicas que constituyen el subsuelo del campo de golf proporcionando un modelo general que concuerda con las observaciones edafológicas efectuadas a partir de catas y del conocimiento geológico de la estructura volcánica donde se asienta el campo.

El modelo obtenido proporciona información detallada sobre la variabilidad lateral y vertical de cada una de las capas y a partir de una correlación empírica entre los valores de resistividad eléctrica y permeabilidad hidráulica permite delimitar las zonas preferentes de drenaje subterráneo que supongan un mayor riesgo a la vulnerabilidad del acuífero subyacente.

### 7.- Bibliografía

- Balcells, R., J.L. Barrera, y M.T. Ruiz, 1990. Mapa Geológico de España 1:25000 (MAGNA). IGME.
- Cabrera, M.C., M.P. Palacios, E. Estévez, T. Cruz, J.M. Hernández-Moreno, y J.R. Fernández-Vera, 2009. La reutilización de aguas regeneradas para riego de un campo de golf: evolución geoquímica y probable afección a un acuífero volcánico (Islas Canarias). *Boletín Geológico y Minero.* 120, 543-552.
- Estévez, E., M.C. Cabrera, J.R. Fernández, J.M. Hernández-Moreno, V. Mendoza-Grimón, y M.P. Palacios, 2010. 25 years using reclaimed water to irrigate a golf course in Gran Canaria. *Span. J. of Agric. Res.* 8, 95-101.
- Estévez, E., J.R. Fernández, A. Benavides, V. Mendoza-Grimón, F. Fonseca, T. Cruz, M.C. Cabrera, J.M. Hernández-Moreno, y M.P. Palacios-Díaz, 2011. Caracterización y evolución del suelo y el agua de un campo de golf de gran canaria regado desde 1976 con aguas regeneradas, en *Estudios de la zona no saturada del suelo, Vol. X*, ed. J. Martínez-Fernández y N. Sánchez-Martín, 35-40.
- Griffiths, D.H., y R.D. Barker, 1993. Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. J. Appl. Geophys. 29, 211-226.
- Hansen, A., y C. Moreno, 2008. El Gran Volcán. La Caldera y el Pico de Bandama. Ediciones Consejería de Medio Ambiente y Aguas del Cabildo de Gran Canaria. Las Palmas de Gran Canaria.
- Loke M.H., y R.D. Barker, 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method. *Geophys. Prosp.* 44, 131–152.
- Loke, M.H., 2004. RES2DINV. Rapid 2D Resistivity and IP inversion using the least squares method (version 3). User Manual. 133.
- Lovera, R., J.C. Tapias, M. Himi, E. Margui, I. Queralt, y A. Casas, 2011. Caracterización de la zona no saturada de campos de golf mediante tomografía de resistividad eléctrica. *Estudios de la zona no saturada del suelo*, Vol. X, 103-108.
- Palacios, M.P.; Estévez, E.; Cabrera, M.C.; Hernández-Moreno, J.M.; González-Naranjo, V.; Cruz, T. y Fernández-Vera, J.R., 2009. Resultados preliminares de los efectos de la utilización de agua depurada para riego en el campo de golf de Bandama (Gran Canaria), *Estudios de la zona no* saturada del suelo, Vol. IX, ed. O. Silva y J. Carrera, 184-191.

*Agradecimientos*. Este trabajo ha sido financiado en parte por el Ministerio de Ciencia e Innovación y el Ministerio de Economía y Competitividad a través de los proyectos CGL2009-07025,CGL2009-12910 y CO3-02SD2006-00044 del Programa Consolider. Los autores expresan también su gratitud al Club de Golf de Bandama, y en particular al "greenkeper" del campo Pelayo Guerra por facilitarnos la toma de datos experimentales. Los autores agradecen la asistencia de Annetty Benavides, Tatiana Cruz, Pilar Hernández, Vanessa Mendoza y Gema Naranjo durante la campaña de campo.

# CARACTERIZACIÓN DE LA CALIDAD FÍSICA DE SUELOS ÁNDICOS DE CANARIAS A PARTIR DE LA CURVA DE RETENCIÓN

S. Armas Espinel<sup>1</sup>, J.M. Hernández Moreno<sup>2</sup> y C.M. Regalado<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Consejería de Agricultura, Ganadería, Pesca y Aguas. Av. Buenos Aires, 5. 38003 Santa Cruz de Tenerife. e-mail: <u>sarmesp@gobiernodecanarias.org</u>

<sup>2</sup>Dep. Geología y Edafología. Universidad de La Laguna. La Laguna, 38200 Tenerife. e-mail: jhmoreno@ull.es

<sup>3</sup>Dep. Suelos y Riegos. Instituto Canario de Investigaciones Agrarias (ICIA). Apdo. 60 La Laguna, 38200 Tenerife. e-mail: <u>cregalad@icia.es</u>

**RESUMEN.** La pendiente de la tangente en el punto de inflexión de la curva de retención de agua, S, está relacionada con la desviación estándar de la distribución de tamaños de poros. Por tanto S ha sido propuesto como un parámetro integrador, indicativo del grado en que la porosidad se encuentra concentrada en un rango concreto de poros. Se analiza el valor del parámetro S para un conjunto de suelos de Canarias, con características ándicas diferenciadas. Los valores promedio de pendiente encontrados fueron en general superiores, en algunos casos hasta casi un orden de magnitud, al valor crítico S > 0.035. La succión media en el punto de inflexión, o moda de la distribución del tamaño de poros, se situó alrededor de 10 kPa, esto es, asociada a la región de mesoporos. S aumentó significativamente con el contenido en materia orgánica y óxidos amorfos y cristalinos, y al disminuir la densidad aparente ( $\rho_b$ ), de forma tal que el valor crítico al que S = 0,035 fue de  $\rho_b = 1,10 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ . Este trabajo confirma la reconocida calidad física de los suelos ándicos y ha puesto de manifiesto la limitación del parámetro S para predecir los cambios de distribución de poros frente a las prácticas de manejo en diferentes subtipos de suelos ándicos.

ABSTRACT. The slope of the tangent at the inflection point of the water retention curve, S is related to the standard deviation of the pore size distribution. S has therefore been proposed as an integrator parameter indicative of the degree to which the porosity is concentrated in a particular range of pores. We analyze the value of the parameter S for a set of soils of the Canary Islands, with differentiated andic characteristics. The average slope values found were generally higher, in some cases almost an order of magnitude, the critical value S >0,035. The average suction at the inflection point, or mode of the distribution of pore size, was around 10 kPa, that is associated with the mesopore region. S increased significantly with the organic matter content and crystalline and amorphous oxides and decreased with the bulk density  $(\rho_{\rm b})$ , so that the critical value at which S = 0,035 was  $\rho_{\rm b}$  = 1,10 kg·m<sup>-3</sup>. This study confirms the high physical quality of andic soils and has highlighted the limitations of the S parameter for predicting changes of pore distribution versus management practices in different subtypes of andic soils.

### 1.- Introducción

La calidad física es uno de los aspectos fundamentales de la calidad de los suelos, ya que influye en la capacidad de retención de agua, escorrentía superficial, infiltración, aireación, desarrollo radicular y propiedades mecánicas, etc. (Topp et al., 1997). Todos estos aspectos están relacionados en alguna medida directa o indirectamente con la estructura del suelo. Uno de los principales procesos de degradación de la estructura es la compactación del suelo, que da lugar a cambios en la relación de sólidos y poros (principalmente en el volumen de poros más grandes), afectando al crecimiento de las raíces de las plantas y a la distribución, flujo y retención de agua, sustancias disueltas y gases y provocando cambios en la curva de retención de humedad, principalmente en su pendiente.

En suelos agrícolas, en los que se persigue maximizar la productividad con el mínimo impacto en el medio ambiente, los rangos óptimos de los diferentes indicadores de la calidad física de los suelos no están definidos, dada la complejidad de las interacciones entre suelo, tipo de cultivo, manejo y clima, aunque se han establecido diversos valores recomendados (Reynolds et al., 2002). Por otra parte, en determinados estudios se hace imprescindible poder integrar o sintetizar el comportamiento hidráulico de un suelo en un único valor o índice característico, lo que facilitaría comparar las características hidráulicas de suelos de diferente origen y relacionarlas con otras propiedades de los suelos. Dexter (2004a) define el parámetro S como la pendiente de la curva de retención de agua en el punto de inflexión, al ser representada ésta como el contenido gravimétrico de agua frente al logaritmo natural de la succión, ln(h). Esto es S =  $d\theta/d(\ln(h))$  en el punto ( $\theta_i$ ,  $\ln(h_i)$ ). El punto de inflexión divide aproximadamente la porosidad entre poros finos "texturales" y poros gruesos "estructurales". Según este autor, el valor de S, es indicativo de la medida en que la porosidad del suelo está concentrada en un rango limitado de poros. La degradación física del suelo ocurre cuando éste es compactado (o cualquier otro proceso que reduzca la porosidad) y reduce la pendiente de la curva en el punto de inflexión. Por tanto, el autor propone el uso de S como un índice de la calidad física de los suelos, que permitiría comparar distintos tipos de suelos bajo diferentes condiciones de manejo. Dexter (2004c) sugiere cuatro

categorías de calidad física de los suelos en función de los valores que puede adquirir este parámetro: S  $\geq$  0,05 (muy buena); 0,05 > S  $\geq$  0,035 (buena); 0,035 > S  $\geq$  0,020 (pobre) y S < 0,02 (muy pobre).

La bibliografía sobre el uso de S como indicador de la calidad física de los suelos es extensa. Así, este parámetro se ha relacionado con algunas propiedades mecánicas e hidráulicas de los suelos (Dexter, 2004b,c; Dexter y Czyz, 2007; Asgarzadeh et al., 2010; Silva et al., 2011), con la calidad del agua (Mosaddegi et al., 2008), con el desarrollo radicular de los cultivos (Osuna-Ceja et al., 2006) y con otros indicadores de la calidad física del suelo, como el contenido en carbono orgánico, la estabilidad estructural y el agua útil (Kutlu y Ersahin, 2008; Garg et al., 2009; Reynolds et al., 2009). Así mismo, se ha validado tanto para suelos de zonas templadas como tropicales y bajo diferentes prácticas de manejo (Tormena et al., 2008; Pires et al., 2008; Vieira et al., 2009; Li et al., 2011). En estos trabajos se ha observado que S tiende a aumentar con la materia orgánica y a disminuir con la densidad aparente y el contenido en arcilla. Los valores críticos propuestos por Dexter (2004c) han sido en general adoptados en estos trabajos como los rangos límites para separar los suelos con una adecuada estructura (S > 0,035) de los suelos degradados (S < 0,02). Otros autores sin embargo sugieren en suelos tropicales de Brasil aumentar estos valores a S >0,045 y S < 0,025, respectivamente (Andrade y Stone, 2009; Calonego y Rosolem, 2011).

Por otro lado, tal y como indican diversos autores, se debe validar este parámetro en un mayor número de tipos de suelos y sistemas de manejo y ser estudiado en combinación con otros índices de la calidad física. En otros estudios se han obtenido valores elevados (S >> 0,035) en suelos arenosos sin estructura y en medios artificiales porosos, y que deben ser por tanto valorados con precaución, ya que no son consistentes con valores adecuados de otros parámetros de calidad física (Reynolds et al., 2009; Asgarzadeh et al., 2010).

Los suelos de las Islas Canarias, de origen volcánico, presentan frecuentemente unas características físicas muy particulares de gran incidencia en su comportamiento hídrico (retención de humedad, transporte, etc.). Estas propiedades se deben a una elevada capacidad estructural atribuibles a la presencia de materiales amorfos (alofana, imogolita, ferrihidrita), en general fuertemente asociados a la materia orgánica y también a la presencia de óxidos de Fe y Al cristalinos. Los suelos con constituyentes amorfos se denominan suelos ándicos y cuando son predominantes en la fracción coloidal, Andisoles (Soil Survey Staff, 1998) o Andosoles (IUSS Working Group WRB, 2006). En el presente trabajo se analiza el valor del parámetro S para un conjunto de suelos naturales y cultivados de Canarias, con un rango en sus características ándicas.

### 2.- Material y métodos

### 2.1.- Suelos

Se seleccionaron un conjunto de suelos naturales y cultivados de las islas de Tenerife y La Palma con un rango en sus propiedades ándicas. En el caso de los suelos naturales (suelos N), se han elegido dos Andosoles alofánicos y organominerales (N1, N2) y un Ultisol (N3) y un Alfisol (N4) con ciertas características ándicas. Los perfiles representativos han sido descritos en el Departamento de Edafología y Geología de la Universidad de La Laguna.

Los suelos cultivados seleccionados (suelos C) proceden de cuatro fincas de platanera representativas del norte (suelo C1) y sur (C2, C3, C4) de la isla de Tenerife, con distintas condiciones de manejo, y han sido descritos por Armas-Espinel et al. (2003). Los suelos han sido transportados desde zonas de medianías hasta la zona costera para su cultivo y presentan ciertas características ándicas. El suelo C1 cumple los requisitos de Andisol salvo por los valores de retención de fosfato, atribuible a la saturación parcial de la capacidad de retención de P. Las texturas son franco-arcillosas o más finas. Las propiedades generales de estos suelos se resumen en la Tabla 1.

Los cationes solubles, conductividad eléctrica (CE) y pH se determinaron en el extracto de saturación. Los cationes de cambio por el método del acetato amónico (1 N, pH = 7). Los contenidos en materia orgánica y fósforo por los métodos de Walkley y Black (1934) y Olsen et al. (1954), respectivamente.

Propiedades ándicas: La densidad aparente ( $\rho_b$ ) se determinó por el método del anillo y los valores de Al, Fe y Si extraídos con oxalato amónico (Al<sub>o</sub>, Fe<sub>o</sub> y Si<sub>o</sub>) y la retención de P ( $\Delta$ P) según Blakemore et al. (1987). Los contenidos en Al<sub>o</sub>, Fe<sub>o</sub> y Si<sub>o</sub> representarían la riqueza en componentes no cristalinos como la alofana y ferrihidrita. Los requerimientos que definen las propiedades ándicas son los siguientes (Soil Survey Staff, 1998): (Al<sub>o</sub> + ½·Fe<sub>o</sub>)  $\geq 2$  %, densidad aparente,  $\rho_b$ , medida a 33 kPa  $\leq 0.9$  kg·m<sup>-3</sup>, y  $\Delta$ P > 85 %. El contenido en óxidos de hierro cristalino se determinó con ditionito-citrato (Blakemore et al., 1987).

### 2.2. Retención de agua

Se emplearon muestras inalteradas tomadas en anillos de 5 cm de diámetro y volumen de 96,6 cm<sup>3</sup> con ayuda de una barrena manual cilíndrica. Una vez en el laboratorio se saturaron mediante inmersión en una solución de CaSO<sub>4</sub> (0,005 M) y timol, para evitar la dispersión y degradación de la materia orgánica (Klute y Dirksen, 1986). Las medidas de tensión y humedad se llevaron a cabo mediante un sistema de cámaras de presión (células Tempe) en 10 pasos (0,2; 0,5; 1; 2,5; 5; 10; 25; 50; 70 y 90 kPa) y en placas de presión de Richards (Klute, 1986) para tres medidas más: 100, 500 y 1.500 kPa.

Suala	Prof.	Clasifianaián	Mine	ralogía	Al <sub>o</sub> +½Fe <sub>o</sub>	Fe <sub>dc</sub>	$\Delta P$	II	CE <sub>e.s</sub>	CICe	MO	P Olsen
Suelo	(cm)	Clasificación	Principal	Secundaria	(%)	(%)	(%)	рп <sub>е.s.</sub>	$(dS \cdot m^{-1})$	(cmol·kg <sup>-1</sup> )	$(g \cdot kg^{-1})$	(mg·kg <sup>-1</sup> )
$N1_{P1}$	15-30	Typic Hapludand (Andosol)	A*		7,46	18,82	95,6	5,72	0,11	1,88	70,4	2,9
$N1_{P2}$	30-60	Typic Hapludand (Andosol)	A*		14,19	16,78	97,9	5,38	0,10	0,67	58,6	0,9
$N2_S$	15-30	Typic Hapludand (Andosol)	А		8,81	2,97	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
$N2_P$	35-45	Typic Hapludand (Andosol)	А	Im	9,12	4,59	100,3	6,78	0,13	6,14	59,2	6,8
$N3_{P1}$	30	(Suelo ferralítico)	Ht	Ι	3,43	7,88	78,8	5,21	0,50	11,21	176,3	2,1
$N3_{P2}$	70	(Suelo ferralítico)	Ht	Ι	2,77	9,49	74,8	5,02	0,28	4,81	32,3	11,9
N4 <sub>P</sub>	30	Ustalf (Suelo fersialítico)	Ht	Ι	1,43	5,27	70,2	6,12	0,16	10,47	14,3	6,6
C1s	0-15	Haplic Torriarents	А	Ht	4,20	4,51	77,5	7,06	3,13	25,76	23,7	57,3
C2s	0-15	Haplic Torriarents	Ht	Ι	2,30	4,46	54,5	7,59	3,81	37,41	29,6	77,0
C2 <sub>P</sub>	15-30	Haplic Torriarents	Ht	Ι	2,56	3,82	64,3	7,52	2,30	37,09	21,2	57,4
C3s	0-15	Haplic Torriarents	Ht, Il		2,47	3,51	60,9	7,34	8,01	51,69	46,6	144,4
C <sub>3</sub> P	15-30	Haplic Torriarents	Ht, Il		2,85	3,76	49,9	7,38	6,42	48,66	40,5	137,4
C4 <sub>s</sub>	0-15	Haplic Torriarents	Ht	Ι	2,04	3,77	61,4	7,63	2,02	53,58	31,3	134,1
C4 <sub>P</sub>	15-30	Haplic Torriarents	Ht	Ι	2,36	4,42	55,7	7,50	1,76	54,07	24,8	89,9
C10s	0-10	Torriarents	Ht, Il		0,78	n.d.	17,0	6,44	1,56	23,15	23,3	224,7
$C10_{P1}$	10-30	Torriarents	Ht, Il		0,77	n.d.	23,0	6,31	1,51	18,80	17,0	121,3
C10 <sub>P2</sub>	30-60	Torriarents	Ht, Il		0,84	n.d.	35,0	7,27	1,53	25,90	10,3	37,9

Tabla 1. Mineralogía y principales propiedades químicas y físicas de los suelos

Profundidad de muestreo (Prof.); aluminio y hierro extraídos con oxalato ( $AI_o$ ,  $Fe_o$ ); hierro extraído con citrato-ditionito ( $Fe_{dc}$ ); retención de fosfato ( $\Delta P$ ); pH del extracto saturado ( $pH_{e.s.}$ ); conductividad eléctrica del extracto saturado ( $CE_{e.s.}$ ); capacidad de intercambio catiónico efectiva (CICe); materia orgánica (MO); fósforo Olsen (P Olsen); n.d. no determinado. Alofana alumínica (A), alofana muy alumínica (A\*), imogolita (Im), haloisita (Ht), ilita (II)

Tabla 2. Valores medios de los parámetros característicos de calidad física y de las curvas de succión de los suelos estudiados [ecuaciones (1)-(4)]

Suala	$\rho_b$	$\theta_{s}$	$\theta_{\rm r}$	α	m	n	S	hi	$MP_{10}$	AU
Suelo	$(kg \cdot m^{-3})$	$(m^{3} \cdot m^{-3})$	$(m^{3} \cdot m^{-3})$	$(cm^{-1})$	(-)	(-)	(-)	(kPa)	$(m^3 \cdot m^{-3})$	$(m^{3} \cdot m^{-3})$
$N1_{P1}$	0,57	0,668	0,248	0,031	0,197	6,584	0,232	5,94	0,183	0,226
$N1_{P2}$	0,60	0,705	0,342	0,025	0,036	4,921	0,117	8,02	0,053	0,186
N2s	0,65	0,709	0,232	0,022	0,362	2,233	0,252	7,71	0,218	0,258
N2 <sub>P</sub>	0,55	0,680	0,245	0,046	0,269	1,940	0,217	7,24	0,201	0,203
N3 <sub>P1</sub>	0,61	0,687	0,341	0,050	0,343	1,521	0,135	4,03	0,201	0,147
$N3_{P2}$	1,06	0,587	0	0,104	0,036	1,037	0,018	23,70	0,051	0,104
N4 <sub>P</sub>	1,17	0,594	0,274	0,101	0,014	66,265	0,269	1,07	0,279	0,069
C1s	0,84	0,621	0,250	0,035	0,265	1,870	0,102	8,99	0,152	0,187
C2s	1,10	0,561	0,189	0,009	0,180	1,219	0,062	30,45	0,061	0,202
$C2_P$	1,06	0,615	0,163	0,036	0,098	2,938	0,066	10,93	0,091	0,220
C3 <sub>s</sub>	1,00	0,632	0,169	0,101	0,058	3,495	0,068	2,55	0,173	0,171
C <sub>3</sub> P	1,01	0,631	0,187	0,079	0,141	1,697	0,072	5,44	0,162	0,176
C4 <sub>s</sub>	0,98	0,631	0,076	0,032	0,057	6,480	0,055	25,97	0,076	0,212
C4 <sub>P</sub>	0,99	0,638	0,118	0,012	0,164	1,214	0,054	94,40	0,051	0,210
C10s	1,09	0,553	0,021	0,490	0,078	1,638	0,038	1,70	0,168	0,154
C10 <sub>P1</sub>	1,18	0,537	0,103	0,447	0,130	1,155	0,035	1,67	0,161	0,130
C10 <sub>P2</sub>	1,18	0,443	0,243	0,163	0,321	1,473	0,043	1,33	0,147	0,056
Rango óptimo	0,90-1,20*	-	-	-	-	-	≥ 0,035**	-	0,10*	0,10*

Densidad aparente ( $\rho_b$ ); contenido volumétrico de humedad a saturación ( $\theta_s$ ); contenido volumétrico de humedad residual ( $\theta_r$ ); parámetros de ajuste del modelo de van Genuchten, ec. (1), ( $\alpha$ , m, n); pendiente de la curva de retención en el punto de inflexión (S); valor de la succión en el punto de inflexión ( $h_i$ ); porosidad llena de aire (MP<sub>10</sub>); agua útil (AU). \*Reynolds et al. (2009); \*\*Dexter (2004a)

Para el ajuste de las curvas de retención de agua se ha utilizado el modelo de van Genuchten (1980):

$$S_{e} = \frac{\theta - \theta_{r}}{\theta_{s} - \theta_{r}} = \left[1 + (\alpha h)^{n}\right]^{-m}$$
(1)

donde  $\theta(h)$  es el contenido de humedad volumétrico predicho en función de la succión, h;  $\theta_r$ ,  $\theta_s$  son los contenidos volumétricos de humedad residual y a saturación, respectivamente;  $\alpha$ , n, m son parámetros de ajuste de la curva, y  $S_e$  es la saturación efectiva. Para la estimación de los parámetros se utilizó el programa informático SHIPFIT (Soil Hydraulic Properties Fitting) (Durner, 1995).

Dexter (2004a) propone la siguiente expresión de S en términos de los parámetros de ajuste de van Genuchten:

$$S = -n(\theta_s - \theta_r) \left(1 + \frac{1}{m}\right)^{-(1+m)}$$
(2)

Para la aproximación m=1-1/n la expresión anterior se transforma en:

$$S = -n(\theta_s - \theta_r) \left(\frac{2n-1}{n-1}\right)^{\left(\frac{1}{n}-2\right)}$$
(3)

El valor de la succión (h<sub>i</sub>) y del contenido de agua ( $\theta_i$ ) en el punto de inflexión vienen dados por:

$$h_i = \frac{1}{\alpha} \left(\frac{1}{m}\right)^{\frac{1}{n}}; \quad \theta_i = \left(\theta_s - \theta_r\right) \left(1 + \frac{1}{m}\right)^{-m} + \theta_r \quad (4)$$

donde el contenido de humedad,  $\theta$ , se expresa en kg·kg<sup>-1</sup>. S toma valores negativos, pero a efectos comparativos se evalúa en valor absoluto. En términos de distribución de tamaños de poros, el máximo de la distribución se correspondería con el punto de inflexión de la curva de retención, y por tanto S estaría relacionado con la mayor frecuencia de un determinado tamaño de poros (moda de los poros) (Reynolds et al., 2009).

Consideramos la porosidad total como el contenido de agua a saturación ( $\theta_s$ ) y determinamos la denominada porosidad llena de aire, MP<sub>10</sub> (capacidad para almacenar o proveer aire en el suelo) y el agua útil, AU (capacidad para almacenar o proveer agua disponible para el desarrollo vegetal) a partir de los contenidos de agua a 10 y 1.500 kPa de succión, según MP<sub>10</sub> =  $\theta_s$ - $\theta_{10 \ kPa}$  y AU =  $\theta_{10 \ kPa}$ - $\theta_{1500 \ kPa}$  (Tabla 2).

#### 3.- Resultados y discusión

En la Figura 1 se comparan las curvas de retención de agua gravimétrica representativas de los suelos naturales y cultivados, respectivamente. Los valores de retención se han expresado en términos de humedad gravimétrica, por su interés al reflejar la elevada capacidad de retención de agua de los suelos alofánicos. Los suelos estudiados muestran diversos tipos de curvas. Los contenidos de humedad obtenidos fueron elevados pero inferiores a los encontrados en la bibliografía para suelos volcánicos, generalmente asociados a Andosoles de regiones con abundantes precipitaciones (Maeda et al., 1977; Maeda y Soma, 1986; van Ranst et al., 2002).

Los suelos naturales N1<sub>P1</sub>, N2<sub>S</sub> y N3<sub>P1</sub> presentaron curvas de retención de agua gravimétrica similares, con una importante cesión de agua en el rango de pF 1,4-2,4 (2,5-25,1 kPa), en el que pierden un 30-35 % de agua. Estos suelos presentaron los mayores promedios de porosidad total o retención de agua a saturación,  $\theta_s$  (alrededor de 110-120 %), mientras que los menores valores se obtuvieron en los suelos N3<sub>P2</sub> y N4<sub>P</sub>, con un 55 %. Los suelos N1<sub>P2</sub> y N3<sub>P2</sub> mostraron un comportamiento "arcilloso", con valores elevados de retención de agua tanto a bajas como a altas succiones (pero con diferente escala). Por el contrario, el suelo N4 mostró un comportamiento "arenoso", con un salto brusco a partir de pF 1 (1 kPa), asociado a una importante liberación de agua a succiones bajas, pero manteniendo contenidos de agua a pF 4,2 (1.500 kPa) relativamente elevados, del orden de 22 %. En cuanto a los suelos cultivados, los contenidos de agua a saturación oscilaron entre un 42 (suelo  $C10_{P-2}$ ) y 75 % ( $C1_{S}$ ). El Andisol C1 y los suelos ándicos C2, C3 y C4 mostraron curvas de retención de humedad gravimétrica similares, con valores de  $\theta_s$  entorno al 60-75 %, y con una pérdida significativa de agua a partir de pF 0,5-1,5 (0,31-3,1 kPa). A partir de este valor de succión se observa una cesión de agua más o menos gradual hasta pF 4,2 (1.500 kPa), manteniendo valores notablemente elevados (30-40 %). El suelo menos ándico C10 muestra los menores valores de retención de agua a lo largo de todo el rango de succión, con una liberación gradual de agua desde los primeros valores de succión. Este suelo presentó una zona "plana" entre pF 2 y 3 (10 y 100 kPa), similar a la mostrada por Dorel et al. (2000) en un Nitisol de características mineralógicas similares a las de este suelo. Este tipo de curva estaría asociada a una porosidad constituida principalmente por macro y microporos, mientras que la observada en el suelo C1 se podría atribuir a la presencia de una importante variedad de rangos de poros interconectados (Armas-Espinel et al., 2003). Los suelos C2, C3 y C4 presentaron un comportamiento intermedio entre estos dos suelos.



**Fig. 1.** Curvas de retención de agua, expresada como contenido gravimétrico, de los suelos naturales (a) y cultivados (b) en función de la succión, h (cm), expresada como pF = log(h). Las barras representan el error típico de la media

Los valores de S de los suelos estudiados oscilaron entre 0,018 y 0,382 y fueron en general superiores a 0,05, lo que indicaría conforme a la clasificación propuesta por Dexter (2004), que estos suelos presentarían una calidad física muy buena, con excepción del suelo C10, que presentó valores de S  $\leq$  0,035, asociado por tanto a una pobre estructura del suelo, y el suelo  $N3_{P2}$  con S < 0,02 (muy pobre). En los suelos cultivados, no se observaron diferencias significativas por profundidad de muestreo, mientras que en los suelos naturales, S fue superior en los horizontes superficiales. Estos valores son similares a los presentados por Tormena et al. (2008) en un Oxisol bajo distintos sistemas de cultivo (en este trabajo, S oscila entre 0,021 y 0,072), y por Pires et al. (2008) en dos Ferrasoles y un Nitosol de Brasil (S varía entre 0,027 y 0,059). Silva et al. (2012) obtienen valores de S también elevados, entorno a 0,12-0,15, en un Oxisol forestal del Amazonas, que descienden a valores próximos a 0,04-0,05 en el suelo cultivado (tras 2 años de cultivo convencional) y en abandono (tras 4 y 8 años). Estos valores son también comparables a los obtenidos en un conjunto de suelos volcánicos europeos con diferentes propiedades v condiciones de manejo (determinados a partir de los parámetros de van Genuchten, recopilados por Basile et al. 2007). La succión en el punto de inflexión, h<sub>i</sub>, osciló entre 0,5 y 84,6 kPa para los suelos cultivados y entre 1 y 23,7 kPa para los suelos naturales. Los valores medios están alrededor de 10 kPa, es decir asociado a mesoporos.

El parámetro S tendió en general a disminuir con la densidad aparente y aumentar con el contenido en materia orgánica (C<sub>org</sub>) (Figura 2). Según los valores críticos de S y el carbono orgánico total (rango óptimo 2,3-6 % Corg, según Reynolds et al., 2009), los suelos estudiados tienen una adecuada calidad física, salvo varias muestras del suelo C10, que presentan valores de S < 0,035 y  $C_{org}$  < 2,3 %. Estas tendencias son similares a las presentadas por diversos autores (Dexter, 2004a; Osuna-Ceja et al., 2006; Kutlu y Ersahin, 2008; Vieira Cavalieri et al., 2009; Garg et al., 2009). Según esta relación, la densidad aparente crítica ( $\rho_b$ para la que S = 0.035) para el conjunto de los suelos de este trabajo es de aproximadamente 1,10 kg·m<sup>-3</sup>, según se deduce de la Figura 2. En otros estudios, este valor crítico corresponde a un valor de  $\rho_b = 1,67$  (Garg et al., 2009), 1,43 (Ktulu y Ersahin, 2008), 1,27 (Vieira Cavalieri et al., 2009) y 1,20 kg·m<sup>-3</sup> (Li et al., 2011). Tormena et al. (2008) en un Oxisol de Brasil obtienen un valor más próximo al de nuestro trabajo (1,16 kg·m<sup>-3</sup>). Se debe tener en cuenta que los rangos óptimos de  $\rho_b$  (0,9-1,25 kg·m<sup>-3</sup>) según la bibliografía citada por Reynolds et al. (2009), no abarcan la totalidad del rango observado en los suelos ándicos estudiados, que presentan en general valores de  $\rho_b \leq 1,0$ kg·m<sup>-3</sup>.

Andrade y Stone (2009) sugieren como límites críticos en suelos tropicales de Brasil los valores de S = 0,045, para separar suelos con una buena estructura de suelos degradados, y S  $\leq$  0,025, para suelos con una estructura degradada completamente, en lugar de los valores de S = 0,035 y 0,020, respectivamente, propuestos por Dexter (2004a). Este mayor valor de S definido por estos autores se

relacionó mejor para estos suelos con los límites más estrechos de densidad aparente y valores de macroporosidad, porosidad total y relación entre macro y microporos óptimos para el crecimiento de las plantas adoptados por estos autores. Calonego y Rosolem (2011) en un estudio sobre el efecto de la rotación de cultivos en un Nitosol de Brasil, también señalan el límite de S = 0,045 como un valor más apropiado para usar como índice de calidad, obteniendo valores de S = 0.05 en el horizonte superficial y del orden de 0,02-0,03 en los de mayor profundidad. Según este nuevo criterio, varias muestras de los suelos C2, C4 y C10, con S < 0,045, presentarían una pobre calidad física, estando asociadas a valores de  $\rho_b$  >  $0.9 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3} \text{ y} (\text{Al}_{o} + \frac{1}{2} \cdot \text{Fe}_{o}) < 2 \%$  (suelo C10 y dos muestras del suelo C2). Varias muestras del suelo C4, con S  $\leq$  0,05 y  $\rho_b > 0.9~kg{\cdot}m^{-3},$  presentaron valores de conductividad hidráulica saturada muy baja ( $K_{sL} < 2,22 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ), estando asociadas a valores de succión en el punto de inflexión elevados, superiores a pF 2,7 (50,1 kPa). Destaca también el suelo  $N3_{P2}$ , con S = 0,018, que presenta una importante compactación en campo y baja permeabilidad. Las muestras desviantes del suelo N4 presentan valores muy elevados del parámetro n, del orden de 60 a 70, estando asociadas a curvas con una pérdida destacada de agua a bajas succiones, lo que indicaría que el parámetro S no es aplicable en suelos con una elevada macroporosidad, como es el caso del suelo N4 (Vieira Cavalieri et al., 2009; Reynolds et al., 2009). Andrade y Stone (2009) presentan la siguiente relación obtenida a partir de bases de datos de suelos de Brasil:  $\rho_b$  = -7,02·S+1,62, para texturas arcillosas. Para densidades de, por ejemplo, 0,8 kg·m<sup>-3</sup>, los valores de S estimados a partir de esta relación, serían de 0,117, que se corresponden aproximadamente con los valores obtenidos en los suelos de nuestro estudio.

En relación con el resto de indicadores, el parámetro S muestra una relación positiva con la porosidad total ( $\theta_s$ ) (como era de esperar, considerando la relación con  $\rho_b$ ), la porosidad llena de aire, MP<sub>10</sub>, el agua útil, AU, y el contenido en (Al<sub>o</sub>+½·Fe<sub>o</sub>) (Figura 2). Según los valores críticos descritos en la bibliografía para MP<sub>10</sub> y AU (valores óptimos > 0,10 m<sup>3</sup>·m<sup>-3</sup>, según Reynolds et al., 2009), los suelos estudiados tienen una adecuada calidad física, salvo el suelo N3<sub>P2</sub>, con valores de S < 0,035 y MP<sub>10</sub> < 10 %, y algunas muestras del suelo menos ándico, C10, que presentan valores de S < 0,035. En la relación de S con la materia orgánica y (Al<sub>o</sub>+½·Fe<sub>o</sub>), el suelo N4 se separa de nuevo de la tendencia general, lo que indicaría que la estabilidad estructural de este suelo no depende de los contenidos en carbono orgánico ni (Al<sub>o</sub>+½·Fe<sub>o</sub>).

En resumen, la gran variabilidad de las curvas características obtenidas refleja las diferentes mineralogías y contenidos en materia orgánica de los suelos estudiados. En cuanto a los valores de S obtenidos en este trabajo, hay que resaltar que son en general bastante elevados en relación con los descritos en la bibliografía consultada.



Alo+½ Feo (%)

**Fig. 2.** Relación del parámetro S con la densidad aparente, el carbono orgánico total ( $C_{org}$ ) y el contenido en ( $Al_o+1/_2 \cdot Fe_o$ ) por suelos. Las líneas discontinuas horizontales indican los valores críticos de S = 0,035 y S = 0,045, propuestos por Dexter (2004) y Andrade y Stone (2009), respectivamente. Las líneas discontinuas verticales representan los rangos óptimos según Reynolds et al. (2009)

#### 4.- Conclusiones

Los elevados valores de S obtenidos en este estudio parecen responder tanto a la influencia de los materiales amorfos como a la de los óxi-hidróxidos cristalinos de hierro. Los resultados apoyan recientes estudios en suelos tropicales que apuntan a la necesidad de reconsiderar los límites del parámetro S en relación con la calidad física de los suelos. Asimismo, los resultados ponen de manifiesto la necesidad de combinar S con otro índice de calidad física, especialmente, estabilidad estructural, a la hora de evaluar la calidad física de los suelos.

#### 5.- Bibliografía

- Andrade, R.S. y L.F. Stone, 2009. O índice S como indicador da qualidade física de solos do Cerrado brasileiro. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 13, 382-388.
- Armas-Espinel, S., J.M. Hernández-Moreno, R. Muñoz-Carpena, y C.M. Regalado, 2003. Physical properties of volcanic clayey soils in relation to diagnostic Andic parameters. *Geoderma*, 117, 297-311.
- Asgarzadeh, H., M.R. Mosaddeghi, A.A. Mahboubi, A. Nosrati, y A.R. Dexter, 2010. Soil water availability for plants as quantified by conventional available water, least limiting water range and integral water capacity. *Plant Soil*, 335, 229-244.
- Basile, A., A. Coppola, R. de Mascellis, G. Mele y F. Terribile, 2007. A comparative analysis of the pore system in volcanic soils by means of water-retention measurements and image analysis. *En*: Soils of volcanic regions of Europe. Ed. Arnalds, O., Bartoli, F., Buurman, P., García-Rodeja, E., Oskarsson, H. y Stoops, G., Springer Verlag, 493-513.
- Blakemore, L.C., P.L. Searle y B.K. Daly, 1987. Methods of chemical analysis of soils. New Zealand Soil Bureau. Lower Hutt, New Zealand. Scientific Report 80, 44-45.
- Calonego, J.C. y C.A. Rosolem, 2011. Soil water retention and S index alter crop rotation and chilesing. *Rev. Bras. Ciênc. Solo*, 35, 1927-1937.
- Cavalieri, K.M.V., A.P. Silva, C.A. Tormena, T.P. Leao, A.R. Dexter, y I. Hakansson, 2009. Long-term effects of no-tillage on dynamic soil physical properties in a Rhodic Ferrasol in Parana, Brazil. *Soil Till. Res.*, 103, 158-164.
- Dexter, A.R., 2004a. Soil physical quality: Part I. Theory, effects of soil texture, density, and organic matter, and effects on root growth. *Geoderma*, 120, 201-214.
- Dexter, A.R., 2004b. Soil physical quality: Part II. Friability, tillage, tilth and hard-setting. *Geoderma*, 120, 215-226.
- Dexter, A.R., 2004c. Soil physical quality: Part III. Unsaturated hydraulic conductivity and general conclusions about S-theory. *Geoderma*, 120, 227-239.
- Dexter, A.R. y E.A. Czyz, 2007. Applications of S-theory in the study of soil physical degradation and its consequences. *Land Degradation and Development*, 18, 369-381.
- Dorel, M., J. Roger-Estrade, H. Manichon, y B. Delvaux, 2000. Porosity and soil water properties of Caribbean volcanic ash soils. *Soil Use Manage.*, 16, 133-140.
- Durner, W., 1995. SHYPFIT 0.24 User's Manual. Research Rep. 95.1. Department of Hydrology. University of Bayreuth. Bayreuth, Germany.
- Garg, R.N., S.P. Mazumdar, S. Chattaraj, D. Chakraborty, R. Singh, M. Kumari, B. Saha, S.M. Trivedi, R. Kaur, K.H. Kamble, y R.K. Singh, 2009. Assessment of Soil Physical Conditions: Evaluation of a Single Value Index. J. Agric. Physics, 9, 9-19.
- IUSS Working Group WRB, 2006. World Reference Base for Soil Resources. 2. World Soil Resources Reports no 103, UN Food and Agriculture Organization, Rome; 2006. p. 128.

- Klute, A. (ed.), 1986. Methods of Soil Analysis, Part I. Physical and Mineralogical Methods, 2nd edition. Agronomy, vol. 9. ASA–SSSA, Madison. 1188.
- Klute, A. y C. Dirksen, 1986. Hydraulic Conductivity and Diffusivity. En: Methods of Soil Analysis Part 1. Physical and Mineralogical Methods, Klute, A. (ed.). ASA and SSSA, Madison, WI, 687-734.
- Kutlu, T. y S. Ersahin, 2008. Evaluation of soil physical quality in mollic ustifluvent, typic ustifluvent and typic ustorhent using Dexter's S-theory. J. Food Agric.Environ., 6, 450-455.
- Li, L., K. Yin Chan, Y. Niu, G. Li, A. Oates, A. Dexter, y G. Huang, 2011. Soil physical qualities in an Oxic Paleustalf under different tillage and stubble management practices and application of S theory. *Soil Till. Res.*, 113, 82-88.
- Maeda, T. y K. Soma, 1986. Physical properties. *En*: "Ando Soils in Japan". K. Wada (ed.). Kyushu University Press, Fukuska, Japan, pp. 99-111.
- Maeda, T., H. Takenada, y B.P. Warkentin, 1977. Physical properties of allophane soils. Adv. Agron., 29, 229-261.
- Mosaddeghi, M.R., M. Khatar, A.R. Dexter, y A.A. Mahboubi, 2008. Water characteristic curve and physical quality of soil as influenced by water salinity and sodicity. 2<sup>nd</sup> International Salinity Forum: Salinity, Water and Society Global issues, local action,March 31<sup>th</sup>-April 3<sup>rd</sup>, Adelaide, South Australia, on CD-ROM.
- Olsen, S., C. Cole, F. Watanabe y L. Dean, 1954. Estimation of available phosphorus in soils by extraction with sodium bicarbonate. USDA Circular Nr 939, US Gov. Print. Office, Washington, D.C. pp. 1-19.
- Osuna-Ceja, E., B. Figueroa-Sandoval, K. Oleschko, M. Flores-Delgadillo, M. Martínez-Menes, y F. González-Cossío, 2006. Efecto de la estructura del suelo sobre el desarrollo radical del maíz con dos sistemas de labranza. Agrociencia, 40, 27-38.
- Pires, L.F., F.A.M. Cassaro, K. Richard, y O.O.S. Bacchi, 2008. Soil porous system changes quantified by analyzing soil water retention curve modifications. *Soil Till.Res.*, 100, 72-77.
- Reynolds, W.D., B.T. Bowman, C.F. Drury, C.S. Tan, X. Lu, 2002. Indicators of good soil physical quality: density and storage parameters. *Geoderma*, 110, 131-146.
- Reynolds, W.D., C.F. Drury, C.S. Tan, C.A. Fox, y X.M. Yang, 2009. Use of indicators and pore volume-function characteristics to quantify soil physical quality. *Geoderma*, 152 (3-4), 252-263.
- Silva, G.L., H.V. Lima, M.M. Campanha, R.J. Gilkes, y T.S. Oliveira, 2011. Soil physical quality of Luvisols under agroforestry, natural vegetation and conventional crop management systems in the Brazilian semi-arid region. *Geoderma*, 167-168, 61-70.
- Silva Guedes, E.M., A. Rodrigues Fernández, H. Veras de Lima, A. Pereira Serra, J. Ribamar Costa, y R. da Silva Guedes, 2012. Impacts of different management systems on the physical quality of an Amazonian Oxisol. *Rev. Bras. Ciênc. Solo*, 36, 1269-1277.
- Soil Survey Staff, 1998. Keys to Soil Taxonomy, 8th ed. U.S.D.A.- NRCS, Lincoln.
- Topp, G.C., W.D. Reynolds, F.J. Cook, J.M. Kirby, y M.R.Carter, 1997. Physical attributes of soil quality. *En*: Gregorich, E.G., Carter, M.R. (eds.), Soil Quality for Crop Production and Ecosystem Health. *Dev. Soil Sci.*, vol. 25. Elsevier, New York, NY, pp. 21-58.
- Tormena, C.A., A.P. da Silva, S. Del Carmen-Imhoff, y A.R. Dexter, 2008. Quantification of the soil physical quality of a tropical Oxisol using the S index. *Sci. Agric. (Piracicaba, Braz.)*, 65 (1), 56-60.
- van Genuchten, M. Th., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.l, 44*, 892-898.
- van Ranst, E., S.R. Utami, y J. Shamshuddin, 2002. Andisols on volcanic ash from Java Island, Indonesia: Physico-chemical properties and classification. *Soil Sci.*, *167* (1), 68-79.
- Vieira, K.M., A.P. da Silva, C.A. Tormena, T. Paiva, A.R. Dexter, y I. Håkansson, 2009. Long-term effects of no-tillage on dynamic soil physical properties in a Rhodic Ferrasol in Paraná, Brazil. *Soil Till. Res.*, 103, 158-164.
- Walkley, A. y I.A. Black, 1934. An examination of the Degitjareff method for determining soil organic matter and proposed modification of the chromic acid titration method. *Soil Sci.*, 37, 29-38.

# EVALUACIÓN MEDIANTE TOMOGRAFIA DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA DE LAS PROPIEDADES HIDRÁULICAS DE LA ZONA SATURADA Y NO-SATURADA DE HUMEDALES ARTIFICIALES PARA EL TRATAMIENTO DE AGUA RESIDUAL

J.C. Tapias<sup>1</sup> M. Himi<sup>2</sup>, R. Lovera<sup>2</sup>, M. Folch<sup>1</sup>, X. Font<sup>2</sup> y A. Casas<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Instituto del Agua. Departamento de Productos Naturales, Biología Vegetal y Edafología. Facultad de Farmacia. Universidad de Barcelona. Avda. Joan XXIII s/n, 08028-Barcelona. e-mail: <u>jtapias@ub.edu</u> <sup>2</sup>Instituto del Agua. Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica. Facultad de Geología. Universidad de

<sup>2</sup>Instituto del Agua. Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica. Facultad de Geología. Universidad de Barcelona. C/. Martí i Franquès s/n, 08028-Barcelona. e-mail: <u>albert.casas@ub.edu</u>

**RESUMEN.** Durante los últimos años ha crecido el interés por el uso de humedales construidos para la depuración de las aguas residuales de pequeñas comunidades, definidas por menos de 2000 habitantes equivalentes. Las ventajas de estos sistemas de tratamiento sobre los sistemas de depuración convencional son el bajo coste de operación y la sencillez de las tareas de mantenimiento. Sin embargo, con el tiempo el proceso de depuración conlleva la obstrucción progresiva de los poros de la capa de grava por la acumulación de sólidos en suspensión y materia orgánica, la precipitación de compuestos químicos y la compactación. La disminución de la porosidad del filtro provoca la reducción de la conductividad hidráulica a través de la capa de grava, reduce el suministro de oxígeno y como resultado, puede anular la eficacia del tratamiento. Por consiguiente, es esencial controlar la evolución del proceso de obstrucción y localizar en el espacio y el tiempo los s problemas de funcionamiento del sistema. Con esta finalidad se ha analizado la eficacia de radar de subsuelo y tomografía eléctrica para caracterizar dos humedales de flujo subsuperficial horizontal existentes en Cataluña.

ABSTRACT. During the last years has been growing the interest by use of constructed wetlands for the treatment of wastewater in small communities of less than 2000 people equivalent. The advantages of these systems of treatment over conventional systems are the low cost of operation and ease of maintenance. However, over time the clogging process involves progressive blockage of the pores of the gravel layer by accumulation of solids in suspension and organics, precipitation of chemical compounds and the compaction. The reduction of the porosity of the filter causes a decrease in hydraulic conductivity through the layer of gravel, reduces the supply of oxygen and also causes a decrease of the effectiveness of the treatment. Therefore it is essential to determine the evolution of the process of occlusion and locate potential problems of functioning of the system in space and time. For this purpose ground probing radar and electrical resistivity tomography methods have been tested for characterizing two horizontal subsurface flow wetlands of Catalonia.

### 1.- Introducción

La Directiva Europea 91/271/CE sobre tratamiento de aguas residuales indica que los municipios de menos de 2000 habitantes equivalentes, o de menos de 10000 habitantes con vertido a zonas costeras abiertas han de depurar sus aguas con un "tratamiento adecuado". Para pequeños municipios la Directiva no establece unos mínimos numéricos de concentraciones o porcentajes de eliminación, pero requiere un tratamiento que garantice mantener los objetivos de calidad del medio receptor. Este supuesto tratamiento adecuado deber ser fiable, simple y de bajo coste de operación y mantenimiento, y además ha de generar pocos residuos. Los sistemas que cumplen estas características y tienen un marco legal favorable para su expansión son los denominados sistemas naturales, entre los que destacan los humedales artificiales de flujo subsuperficial, a veces combinados con lagunas de maduración.

Los humedales construidos son sistemas pasivos de depuración de aguas residuales, constituidos por lagunas o canales poco profundos, donde normalmente se plantan macrófitos (plantas propias de zonas húmedas) y donde la descontaminación se lleva a cabo mediante la acción simultánea de procesos físicos, químicos y biológicos. Estas tecnologías llevan ya algunos años de desarrollo en varios países y en Cataluña se ha tomado la iniciativa de instalar este tipo de sistemas en distintas localidades, considerando que en el actual contexto de crisis económica y concienciación ambiental constituyen una opción a tener en cuenta y con respaldo de la legislación vigente.



Fig. 1. Esquema de un humedal artificial de flujo sub-superficial horizontal para la depuración de agua residual

El principal problema de este tipo de instalaciones es la colmatación (*clogging*) que se desarrolla a lo largo del tiempo ya que obtura el medio granular y disminuye la vida útil del sistema. Debido a su trascendencia este fenómeno ha sido estudiado por diferentes autores, pero existen todavía numerosas incógnitas, ya que depende de la interacción de varios factores, entre los que destacan el material granular utilizado para la construcción del sistema filtrante, su porosidad y conductividad hidráulica, así como la carga química y orgánica del agua a tratar. Cuando el sistema filtrante se empieza a obturar el agua residual tiende a circular por la superficie del humedal artificial o por caminos preferenciales, reduciéndose su efectividad ya que se reduce el área y el tiempo de tratamiento.



Fig. 2. Flujo superficial en el humedal artificial de Verdú como consecuencia de la colmatación (*clogging*) de la capa de grava

Como la inversión económica necesaria para reemplazar la capa de grava es elevada se considera esencial poder evaluar de antemano la evolución del proceso y detectar los posibles fallos a tiempo para tomar las medidas necesarias que garantices su operatividad (Knowles et al., 2011).

#### 2.- Zonas de estudio

La Agencia Catalana del Agua (ACA) construyó hace más de 10 años una docena de humedales artificiales para el tratamiento del agua residual de varias localidades rurales distribuidas por todo el territorio (García et al, 2001). Estos sistemas han funcionado con notable eficacia a pesar de que alguno de ellos con el tiempo ha dado muestras de agotamiento. Con el objetivo de evaluar la eficacia de los métodos geofísicos en delimitar el grado de colmatación del sistema filtrante en los humedales artificiales se han seleccionado las plantas de tratamiento de aguas residuales de Verdú y Corbins, provincia de Lleida (Figura 3).

La elección de estas dos plantas se fundamenta en el hecho de que mientras la de Verdú lleva más de 10 años de funcionamiento con el mismo lecho de grava, la de Corbins ha substituido recientemente la grava original calcárea por una nueva silícea de igual textura. El sistema filtrante de ambas plantas está constituido por grava gruesa (D<sub>60</sub> igual a 10 mm y C<sub>u</sub> igual a 2) con una conductividad hidráulica de 1000 m día<sup>-1</sup>.



Fig. 3. Situación de los humedales de Verdú y Corbins

La planta de tratamiento de Verdú dispone como sistema de tratamiento primario de tres fosas sépticas en paralelo con un volumen de 50 m<sup>3</sup> con tres cámaras cada una. A continuación el efluente primario se distribuye a través de 4 humedales construidos de flujo horizontal subsuperficial anteriormente plantadas con *Phragmites australis*, pero actualmente eliminadas. Finalmente, hay dos balsas de maduración de un metro de profundidad seguidas de unos filtros de refinado antes de su vertido al Segre (Figura 3).



Fig. 3. Vista aérea de la EDAR de Verdú

En la planta de tratamiento de Corbins el agua residual entra primero en un tanque Imhoff de 7 m de diámetro y 10 m de altura desde donde el efluente primario se distribuye de forma equitativa a dos humedales artificiales de flujo subsuperficial horizontal. Luego sigue a través de tres balsas en serie: una facultativa de 1,5 m de profundidad y dos balsas aeróbicas de 1,0 m de profundidad). El efluente de la última balsa es finalmente dirigido a otro humedal construido seguido de tres filtros de arena en paralelo antes de su vertido a un afluente del río Noguera Pallaresa.

### 3.- Metodología

Con el objetivo de analizar su eficacia para determinar las variaciones de las propiedades hidráulicas de la capa de grava de los humedales se han aplicado dos técnicas geofísicas distintas: radar de subsuelo (GPR) y tomografía de resistividad eléctrica (ERT). Para la adquisición de las secciones GPR se utilizó un equipo SIR 3000 fabricado por GSSI (Geophysical Survey Systems) con una antena de 400 MHz de frecuencia central. La adquisición de los datos GPR en ambos humedales se realizó en perfiles lineales con una traza cada 10 cm de forma continua controlada por medio del odómetro e intervalo entre perfiles de 0,5 m. Para facilitar la interpretación los datos registrados fueron posteriormente procesados con el software REFLEXW incluyendo *stacking*, recuperación de ganancias, filtrado y migración.



Fig. 4. Equipo GRP utilizado en este estudio

Las secciones de tomografía eléctrica se han adquirido con un resistivímetro SYSCAL PRO de 48 electrodos con un dispositivo Wenner-Schlumberger y separación entre los electrodos entre 1 y 0,5 m, para obtener así una máxima resolución lateral y una profundidad de investigación aproximada de 4 m, suficiente para el objetivo previsto. Los valores experimentales de resistividad aparente se han invertido con el programa RES2DINV que supone el subsuelo dividido en celdas de dimensiones determinadas cuyos valores de resistividad eléctrica se modifican de forma iterativa hasta conseguir un ajuste aceptable entre los datos experimentales y la respuesta del modelo, siguiendo un proceso de optimización no-lineal por mínimos cuadrados (Loke y Barker, 1996).

La adquisición de datos de tomografía de resistividad eléctrica se ha realizado con estrategias diferentes en ambos humedales. En el caso del humedal de Verdú los perfiles se dispusieron perpendiculares a la dirección del flujo de agua residual a través del filtro de grava, mientras que en el humedal de Verdú los perfiles se dispusieron tanto en dirección perpendicular como paralela a la dirección del flujo subsuperficial.

Además, en el caso del humedal de Verdú, para evitar el encharcamiento superficial que provoca la obstrucción por efecto del *clogging* en la capa de grava, se hizo descender el nivel del agua unos 30 cm por debajo de la superficie, dejando una zona superficial no saturada y otra inferior saturada con el agua residual. Esta situación, necesaria para poder hacer las medidas en condiciones técnicas y también sanitarias favorables, ha permitido además definir mejor las diferencias de comportamiento eléctrico entre el nivel saturado y el no saturado, y proporcionar un mejor diagnóstico sobre el estado de colmatación del filtro de grava.

#### 4.- Resultados

En el humedal construido de Corbins todas las secciones de tomografía eléctrica obtenidas después del proceso de inversión muestran un modelo de dos capas con un nivel superficial de baja resistividad eléctrica correspondiente al nivel de gravas saturado con agua residual y una inferior de alta resistividad eléctrica (> 1000 ohm·m) asociada al nivel impermeable del nivel geotextil situado bajo el filtro. Los valores de resistividad de la capa superficial de 1 metro de grosor saturada con agua residual de conductividad eléctrica igual a 1300  $\mu$ S/cm oscilan entre 29 y 35 ohm·m (Figura 5).



Fig. 5. Perfil típico de tomografía eléctrica en el humedal artificial de Corbins

Otra característica destacable en los perfiles de tomografía eléctrica del humedal de Corbins es la presencia de zonas de baja resistividad eléctrica en la capa resistiva inferior. Estas zonas de baja resistividad eléctrica que se muestran alineadas transversalmente desde un perfil a los contiguos y se interpreta como consecuencia de la filtración de agua residual hacia el sustrato geológico a causa de la rotura del geotextil situado en la base de la capa de grava (Figura 6).



Fig. 6. Perfiles de tomografía eléctrica en el humedal de Corbins mostrando las anomalías en la capa inferior interpretadas como defectos de impermeabilización del geotextil

Los perfiles de tomografía eléctrica del humedal artificial de Verdú se adquirieron en dos direcciones: perpendicular y paralela al flujo del agua residual a través de la capa de grava y ofrecen también información muy significativa sobre la geometría del humedal y la distribución de zonas con diferente conductividad hidráulica en la capa de grava como resultado de la obturación por el efecto del *clogging*.

Las secciones de tomografía eléctrica de Verdú muestran que el grosor de la capa de grava es mayor que en Corbins, oscilando de 1,5 a 2,5 m, con una pendiente suave de tendencia regular a aumentar en dirección al flujo del agua residual. Otra diferencia significativa de las secciones de tomografía obtenidas en Verdú respecto de las de Corbins es la presencia de tres capas de resistividad eléctrica bien contrastada: una capa superior de muy alta resistividad eléctrica, una intermedia de baja resistividad y una capa inferior también de alta resistividad eléctrica.

La resistividad eléctrica de la capa superior corresponde a las gravas no saturadas y presenta una variabilidad notable creciendo en dirección al flujo del agua residual. Como en esta capa no existe conductividad eléctrica de tipo iónico por tener un electrolito saturando las gravas, las variaciones de conductividad eléctrica se interpretan que están causadas por el efecto de conducción de la corriente eléctrica a través del biofilm que cubre la grava de forma análoga a lo propuesto por Abdel et al (2004) que a partir de experimentos realizados en columnas bióticas y abióticas encontraron un aumento temporal de la conductividad eléctrica en la columna biótica, que atribuyeron a procesos microbianos (Figura 7).

Por el contrario, los perfiles de GRP no han proporcionado resultados satisfactorios para delimitar la estructura del filtro ni tampoco para evaluar indirectamente la variabilidad de las propiedades hidráulicas de la capa de grava. Esto puede deberse a la falta de contraste de permitividad dieléctrica entre el fluido y el biofilm (Van der Wal, 1997). Sólo es patente algún cambio de amplitud de las reflexiones como consecuencia de diferencias en la atenuación de la señal.



Fig. 7. Interpretación de los resultados de tomografía eléctrica en la ZNS y zona saturada del humedal de Verdú

#### 5.- Conclusiones

Los resultados de esta investigación muestran que la tomografía de resistividad eléctrica puede ser una técnica muy útil para investigar la geometría de los humedales artificiales de flujo subsuperficial, así como para delimitar la extensión de los procesos de colmatación que obturan la capa de grava.

En el caso de Verdú en la zona no saturada, la resistividad eléctrica es mayor al final del filtro, ya que los poros están con aire que es dieléctrico, mientras que al inicio del filtro la resistividad es menor por la conducción eléctrica de la materia orgánica situada alrededor de las gravas. Contrariamente, en la zona saturada, la resistividad eléctrica es menor al final del filtro, ya que los poros contienen una mayor proporción de agua residual de elevada conductividad eléctrica iónica, mientras que al inicio del filtro la resistividad eléctrica es más elevada al tener una menor porosidad debido al aumento de materia orgánica

En el caso de Corbins HSSF CW el hecho más relevante es la homogeneidad general de la resistividad eléctrica de la capa de grava, que no muestra signos de tener problemas de colmatación. Sin embargo, la capa más inferior que corresponde al sustrato impermeable muestra anomalías puntuales que pueden interpretarse como consecuencia de filtraciones de agua residual a través de fisuras u otros defectos estructurales en el geotextil.

Agradecimientos. Este trabajo ha sido financiado en parte por el Ministerio de Economía y Competitividad a través de los proyectos "Correlación entre parámetros hidrogeológicos y geofísicos para calibrar la evaluación de la vulnerabilidad a la contaminación de los acuíferos mediante métodos geofísicos" (CGL2009-07025) y "Tratamiento de aguas residuales y reutilización para una gestión sostenible, TRAGUA" (CSD2006-00044) en el marco del Programa Consolider. Los autores expresan también su gratitud a los técnicos de Aigües de Catalunya, y en particular a Ángel Lázaro por facilitarnos la toma de datos experimentales.

# 6.- Bibliografía

- Abdel, G.Z., E.A. Atekwana, L.D. Slater, y E.A. Atekwana, 2004. Effects of microbial processes on electrolytic and interfacial electrical properties of unconsolidated sediments. *Geophys. Res. Lett.* 31, L12505, doi:10.1029/2004GL020030.
- Van Der Wal, A.M., W. Minor, A.J. Norde, B. Zehnder, y J. Lyklema, J. 1997. Conductivity and dielectric dispersion of gram-positive bacterial cells. J. Colloid. Interface Sci. 186, 71–79.
- García, J.; R. Mujeriego, J.M. Obis, y J. Bou, 2001 Wastewater treatment for small communities in Catalonia (Mediterranean region). *Water Policy*. *3*(*4*), 341–350.
- Knowles, P., G. Dotro, J. Nivala, y J. Garcia, 2011. Clogging in subsurface-flow treatment wetlands: Occurrence and contributing factors. *Ecol. Eng.* 37(2), 99-112.
- Loke, M.H., y R.D. Barker, 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivitypseudosections using a quasi-Newton method. Geophys. Prosp., 44, 131–152.

# UTILIZACIÓN DE LA TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA RESISTIVA PARA ESTIMAR EL CONTENIDO DE AGUA EN EL SUELO EN VIÑA BAJO DIFERENTES SISTEMAS DE RIEGO

J. Dafonte, J.R. Raposo, M. Valcárcel, M. Fandiño, E.M. Martínez, B.J. Rey y J.J. Cancela

GI-1716. Proxectos e Planificación. Departamento de Enxeñaría Agroforestal. Escola Politécnica Superior. Universidade de Santiago de Compostela. Benigno Ledo s/n. 27002 Lugo. e-mail: jorge.dafonte@usc.es, web: http://www.proepla.es

**RESUMEN.** Se evaluó la utilización de la tomografía eléctrica resistiva para la estimación del contenido de agua en el suelo en viñedo con tres sistemas: sin riego, riego por goteo aéreo y riego por goteo enterrado, en una parcela en Villafranca del Bierzo León (España). Se utilizó para la medida de la resistividad eléctrica de cada tipo de sistema 5 líneas de 10 m de longitud con una separación interelectrodos de 0,5 m en una única fecha de muestreo, utilizándose el programa RES3DINV para la inversión de los datos de resistividad eléctrica aparente, comparándose los datos de resistividad eléctrica tras la inversión con las medidas de humedad realizadas con TDR. Los datos obtenidos fueron ajustados a las ecuaciones de Archie y de Rhoades que relacionan humedad y resistividad eléctrica del suelo, observándose un mal ajuste de las medidas a las ecuaciones para los rangos medidos de humedad y resistividad eléctrica.

**ABSTRACT.** The use of resistive electrical tomography for estimating water content in the soil in vineyard with three systems: without irrigation, drip irrigation and drip irrigation air buried in a plot in Villafranca del Bierzo, León (Spain) was evaluated. The electrical resistivity of each type of system was measured with 5 lines of 10 m length and 0.5 m spacing between electrodes in a single sampling date, the software RES3DINV was used for the inversion of apparent soil electrical resistivity measurements, it was compared soil electrical resistivity data after inversion with soil moisture measurements made with TDR. The data were fitted to the equations of Archie and Rhoades that relates soil water content and electrical resistivity, showing a poor fit of the measures to equations for moisture and electrical resistivity ranges measured.

# 1.- Introducción

El contenido de agua en el suelo controla importantes procesos físicos, químicos y biológicos como el crecimiento vegetal, transporte de solutos, infiltración, escorrentía superficial, erosión y por último los procesos de edafogénesis (Western et al., 2003). Diferentes procesos afectan a la heterogeneidad en la distribución 3D de los contenidos de agua en el suelo, como pueden ser diferentes características hidrológicas del suelo, de la vegetación, de la precipitación y también del sistema de riego.

La ventaja de los métodos de no-contacto para la medida

de la humedad del suelo como el radar de penetración en el subsuelo (GPR), inducción electromagnética (IEM), y de la tomografía eléctrica resistiva (TER) es que suponen una escala intermedia entre las medidas de contenido de agua con teledetección y los métodos de medida locales (gravimetría, TDR, FDR,..). La teledetección tiene las desventajas de estar limitada a unos cuantos centímetros de profundidad, y no puede utilizarse en el caso de vegetación densa, y se ve influida por la rugosidad superficial del terreno y no puede conocerse la variabilidad de la humedad intrapixel (Minet, 2011). Los métodos de IEM tiene la desventaja de que la profundidad de exploración depende de la separación de las bobinas y del modo de dipolo, con lo que en una sola pasada no se puede tener una información detallada de la variabilidad espacial de la humedad. A su vez en el GPR la profundidad de exploración depende la constante dieléctrica del medio y de su conductividad eléctrica, además de ser difícil la interpretación de los radargramas (Weihermüller et al., 2007).

La TER está reconocida como un método no invasivo para el estudio de la variabilidad especial y temporal del suelo, que ha sido utilizado ampliamente para estudios de agua subterránea, transporte de solutos, manejo del suelo identificación de áreas compactadas, espesor de los horizontes de suelo y profundidad al lecho de roca, y cuantificación de propiedades hidrológicas del suelo. Estos estudios dependiendo de las heterogeneidades del área pueden llevarse a cabo en dos o tres dimensiones, proporcionando información detallada de la variabilidad espacial de la resistividad eléctrica (RE), y además a diferentes escalas de resolución desde resolución centimétrica a escala regional.

La TER ha sido usada extensivamente para estimación del contenido del agua en el suelo (Brunet et al., 2010; Schwartz et al., 2008; Beff et al., 2013; Samouëlian et al., 2005). Según Friedman (2005) los factores que afectan al valor de RE son porosidad, contenido en agua, estructura, forma de las partículas y orientación, distribución de tamaño de las partículas, capacidad de intercambio catiónico, composición de cationes de la solución del suelo, temperatura,...

Entre los métodos indirectos de contacto utilizados para la estimación del contenido de agua en el suelo durante los últimos 30 años la Reflectometría de Dominio Temporal (TDR) ha sido muy utilizada. Entre las ventajas de su uso se destaca la alta resolución temporal, la rapidez de adquisición de los datos y la repetibilidad de las medidas. Además la relación entre la permitividad dieléctrica del suelo y el contenido de agua en el suelo es constante para muchos tipos de suelos, por lo que no necesita una calibración específica para cada suelo. Por otro lado debido a su pequeño volumen de exploración (Robinson et al. 2005) en suelos pedregosos la inserción de las guías puede ser complicada debido a la dificultad de inserción y la posible creación de poros llenos de aire que pueden modificar la medida de la permitividad eléctrica relativa (Souto et al., 2008)

Fandiño et al. (2009) mostraron la importancia del sistema de riego empleado, en particular para sistemas de riego por goteo subsuperficial y superficial. Desde la derogación de la prohibición de regar en los viñedos con destino a vinos de mesa en el año 1996 (Ley 8/1996), se ha regulado el riego en el viñedo en el Reglamento CE 1493/1999. La determinación de la demanda real de agua para el riego de viña, especialmente en zonas de escasez en determinadas épocas de año, se considera un factor primordial que incide de forma controlable en la calidad de la uva (Campos et al., 2009). No obstante, los viticultores no sólo demandan un conocimiento de aspectos de manejo como la frecuencia y duración del riego a aplicar (Raes et al., 2000), sino unos conocimientos técnicos complementarios sobre cuál es el sistema de riego más adecuado, a su caso particular, que garantice un óptimo y sustentable manejo.

En ocasiones se interpreta el uso del riego como una herramienta para incrementar la producción, no obstante, una mala gestión en la programación del riego puede conllevar graves pérdidas en cantidad y calidad del producto final. La correcta gestión del agua ante una situación de cambio climático es fundamental en cultivos de un alto valor añadido como el viñedo (Jones, 2007).

Los objetivos de este trabajo fueron evaluar el potencial de la tomografía eléctrica resistiva para evaluar las diferencias en el contenido de agua en el suelo con dos sistemas de riego por goteo diferenciado y un tratamiento sin uso de riego en viñedo en una parcela situada en la D.O. del Bierzo (León).

### 2.- Material y métodos

### 2.1.- Área de estudio

La parcela de estudio está situada Villafranca del Bierzo en León (España) en X 680910 Y 4719630 Huso 29 ETRS89, y se dedica al viñedo usando la variedad Mencia con sistema de conducción en espaldera de guyot doble, existiendo tres tratamientos, el primero sin riego, el segundo y tercero con riego con goteros separados 1 m con caudales de 2 l/h, y riego diario de 6-7 h de la mañana, el segundo tratamiento es con riego por goteo aéreo y el tercer tratamiento riego por goteo subterráneo enterrado a una profundidad de 0,30-0,40 m. En esta experiencia se intenta ver la influencia de un riego por goteo aéreo y otro subterráneo con respecto a un tratamiento de sin riego, en la transpiración, producción y calidad de la uva. La localización puede observarse en la fig. 1.



Fig. 1. Parcela de estudio y localización de los tres tratamientos

Según el mapa geológico el material de partida es Terciario Indiferenciado: arenas, arcillas, limos y niveles de conglomerados (GEODE, 2013). El tipo de suelo en la zona es un Cambisol dístrico, según la clasificación FAO en el mapa de suelos de Castilla y León.

Los datos del análisis textural del suelo de la parcela se muestran en la tabla 1.

Tabla 2. Textura del suelo									
Profundidad (cm)	Arena (%)	Limo (%)	Arcilla (%)	Textura (USDA)					
0-15	43,08	28,36	28,56	Franco arcilloso					
15-45	39,44	32,36	28,20	Franco arcilloso					

Las medidas de contenido de agua en el suelo y la tomografía eléctrica resistiva se realizaron en una sola fecha de muestreo 23/7/2012.

### 2.2.- Tomografía eléctrica resistiva

Para las medidas de TER se utilizó un equipo Terrameter SAS 1000 (ABEM), junto con un selector de electrodos ES 10-64, se realizaron cinco transectos con 0,5 m de separación entre líneas y una longitud de 10 m, con separación entre electrodos de 0,5 m (Fig. 2). Los datos de cada transecto 2D fueron unidos para invertir los datos medidos de resistividad aparente y convertirlos en datos de resistividades reales, produciendo un modelo 3D de resistividades usando el software RES3DINV (Loke 2011), el protocolo de medida utilizado fue el de Wenner, esta disposición posee una mayor sensibilidad a detectar los cambios verticales en la resistividad, siendo más apropiado para estudiar estructuras horizontales y tiene mayor fortaleza de la señal (Loke, 2011; Griffiths y Baker, 1993; Samouëlian et al., 2005).



**Fig. 2.** Localización de los perfiles de tomografía eléctrica y de las medidas contenido de agua en el suelo con TDR

2.3.- Medida del contenido de agua en el suelo con TDR

El contenido de agua en suelo se medió con un equipo TDR100 de Campbell Scientific, gestionado en campo mediante el software PCTDR. Para convertir los datos de permitividad dieléctrica relativa en datos de contenido en agua volumétrico se utilizó la ecuación de Topp et al. (1980), que ha sido utilizada exitosamente en suelos que no contienen cantidades importantes de agua adsorbida p.e. suelos arenosos y limosos (Robinson et al., 2003). Las guías de medida fueron conectadas al equipo TDR mediante un cabezal flexible (Souto et al., 2008), se situaron a una profundidad de 60 cm, coincidente con la extensión de la zona radicular, permitiendo el seguimiento de la humedad en el bulbo húmedo generado por los sistemas de riego. Las mediciones se completaron con varillas dispuestas a 15 cm de profundidad para realizar el seguimiento de la capa evaporativa del suelo (Fandiño et al., 2009). En cada fila de viñedo existen dos repeticiones con medidas de humedad (Fig. 2).

2.4.- Relación resistividad eléctrica y contenido de agua en el suelo

La resistividad eléctrica del medio subsuperficial está fuertemente influida por el contenido de agua en el subsuelo, que actúa como un electrolito, basado en el desplazamiento de iones en el agua de la porosidad del suelo y de ahí que sea menor la resistividad cuanto mayor sea la presencia de sales disueltas (Samouëlian et al, 2005)

Para suelos sin cantidades significativas de arcillas es válida la ley de Archie (1942), la cual asume que las características de la fase sólida no influyen en la capacidad de conducir electricidad del medio (Samouëlian et al, 2005), que se encuentra en la ec. 1.

$$\rho = \frac{a}{\phi^m S^n} \rho_w \tag{1}$$

Donde  $\rho$  es la resistividad eléctrica de la estructura,  $\rho_w$  es la resistividad eléctrica del agua de los poros, S es el grado de saturación, a y m son constantes relacionadas respectivamente al coeficiente de saturación y al factor de cementación, n es un parámetro relativo al grado de saturación.

Para suelos con textura fina, como el que tenemos en la parcela, la resistividad eléctrica de la matriz sólida no puede despreciarse. Entonces habría que usar un modelo como el propuesto por Rhoades et al. (1976) para estimar las propiedades eléctricas de materiales no saturados, que está expuesto en la ec. 2:

$$\frac{1}{\rho} = \frac{1}{\rho_w} \left( a\theta^2 + b\theta \right) + \frac{1}{\rho_s}$$
(2)

Donde a y b son coeficientes que dependen de las características de la fase sólida del suelo relativas a la textura y a la mineralogía,  $\theta$  es el contenido volumétrico de agua y  $\rho_s$  es resistividad eléctrica de la matriz sólida.

No se tuvo en cuenta la influencia de la temperatura en los valores de resistividad debido a que todas las medidas se realizaron el mismo día, por lo que se consideró que la temperatura permaneció constante durante el tiempo de la medida.

#### 3.- Resultados y discusión

Los resultados de los datos de resistividad eléctrica tras la inversión se encuentran en la tabla 1, se observa que los valores medios son superiores en el caso de no existencia de riego lo que es esperable debido a los menores valores de contenido de agua en el suelo, dentro de los tratamientos de riego por goteo, se observa un valor de la media un poco más reducido en el caso del riego aéreo subterráneo con menores valores máximos, lo cual también es esperable debido a que el gotero emite el agua directamente en el suelo.

 Tabla 1. Valores de resistividad eléctrica tras la inversión de los datos de resistividad eléctrica aparente

Resistividad eléctrica (Ω·m)	Sin riego	Riego goteo aéreo	Riego goteo subterráneo
Media	644	394	360
Mínimo	20	33	49
Máximo	14262	5003	2190

En la figura 3, se pueden observar varias secciones transversales en el eje XY. Se observa mayor heterogeneidad en la distribución de los valores de resistividad eléctrica sobre todo en la capa superior de 0-

0,25 m, también se aprecia una zona de alta resistividad que coincide con el lugar donde pasa la tubería de riego, que fue instalada en el invierno del año 2012 con un arado topo, en la figura 3c en la capa de 0,25-0,54 m, de lo que podría deducir la existencia de algún tipo de cavidad, que provoca altos valores de resistividad eléctrica.

En la figura 4 se identifican los bulbos húmedos de los goteros como zonas con menor resistividad eléctrica que corresponde con un mayor contenido en agua en el suelo.

Los resultados obtenidos muestran que es posible identificar las zonas de menor resistividad que se identifican con zonas con mayor contenido de agua, En general los menores valores de resistividad se obtienen en el caso del riego subterráneo y los mayores valores en el caso en que no existe riego. En los tres casos la mayor heterogeneidad se observa hasta los 0,87 m, lo cual implica que en principio la mayor demanda evapotranspirativa se produce en las capas superficiales del suelo. También se enfrentaron los valores de contenidos de agua volumétrica estimados a partir de la medida de la permitividad eléctrica obtenida del TDR frente a los valores de resistividad eléctrica obtenidos de la inversión de los datos obtenidos de la TER (Fig 5). Se observa que en el rango de humedades y resistividades del suelo medidas la gráfica tiene una baja pendiente, esto coincide con lo que describe Calamita et al. (2012), que muestra poca sensibilidad de los datos de humedad a las variaciones de resistividad eléctrica. Se han probado las ecuaciones de Archie y de Rhoades, el ajuste gráfico se puede observar en la fig. 4 y los valores de la bondad de ajuste se muestran en la tabla 2, estos valores muestran que cualquiera de las dos ecuaciones no predicen adecuadamente el contenido de agua del suelo en los rangos de humedad y conductividad eléctrica del suelo medidas, teniendo valores del coeficiente de Nash-Sutcliffe inferiores a cero. Un trabajo de Werban et al. (2008) describe el efecto que podrían tener las raíces de las plantas en la relación entre resistividad eléctrica y contenido de agua del suelo cuando se utiliza la ecuación de Archie. Schwartz et al. (2008) al comparar las medidas de la resistividad eléctrica obtenida tras la inversión con los datos de humedad obtenidos con TDR en una medida de un solo día, no encontraron relaciones claras entre los dos parámetros, que achacaron a la escala de medida de los métodos, a las variaciones del contenido de arcilla en las diferentes localizaciones y profundidades, y propusieron una modificación de la ecuación de Archie para tener en cuenta el contenido en arcilla del suelo.



Fig. 3. Secciones transversales en el plano XY de los valores de resistividad eléctrica tras la inversión a) Sin riego b) Riego aéreo c) Riego subterráneo


Fig. 4. Perfil de valores de la resistividad eléctrica aparente medida y calculada tras la inversión y del modelo inverso de resistividad eléctrica obtenidas con RES2DINV en el caso del riego subterráneo en la línea de goteros



**Fig. 5.** Comparación de los datos medidos de contenido en agua volumétrico con TDR y de los datos de resistividad eléctrica del suelo obtenidos con la inversión. Ajuste a la ecuación de Archie y Rhoades

 Tabla 2. Valores bondad de ajuste de la ecuación de Archie y de Rhoades et al.

Ecuación	Coeficiente de correlación	Índice de eficiencia de Nash-Sutcliffe		
Archie	0,18	-1,06		
Rhoades	0,21	-0,09		

Otra fuente de incertidumbre es que los datos de

resistividad eléctrica del suelo proceden de la inversión de los datos de resistividad eléctrica aparente y según Marescot et al., (2003) los algoritmos de inversión producen incertidumbres que se incrementan con la profundidad. Según Brunet et al. (2010) estas incertidumbres son difíciles de cuantificar, y un análisis de sensibilidad debería llevarse a cabo usando simulaciones apropiadas, introduciendo modificaciones en las resistividades aparentes de las celdas superiores y midiendo su impacto en las celdas más profundas.

#### 4.- Conclusiones

La tomografía eléctrica resistiva parece describir adecuadamente desde un punto de vista cualitativo la distribución de agua en el suelo, permitiendo una visión tridimensional de la misma, pero como elemento de predicción del contenido de agua en el suelo la comparación de los datos de contenido de agua en el suelo y resistencia eléctrica del suelo muestra poca correlación, por lo que se necesita más datos para poder llegar a predicciones más precisas.

*Agradecimientos.* Este Trabajo fue financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación a través del proyecto (CGL2009-13700-C02). A la empresa NaandanJain Iberica por la cesión de materiales de riego y a la Bodega Luna Beberide por su colaboración en el desarrollo del ensayo. A la Xunta de Galicia por la convocatoria I. Barreto 2009.

Dafonte et al. Utilización de la tomografía eléctrica resistiva para estimar el contenido de agua en el suelo en viña bajo diferentes sistemas de riego

#### 5.- Bibliografía

- Archie, G.E., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Trans., Am. Inst. Mining metallurg. Eng.* 146, 54-62.
- Beff, L., T. Günther, B. Vandoorne, V. Couvreur, y M. Javaux, 2013. Three-dimensional monitoring of soil water content in a maize field using electrical resistivity tomography. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 17(2), 595-609.
- Brunet, P., R. Clément, y C. Bouvier, 2010. Tomography (ERT) A case study in the Cevennes area, France. J. Hydrol. 380(1-2), 146–153.
- Calamita, G., L. Brocca, A. Perrone, S. Piscitelli, V. Lapenna, F. Melone, y T. Moramarco, 2012. Electrical resistivity and TDR methods for soil moisture estimation in central Italy test-sites. J. Hidrol. 454, 101-112.
- Campos I., A. Calera, E.A. Torres, C. Balbontín, J. González-Piqueras, M.L. López, y C.M.U. Neale, 2009. Evapotranspiración y estrés de la cubierta vegetal utilizando una secuencia multitemporal de imágenes de satélite. Caso de estudio: viña en regadío. En: *Teledetección: agua y desarrollo sostenible. XIII Congreso de la Asociación Española de Teledetección*. Calatayud.
- Fandiño, M., J.J. Cancela, y B.J. Rey, 2009. Evaluación de sistemas de riego por goteo sobre la producción en viñedo. En: XXVII Congreso Nacional de Riegos. Murcia, 109-110.
- Forteza Bonin, J.; A. Garcia Rodriguez, A. y L.F. Lorenzo Martin, 1988. *Mapa de suelos de Castilla y León 1:400.000.* IRNASA. Salamanca http://ftp.itacyl.es/cartografia/06\_Edafologia/Mapa\_Suelos\_CyL\_FAO\_4 00000/ [consulta: 15 abril 2013].
- Friedman, S.P., 2005. Soil properties influencing apparent electrical conductivity: A review. *Comput. Electron. Agr.*46, 45-70.
- GEODE, 2013. Mapa Geológico Digital continuo de España [en línea]. Sistema de Información Geológica Continua: SIGECO. IGME. Ed: J. Navas <u>http://cuarzo.igme.es/sigeco/default.htm</u> [consulta: 15 abril 2013].
- Griffiths, D.H. y R.D. Barker, 1993. Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. J. Appl. Geophys. 29, 211– 226.
- Jones G., 2007. Climate Change: Observations, Projections, and General Implications for Viticulture and Wine Production. En: Congress Climate and Viticulture. Zaragoza.
- Loke, M.H., 2011. Tutorial : 2-D and 3-D electrical imaging surveys. www.geoelectrical.com.
- Marescot, M.H., D. Loke, R. Chapellier, R. Delaloye, C. Lambiel, y E. Reynard, 2003. Assessing reliability of 2D resistivity imaging in mountain permafrost studies using the depth of investigation index method. *Near Surf. Geophys.* 1, 57–67.
- Minet, J. 2011. High-resolution soil moisture mapping by a proximal ground penetrating radar: A numerical, laboratory and field evaluation. PhD thesis, Faculte d'ingenierie biologique, agronomique et environnementale, Universite catholique de Louvain, Louvain-la-Neuve (Belgium). http://dial.academielouvain.be/handle/boreal:76830
- Souto, F.J., J. Dafonte, y M. Escariz, 2008. Design and air-water calibration of a waveguide connector for TDR measurements of soil electric permittivity in stony soils. *Biosyst. Eng.* 101, 463-471.
- Raes, D., A. Sahli, J. Van Looij, N. Ben Mechlia, y E. Persoons, 2000. Charts for guilding irrigation in real time. *Irrig. Drainage Syst.*, 14, 343-352.
- Rhoades, J.D., P.A.C. Raats, y R.J. Prather, 1976. Effects of liquid-phase electrical conductivity, water content and surface conductivity on bulk soil electrical conductivity. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 40, 651-655.
- Robinson, D., S. Jones, J. Wraith, D. Or, y S. Friedman, 2003. A review of advances in dielectric and electrical conductivity measurement in soils using time domain reflectometry. *Vadose Zone J.* 2, 444–475.
- Samouelian, A., I. Cousin, A. Tabbagh, A. Bruand, y G. Richard, 2005. Electrical resistivity survey in soil science: a review. *Soil Till Res.*, 173-193.
- Schwartz, B. F., M.E. Schreiber, y T. Yan, 2008. Quantifying field-scale soil moisture using electrical resistivity imaging. J. Hydrol. 362, 234– 246.
- Weihermüller, L., J.A. Huisma, S. Lambot, M. Herbst, y H. Vereecken, 2007. Mapping the spatial variation of soil water content at the fieldscale with different ground penetrating radar techniques. J. Hydrol. 340, 205– 216.

Werban, U., S.A. al Hagre, y W. Rabbel, 2008. Monitoring of root-zone

water content in the laboratory by 2D geoelectrical tomography. J. Plant Nutr. Soil Sci. 171, 927-935.

Western, A. W., R.B. Grayson, G. Bloschl, y D.J. Wilson, 2003. Spatial variability of soil moisture and its implications for scaling. En: *Scaling methods in soil physics*, Pachepsky, Y., Radcliffe, D. E., y Selim, H. M., (Eds.) CRC Press, Florida, 119–142.

# EVOLUCIÓN TEMPORAL DEL CONTENIDO HÍDRICO DEL SUELO EN UN VIÑEDO BAJO DOS TRATAMIENTOS DE RIEGO: CARACTERIZACIÓN MULTIFRACTAL

J. M. Mirás Avalos

Estación de Viticultura e Enoloxía de Galicia (EVEGA-INGACAL), Ponte San Clodio s/n 32427, Leiro (Ourense). e-mail: jose.manuel.miras.avalos@xunta.es, web:

http://www.medioruralemar.xunta.es/areas/investigacion\_e\_formacion/centros\_de\_investigacion/evega/

RESUMEN. En este trabajo, se utilizó la técnica de reflectometría en el dominio de frecuencias (FDR) para monitorizar en continuo el contenido hídrico del suelo bajo un viñedo sometido a dos tratamientos de riego en el Ribeiro (Ourense). Se analizaron dos series de datos (una por tratamiento) registrados cada 30 minutos a tres profundidades (20, 40 y 60 cm) entre el 16 de junio y el 16 de agosto de 2011. Se comprobó que la profundidad que alcanza el sistema radicular es superior a 60 cm. Los valores de las dimensiones de entropía  $(D_1)$  y correlación  $(D_2)$ fueron menores en las series registradas bajo riego. El exponente de Hölder de orden cero ( $\alpha_0$ ) y las anchuras de los espectros de singularidad,  $f(\alpha)$ , fueron muy similares entre las series de datos analizadas. El índice de multifractalidad disminuye ligeramente con la profundidad. Estos resultados sugieren que los espectros de singularidad y Rényi fueron útiles para caracterizar la variabilidad temporal del contenido hídrico del suelo, diferenciando patrones entre series registradas bajo secano y riego.

ABSTRACT. In this study, the frequency domain reflectometry (FDR) methodology was used for automatically monitoring soil water content in a vineyard under two irrigation treatments in Ribeiro (Ourense). Two data series (one per treatment) were analyzed. These data were registered at 30 minute time intervals at three depths (20, 40 and 60 cm) between  $16^{\text{th}}$  June and  $16^{\text{th}}$  August 2011. We proved that root depth was greater than 60 cm. Values for entropy  $(D_1)$  and correlation  $(D_2)$  dimensions were lower in the series from the irrigation treatment. The Hölder exponent of order zero ( $\alpha_0$ ) and the widths of the singularity spectra,  $f(\alpha)$ , were very similar among the analyzed data series. The multifractality index slightly decreased with depth. These results suggest that singularity and Rényi spectra were useful for characterizing the time variability of soil water content, distinguishing patterns among series registered under rainfed and irrigation treatments.

# 1.- Introducción

Muchos procesos complejos que tienen lugar en el suelo se caracterizan por su falta de homogeneidad (Western y Blöschl, 1999; Caniego et al., 2005; Zeleke y Si, 2006), un aspecto que se puede describir mediante las propiedades de escala. Entre estos procesos se incluye el contenido de agua en el suelo. Este parámetro puede estimarse de manera automática haciendo uso de sensores que midan las variaciones en la constante dieléctrica del suelo, ya que ésta se encuentra íntimamente relacionada con el contenido de humedad (Mestas Valero et al., 2012). Las dos técnicas más utilizadas actualmente para la medida del contenido hídrico del suelo son las reflectometrías en los dominios del tiempo (TDR) y la frecuencia (FDR).

La distribución espacial y temporal del almacenamiento de agua en el suelo es una variable importante para determinar las interacciones suelo-atmósfera, 1a infiltración, la recarga y para monitorizar el balance hídrico del suelo (Rodríguez-Iturbe, 1999). Esta variabilidad en el almacenamiento de agua en el suelo se relacionada con encuentra íntimamente factores topográficos, geológicos, edáficos y de vegetación (Braud et al., 1995). Estos factores y procesos medioambientales (precipitación, evapotranspiración, escorrentía) no operan independientemente si no como un conjunto de procesos con efectos anidados y complejos. Todo ello resulta en una distribución del almacenamiento de agua en el suelo que varía en función de la escala espacial y temporal. Diversos estudios se han ocupado de describir patrones de escala en el comportamiento de la distribución espacial del contenido de agua en el suelo (e.g. Kim y Barros, 2002; Biswas et al., 2012), pero pocos lo han hecho de su comportamiento temporal (Mestas Valero et al., 2011).

En este sentido, las teorías fractal y multifractal son herramientas muy prometedoras para la caracterización de las propiedades hídricas de los suelos (Posadas et al., 2002). Los modelos fractales se han empleado ampliamente en ciencias del suelo desde la década de 1990 ya que las propiedades edáficas se pueden interpretar a través de conceptos de escala invariante, fractales y multifractales. Por ejemplo, las características de retención hídrica se han descrito por medio de modelos fractales (Tyler y Wheatcraft, 1990; Perfect et al., 1996). Más recientemente, el interés se ha dirigido hacia modelos multifractales (Vidal Vázquez et al., 2008; Biswas et al., 2012).

Un proceso monofractal es homogéneo en el sentido de que sus propiedades de escala pueden describirse con un solo exponente de singularidad. Por el contrario, los multifractales requieren muchos índices para describir sus propiedades de escala y éstos pueden descomponerse en muchos (posiblemente infinitos) subconjuntos de datos caracterizados por distintos exponentes de escala. De ahí que los multifractales sean intrínsecamente más complejos y heterogéneos que los monofractales.

Diversos autores han llevado a cabo estudios multifractales de series temporales de datos heterogéneos. Por ejemplo, Jiménez-Hornero et al. (2010) describieron series temporales de datos de ozono empleando el formalismo multifractal. Se considera que el contenido hídrico del suelo se comporta como una señal geofísica no homogénea caracterizada por una dinámica variable, con repentinos e intensos picos de gran actividad, principalmente en las capas más superficiales del suelo (Mestas Valero et al., 2011). En la actualidad no existen muchos análisis multifractales sobre el contenido de agua en el suelo y se han referido a pradera (Mestas Valero et al., 2011). Por tanto, el objetivo de este estudio es describir la dinámica del agua en el suelo bajo un viñedo con dos tratamientos de riego y determinar la multifractalidad de estas series de datos.

# 2.- Material y métodos

# 2.1. Localización del área experimental

El ensayo se ha llevado a cabo del 28 de junio al 16 de agosto, durante la campaña de riego, de 2011 en la finca experimental de la Estación de Viticultura e Enoloxía de Galicia (EVEGA) situada en Leiro, Ourense, en plena comarca de O Ribeiro (latitud: 42° 21,62' N, longitud: 8° 7,02° O, 110 m sobre el nivel del mar). El clima es templado y de carácter Atlántico, si bien se observa un déficit hídrico durante los meses de verano (de junio a septiembre). Se han recogido datos meteorológicos por medio de una estación situada en la propia parcela experimental. De abril a septiembre de 2011, la temperatura media fue de 18,5 °C y la precipitación total de este período fue de 131,2 mm.

Las plantas del viñedo experimental, de 0,2 ha, son de la variedad 'Albariño' injertadas sobre 196-17C, con una edad de 13 años y espaciadas 2,5 m entre filas y 1,2 m entre plantas (3333 cepas ha<sup>-1</sup>). Las cepas se encuentran conducidas en cordón unilateral. La orientación de las filas es Este-Oeste.

El suelo de la parcela experimental es un inceptisol (Soil Survey Staff, 2010) de textura arenosa: 69% arena, 14% limo, 17% arcilla. Presenta una pedregosidad media y un contenido en materia orgánica medio (2,8%). Asimismo, no presenta limitaciones físicas ni químicas en profundidad, lo que le confiere un buen drenaje y una velocidad de infiltración media-alta. En el presente estudio se ha considerado que la mayor parte del sistema radicular del viñedo se sitúa en los 60 cm más superficiales.

# 2.2. Dispositivo experimental

El experimento de riego se dispuso siguiendo un diseño experimental en bloques al azar con tres repeticiones, y una parcela elemental de 7 cepas (Fig. 1). Se aplicaron dos regímenes hídricos para generar variabilidad tanto en el contenido de agua en el suelo como en el estado hídrico de las plantas. Los tratamientos aplicados fueron secano y regadío al 70% de la evapotranspiración del cultivo ( $\text{ET}_c$ ), calculada según Allen et al. (1998). El riego se efectuó mediante dos goteros autocompensantes por planta, con un caudal de 4 L h<sup>-1</sup> y situados a 25 cm a cada lado del tronco de la cepa. No se tuvo en cuenta la eficiencia del sistema de riego. El período de riego transcurrió desde mediados de junio a finales de agosto, que es la época de mayor demanda evapotranspirativa, y la cantidad de agua aportada al cultivo fue de 119 mm por planta. Los riegos se aplicaron de madrugada para evitar en lo posible las pérdidas por evaporación y se efectuaron con una frecuencia semanal empleando la ETc estimada para la semana precedente.



Fig. 1. Esquema del diseño experimental

# 2.3. Medidas

El contenido volumétrico de agua en el perfil del suelo se monitorizó en dos zonas del viñedo experimental utilizando dos sondas (una en el tratamiento de secano y otra en el riego) basadas en la técnica del FDR (EnviroSCAN Solo, Sentek, Australia). Cada sonda consta de tres sensores instalados dentro de un tubo de acceso a 20, 40 y 60 cm, y estaba conectada a un data logger que registraba datos automáticamente a intervalos de 30 minutos durante todo el período de estudio. Estas sondas se colocaron entre dos viñas de cada uno de los tratamientos, evitando que estuviesen próximas a los goteros (aproximadamente a 25 cm del gotero y a 50 cm del tronco de las plantas). Se ha empleado la ecuación propuesta por el fabricante para transformar los datos de permitividad registrados por las sondas a valores de contenido volumétrico de agua en el suelo.

### 2.4. Análisis multifractal

Los conceptos sobre multifractales y sus técnicas de estimación que se han empleado en este trabajo se resumen a continuación. Para tener una descripción más detallada tanto sobre multifractales como sobre la caracterización del comportamiento multifractal de series de datos, los lectores pueden remitirse a Chhabra et al. (1989) y Everstz y Mandelbrot (1992).

El análisis multifractal de series temporales de contenido de agua en el suelo sobre un determinado intervalo de tiempo I = [a, b] necesita un conjunto de subintervalos diferentes de igual longitud y que no se solapen. Normalmente se considera un factor de escala múltiplo de 2 (e.g. Caniego et al., 2005; Vidal Vázquez et al., 2008); esto significa realizar particiones sucesivas del intervalo inicial en *k* fases (k = 1, 2, 3...). Esto genera un número de celdas  $N(\delta) = 2^k$  con una resolución temporal determinada,  $\delta = L x 2^{-k}$ , que cubre todo el intervalo inicial I.

La aplicación del formalismo multifractal a series temporales de datos ha sido descrita recientemente (Jiménez-Hornero et al., 2010; Mestas Valero et al., 2011), por tanto, solo resumiremos las técnicas computacionales empleadas en este estudio. El intervalo temporal de las series de FDR, *L*, varió de media hora hasta dos meses y la resolución temporal mínima,  $\delta_{ini}$ , se seleccionó de modo que cada intervalo inicial contuviese al menos una media horaria de datos de humedad de suelo,  $\theta_{ini}$ . Siguiendo este procedimiento, la distribución de probabilidades de la función de masa,  $p_i(\delta)$ , para una resolución temporal  $\delta$  se estimó como la siguiente proporción:

$$p_{i}(\delta) = \frac{\theta_{i}(\delta)}{\sum_{j}^{n_{ini}} (\theta_{ini})_{j}}$$
(1)

donde  $\theta_{ini}$  es el contenido hídrico del i-ésimo intervalo y  $n_{ini}$  es el número de intervalos inicial con un contenido de agua medio  $\theta_{ini}$ .

Se utilizó el método del momento (Chhabra et al., 1989) para analizar el espectro multifractal de la función de masa,  $p_i(\delta)$ . En primer lugar, la función de partición,  $\chi(q, \delta)$  se estimó a partir de los valores de  $p_i(\delta)$ :

$$\chi(q,\delta) = \sum_{i=1}^{n} p_i(\delta)^q \tag{2}$$

La función de partición está relacionada con  $\delta$  a través de:

$$\chi(q,\delta) \propto \delta^{-\tau(q)} \tag{3}$$

donde  $\tau(q)$  es el exponente de masas o la función de escala de orden q, que se puede obtener mediante la gráfica  $\chi(q, \delta)$  frente a  $\delta$  en diagramas log-log.

Los datos multifractales también se puede caracterizar por su espectro de dimensión generalizada,  $D_q$ , que puede obtenerse directamente a partir del exponente de masa,  $\tau_q$ , y el i-ésimo orden q como:

$$D_q = \frac{\tau(q)}{(1-q)}, (q \neq 1)$$
(4)

Para el caso particular cuando q = 1, la ecuación (4) es indeterminada; entonces se aplica la regla de l'Hôpital, lo que nos conduce a la siguiente expresión:

$$D_{i} = \lim_{\delta \to 0} \frac{\sum_{i=1}^{n} p_{i}(\varepsilon) \log[p_{i}(\delta)]}{\log(\delta)}$$
(5)

Las dimensiones generalizadas,  $D_q$  para q = 0, q = 1 y q = 2, se conocen como las dimensiones de capacidad, de información y de correlación, respectivamente. En estructuras homogéneas son próximas unas a otras, mientras que para una estructura monofractal las tres presentan la misma magnitud.

En muchos trabajos, las principales propiedades multifractales se han descrito mediante diversos parámetros derivados de  $D_q$  y  $\tau_q$  (Cheng et al., 1999; Vidal Vázquez et al., 2010). Se ha definido la diferencia  $w = (D_{10} - D_{10})$  como la amplitud de la dimensión de los espectros generalizados y se ha sugerido como un importante parámetro multifractal. Del mismo modo, otras amplitudes o diferencias entre varios momentos q, como por ejemplo  $(D_0 - D_2)$ , también caracterizan la multifractalidad de las series temporales del contenido de agua en el suelo (Mestas Valero et al., 2011).

Para calcular el espectro multifractal,  $f(\alpha)$ , se empleó el método propuesto por Chhabra y Jensen (1989) debido a su simplicidad y precisión. Este método estima de manera paramétrica e independiente los valores de  $f(\alpha)$  y  $\alpha$ :

$$\alpha(q) \approx \frac{\sum_{i=1}^{N(\varepsilon)} \mu_i(q,\varepsilon) \log\left[p_i(\varepsilon)\right]}{\log(\varepsilon)} \tag{6}$$

$$f[\alpha(q)] \approx \frac{\sum_{i=1}^{N(\varepsilon)} \mu_i(q,\varepsilon) \log \left[\mu_i(q,\varepsilon)\right]}{\log(\varepsilon)} \qquad (7)$$

donde  $\mu_i(q, \varepsilon)$  es la medida normalizada, definida como

$$\mu_{i}(q,\varepsilon) = \frac{p_{iq}(\varepsilon)}{\sum_{i=1}^{N(\varepsilon)} p_{i}^{q}(\varepsilon)}$$
(8)

Los espectros de singularidad,  $f(\alpha)$ , se calcularon en el rango de -10 < q < 10.

#### 3.- Resultados y discusión

3.1.- Patrones de contenido de agua en el suelo bajo viñedo

La Fig. 2a presenta los valores de precipitación, riego y evapotranspiración de cultivo  $(ET_c)$  para el período de estudio.

Se puede observar que, en el momento de iniciadas las aplicaciones suplementarias de agua, el contenido hídrico del suelo en el tratamiento de riego se estabiliza, mientras que en el secano continúa decreciendo, con un repunte al final de la campaña debido a las lluvias caídas en ese momento (Fig. 2b).



**Fig. 2.** Evolución temporal de la evapotranspiración del cultivo (ETc), precipitación y riego durante el período de estudio (a) y del contenido de agua en las tres profundidades consideradas (de 20 a 60 cm) para los tratamientos de secano (b) y de riego (c)

Estos resultados sugieren que el aporte de agua aplicado al tratamiento de riego fue suficiente para cubrir los requerimientos hídricos del viñedo en esta campaña concreta (Fig. 2c).

Asimismo, cabe destacar el hecho de que el descenso del contenido de agua del suelo ha ocurrido en las tres profundidades consideradas (20, 40 y 60 cm), lo que sugiere que la vid ha sido capaz de extraer agua de estas capas (datos no mostrados).

3.2.- Multifractalidad de las series temporales de contenido de agua en el suelo

En primer lugar se estudiaron los gráficos log-log de las funciones de partición,  $\chi(q, \delta)$ , frente a las medidas de escala,  $\delta$ , para determinar si el patrón de escala temporal del contenido de agua en el suelo obedece a leyes de potencia.

La Fig. 3 muestra, a modo de ejemplo el gráfico loglog para la serie de datos registrados a 20 cm de profundidad bajo tratamiento de secano. El rango de resolución temporal va de d = 2 datos (1 hora) a d =256 datos (128 horas). Para todos los momentos estadísticos estudiados (q = -10 a q = 10), el logaritmo de las medidas normalizadas varió linealmente con respecto al logaritmo de la escala (r2 > 0,95). La distribución de una medida se considera fractal (mono o multifractal) cuando los momentos obedecen leyes de potencia, lo que se interpreta como un comportamiento autosimilar.



**Fig. 3.** Gráfico log-log de la función de partición,  $\chi(q, \delta)$ , frente a la resolución temporal, a la profundidad de 20 cm bajo tratamiento de secano.

En el caso de las series de datos registradas bajo el tratamiento de riego, éstas siguieron comportamientos similares a los de las series registradas bajo secano (Fig. 4).



**Fig. 4.** Gráfico log-log de la función de partición,  $\chi(q, \delta)$ , frente a la resolución temporal, a la profundidad de 20 cm bajo tratamiento de riego

Las propiedades de escala observadas en la Fig. 3 y la Fig. 4 para la profundidad de 20 cm y sucesivas (datos no mostrados) se pueden caracterizar determinando si el tipo de escala es simple (monofractal) o múltiple (multifractal). En una distribución monofractal, los valores de  $D_1$  y  $D_2$  son similares a los de  $D_0$ , mientras que, si se cumple que  $D_0 > D_1 > D_2$ , la distribución posee tendencia multifractal.

Los valores de la dimensión de capacidad,  $D_0$ , no fueron significativemente diferentes de 1 (datos no mostrados). Los valores de las dimensiones de información ( $D_1$ ) y de correlación ( $D_2$ ) se exponen en la Tabla 1, junto con los valores de amplitud de la dimensión generalizada, w, para los momentos q = -10 y q = 10, que puede considerarse como un índice de multifractalidad.

**Tabla 1.** Valores de las dimensiones de información  $(D_i)$  y de correlación  $(D_2)$  y de la amplitud del espectro  $D_q$ , w,  $(w = D_{.l0} - D_{l0})$  en función del tratamiento y de la profundidad

Tratamiento	Profundidad (cm)	$D_0$	$D_{I}$	$D_2$	W
Secano	20	0,999	0,937	0,884	0,672
Secano	40	1,000	0,881	0,746	0,752
Secano	60	1,000	0,925	0,868	0,656
Secano	20 a 60	1,000	0,916	0,833	0,589
Riego	20	0,999	0,868	0,778	0,757
Riego	40	1,000	0,852	0,773	0,698
Riego	60	1,000	0,852	0,758	0,664
Riego	20 a 60	1,000	0,861	0,773	0,695

Como indican Mestas Valero et al. (2011), el valor de  $D_1$  es un buen índice del grado de heterogeneidad en la distribución temporal de una medida. Si  $D_1$  se acerca al valor de  $D_0$ , la distribución de la medida es más homogénea. Los resultados del presente estudio muestran que el contenido de agua en el suelo para las tres profundidades observadas presentan un comportamiento multifractal bajo los dos tratamientos considerados (Tabla 1).

Asimismo, la mayor amplitud del espectro de dimensión generalizada cerca de la superficie en el tratamiento de riego está de acuerdo con la naturaleza cambiante del contenido hídrico del suelo, que aumenta con el aporte suplementario de agua por medio del riego, implicando una mayor heterogeneidad de esta variable a poca profundidad (Tabla 1). En el caso del secano, no se observa un gran efecto de la profundidad en el comportamiento multifractal de esta variable.

La Fig. 5 muestra las dimensiones generalizadas calculadas para todo el rango de q = -10 a q = 10 para el contenido de agua en el suelo a las tres profundidades consideradas en los dos tratamientos estudiados. En el caso del secano, se observaron las típicas curvas sigmoidales para las tres profundidades, con un punto de inflexión en el punto q = 0 frente a  $D_q = 1$  y con menor curvatura en el rango de 0 < q < 10. La distribución con

mayor curvatura es la correspondiente a 40 cm de profundidad (Fig. 5a).



**Fig. 5.** Espectros de dimensiones generalizadas (o de Rényi) para el contenido de agua en el suelo a 20, 40 y 60 cm de profundidad: a) Secano, b) Riego

En el caso del riego, también se han observado curvas sigmoidales para todas las profundidades y con menor curvatura para q entre 0 y 10. En este caso, la distribución con mayor curvatura es la correspondiente a 20 cm de profundidad (Fig. 5b). Estas curvas sigmoidales confirman la multifractalidad de las series de datos estudiadas.

Estos resultados contrastan con los de Mestas Valero et al. (2011) bajo pradera ya que estos autores obtenían distribuciones monofractales del contenido de agua en el suelo a medida que aumentaba la profundidad. Esta diferencia puede ser debida, probablemente, a la mayor profundidad alcanzada por el sistema radicular de la vid, capaz de extraer agua de capas más profundas del suelo que la pradera.

Si comparamos el promedio de contenido de agua en el suelo bajo los dos tratamientos, observamos que la serie bajo riego presenta una mayor curvatura (Fig. 6).

Los valores del espectro de singularidad,  $f(\alpha)$ , para las series de contenido de agua en el suelo confirman la multifractalidad observada (Fig. 7). La amplitud de este espectro fue mayor para el tratamiento de riego, indicando la mayor heterogeneidad de la variable bajo este tratamiento.



**Fig. 6.** Espectros de dimensiones generalizadas (o de Rényi) para el contenido promedio de agua en el suelo para las profundidades estudiadas (de 20 a 60 cm) bajo los dos tratamientos



Fig. 7. Espectros de singularidad para el contenido promedio de agua en el suelo para las profundidades estudiadas (de 20 a 60 cm) bajo los dos tratamientos

#### 4.- Conclusiones

Bajo las condiciones de este trabajo, los registros continuos de contenido de agua en el suelo a diferentes profundidades han permitido una descripción aceptable del régimen hídrico del suelo bajo viñedo durante la campaña de riego.

El logaritmo de las funciones de partición varió linealmente con el logaritmo de la resolución temporal para todas las profundidades bajo los dos tratamientos considerados en el rango de momentos -10 < q < 10, lo que sugiere que las series temporales de contenido de agua del suelo obedecen leyes de potencia y deben considerarse como fractales.

Las propiedades de escala de las series temporales de contenido de agua estudiadas se ajustaron razonablemente bien a modelos multifractales. Estas propiedades fueron diferentes para los tratamientos de secano y riego. Por tanto, el análisis multifractal ha permitido discriminar entre patrones de contenido hídrico del suelo bajo viñedo durante la campaña de 2011 en función del empleo de riego o no.

*Agradecimientos*. Este trabajo ha sido financiado parcialmente mediante el proyecto INIA de referencia RTA2011-00041-C02-01, con 80% fondos FEDER. J.M. Mirás Avalos agradece a la Xunta de Galicia su contrato dentro del programa Isidro Parga Pondal. Se agradece al Dr. Antonio Paz González de la Universidade da Coruña sus explicaciones y consejos sobre

el análisis multifractal.

#### 5.- Bibliografía

- Allen, R.G., L.S. Pereira, D. Raes y M. Smith, 1998. Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper N° 56. Roma, Italia, 15-27.
- Biswas A., T.B. Zeleke y B.C. Si, 2012. Multifractal detrended fluctuation análisis in examining scaling properties of the spatial patterns of soil water storage. *Nonlin. Processes Geophys.* 19, 227-238.
- Braud, I., A.C. Dantasantonino y M. Vauclin, 1995. Approach to studying the influence of the spatial variability of soil hydraulic properties on surface fluxes, temperature and humidity. J. Hydrol. 165, 283-310.
- Caniego, F.J., R. Espejo, M.A. Martín y F. San José, 2005. Multifractal scaling of soil spatial variability. *Ecol. Model.* 182, 291-303.
- Cheng, Q., 1999. Multifractality and spatial statistics. Comp. Geosci. 25, 949-961.
- Chhabra, A.B. y R.V. Jensen. 1989. Direct determination of the  $f(\alpha)$  singularity spectrum. *Phys. Rev. Lett.* 62, 1327-1330.
- Chhabra, A.B., C. Meneveau, R.V. Jensen y K.R. Sreenivassen, 1989. Direct determination of the  $f(\alpha)$  singularity spectrum and its application to fully developed turbulence. *Phys. Rev. A.* 40, 5284-5294.
- Everstz, C.J.G. y B.B. Mandelbrot, 1992. Multifractal measures, en *Chaos and Fractals*. Springer, Berlín.
- Jiménez-Hornero, F.J., E. Gutiérrez de Ravé, A.B. Ariza-Villaverde y J.V. Giráldez, 2010. Description of the seasonal pattern in ozone concentration time series by using the strange attractor multifractal formalism. *Environ. Monitor. Assess. 160*, 229-236.
- Kim, G. y A.P. Barros, 2002. Space-time characterization of soil moisture from passive microwave remotely sensed imagery and ancillary data. *Remote Sens. Environ.* 81, 393-403.
- Mestas Valero, R.M., M. Valcárcel Armesto, J.M. Mirás Avalos, E. Vidal Vázquez, J. Paz Ferreiro y R. Guimarães Giácomo, 2011. Temporal trends of water content under grassland: characterization using the multifractal approach, en *Estudios en la Zona no Saturada del Suelo vol X*, Universidad de Salamanca. 109-112.
- Mestas Valero R.M., J.M. Mirás Avalos y E. Vidal Vázquez, 2012. Estimation of the daily water consumption by maize under Atlantic climatic conditions (A Coruña, NW Spain) using Frequency Domain Reflectometry. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 12, 709-714.
- Perfect, E., N.B. McLaughlin, B.D. Kay y G.C. Topp, 1996. An improved fractal equation for the soil water retention curve. *Water Resourc. Res.* 32, 281-287.
- Posadas A., D. Jiménez y R. Quiroz, 2002. Análisis multifractal de la variabilidad espacial de la conductividad hidráulica en un suelo estratificado. *Revista de Investigación de Física.* 5, 36-43.
- Rodríguez-Iturbe, I., P. D'Odorico, A. Porporato y L. Ridolfi, 1999. Tree-grass coexistence in savannas: the role of spatial dynamics and climate fluctuations. *Geophys. Res. Lett.* 26, 247-250.
- Soil Survey Staff, 2010. *Keys to Soil Taxonomy*. United States Department of Agriculture. Natural Resources Conservation Service. 346 pp.
- Tyler, W.T. y S. Wheatcraft, 1990. Fractal processes in soil water retention. *Water Resour. Res.* 26, 1047-1054.
- Vidal Vázquez, E., J. Paz Ferreiro, J.G.V. Miranda y A. Paz González, 2008. Multifractal analysis of pore size distributions as affected by simulated rainfall. *Vadose Zone J.* 7, 500-511.
- Vidal Vázquez, E., J.G.V. Miranda y J. Paz Ferreiro, 2010. A multifractal approach to characteriza cumulative rainfall and tillage effects on soil surface micro-topography and to predict depression storage. *Biogeosciences*. 7, 2989-3004.
- Western A.W. y G. Blöschl, 1999. On spatial scaling of soil moisture. J. Hydrol. 217, 203-224.
- Zeleke T.B. y B.C. Si, 2006. Characterizing scale-dependent spatial relationships between soil properties using multifractal techniques. *Geoderma.* 134, 440-452.

# MULTIFRACTAL CHARACTERISTICS OF VERTICAL AND HORIZONTAL APPARENT ELECTRICAL CONDUCTIVITY MEASURED ALONG REPLICATED TRANSECTS

M. Valcárcel Armesto<sup>1</sup>, J. R. Raposo González<sup>1</sup>, J. Dafonte Dafonte<sup>1</sup>, R. da Silva Dias<sup>2</sup>, E. Vidal Vázquez<sup>2</sup> and A. Paz González<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Ingeniería Agroforestal, Escuela Politécnica Superior, Universidad de Santiago de Compostela, Campus Universitario, 27002, Lugo, e-mail: <u>montse.valcarcel@usc.es</u>, web: http://www.proepla.es

<sup>2</sup> Facultad de Ciencias, Universidad de A Coruña, Campus A Zapateira, 15008, A Coruña. e-mail: <u>tucho@udc.es</u>

**RESUMEN.** La conductividad eléctrica aparente (ECa) se utiliza para conocer la variabilidad intrínseca al, que a su vez, permite mejorar la evaluación de la variabilidad espacial y temporal de algunas propiedades físicas y químicas del suelo. El objetivo de este trabajo consistió en caracterizar la heterogeneidad espacial de sucesivas medidas de CEa llevadas a cabo sobre un pequeño transecto, de unos 52 m. Las medidas se llevaron a cabo en una parcela situada en la finca experimental del CIAM en Mabegondo, A Coruña, España. A lo largo del perfil se registró la conductividad eléctrica aparente en continuo, tanto con el dipolo en orientación vertical (ECa-V) como en posición horizontal (ECa-H). La medición de estas magnitudes se repitió durante cinco veces sucesivas. Se puso de manifiesto la naturaleza multifractal de ECa, de modo que las regiones con baja y alta densidad de esta variable presentan distintos modos de escalamiento. Se comprobó que diversos parámetros obtenidos del espectro de singularidad y del espectro de dimensiones generalizadas de ECa-V y ECa-H no presentaban diferencias estadísticas significativas (P < 0.05) en ninguna de las sucesivas mediciones repetidas. Por el contrario, estos parámetros multifractales presentaron diferencias significativas cuando se compararon entre sí mediciones sucesivas efectuadas a lo largo del transecto estudiado.

ABSTRACT. Apparent electrical conductivity (ECa) is widely used either to assess intrinsically soil variability to better assess the spatial and temporal variability in several soil chemical and physical properties. The aim of this study was to characterize the scaling properties of replicated soil ECa measurements performed along a short transect of about 52 m. Field measurements were carried out at the experimental farm of CIAM located in Mabegondo, A Coruña, Spain. Apparent electrical conductivity was continuously recorded along the profile both in the vertical (ECa-V) and horizontal (ECa-H) dipole orientations. Five successive repetitions of the measurement were carried out. The scaling properties of all the data sets studied implied a multifractal nature, where the low and high density regions of ECa scale differently. Statistical analysis showed that several parameters gathered from singularity spectrum and the generalized dimension spectrum were not significantly different (P<0.05) between ECa-H and ECa-H for any of the studied repetitions. In contrast, multifractal parameters were significantly different when successive repetitions recorded along the transect studied were compared.

# **1.- Introduction**

The apparent electrical conductivity (ECa) of the soil and/or the vadose zone mainly depends on soil moisture content and on electrolyte concentration of the soil solution (Lesch et al., 1995). In addition,  $EC_a$  can be also influenced by several physical and chemical factors of the soil profile, including soil porosity, clay content and its mineralogy and organic matter content (e.g. Corwin and Lesch, 2005; Shimulik, 2005; Martínez et al., 2009). The use of soil ECa as a subrogate for detection and mapping of spatial variation in soil chemical and physical properties has been demonstrated to be an adequate method. Several reviews concerning the use of ECa to estimate soil properties are available (e.g. Corwin and Lesch 2005; Shimulik, 2005; Allred et al., 2008).

On the other hand, scaling analysis, such as fractal and multifractal analysis, has been frequently used to adequately characterize the spatial variability of soil properties and to describe the combination of irregularity and structure of such properties for a large range of scales. Both, fractal and multifractal scaling assume a hierarchical distribution of mass in space, so that the whole results from the union of similar subsets (e.g. Caniego et al., 2005; Tarquis et al., 2008). While in monofractal scaling one single exponent is sufficient to capture the scaling behavior of the studied data set, multifractal scaling involves entire functions, which represents a hierarchy of exponents related to different levels of intensity or irregularities of the data series (Everstz and Mandelbrot, 1992; Falconer, 1997). Thus, multifractals are intrinsically more complex and inhomogeneous than monofractals.

Commercial devices are available to economically and rapidly measure and map bulk soil EC across agricultural field. The EM38 (Geonics, Limited, Mississauga, Ontario, Canada) induces a current into the soil with one coil and determines conductivity by measuring the resulting secondary current with another coil. Using this device ECa measurements can be taken either at selected points or continuously recorded along transects.

Pearson product moment correlation is the most common method employed to assess linear relationships between ECa data sets taken at fixed locations and different times and also to compare results provided by data sets obtained at vertical and horizontal dipole positions. Continuous record of ECa provides very detailed information with distances between readings at the decimeter scale. However the automatic data collection process produces data sets with more or less noise that is the result of low-level data errors. Moreover, in current surveys it is hardly possible to automatically record ECa values at exactly the same points along a transect when measurements are performed at different times. The multifractal approach could be useful to characterize the inner structure of ECa data sets recorded automatically and to compare reading taken by EM38 at different times or with the two coil configurations. Therefore, the objective of this research was to characterize successive ECa readings continuously recorded, both in vertical and horizontal dipole positions, along a transect using multifractal analysis.

#### 2.- Material and methods

# 2.1.- Experimental site and soil CEa data set

The CEa data sets were measured at an experimental field of the "Centro de Investigaciones Agrarias de Mabegondo" (CIAM), A Coruña province, Spain, (Latitude 43° 14' 47" N, Longitude 8° 16' 23" W). The site was on a gentle slope and the soil was a loamy textured Inceptisol.

The data sets of ECa were continuously recorded and collected in conjunction with mobile RTK DGPS-based system that continuously recorded the values of electromagnetic induction. The measurement campaign was undertaken in may 2010. The EM38 was placed both in the vertical coil configuration (ECa-H), where its effective signal detection ( $\pm$ 70% of the response) is from 1.5 m, and in the vertical coil configuration (ECa-V) with an effective signal detection depth of 0.75 m (Geonics Limited 1999). Five profiles in each dipole orientation (ECa-V ECa-H) were successively recorded. The total duration of the automatic ECa measurements in field conditions was at about three hours. Raw data were corrected to take into account effects of temperature oscillations during the measurement period.

#### 2.2.- Multifractal analysis

Multifractal analysis was implemented following the moment method, which is next summarized. First, a mesh or segment with size  $\delta$  are required to be superimposed over the whole support. In other words, the length of the transect was divided into smaller and smaller segments based on dyadic downscaling. This was implemented by successive partitions of the support in k stages (k=1, 2, 3...) that generate at each scale,  $\delta$ , a number of segments, N( $\delta$ ) = 2<sup>k</sup> of characteristic size length,  $\delta$  = L × 2<sup>-k</sup>, covering the whole extent of the support, L, in this case as a transect (e.g. Evertsz and Mandelbrot, 1992; Vidal et al., 2013).

Then, the experimental data for each ECa data set were converted into the distribution of mass along the geometric support. Therefore, the probability mass function,  $p_i(\delta)$ , for each segment was estimated as a proportion according to:

$$p_i(\delta) = \frac{N_i(\delta)}{N_i} \tag{1}$$

Where  $N_i$  ( $\delta$ ) is the value of the measure in a given segment,  $i^{th}$ , and  $N_t$  is the sum of the measure in the whole transect.

Multifractal analysis involves several scaling functions: mass exponent,  $\tau_q$ , singularity spectrum,  $f(\alpha)$ , local scaling index,  $\alpha_q$ , and generalized or Rényi dimension,  $D_q$ . In practice, using the box counting method, the so-called partition function scales with the segment size as follows:

$$\chi(q,\delta) = \sum_{i=1}^{n(\delta)} p_i^{q}(\delta)$$
(2)

Where n ( $\delta$ ) is the number of segments with size  $\delta$ , and statistical moments *q* are defined for  $-\infty < q < \infty$ .

A log-log plot of the quantity  $\chi(q, \delta)$  versus  $\delta$  for different values of q yields:  $\chi(q, \delta) \propto \delta^{-\tau(q)}$ , where  $\tau_q$  is the mass scaling function of order q. Note that the method of moments is justified if the plots of  $\chi(q, \delta)$  versus  $\delta$  are straight lines (Halsey et al., 1986).

The mass exponent function  $\tau_q$  was estimated from the partition function as:

$$\tau(q) = \lim_{\delta \to 0} \frac{\log \chi(q, \delta)}{\log(1/\delta)}$$
(3)

The function  $\tau_q$  controls how the moment of measure  $\mu_i$  scales with q. In general, multifractal measures yield a nonlinear function of  $\tau_q$ , whereas a monofractal corresponds to linear  $\tau_q$ .

For each box or segment, the probability distribution is:  $p_i(\delta) = \delta^{\alpha_i}$ , where  $\alpha_i$  is the singularity or Hölder exponent characterizing density in the *i*<sup>th</sup> box (Halsey et al., 1986). The Hölder exponent, given by  $\alpha_i = \log \mu_i(\delta)/\log \delta$ , may be interpreted as a crowding index for the degree of concentration of the measure,  $\mu$ . It is, in fact, the logarithmic density of the *i*-th box of the partition of characteristic size  $\delta$ .

For multifractal distributed measures, the number  $N_{\delta}(\alpha)$ of cells of size  $\delta$ , having a singularity or Hölder exponent equal to  $\alpha$ , increases for decreasing  $\delta$  and obeys a power law:  $N(\alpha) \propto \delta^{-f(\alpha)}$ , where the exponent  $f(\alpha)$  is a continuous function of  $\alpha$ . The graph of  $f(\alpha)$  versus  $\alpha$ , called the multifractal spectrum, typically has a parabolic concave downward shape, with the range of  $\alpha$ -values increasing with the increase in the heterogeneity of the measure. The minimum scaling exponent  $f(\alpha_{q+})$ corresponds to the most concentrated region of the measure, and the maximum exponent  $f(\alpha_{q-})$  corresponds to the rarefied regions of the measure. The connection between the scaling exponents  $\tau_q$  and  $f(\alpha)$  can be made through a Legendre transformation. In this work, however, the functions  $\alpha_q$  and  $f(\alpha)$  were obtained following Chhabra and Jensen (1989) with the equations:

$$\alpha(q) \propto \frac{\sum_{i=1}^{N(\delta)} \mu_i(q, \delta) \log[\mu_i(\delta)]}{\log(\delta)}$$
(4a)

$$f(\alpha(q)) \propto \frac{\sum_{i=1}^{N(\delta)} \mu_i(q,\delta) \log[\mu_i(q,\delta)]}{\log(\delta)}$$
(4b)

The scaling function,  $\tau_q$  is also related to the generalized fractal dimension (Hentschel and Procaccia, 1983), which can be defined by Equations 5a. In fact, the concept of generalized dimension,  $D_q$ , corresponds to the scaling exponent for the  $q^{\text{th}}$  moment of the measure. Moreover, the generalized dimensions can be also defined by Equation. Note, however, that using Equations (5a or 5b)  $D_1$  becomes indeterminate because the value of the denominator is zero. Therefore, for the particular case that q = 1, Equation 5c is used.

$$D_q = \tau(q)/(q-1) \tag{5a}$$

$$D_{q} = \lim_{\delta \to 0} \frac{1}{q-1} \frac{\log[\chi(q,\delta)]}{\log \delta}$$
(5b)

$$D_{i} = \lim_{\delta \to 0} \frac{\sum_{i=1}^{n(\delta)} \chi_{i}(1,\delta) \log[\chi_{i}(1,\delta)]}{\log \delta}$$
(5c)

For a monofractal,  $D_q$  is a constant function of q, so no additional information is obtained by examining higher moments. However, for multifractal measures, the relationship between  $D_q$  and q is not constant. In this case, the most frequently used generalized dimensions are  $D_0$  for q = 0,  $D_1$  for q = 1 and  $D_2$  for q = 2, which are referred to as capacity, information (Shannon entropy) and correlation dimension, respectively.

The capacity or box-counting dimension,  $D_0$ , is the scaling exponent of the number of non-empty segments. Thus, it is independent of the quantity of mass in each box, but takes into account the fact that the segments are occupied or not. The information dimension,  $D_1$ , gives the probability of occupation of the  $i^{th}$  segment of size  $\delta$ , without taking into account the way in which the measure is distributed within each of these segments. Thus,  $D_1$  provides a physical characterization, indicating how heterogeneity changes across a certain range of scales, and it is also related to the Shannon entropy equal. The correlation dimension,  $D_2$ , describes the uniformity of the measure values among intervals.

The generalized dimension,  $D_q$ , is widely used for the comprehensive study of multifractals. Differences between  $D_q$  allow comparison of the complexity between measured soil ECa data sets. In homogeneous structures  $D_q$  are close, whereas in a monofractal they are equal.

ANOVA analysis was performed to compare multifractal parameters from data sets taken in horizontal and vertical dipole orientations and also the successive transects recorded. Statistical analyses were done using SAS scientific software, version 8.0 (SAS, 1999).

# 3.- Results and discussion

#### 3.1.- Experimental results

Figure 1 shows the results of five successive records obtained in horizontal dipole position. The range of ECa-H values was relatively low, from about 7 to 12 mS m<sup>-1</sup>. This is in accordance with the temperate humid climate of the studied regions, which impedes any salt accumulation in the soil profile. Moreover, there were no significant differences in the mean values of either ECa-H or ECa-V between the five different transects recorded.

Although the general spatial trend of the ECa recorded along the five transects is similar, the successive data sets are not superposed. The main differences occur when ECa values peak positively or negatively with respect to the average trend at various positions in the profile. In other words, Typical ECa data sets recorded at the decimeter scale appears noisy.



**Fig. 1.** Spatial variation of ECa-H (i.e. horizontal dipole orientation) for the five replications measured along a transect

The noise observed in particular transects shown in Figure 1 is irrelevant or only weakly relevant to ECa data analysis. It can be attributed to the process of the automatic data collection that results in low-level data errors. On the other hand, differences in ECa values between successive transects mainly arise from small deviations from the pathway followed by the EM38 sensor, which hardly can be impeded or avoided during the experimental work.

# 3.2.- Multifractal analysis

The distribution of a measure is considered fractal (mono- or multifractal) when the partition function for successive moments can be fitted by power law functions (Evertsz and Mandelbrot, 1992). Therefore, plots of the normalized measure  $\chi(q,\delta)$  versus measurement scale,  $\delta$ , were examined, for all the statistical moments of interest, to find out whether CEa obeyed or not power law scaling. For moment orders in the range between q = +5 and q = -

5, the logarithm of  $\chi(q,\delta)$  versus the logarithm of  $\delta$  fitted a linear model when the partition function was constructed for successive box sizes in steps of 2<sup>k</sup>, k=0 to k=7. Consequently, partition functions have been estimated in the range of linear behaviour, involving box sizes limited to 0< k <7. An example is shown in Figure 2. Moreover, as shown in this Figure, the parameter q of Equations (4) and (5) was chosen between -5 and + 5 in increments of 0.5.



**Fig. 2.** An example of log–log plots of the partition function,  $\chi(q, \delta)$ , versus measurement scale,  $\delta$ 

The singularity spectrum was estimated by Equations 4a and 4b, taking a  $R^2 = 0.90$  value for the determination coefficient, as a threshold, so that pair of values  $f(\alpha)$  versus  $\alpha$  below this threshold were not accepted. Following this rule, the range of negative moments used to compute  $f(\alpha)$ - $\alpha$  plots was  $\Delta q_{-} = -5.0$  for all the data sets studied, but the range of positive moments  $\Delta q_{+}$  varied between 1.5 and 2.5. Singularity spectra were more or less asymmetric, concave down parabolic curves and for all the studied CEa profiles the right branch was longer than the left branch. Examples of singularity spectra are shown in Figure 3.



**Fig. 3.** Selected examples of singularity spectra. (1 and 4 are profile numbers, V and H are vertical and horizontal dipole orientations)

In a homogeneous fractal system the  $f(\alpha)$  spectra would be reduced to a single point, therefore,  $f(\alpha)$ - $\alpha$  plots in Figure 3 support the hypothesis of singular behavior of the ECa measured along profiles.

Several multifractal parameters obtained from the singularity spectra are listed in Table 1. The Hölder

exponent of order zero,  $\alpha_0$ , varied between 1.011 and 1.027 and determination coefficients in estimating  $\alpha_0$  were 1.000. For  $\alpha_{.5}$  and  $\alpha_{+5}$ , determination coefficients were 0.998 and 0.967, respectively. Therefore, shape and asymmetry and goodness of fit statistics of the singularity spectra showed the scaling properties of ECa can be fitted reasonably well with multifractal parameters.

In addition, shape and asymmetry of the  $f(\alpha)$ - $\alpha$  spectrum can be employed to assess the heterogeneity of a distribution. Also, the width or amplitude of the singularity spectrum,  $(\alpha_{q-} - \alpha_{q+})$ , i.e.  $(\alpha_{-5} - \alpha_{3})$ , is an indicator of heterogeneity, because it provides information on the diversity of the scaling exponents of a measure. So, the wider the  $f(\alpha)$  spectrum is, the higher is the heterogeneity in the scaling indices. Differences in the width of the measure were higher between successive profiles than between measurements taken in vertical and horizontal modes of a given profile.

The presence of extremely high and extremely low data values and dominance of either low or high data are related to the left (q >>1) and right (q <<1) parts of the  $f(\alpha)$  spectrum, respectively. For ECa profiles, the left branch of the  $f(\alpha)$ - $\alpha$  spectrum was wider than the left branch. Asymmetry toward the left indicates dominance of the lowest singularity exponents,  $\alpha$ . In general, the left side was also longer than the right side, revealing that the geometrical size of points with the smallest exponents,  $\alpha$ , was smaller. The opposite was true for the narrower and shorter right side of the singularity spectrum. This suggest dominance of lowest ECa values along de measured profiles and that these were quite similar to each other, as compared to the highest ECa values that were less frequent and showed more differences between one another along the profile.

Because  $\alpha_{min}$  values of all the  $f(\alpha)$ - $\alpha$  plots were computed for a similar moment (i.e.  $\Delta q_{-} = -5.0$ ) and  $\alpha_{max}$ values correspond to diverse moments ( $1.5 \le \Delta q_{-} \le 2.5$ ), singularity spectra obtained from ECa measurements can be best characterized by parameter ( $\alpha_{-5} - \alpha_0$ ) as well as the by the Hölder exponent,  $\alpha_0$ .

The generalized dimension functions, D<sub>a</sub>, were estimated in the range of q moments  $-5 \le q \le 5$  with Equation (5b), except for q=1, where Equation (5c) was used. As expected, coefficients of determination were highest for q = 0 (R<sup>2</sup>=1.00) and decreased with increased |q|. Thus for the studied ECa profiles the values of  $R^2$  were higher than 1.000, 0.993, 0.999, and 0.932, for q = 1, q = 2, q = -5, and q = 5, respectively. Examples of Rényi dimension spectra;  $D_q$ , calculated for 0.5 q steps in the range of moments q = -5 to q = 5 together with their standard error bars are shown in Figure 4. Rènyi spectra follow a typical monotonically decreasing trend with increasing q values, which can be described by a sigma shaped curve. The  $D_a$ function crosses through 1.0 at q=0 and approaches minimum and maximum values as  $q \gg 1$  and  $q \ll -1$ , respectively. The absolute differences  $(D_0 - D_a)$  notably increase as the absolute value of q grows in the two branches of the sigma-shapes curves. Again, these results clearly support the hypothesis of singular behavior of ECa data series.



**Fig. 4.** Selected examples of generalized dimension functions. (1 and 4 are profile numbers, V and H are vertical and horizontal dipole orientations)

The difference  $\Delta D_q = (Q_{-5}-Q_5)$  between the most negative (q=-5) and the most positive (q=5) moments has been also employed as a measure of heterogeneity (e.g. Vidal Vázquez et al., 2013) It is apparent that the curvature of the generalized dimension,  $D_q$ , was always much higher for positive than for negative values of q. This branch of the Rényi spectra corresponds to the smallest concentrations of the measure. Such result is in accordance with the fact that in general the singularity spectra had a wider left branch (Figure 3).

 
 Table 1. Selected parameters obtained from the generalized dimension and the multifractal spectrum

			Generaliz	ed dimension	
Prof.	( <b>D</b> .5 ·	- <b>D</b> <sub>5</sub> )	D.5	$D_5$	$\mathbf{D}_1$
1-H	0	).457	$1.068 \pm 0.011$	$0.611 \pm 0.068$	$0.958\pm0.007$
1-V	0	0.451	$1.076\pm0.008$	$0.625\pm0.066$	$0.959\pm0.006$
2-Н	0	0.427	$1.097\pm0.012$	$0.670\pm0.054$	$0.949\pm0.007$
2-V	0	).449	$1.093\pm0.010$	$0.644\pm0.051$	$0.944\pm0.007$
3-Н	0	0.165	$1.026\pm0.003$	$0.861\pm0.038$	$0.988\pm0.002$
3-V	0	0.203	$1.022 \pm 0.002$	$0.819\pm0.045$	$0.988\pm0.002$
<b>4-H.</b>	0	0.286	$1.035\pm0.004$	$0.749 \pm 0.038$	$0.980\pm0.001$
4-V	0	0.242	$1.026\pm0.002$	$0.785\pm0.043$	$0.985\pm0.002$
5-H	0	0.285	$1.048\pm0.005$	$0.763\pm0.051$	$0.976\pm0.004$
5-V	0	0.336	$1.046\pm0.005$	$0.709\pm0.050$	$0.969\pm0.004$
			Singular	ity spectrum	
Prof.	$\mathbf{q}_{+}$	q.	$\alpha_0$	α.5	(a.5-a0)
1-H	1.5	-5	$1.027\pm0.006$	$1.123\pm0.045$	0.096
1-V	2	-5	$1.027\pm0.005$	$1.147\pm0.030$	0.120
2-Н	2	-5	$1.038\pm0.008$	$1.165 \pm 0.042$	0.127
2-V	2	-5	$1.040 \pm 0.007$	$1.153 \pm 0.032$	0.113
3-Н	3	-5	$1.009 \pm 0.003$	$1.049 \pm 0.009$	0.040
3-V	2.5	-5	$1.009\pm0.002$	$1.039\pm0.011$	0.030
<b>4-H.</b>	2.5	-5	$1.014 \pm 0.001$	$1.066 \pm 0.018$	0.052
4-V	2.5	-5	$1.011 \pm 0.002$	$1.049\pm0.013$	0.039
5-H	2	-5	$1.018\pm0.004$	$1.086\pm0.020$	0.068
5-V	2	-5	$1.021 \pm 0.003$	$1.079 \pm 0.017$	0.058

(Prof.= profile; H= horizontal; V = vertical;  $D_{.5}$ ,  $D_{1}$ , and  $D_5$  = generalized dimensions for moments q = -5. 1 and 5, respectively;  $(D_{.5} - D_5)$  = maximum width of Dq function;  $\alpha_0$  and  $\alpha_{.5}$  = Hölder exponent of order zero, and singularity strength for q =-5;  $(\alpha_{.5} - \alpha_0)$  = width of the right branch of the f( $\alpha$ ) spectrum)

The capacity dimension,  $D_0$ , was not significantly different from 1, in all of the 10 ECa data series studied. The entropy or information dimension,  $D_1$ , varied between 0.944 and 0.988 (Table 1).  $D_0$  and  $D_1$  would take the same value for a monofractal scaling type. Again the multifractal behavior of the replicated ECa data sets is very clearly expressed in the shape and parameters derived from the generalized dimension, supporting the hypothesis of its singular behavior.

Both, the singularity spectrum and the generalized dimension spectrum confirmed that multifractal models, fit reasonably well with ECa transects. The multifractal approach gives a good description of the spatial variability of the replicated transects of electrical conductivity, measured in vertical (ECa-V) and horizontal (ECa-H) dipole orientations. The transect studied can be considered representative of the main pedological and topographical conditions at the CIAM experimental farm. Therefore, the scaling properties of the successive ECa measurements along this transect embody realistic situations consistent with observations at the level of a small field.

The spatial variability in ECa, reflects, on the one hand the effect of the main soil factors from which it depends and on the other hand the effect of noise arisen from the electronic data acquisition system. First, the movement of electrons through bulk soil is complex. Electrons may travel through soil water in macropores, along the surfaces of soil minerals (i.e. exchangeable ions), and through alternating layers of particles and solution (e.g. Corwin and Lesch, 2005; Allred et al., 2008). Therefore, multiple factors contribute to soil variability at several scales. Subsequently, the scaling heterogeneity or multifractality observed in ECa transects may result from the amount and connectivity of soil water (e.g. bulk density, structure, water potential, precipitation, timing of measurement), soil aggregation (e.g. cementing agents such as clay and organic matter, soil structure), electrolytes in soil water (which in our study conditions mainly means exchangeable ions, soil water content, because salinity is negligible), and the conductivity of the mineral phase (e.g. types and quantity of minerals, degree of isomorphic substitution. exchangeable ions). Second, the multifractality of the studied ECa transects might also partly be the result of noise originated during the automatic data collection process with the EM38 device. Thus, acute ECa peaks observed in Figure at the decimeter scale, obviously contributing to scaling heterogeneity, are probably associated to low-level data errors. All these factors operate and interact at closely related scales giving rise to the observed ECa spatial variability.

Several multifractal parameters gathered from the singularity spectrum and the generalized dimension spectrum of the ECa transects measured in vertical (ECa-V) and horizontal (ECa-H) dipole orientation were compared by ANOVA analysis. Noteworthy, no significant differences (P <0.05) were found between multifractal parameters of ECa-H and ECa-H transects for any of the studied repetitions. Also no significant differences were found between the respective mean ECa-

H and ECa-H measured in this study.

ANOVA analysis was also performed to evaluate differences in mean values of multifractal parameters between the five replicated transects studied; in this case ECa-V and ECa-H data sets were considered as repetitions as they were not statistically different. Mean values showed no significant differences between the five transects. In opposite, several multifractal parameters were significantly different (P <0.05) when the five repetitions were compared as summarized in Table2.

The most sensitive parameters to differentiate between replicated transects were the Hölder exponent of order zero,  $\alpha_0$ , (F = 131.29, P < 0.000), the generalized dimension for q =-5, the most negative q moment computed, D<sub>.5</sub>, (F =95.84, P<0.000), the entropy dimension, D<sub>1</sub>, (F =58.51, P<0.000) and the singularity strength for q = -5 (F = 42.56, P <0.000). In other words, multifractal parameters derived either from the central part or the branches with negative q moments have been shown as most sensitive to differentiate between replicated ECa-profiles automatically recorded over our transect of about 52 m.

 Table 2. Comparison of differences in multifractal parameters between successive ECa transects by ANOVA analysis

	( <b>D</b> .5 - <b>D</b> 5)	D.5	$D_5$	$\mathbf{D}_1$	$\alpha_0$	α.5	$(\alpha_{-5}-\alpha_0)$
F	40.83	96.84	22.76	58.51	131.29	42.56	25.09
Р	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.002

(F = F value; P = significance; symbols for multifractal parameters as in Table 1)

Further research should be conducted to validate the usefulness of multifractal analysis for providing information on ECa inner structure measured along one dimensional transects or two dimensional fields. This information could be helpful to better assess the use of soil ECa as secondary information, thus as a surrogate method for detection of spatial variation of soil properties.

#### 4.- Conclusions

Apparent electrical conductivity continuously recorded along small transects using a mobile GPS-based system exhibited multifractal behaviour both in the vertical and horizontal dipole orientations. All the singularity spectra studied were characterized by a wider left branch, whereas the generalized dimension spectra had a wider right branch, which correspond t the smallest concentrations of the measure.

Multifractal parameters gathered from the singularity spectrum and the generalized dimension spectrum showed not significant differences between ECa data sets acquired in the vertical or the horizontal orientations for any of the studied transects. However, multifractal parameters were significantly different when data sets obtained during successive ECa records were compared.

Acknowledgments. This work was funded in part by Spanish Ministry of Science and Innovation (MICINN) in the frame of project CGL2009-

13700-C02.

#### **5.- References**

- Allred, B.J., J.J. Daniels, y M.R. Ehsani, 2008. *Handbook of agricultural geophysics*. : CRC Press. Boca Raton, FL, USA.
- Chhabra, A.B., and R. V. Jensen, 1989. Direct determination of the f(α) singularity spectrum. *Phys. Rev. Lett.* 62, 1327-1330.
- Corwin, D.L. and S.M. Lesch, 2005. Characterizing soil spatial variability with apparent soil electrical conductivity: I. Survey protocols. *Comp. Electron. Agric.* 46 (1-3), 103-133.
- Corwin, D.L., S.M. Lesch, J.D. Oster and S.R. Kaffka, 2006. Monitoring management-induced spatio-temporal changes in soil quality through soil sampling directed by apparent electrical conductivity. *Geoderma* 131, 369-387.
- Everstz, C.J.G., and B. B. Mandelbrot, 1992. Multifractal measures. In *Chaos and Fractals*. Peitgen, H., H. Jürgens, and D. Saupe (ed.)., Springer, Berlin, 921-953.
- Geonics Limited, 1999. EM38 ground conductivity meter-operating manual. Mississauga, Ontario, Canadá.
- Halsey, T.C., M.H. Jensen, L. P. Kadanoff, I. Procaccia, and B. I. Shraiman, 1986. Fractal measures and their singularities: The characterization of strange sets. *Physical Review*, A, 33, 1141-1151.
- Hentschel, H.G.E., and I. Procaccia.1983. The infinite number of generalized dimensions of fractals and strange attractors. *Physica D.*, *8*, 435-444.
- Lesch, S.M., D.J. Strauss, and J.D. Rhoades, 1995. Spatial prediction of soil salinity using electromagnetic induction techniques: 1. Statistical prediction models: a comparison of multiple linear regression and cokriging. *Water Resour. Res.* 31, 373-386.
- Martínez, G., K. Vanderlinden, J.V. Giráldez, A.J. Espejo, E. Rodríguez, R. Ordóñez, and J.L. Muriel, 2009. Use of apparent electrical conductivity as secondary information for soil organic carbon spatial characterization, in: *Estudios en la Zona no Saturada del Suelo, Vol IX*, O. Silva et al. (eds.), Barcelona.
- SAS-Statistical Analysis System, SAS Institute, 1999. Users SAS Institute. NC. USA.
- Shmulik, P.F., 2005. Soil properties influencing apparent electrical conductivity: A review. Comput. Electron. Agr. 46, 45-70.
- Soil Survey Staff. 2010. *Keys to Soil Taxonomy*. 11<sup>th</sup> Edition. Natural Resources Conservation Service. Washington. DC. 338.
- Tarquis, A.M., N.R.A. Bird, A.P. Whitmore, M.C. Cartagena, and Y. Pachepsky. 2008. Multiscale Entropy-based Analysis of Soil Transect Data. Vadose Zone J. 7, 563-569.
- Vidal Vázquez, E, O.A. Camargo, S.R. Vieira, J.G.V. Miranda, J.R.F. Menk, G.M. Siqueira, J.M. Mirás Avalos, and A. Paz González, 2013. Multifractal analysis of soil properties along two perpendicular transects. *Vadose Zone J.* 12, 1-13.

ÁREA TEMÁTICA 2

# Investigaciones de laboratorio, invernadero o campo sobre los procesos de transferencia de masa y energía en la zona no saturada del suelo

# IMPROVING SIMULATION OF SOIL WATER BALANCE USING LYSIMETER OBSERVATIONS IN A SEMIARID CLIMATE

M. Soldevilla-Martinez<sup>1</sup>, R. López-Urrea<sup>2</sup>, L. Martínez-Molina<sup>2</sup>, JI. Lizaso<sup>1</sup> and M.Quemada<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Department of Crop Production, ETSIA, Technical University of Madrid, Avenida Complutense s/n, 28040 Madrid, Spain. e-mail:

maria.soldevilla@upm.es, jon.lizaso@upm.es, miguel.quemada@upm.es, web: http://www1.etsia.upm.es/GRUPOSINV/AgSystems/ <sup>2</sup> Water Management Research Unit, ITAP-FUNDESCAM., c/ Gregorio Arcos s/n, PO Box 451, 02080, Albacete, Spain. e- mail: rlu.itap@dipualba.es, lmm.itap@dipualba.es

RESUMEN. La simulación del balance de agua en sistemas de cultivo es una herramienta muy útil para estudiar cómo utilizar el agua eficientemente. Esto requiere que los modelos simulen un balance de agua preciso. Comparar los resultados de los modelos con observaciones de campo proveerá información sobre la aptitud de los modelos. El objetivo de este estudio fue probar el funcionamiento del modelo Decision Support System for Agrotechnology Transfer (DSSAT) en la simulación del balance de agua. Un lisímetro de pesada continua fue utilizado para obtener los valores observados de drenaje y evapotranspiración (ET). El modelo simuló con precisión el agua en el suelo, el drenaje y la ET después de la optimización de los parámetros de suelo. Los pequeños cambios en drenaje y ET no fueron captados con precisión por el modelo. Estos resultados sugieren la necesidad de comparar las salidas de DSSAT con algún modelo hidrológico que simule movimiento de agua en el suelo de un modo mecanístico.

ABSTRACT. Water balance simulation in cropping systems is a very useful tool to study how water can be used efficiently. This requires that models simulate water balance accurately. Comparing model results with field observations provides information on model performance. The objective of this study was to test the performance of the Decision Support System for Agrotechnology Transfer (DSSAT) model in simulating the soil water balance. A continuous weighing lysimeter provided the observed values of drainage and evapotranspiration (ET). The model simulated accurately soil water content, drainage, and ET after optimizing soil parameters. The small changes in daily drainage and ET were not accurately captured by the model. These results suggested the need to compare outputs of DSSAT and some hydrological model that simulates soil water movement with a more mechanistic approach.

### **1.- Introduction**

Soil water balance simulation in cropping systems is essential to determine crop available water and the possible environmental impact due to the solutes lixiviation. Comparing model results with field observations provides information on model performance and reveals strengths and weaknesses of such a model. This is essential in selecting appropriate models for practical application in water resources analysis and/or identifying required model improvements. In this work the water balance of the Decision Support System for Agrotechnology Transfer (DSSAT) (Hoogenboom et al., 2010) was evaluated. DSSAT is a suite of crop models sharing a common simulation of soil processes. In previous work we found some problems in the DSSAT simulation of the soil water balance components. The main issues were related to the simulation of drainage and evapotranspiration (ET). In this experiment, various irrigation cycles were applied to a weighting lysimeter to generate a number of combinations of drainage and ET.

The objective of this study was to test the performance of DSSAT when simulating the water balance components by comparing simulations and observed measurements. Two surface parameters (drainage rate, runoff curve number) and three per-layer parameters (lower limit, drained upper limit and saturated limit), were optimized and then the model was tested for a separate set of irrigation cycles. Once the DSSAT water balance simulation is checked, the influence of soil water movement on solutes lixiviation could be analyzed in future studies.

### 1.1.- DSSAT soil water model

The soil water balance in DSSAT is based on Ritchie's model which uses a one dimensional "tipping bucket" soil water balance approach (Ritchie1972; Ritchie 1981a; Ritchie 1981b). Per-layer available soil water is determined by the drained upper limit (DUL), lower limit (LL) and saturated water content (SAT), defined for each layer of the soil profile in the SOIL.SOL file. The water in the upper layer cascades to the lower layers mimicking the process of a series of reservoirs. Soil water infiltration is computed by subtracting runoff from rainfall/irrigation. Runoff is calculated with the SCS method (Soil Conservations Service, 1972) based on a curve number defined in the soil profile. Downward saturated flow takes place when a layer water content is above the drained upper limit. Upward flow caused by transpiration and soil evaporation is calculated within the Soil-Plant-Atmosphere module in DSSAT. Potential evapotranspiration (ET<sub>0</sub>), is calculated and partitioned into potential plant evaporation and potential soil evaporation. Then, the actual ET is calculated by applying reduction factors, considering the soil moisture conditions.



Fig. 1. Scheme of the soil water balance simulated by DSSAT

# 2.- Materials and methods

#### 2.1.- Experimental design

Field observations were monitored in the experimental lysimeter station "Las Tiesas" (Albacete, Spain, 39°N, 2°W, 695 m), supported by the "Instituto Técnico Agronómico Provincial" (ITAP), during 2011 and 2012. A weighting lysimeter on bare soil with continuous electronic data reading devices was used in the experiment. The soil was cultivated previously with sunflower that was harvested and the residues removed before the beginning of the experiment. The dimensions of the lysimeter recipient are 2.3 m x 2.7 m and 1.7 m depth, with approximately 14.5 Mg total mass. The lysimeter recipient is surrounded by a square protection plot to avoid runoff and is located in the center of a 1-ha plot cultivated following the same procedures. The essay hosted also another weighing lysimeter cultivated with grass monitoring reference evapotranspiration  $(ET_0)$ . In the bare soil lysimeter, ET was calculated daily based on the registered weight, corrected by drainage. Daily weather and soil parameters were measured at the site. The study was divided in two periods: calibration (2/8/2012-3/29/2012) and validation (10/30/2012-2/27/2013).

#### 2.2.-Water management

Water management in the calibration period was done in two irrigation cycles: First cycle (February 8th, 2012 until March 1st, 2012) was used to replenish the soil water profile. In the second cycle (March 1st until March 29th, 2012), the soil was irrigated with 77 mm of water letting it to dry during one month. In the validation period (October 30th, 2012 until February 27th, 2013) the soil was irrigated with 41 mm at the beginning letting it to dry after.

#### 2.3.- Weather data

Weather information was collected by a weather station located in the experimental field. The area has a semi-arid, continental climate. The registered weather data was: relative air humidity, air temperature at 2 m, net short wave radiation at 2 m, net long wave radiation at 2 m, soil heat flux at 0.05, 0.1, 0.2 and 0.3 m, atmospheric pressure at 2 m, wind speed and direction and precipitation.



**Fig.2.** Monthly rainfall, average of maximal temperatures, average of minimal temperatures, and average of mean temperatures measured by the weather station in Las Tiesas and  $ET_0$  measured in the reference lysimeter during the evaluated studied period (Oct 2012-Feb 2013)

#### 2.4.- Soil characteristics

The soil is classified as Petrocalcic Calcixerepts (Soil Survey Staff, 2003). The soil depth of the experimental plot is 170 cm, with a fragmented petrocalcic horizon at 60 cm depth approximately. Texture is silty-clay-loam, with a uniform basic pH across the profile. Additional information is available elsewhere (López-Urrea et al., 2006).

 Table 1. Physical and chemical properties of the experimental soil at different depths

	Layer (cm)						
Property	0-5	5-15	15-63	63-67	57-96	96-170	
BD	1.39	1.39	1.49	1.8	1.49	1.7	
pН	8.1	8.1	8.1	8.1	8.2	8.2	
CEC cmol kg <sup>-1</sup>	27.8	27.8	17.9	17.9	10.4	10.4	
Organic C , %	0.96	0.96	0.46	0.46	0.24	0.23	
Total N, %	0.13	0.13	0.08	0.01	0.08	0.01	
Texture, %							
Coarse fraction	21	21	50	95	60	90	
Silt	48.9	48.9	46.4	46.4	50.8	50.8	
Clay	37.7	37.7	30.8	30.8	23.2	23.2	

Bulk density (BD), coarse fraction, saturated hydraulic conductivity (Ks), and gravimetric and volumetric humidity (VH) were measured at the beginning of the experiment from soil samples extracted from the studied field. The BD was determined in ten samples at 20 and 40 cm depth by the core method. Hydraulic conductivity was measured in the laboratory in 20 undisturbed core samples taken at 20 and 40 cm depth by using a permeameter (Klute and Dirksen, 1986). Gravimetric and volumetric moisture were calculated on 20 kg of extracted soil at 20 and 40 cm depth by weighting the soil before and after drying (in the oven 5 days at 110C°). The other parameters were taken from doctoral dissertations (Maturano, 2002; López-Urrea 2004).

#### 2.5.- Drainage measurement

Drainage was continuously measured with a tipping bucket rain gauge (HOBO 200, Davis Instruments, Hayward, California, USA) installed at the outlet of the lysimeter bottom and connected to a data logger registering the information. The pluviometer was previously calibrated in the laboratory showing a ratio of 6.5 ml tip<sup>-1</sup>

# 2.6.- Soil moisture measurement

The soil water content was monitored hourly using capacitance sensors (10HS ECH2O, Decagon Devices Inc., Pullman, WA) located at 10 and 40 cm depth. The sensors outputs were normalized with a normalization equation based on frequency readings of the sensors exposed to air and water, to determine a scale frequency (SF). The average SF was transformed into volumetric water content ( $\theta$ v) using a calibration equation that was obtained under laboratory conditions using soil samples from the experimental site according to the procedure described by Gabriel et al. (2010). This calibrated relationship ( $\theta$ v = 1.1052 SF-0.0927) covered a  $\theta$ v range from 0.07 to 0.8 m<sup>3</sup>, and had a correlation coefficient r<sup>2</sup> = 0.95.

# 2.7.- Model optimization and simulation

In this study we used DSSAT v4.5. The soil profile was divided into six soil layers, with the upper two layers of 5 and 10 cm to improve simulation accuracy. The soil water content in DSSAT was initialized according to the field measurements. Readings from the capacitance sensors at 10 and 40 cm depth were complemented with gravimetric soil sampling for deeper layers. The methods used in the DSSAT simulations were: FAO-56 (Doorenbos y Pruitt, 1977) for evapotranspiration, Ritchie (Ritchie, 1998) for water balance and infiltration, and Suleiman-Ritchie (Suleiman and Ritchie, 2003; Ritchie et al., 2009) for soil evaporation. To reduce the uncertainty associated to soil inputs, the optimization algorithm, Simulated annealing (SA), as implemented by Goffe et al. (1994), was used. Simulated annealing found the best collection of soil inputs by minimizing the sum of squares of the difference between predicted and measured outputs (SSE) of soil water content in the upper layers, drainage, and ET. The optimized soil inputs included surface parameters (drainage rate, runoff curve number), and per-layer parameters (LL, DUL, SAT). The optimization started with reasonable ranges of SAT, calculated from the total porosity obtained from field

measures of bulk density. DUL and LL were subsequently optimized. Observed and simulated outputs were normalized using the range of measured values, to provide the same weight to outputs of different magnitudes during the optimization process.

#### **3.-Results**

# 3.1.- Soil parameters optimization

Table 2 shows the soil parameters before and after the optimization, and Figure 3 depicts the impact of input optimization on the simulated components of the soil water balance.

**Table 2.** Soil parameters before and after optimization used in DSSAT simulations. LL : Lower limit  $(cm^3 cm^{-3})$ ; DUL : Drained upper limit  $(cm^3 cm^{-3})$ ; SAT : Saturated limit  $(cm^3 cm^{-3})$ 

Soil Layer (cm)	DR	RO	LL	DUL	SAT
Before optimization	0.75	45			
0-5			0.254	0.374	0.449
5-15			0.254	0.374	0.449
15-63			0.242	0.414	0.497
63-67			0.120	0.414	0.497
67-96			0.160	0.414	0.497
96-170			0.160	0.414	0.497
After optimization	0.31	27			
0-5			0.050	0.197	0.499
5-15			0.253	0.282	0.305
15-63			0.239	0.249	0.259
63-67			0.068	0.201	0.221
67-96			0.012	0.168	0.179
96-170			0.011	0.168	0.239



Fig. 3. Observed and simulated soil water balance components (soil water content, drainage and daily and cumulative ET) before and after optimization during the period 8-February 2012-March 2012

Figure 3 shows that parameter optimization greatly improved DSSAT simulations of soil water content, reducing the RMSE in 80% and 90% for the 0-10 cm and 10-40 cm, respectively. Also the drainage simulation was improved since the model was not simulating drainage before the optimization. However, the model was not able to capture small changes in daily drainage and ET. These small errors accumulated with time (Figure 3).

# 3.2.- Soil water balance

Once the soil profile was calibrated for the first time period (2/8/2012-3/29/2012), the second period (10/30/2012-2/27/2013) of the experiment was simulated with the improved soil inputs. Figure 4 shows that the soil moisture and the ET were simulated quite accurately with

low RMSE, 0.011 and 0.006 cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup> for SW at 10 and 40 cm respectively, and 3.768 mm for ET. Drainage was very well simulated at the beginning of the period but the final cumulative values showed differences of more than 15 mm between simulated and observed values.

Table 3 shows the root mean square errors (RMSE) and the Nash and Sutcliffe (1970) efficiency coefficient for both periods. The SW was very well simulated by DSSAT in both periods with RMSE below 0.01cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup> for the two depths. The main differences between periods were observed in drainage simulation. While the calibration period presented a reasonably good drainage simulation, with an efficiency coefficient of 0.954, the drainage simulation in the validation period was poor, with an efficiency coefficient of 0.274, and a high RMSE (15.588) (Table 3). Finally, the simulation of soil evaporation with DSSAT was good in both periods, with an efficiency

coefficient close to one and a RMSE lower than 4 mm.



Fig. 4. Simulated and observed soil water balance components (soil water content, drainage and ET) during the second period (October 2012- February 2013) of the experiment

Table 3. Statistical analysis of the DSSAT simulated soil water components for the calibration and validation periods considering a 2% of error in the measurements (manufacturer specs.)

	Calibrati	ion	Validation		
	RMSE <sup>1</sup>	C eff <sup>2</sup>	$RMSE^1$	C eff <sup>2</sup>	
SW 10	$0.003 [0.002 - 0.004]^4$	$0.969^{3} [0.946-0.985]^{4}$	$0.011 [0.008-0.014]^4$	$0.557^{3}$ [-0.766-0.864] <sup>4</sup>	
$(cm^{3} cm^{-3})$	$(cm^{3} cm^{-3})$	p-value <sup>5</sup> : 0.00	$(cm^{3} cm^{-3})$	p-value <sup>5</sup> : 0.651	
SW 40	$0.004 \ [0.002 - 0.006]^4$	$0.821^3 [0.718 - 0.938]^4$	$0.006 [0.003 - 0.009]^4$	$0.665^{3} [0.273 - 0.793]^{4}$	
$(cm^{3} cm^{-3})$	$(cm^{3} cm^{-3})$	p-value <sup>5</sup> : 0.00	$(cm^{3} cm^{-3})$	p-value <sup>5</sup> : 0.923	
Drainage	4.136 [2.289-5.811] <sup>4</sup>	$0.954^{3}[0.843-0.976]^{4}$	15.588 [12.138-17.878] <sup>4</sup>	$0.274^{3}[0.055-0.792]^{4}$	
(mm)	(mm)	p-value <sup>5</sup> : 0.00	(mm)	p-value <sup>5</sup> : 0.919	
Soil evaporation	3.011 [2.4-3.653] <sup>4</sup>	$0.986^3 [0.966-0.992]^4$	3.768 [2.759-4.542] <sup>4</sup>	$0.983^3 [0.968-0.989]^4$	
(mm)	(mm)	p-value <sup>5</sup> : 0.00	(mm)	p-value <sup>5</sup> : 0.00	

<sup>1</sup>: Root mean square error

<sup>2</sup>: Nash and Sutcliffe (1970) efficiency coefficient

<sup>3</sup>: Mean values

4: 95% Confidence interval obtained from Bca bootstrapping using Politics and Romano (1994) block bootstrap method for stationary dependent data 5:p-value for Ceff<=0.6

Water balance	Observed	Simulated
$\Delta SW^*$	20	5.1
Effective Irrigation (I)	0.0	0.0
Precipitation (P)	164	164
Drainage (D)	69	49
Runoff (R)	0.0	0.0
Soil Evaporation (P)	108	120
Final Balance <sup>†</sup>	5	0.1

 Table
 4. Total observed and simulated soil water balance with DSSAT for the second experimental period

\*  $\Delta$ SW: Variation in soil water content

<sup>†</sup>Final balance = (P+I)-(D+R+E)  $\pm \Delta SW$ 

#### 4.- Discussion

The optimization algorithm, SA (Goffe et al., 1994), was successfully used in this work. Simulated annealing demonstrated to be a very effective optimization technique decreasing the RMSE and increasing the efficiency coefficients of the model. This methodology was used successfully in previous works (Confalone et al., 2011; Calmon et al., 1999 a,b; Lizaso et al., 2001).

We were unable to detect any possible error in the simulated daily water balance of the optimized model. Also, the balance for the whole period equaled to zero as shown in Table 3. However, although the simulated global balance is correct, the distribution of water between the components needs to be improved. The soil water content in the first 40 cm of soil was greatly enhanced after the optimization in both studied periods. Drainage and ET simulations were also improved after optimization, however the drainage was still not accurately simulated, especially in the validation period. DSSAT drainage simulation seemed unable to reproduce the small drainage amounts occurring over extended time periods. It rather exhibited a steep curve with strong variations of drainage in a short period of time. Drainage was underestimated in both periods. We found similar results in previous studies that we carried out dealing with drainage simulation using DSSAT (no publish yet). It seems to be a trend on underestimating drainage with DSSAT model in the studied conditions. Cumulative ET however, was accurately simulated in both periods. These results suggested the need to compare outputs of DSSAT and some hydrological model that simulates soil water movement with a more mechanistic approach. The comparison of the two models might allow finding which mechanism could be modified or incorporated in the DSSAT model to improve the simulations.

#### 5.- Conclusions

The SA global optimization method was used successfully for the optimization of the soil parameters in the DSSAT model. After the optimization with SA, DSSAT performed well simulating all the soil water balance components for the calibrated period. For the validation period, the model predicted quite well soil water content in the upper layers and very well the soil evaporation over time. An exception to this good performance was found in the drainage simulation especially in the calibration period. Further studies will be conducted to identify modifications in the DSSAT model that could improve the simulation quality, in particular of drainage.

Acknowledgements. This work was funded by Comunidad Autónoma Madrid (AGRISOST, S2009/AGR1630). We would also thank the staff from "Las Tiesas" field station and the financial support of the projects AGL2009-13124 (Science and Innovation Ministry, Spain) and PPII-0319-8732 (Education and Science Council, JCCM, Spain).

#### **6.-** References

- Calmon, M.A., W.D. Batchelor, J.W. Jones, J.T. Ritchie, K.J. Boote, and L.C. Hammond, 1999a. Simulating soybean root growth and soil water extraction using a functional crop model. *Trans. ASAE*. 42,1867–1877.
- Calmon, M.A., D. Shinde, J.W. Jones, and J.E. Specht, 1999b. Estimating parameters for soil water balance models using adaptive simulated annealing. *Appl. Eng. Agric.* 15,706–713.
- Confalone, A., K.J. Boote, J.I. Lizaso, and F. Sau, 2011. Temperature and Photoperiod Effects on Phenology Simulated by CROPGRO-Fababean. *Agron. J.* 103(4), 1036-1050.
- Doorenbos, J. and W.D. Pruitt, 1977. Guidelines for predicting crop water requirements. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome. *Irrig. Drain.* Paper No. 24.
- Gabriel, J.L., J.I. Lizaso, and M. Quemada, 2010. Laboratory versus field calibration of capacitance probes. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 74, 593-601.
- Goffe, W. L., G.D. Ferrier, and J. Rogers, 1994. Global optimization of statistical functions with simulated annealing. *J.Econometrics.* 60(1), 65–99.
- Hoogenboom, G., J.W. Jones, C.H. Porter, P.W. Wilkens, K.J. Boote, L.A. Hunt, and G.Y. Tsuji, 2010. Decision Support System for Agrotechnology Transfer Version 4.5. Volume 1: Overview. University of Hawaii, Honolulu, HI.
- Klute, A. and C. Dirksen, 1986. Hydraulic conductivity and diffusivity: Laboratory methods, in: *Methods of Soil Analysis, Part* 1. *Physical and Mineralogical Methods*, ed. A. Klute, ASA and SSSA, Madison, WI, USA. 635-662.
- Lizaso, J.I., W.D. Batchelor, and S.S. Adams, 2001. Alternate approach to improve kernel number calculation in CERES-maize. *Trans. ASAE*. 44,1011–1018.
- Lopez-Urrea, R., 2004. Evapotranspiración de referencia: métodos de cálculo y de medición directa en una estación lisimétrica en ambientes semiáridos. Tesis Doctoral, Departamento de Producción Vegetal y Tecnología Agraria, Universidad de Castilla-La Mancha.
- Lopez-Urrea, R., F. Martin de Santa Olalla, C. Fabeiro, and A. Moratalla, 2006. Testing evapotranspiration equations using lysimeter observations in a semiarid climate. *Agric. Water Manage.* 85 (1-2), 15-26.
- Maturano, M., 2002. Estudio del uso del agua y del nitrógeno dentro del marco de una agricultura sostenible en las regiones maiceras Castellano-Manchega y Argentina. Tesis Doctoral, Departamento de Producción Vegetal y Tecnología Agraria, Universidad de Castilla-La Mancha.

- Nash, J.E. and J.V. Sutcliffe, 1970. River flow forecasting through conceptual models Part 1. A discussion of principles. J. Hydrol. 10, 282– 290.
- Politis, D. N. and J.P. Romano, 1994. The stationary bootstrap. J. Am. Stat. Assoc. 89(428),1303–1313.
- Ritchie, J.T., 1972. A model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. *Water Resour. Res.* 8,1204-1213.
- Ritchie, J.T., 1981a. Water dynamics in the soil-plant-atmosphere. *Plant Soil.* 58, 81-96.
- Ritchie, J.T., 1981b. Soil water availability. Plant Soil. 58,327-338.
- Ritchie, J.T., 1998. Soil water balance and plant water stress, in Understanding options of agricultural production, eds. G.Y. Tsuji, G. Hoogenboom, and P.K. Thornton. Dordrecht, The Netherlands: *Kluwer* Academic Publishers and International Consortium for Agricultural Systems Applications, 41-53.
- Ritchie, J.T.,C.H. Porter, J. Judge, J.W. Jones, and A.A. Suleiman, 2009 Extension of an existing model for soil water evaporation and redistribution under high water content conditions. *Soil Sci. Soc. Am. J. 73*(3), 792-801.
- Soil Conservations Service (SCS), 1972. National Engineering Handbook, Hydrology Section 4, Chapters 4-10.
- Soil Survey Staff, 2003. Keys to soil taxonomy, 9th ed. USDA, Natural Resource Conservation Service, Madison, WI, USA.
- Suleiman, A.A. and J.T. Ritchie, 2003 Modeling soil water redistribution during second-stage evaporation, Soil Sci. Soc. Am. J. 67(2), 377-386.

# RELACIÓN ENTRE HUMEDAD DEL SUELO Y ESTADO HÍDRICO DE ALBARIÑO BAJO CONDICIONES DE RIEGO Y SECANO

J.M. Mirás Avalos<sup>\*</sup>, E. Trigo Córdoba, Y. Bouzas Cid, E. Díaz Losada y I. Orriols Fernández

Estación de Viticultura e Enoloxía de Galicia (EVEGA-INGACAL), Ponte San Clodio s/n 32427, Leiro (Ourense). e-mail: jose.manuel.miras.avalos@xunta.es, web:

http://www.medioruralemar.xunta.es/areas/investigacion\_e\_formacion/centros\_de\_investigacion/evega/

**RESUMEN**. El objetivo de este trabajo es comprobar la utilidad de la capacitancia como medida del contenido de agua en el suelo y su relación con el potencial hídrico foliar para la monitorización del riego en viñedo. Se aplicó un tratamiento de riego por goteo en un viñedo experimental de Albariño, localizado en O Ribeiro (Ourense, Galicia). Una parte del viñedo permaneció sin riego como control. La humedad del suelo se midió en continuo a tres profundidades (20, 40 y 60 cm) mediante dos sondasFDR. El estado hídrico del viñedo se determinó mediante los potenciales hídricos foliar y de tallo. En ambos tratamientos se observó una relación significativa entre estos potenciales y la humedad del suelo. Los coeficientes de correlación fueron más elevados para el potencial hídrico foliar que para el de tallo. Por tanto, el empleo de sensores de capacitancia puede ser útil para gestionar el riego.

**ABSTRACT.** The aim of this study was to assess the usefulness of the capacitance technique as a measurement of the soil water content and its relationship with leaf water potential in order to monitor vineyard irrigation. A drip irrigation strategy was applied to an Albariño experimental vineyard located in O Ribeiro (Ourense, Galicia). Part of the vineyard was left rainfed as a control. Soil water content was continuously measured at three depths (20, 40 and 60 cm), using two capacitance probes. Vineyard water status was determined by leaf and stem water potentials. A significant relationship was observed between soil water content and plant water status for both treatments. Correlation coefficients were greater for leaf than for stem water potential. Therefore, capacitance probes may be useful for irrigation management.

#### 1.- Introducción

El estado hídrico del viñedo resulta el factor más limitante para la obtención de cosechas regulares ya que, la mayoría del viñedo español, se enfrenta a una alta demanda evapotranspirativa y a un escaso contenido de agua en el suelo durante su período vegetativo, lo que puede provocar estados de estrés hídrico severo. Por ejemplo, en Galicia, en concreto en la Denominación de Origen (D.O.) Rías Baixas, la producción en 2012 se redujo un 58% respecto a la del año anterior debido a unas condiciones climatológicas adversas durante la primavera (Martínez et al., 2013), lo que ha causado un interés por conocer el estado hídrico de los viñedos gallegos (Mirás Avalos et al., 2013).

Este hecho ha inducido a la utilización de sistemas de riego en los viñedos. Sin embargo, el riego de la vid (Vitis vinifera L.) presenta múltiples efectos (Jackson y Lombard, 1993). Respecto al crecimiento vegetativo, Smart y Robinson (1991) señalan que una mejora en el estado hídrico produce un aumento del vigor de las cepas, lo que se ha observado en numerosas variedades como por ejemplo: Tempranillo (Intrigliolo y Castel, 2010), Merlot (van Leeuwen et al., 2009), Moscatel (dos Santos et al., 2007), Sangiovese (Poni et al., 2007), etc. Asimismo, el riego aumenta el rendimiento del viñedo (Ruíz Sánchez et al., 2010). Por el contrario, el riego puede ejercer efectos negativos sobre la calidad de la producción provocando retrasos en la maduración, una menor acumulación de azúcares, mayor acidez y menor pH del mosto (Jackson y Lombard, 1993; Ojeda et al., 2001).

En efecto, una estrategia de riego mal gestionada puede conducir a un exceso de rendimiento y a una merma de la calidad de la uva. Por lo tanto, el manejo y la monitorización del riego constituye la técnica más efectiva para obtener cosechas ajustadas, tanto en cantidad como en calidad, a los requerimientos del mercado (Ojeda, 2007).

La monitorización del riego en el viñedo puede basarse en la estimación de la evapotranspiración, en el control de la humedad del suelo y en el seguimiento del estado hídrico de la planta (Myburgh, 1996; McCarthy, 1998).

Uno de los métodos más utilizados actualmente para medir el contenido de humedad del suelo es el de la capacitancia. Se trata de sensores de capacitancia basados en la medida de la constante dieléctrica del suelo. Estos sensores transmiten a través del suelo una onda electromagnética que tiene una frecuencia, usando dos antenas en forma de bandas de cobre y se determina el cambio en la frecuencia de la señal transmitida entre las antenas. Este grado de variación de la señal se relaciona con el contenido hídrico del suelo (Sentek, 2000). Se ha probado la adecuación del uso de las sondas de capacitancia para estimar el consumo de agua por el maíz (Mestas Valero et al., 2012).

La medida del contenido de agua y del potencial matricial del suelo son técnicas ampliamente utilizadas para monitorizar el riego en el viñedo (Asenjo y Yuste, 2003). Sin embargo, desde el desarrollo de la cámara de presión (Scholander et al., 1965), el estado hídrico de las viñas se ha venido realizando mediante medidas del potencial hídrico en planta, ya que se considera un indicador fiable del estado hídrico de la planta (Choné et al., 2001).

Sin embargo, estas medidas son destructivas (ya que provocan un defoliación de la cepa), puntuales, laboriosas y difíciles de automatizar, lo que ha ocasionado un interés por encontrar un parámetro que esté relacionado con el potencial hídrico de la planta y que, al mismo tiempo, sea fácil de automatizar, como podría ser el contenido de agua en el suelo (Asenjo y Yuste, 2003; Martínez et al., 2012).

En este contexto, el objetivo de este estudio es evaluar la utilidad de la técnica de capacitancia para la monitorización del riego en el viñedo así como la relación entre la medida del contenido de agua en el suelo (medido con sondas de capacitancia) y el estado hídrico de la vid, representado por los potenciales hídricos foliar y de tallo al mediodía en un viñedo de 'Albariño' bajo las condiciones edafoclimáticas de la zona del Ribeiro en Galicia (noroeste de España).

# 2.- Material y métodos

#### 2.1.- Descripción del área experimental

El ensayo se ha llevado a cabo durante el año 2012 en la finca experimental de la Estación de Viticultura e Enoloxía de Galicia (EVEGA) situada en Leiro, Ourense, en plena comarca de O Ribeiro (latitud: 42° 21,62' N, longitud: 8° 7,02° O, 110 m sobre el nivel del mar). El clima es templado y de carácter Atlántico, si bien se observa un déficit hídrico durante los meses de verano (de junio a septiembre). Se han recogido datos meteorológicos por medio de una estación situada en la propia parcela experimental. De abril a septiembre de 2012, la temperatura media fue de 17,1 °C y la precipitación total de este período fue de 352,8 mm. En la Fig. 1 se muestra la evolución de la evapotranspiración potencial del cultivo de referencia  $(ET_0)$  y de la precipitación y de las dosis de riego desde el inicio de las medidas de campo hasta el final de la campaña.

Las plantas del viñedo experimental, de 0,2 ha, son de la variedad 'Albariño' injertadas sobre patrón 196-17C, con una edad de 13 años y espaciadas 2,5 m entre filas y 1,2 m entre plantas (3333 cepas ha<sup>-1</sup>). Las cepas se encuentran conducidas en cordón unilateral. La orientación de las filas es Este-Oeste.

El suelo de la parcela experimental es un inceptisol (Soil Survey Staff, 2010) de textura arenosa: 69% arena, 14% limo, 17% arcilla. Presenta una pedregosidad media y un contenido en materia orgánica medio (2,8%). Asimismo, no presenta limitaciones físicas ni químicas en profundidad, lo que le confiere un buen drenaje y una velocidad de infiltración media-alta. La profundidad del suelo varía entre 90 y 150 cm dependiendo de la zona de la parcela.



**Fig. 1.** Evolución de la evapotranspiración potencial  $(ET_0)$ , la precipitación y las aplicaciones de riego durante el período considerado en este trabajo

# 2.2.- Dispositivo experimental

El experimento de riego se dispuso siguiendo un diseño experimental en bloques al azar con tres repeticiones, y una parcela elemental de 7 cepas. Se aplicaron dos regímenes hídricos para generar variabilidad tanto en el contenido de agua en el suelo como en el estado hídrico de las plantas. Los tratamientos aplicados fueron secano y regadío al 70% de la evapotranspiración del cultivo (ET<sub>c</sub>), calculada según Allen et al. (1998). La ET<sub>c</sub> se ha calculado utilizando un coeficiente de cultivo (K<sub>c</sub>) de 0,8. El riego se efectuó mediante dos goteros autocompensantes por planta, con un caudal de 4 L h<sup>-1</sup> y situados a 25 cm a cada lado del tronco de la cepa. El período de riego transcurrió desde mediados de junio a finales de agosto, que es la época de mayor demanda evapotranspirativa, y la cantidad de agua aportada al cultivo fue de 50 mm por planta. Los riegos se aplicaron de madrugada para evitar en lo posible las pérdidas por evaporación.

#### 2.3.- Medidas

El contenido volumétrico de agua en el perfil del suelo se monitorizó en dos zonas del viñedo experimental utilizando dos sondas (una en el tratamiento de secano y otra en el riego) basadas en la técnica de capacitancia (EnviroSCAN Solo, Sentek, Australia). Cada sonda consta de tres sensores instalados dentro de un tubo de acceso a 20, 40 y 60 cm, y estaba conectada a un data logger que registraba datos automáticamente a intervalos de 30 minutos durante todo el período de estudio. Estas sondas se colocaron entre dos viñas de cada uno de los tratamientos, evitando que estuviesen próximas a los goteros (aproximadamente a 25 cm del gotero y a 50 cm del tronco de las plantas).

El potencial hídrico foliar se midió periódicamente (cada dos semanas) a mediodía utilizando la técnica de la cámara de presión (Scholander et al., 1965). Además, se determinó el potencial de tallo, tras envolver una hoja en una bolsa plástica cubierta con papel de aluminio al menos una hora antes de proceder a la medida de potencial (Choné et al., 2001). Ambas medidas se llevaron a cabo en hojas adultas, sanas, situadas en el tercio medio del pámpano y expuestas a la radiación solar directa. Se realizaron tres medidas por tratamiento en cada fecha de muestreo en las plantas próximas a las sondas.

# 2.4.- Análisis estadístico

Para evaluar la relación entre el potencial hídrico de la planta y el contenido en agua del suelo se promediaron los datos recogidos por las sondas para los días en los que se llevaron a cabo las medidas en planta. Se ha utilizado el promedio diario porque los datos de humedad de suelo durante los días de medida de potencial hídrico foliar apenas variaron a lo largo del día (48 lecturas diarias).

La independencia de los datos se ha verificado mediante un test  $\chi^2$ .

Los datos se analizaron utilizando métodos de regresión y correlación lineal mediante el software R versión 2.11.1 (R Development Core Team, 2010).

#### 3.- Resultados y discusión

3.1.- Evolución temporal del contenido de agua en el suelo Como se puede observar en la Fig. 2, el contenido de humedad del suelo sufrió un descenso a lo largo del período de estudio para las tres profundidades consideradas. En el caso del tratamiento de riego, este contenido de agua del suelo se llegó a estabilizar a partir de finales de julio, gracias al aporte suplementario de agua, lo que sugiere que este ha sido suficiente para cubrir las necesidades del cultivo.

El rápido descenso del contenido de agua del suelo se hace patente sobre todo en el tratamiento de secano donde, al final de la campaña, los contenidos registrados a las tres profundidades analizadas son muy similares (Fig. 2a). Sin embargo, a lo largo de la campaña, parece que la vid toma agua preferentemente de las capas del suelo situadas a 20 y 40 cm y, en menor medida, de la de 60 cm. En el caso del tratamiento de riego, los contenidos hídricos de las tres profundidades consideradas resultaron muy diferentes durante toda la campaña (Fig. 2b), siendo siempre mayor el correspondiente a 60 cm de profundidad.

Estos resultados indican que el sistema radicular de las viñas estudiadas es capaz de extraer agua del suelo a profundidades de hasta 60 cm, sugiriendo que podrían alcanzar una mayor profundidad, como han observado otros autores (Smart et al., 2006).

Sin embargo, en caso de que la vid disponga de agua suficiente en capas más superficiales del suelo, la planta extraerá el agua que necesite de estas capas (Bravdo y Proebsting, 1993), como se puede intuir de los resultados para el tratamiento de regadío (Fig. 2b).



**Fig. 2.** Evolución del contenido de agua del suelo a tres profundidades (20, 40 y 60 cm) para los dos tratamientos considerados: a) tratamiento secano y b) tratamiento riego

3.2.- Evolución temporal del potencial hídrico en planta El potencial hídrico foliar al mediodía mostró una tendencia descendente a lo largo de la campaña, siendo los valores de este parámetro muy similares entre ambos tratamientos a lo largo de la campaña (Fig. 3). Hacia el final del período de estudio, y debido al efecto del riego, los potenciales observados en el tratamiento de riego fueron menos negativos que los medidos en el tratamiento de secano. Esta ausencia de diferencias estadísticamente significativas puede deberse a que este potencial se encuentra muy influido por las características climáticas del momento en que se realice la medida (Naor, 1998; Williams y Araujo, 2002)



Fig. 3. Evolución del potencial hídrico foliar al mediodía para los dos tratamientos considerados

En cuanto al potencial de tallo, más estable que el foliar (Choné et al., 2001), este ha seguido una evolución descendente a lo largo del período de estudio (Fig. 4). En este caso, a partir del inicio del tratamiento de riego, los valores de este parámetro fueron más negativos en el tratamiento de secano. Las diferencias entre tratamientos han resultado significativas (P < 0,05) para las tres últimas fechas de la campaña.



Fig. 4. Evolución del potencial hídrico de tallo al mediodía para los dos tratamientos considerados

Bajo las condiciones estudiadas, el 'Albariño' no ha sufrido un estrés hídrico excesivo y solo al final de la campaña se han detectado valores de potencial hídrico de tallo próximos a –1 MPa en el tratamiento de secano, lo que sugiere un estrés moderado que puede ser beneficioso para la calidad del fruto (Ojeda, 2007). El hecho de haber medido el potencial hídrico una vez cada dos semanas puede presentar una limitación en cuanto a la descripción de la dinámica de esta variable a lo largo de la campaña. Sin embargo, la práctica totalidad de las bodegas realiza estas medidas cada 10-15 días por lo que el diseño experimental propuesto se ajusta a las condiciones habituales de medida de los productores. 3.3.- Relación entre contenido de agua en el suelo y potencial hídrico medido en planta.

El contenido de humedad del suelo medido a través de la técnica de la capacitancia presentó una correlación significativa (P < 0.05) con el potencial hídrico foliar a mediodía en ambos tratamientos de riego considerados (Tabla 1).

Los valores de los coeficientes de correlación (r) fueron más altos en el caso del tratamiento de secano donde, para el contenido de humedad medio en el perfil de profundidades estudiado (de 20 a 60 cm) se observó un valor de r de 0,85 (Tabla 1). En el caso del tratamiento de riego, los coeficientes de correlación fueron ligeramente menores.

 Tabla 1. Coeficientes de correlación entre el potencial hídrico foliar al mediodía y el contenido de humedad del suelo a las distintas profundidades consideradas en este estudio

Tratamiento	Profundidad					
	20 cm	40 cm	60 cm	20 a 60 cm		
Secano	0,84**	0,86**	0,85**	0,85**		
Riego	0,82**	0,79**	0,82**	0,81**		

\*\* significativo a P < 0,05

El potencial de tallo, sin embargo, resultó menos correlacionado que el de hoja con el contenido hídrico del suelo medido a través de las sondas de capacitancia (Tabla 2). De hecho, en el caso del tratamiento de riego, no se han observado correlaciones significativas para ninguna de las profundidades consideradas en este trabajo. Por el contrario, en el tratamiento en secano, se detectaron correlaciones significativas (P < 0,05) para todas las profundidades estudiadas, si bien estas correlaciones fueron más débiles que en el caso del potencial hídrico foliar al mediodía. Este hecho parece limitar la utilidad de las sondas de capacitancia como herramienta de gestión del riego en viñedos ya que el potencial hídrico de tallo es un parámetro de gestión del estado hídrico de la planta ampliamente utilizado (Choné et al., 2001; Intrigliolo y Castel, 2010; Williams y Araujo, 2002). Otros autores observaron una falta de correlación entre el potencial hídrico en planta y el contenido de agua en el suelo (Asenjo y Yuste, 2003).

**Tabla 2.** Coeficientes de correlación entre el potencial de tallo al mediodía y el contenido de humedad del suelo a las distintas profundidades consideradas en este estudio

Tratamiento	Profundidad					
	20 cm	40 cm	60 cm	20 a 60 cm		
Secano	0,74**	0,76**	0,78**	0,76**		
Riego	0,65n.s.	0,66n.s.	0,68n.s.	0,66n.s.		

n.s. No significatvo; \*\* significativo a P < 0,05

Como ejemplo, se presenta la relación obtenida para el potencial hídrico foliar y el contenido de agua en el suelo para el perfil de 20 a 60 cm en el tratamiento de secano (Fig. 5). Esta relación debe tomarse con precaución

debido a la escasez de datos a partir de los que se ha estimado.



**Fig. 5.** Relación entre el potencial hídrico foliar a mediodía y el contenido de humedad del suelo en la totalidad del perfil (de 20 a 60 cm). Cada punto representa el valor medio de potencial hídrico foliar de 3 plantas

Otros autores han observado también relaciones lineales, o de otro tipo, entre el contenido de agua del suelo y el potencial hídrico de distintas variedades de vid como 'Albariño' (Martínez et al., 2013), 'Chardonnay' (van Zyl, 1987; Williams y Araujo, 2002) o 'Mencía' (Martínez et al., 2012). Sin embargo, existen discrepancias puesto que estas relaciones no son siempre detectadas en todas las variedades como puede ser el caso de 'Tempranillo' (Asenjo y Yuste, 2003). Estas contradicciones pueden estar debidas a numerosos factores como por ejemplo que el potencial hídrico foliar no se ha medido en las mismas condiciones o empleando la misma metodología que en el presente estudio o que el sistema de medida de humedad del suelo no es el mismo en todos estos trabajos. También se puede hipotetizar que no todas las variedades de vid se comporten de la misma manera en relación a su potencial hídrico con respecto al contenido de agua en el suelo.

Los resultados de este trabajo para el tratamiento de riego parecen confirmar lo apuntado por Asenjo y Yuste (2003) cuando afirman que el contenido de agua de una parte del perfil del suelo es responsable de la influencia sobre el potencial hídrico de la planta y no la media de este contenido en los primeros 60 cm del suelo.

Por último, Bravdo y Proebsting (1993) han apuntado que las medias del contenido de humedad del perfil en sistemas de riego localizado son poco representativas ya que el consumo de agua es más rápido en las capas superiores del suelo y la utilización de agua presente en capas más profundas se incrementa cuando se agotan las superiores. Asimismo, estos autores previenen de que basarse en estas medidas para gestionar el riego podría llevar a aumentar la humedad de capas profundas cuando todavía no se encuentran agotadas y producir percolaciones fuera del perfil y lavado de nutrientes.

#### 4.- Conclusiones

El presente estudio muestra que, en las condiciones de este ensayo, existe una cierta relación entre los valores de potencial hídrico foliar al mediodía y el contenido en agua del suelo en sus primeros 60 cm. Esta relación podría permitir el empleo de la técnica de la capacitancia como instrumento para la gestión y monitorización del riego en viñedos. Asimismo, ha quedado patente el hecho de que la vid puede extraer agua del suelo a profundidades mayores a la considerada en este trabajo (60 cm).

Sin embargo, debido a que el número de datos utilizados en este trabajo es bastante limitado y de que se refieren solo a una variedad de vid y a una campaña de medidas, las conclusiones obtenidas debe confirmarse con más medidas.

*Agradecimientos*. Este trabajo ha sido financiado mediante el proyecto INIA de referencia RTA2011-00041-C02-01, con 80% fondos FEDER. J.M. Mirás Avalos agradece a la Xunta de Galicia su contrato dentro del programa Isidro Parga Pondal. E. Trigo Córdoba y Y. Bouzas Cid agradecen al INIA sus respectivas becas FPI-INIA.

#### 5.- Bibliografía

- Allen, R.G., L.S. Pereira, D. Raes y M. Smith, 1998. Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper N° 56. Roma, Italia, 15-27.
- Asenjo, J.L. y J. Yuste, 2003. Estimación del estado hídrico del suelo por tensiometría y volumetría y su relación con el estado hídrico del viñedo. En: Estudios de la Zona No Saturada del Suelo Vol. VII, ed. J. Álvarez-Benedí y P. Marinero. Valladolid, 177-180.
- Bravdo, B., y E.I. Proebsting, 1993. Use of drip irrigation in orchards. *HortTechnology*. 3(1), 44-49.
- Choné X., C. van Leeuwen, D. Dubordieu y J.P. Gaudillère, 2001. Stem water potential is a sensitive indicator of grapevine water status. *Ann. Bot.* 87, 447-483.
- dos Santos, T.P., C.M. Lopes, M.L. Rodrigues, C.R. de Souza, J.M. Ricardo-da-Silva, J.P. Maroco, J.S. Pereira y M.M. Chaves, 2007. Effects of deficit irrigation strategies on cluster microclimate for improving fruit composition of Moscatel field-grown vines. *Sci. Hortic*. 112, 321-330.
- Jackson, D.I. y P.B. Lombard, 1993. Environmental and management practices affecting grape composition and wine quality: A review. *Amer. J. Enol. Vitic*. 44, 409-430.
- Intrigliolo, D.S. y J. R. Castel, 2010. Response of grapevine cv. 'Tempranillo' to timing and amount of irrigation: water relations, vine growth, yield and berry and wine compositon. *Irrig. Sci.* 28, 113-125.
- Martínez, E.M., M. Fandiño, B.J. Rey, J.J. Cancela, 2012. Las Denominaciones de Origen a examen: Evaluación del estado hídrico de los viñedos en el Noroeste de España. *Interempresas Industria Vitivinícola.* 10, 50-58.
- Martínez, E.M., M. Fandiño, J.J. Cancela y B.J. Rey, 2013. Evaluación del estrés del cv. Albariño en la DO Rías Baixas. *Revista Digital Interempresas Industria Vitivinícola.* www.interempresas.net/Vitivinicola/Articulos/103889-Evaluacion-delestrés-del-cv\_Albarino-en-la-DO-Rias-Baixas.html. [consulta: 12 febrero 2013]
- McCarthy, M.G., 1998. Irrigation management to improve winegrape quality – nearly 10 years on. *The Australian Grapegrower and Winemaker*, Annual Technical Issue, 65-71.
- Mestas Valero R.M., J.M. Mirás Avalos y E. Vidal Vázquez, 2012. Estimation of the daily water consumption by maize under Atlantic climatic conditions (A Coruña, NW Spain) using Frequency Domain Reflectometry. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 12, 709-714.
- Mirás Avalos, J.M., E. Trigo, Y. Bouzas, E. Díaz, I. Orriols, B.J. Rey, M. Fandiño, E.M. Martínez y J.J. Cancela., 2013. Estado hídrico de

viñedos del noroeste de España: valoración agronómica y económica. *Revista digital Industria Vitivinícola.* http://www.interempresas.net/Vitivinicola/Articulos/107182-Estadohidrico-de-vinedos-del-noroeste-de-Espana-valoracion-agronomica-yeconomica.html . [consulta: 25 marzo 2013]

- Myburgh, P.A., 1996. Response of Vitis vinifera L. cv. Barlinka/Ramsey to soil water depletion levels with particular reference to trunk growth parameters. South Afri. J. Enol. Viticult. 17(1), 3-14.
- Naor, A., 1998. Relations between leaf and stem water potentials and stomatal conductance in three field-grown woody species. J. Hort. Sci. Biotechnol. 73, 431-436.
- Ojeda, H., A. Deloire y A. Carbonneau, 2001. Influence of water deficits on berry growth. *Vitis.* 40(3), 141-145.
- Ojeda, H., 2007. Irrigation qualitative de précision de la vigne. Le Progrès Agricole et Viticole. 124(7), 133-141.
- Poni, S., F. Bernizzoni y S. Civardi, 2007. Response of "Sangiovese" grapevines to partial root-zone drying: Gas-exchange, growth and grape composition. *Sci. Hortic.* 114, 96-103.
- R Development Core Team, 2010. R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.
- Ruiz Sánchez, M.C., R. Domingo y J.R. Castel, 2010. Review. Deficit irrigation in fruit trees and vines in Spain. *Span. J. Agric. Res.* 8 (S2), S5-S20.
- Scholander, P.F., H.J. Hammel, A. Bradstreet y E.A. Hemmingsen, 1965. Sap pressure in vascular plants. *Science*. *148*, 339-346.
- Sentek, 2000. EnviroSCAN manual. 1999-2000 Sentek Pty Ltd.; EnviroScan Version 4.1. <u>www.sentek.com.au</u>. [consulta: 18 marzo 2013]
- Smart, R. y M. Robinson, 1991. Sunlight into Wine. A handbook for winegrape canopy management. Winetitles, Adelaide.
- Smart, D., E. Schwass, A. Lakso y L. Morano, 2006. Grapevine rooting patterns: a comprehensive analysis and a review. *Amer. J. Enol. Vitic.* 57(1), 89-104.
- Soil Survey Staff, 2010. Keys to Soil Taxonomy. United States Department of Agriculture. Natural Resources Conservation Service. 346 pp.
- van Leeuven, C., O. Trégoat, X. Choné, B. Bois, D. Pernet y J.-P. Gaudilllère, 2009. Vine water status is a key factor in grape ripening and vintage quality for red Bordeaux wine. How can it be assessed for vineyard management purposes? J. Int. Sci. Vigne Vin 43 (3), 121-134.
- van Zyl, J.L., 1987. Diurnal variation in grapevine water stress as a function of changing soil water status and meteorological conditions. *Sout Afr. J. Enol. Viticult.* 8, 45-52.
- Williams L.E. y F.J. Araujo, 2002. Correlations among predawn leaf, midday leaf, and midday stem water potential and their correlations with other measures of soil and plant water status in *Vitis vinifera*. J. Amer. Soc. Hortic. Sci. 127 (3), 448-454.

# EVALUACIÓN DE LA VULNERABILIDAD A METIL AZINFOS EN ACUÍFERO LIBRE CON MODELO AF Y SISTEMA DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA

A. C. Dufilho<sup>1\*</sup>, L.A. Latini<sup>1</sup> y M. Loewy<sup>2</sup>

<sup>1</sup>FACIAS, Universidad Nacional del Comahue, Buenos Aires 1400, Neuquén, Argentina. e-mail: <u>ceciliadufilho@gmail.com</u> <sup>2</sup>Laboratorio de Cromatografía, IDEPA - Fac. de Ingeniería, Universidad Nacional del Comahue, Buenos Aires 1400, 8300 Neuquén, Argentina.

**RESUMEN.** Se determinó la vulnerabilidad específica en un área de 330ha bajo riego para producción principalmente frutícola en el valle del Río Neuquén mediante el índice Factor de Atenuación (AF) de Rao et al. (1985) y un Sistema de Información Geográfica (SIG). Se analizó la vulnerabilidad a metil azinfos debido a que aún se sigue aplicando en la región, pese a su elevada toxicidad.

Se analizó la influencia de los horizontes del perfil del suelo y de las piezometrías utilizadas en los valores de AF.

La estimación espacial de la distribución de la vulnerabilidad específica permite analizar su relación con el uso del suelo y las unidades morfológicas según las características de suelos, piezometría del acuífero y propiedades del plaguicida.

El método AF es de fácil aplicación con SIG. La mayor dificultad y complejidad continúa residiendo en la caracterización espacial de variables que presentan patrones heterogéneos.

**ABSTRACT**. Specific vulnerability was determined by the Attenuation Factor (AF), (Rao et al., 1985) and the Geographic Information System (GIS) in an area of fruit production (330ha), under irrigation, in the Upper Valley of the Neuquen River. Vulnerability to Azinfos methyl was assessed because, despite its high toxicity, it is still being applied in the studied region.

The influence of horizons and piezometrics used in the AF values, was analyzed.

The spatial estimation of the specific vulnerability distribution allows to study its relationship with soil use patterns and landforms, according to soil characteristics, aquifer piezometrics and pesticides properties.

The AF method along with GIS is easy to apply, although the greater difficulty and complexity is still lying on the spatial characterization of variables with heterogeneous patterns.

# 1.- Introducción

La utilización de plaguicidas para la producción frutícola es una fuente de contaminación importante en los acuíferos libres someros como el del valle aluvial del Río Neuquén.

En estudios previos se ha indicado la presencia de plaguicidas de distintos tipos en suelos de parcelas hortícolas (Dufilho et al., 2011) y frutícolas (Loewy et al.,

2000) y en el agua del acuífero libre, canales de desagüe y ríos de la región (Gil et al., 2005).

Si bien el abastecimiento de agua para el consumo humano, animal e industrial en la zona se realiza fundamentalmente a partir de los cursos de agua superficiales, el mapeo de áreas vulnerables es el primer paso para la protección de estas reservas de agua subterránea como fuente de agua dulce.

A través de la vulnerabilidad se determina la susceptibilidad intrínseca del acuífero a ser afectado por una carga contaminante. En nuestro caso nos interesa analizar la susceptibilidad a plaguicidas, es decir su vulnerabilidad específica.

Entre los plaguicidas investigados el grupo de los organosfosforados es importante por su toxicidad. Dentro de ellos el metil azinfos, cuyo uso está decreciendo significativamente en fruticultura, pertenece al grupo 1b (altamente peligroso) de la clasificación de la Organización Mundial de la Salud.

El área estudiada (Fig.1) se localiza dentro del Distrito de Riego Colonia Centenario que comprende unas 330 has bajo riego en la margen derecha de la planicie aluvial del Río Neuquén, próximo a su confluencia con el Río Limay en la Provincia del Neuquén, Patagonia Argentina.



Fig. 1. Ubicación del área de estudio sobre margen derecha del Río Neuquén. Principales usos del suelo. (Sistemas de coordenadas Gauss Krugger, faja 2, datum WGS84)

La región se caracteriza por un clima árido de estepa patagónica con precipitación anual promedio cercana a 200mm. La vegetación es de monte bajo y estepa en las mesetas y de monte frutal y producción agrícola en los valles fluviales.

#### 2.- Material y métodos

#### 2.1.- Metodología

Existen diferentes métodos para conocer la vulnerabilidad específica de un acuífero a la contaminación, la mayoría basados en cuatro factores principales: las propiedades de los suelos, las propiedades de los plaguicidas, la carga hidráulica y tipo de acuífero y el manejo productivo.

Entre los métodos más sencillos y de amplia divulgación para evaluar la vulnerabilidad se encuentran los métodos de screening que proveen una estimación rápida de la capacidad de contaminación del agua subterránea por contaminantes. US EPA (1993), Foster et al. (2002) y Auge (2004), entre otros, realizan una revisión de métodos existentes.

El Factor de Atenuación (AF) desarrollado por Rao et al. (1985) es un índice que permite estimar la probabilidad de lixiviación potencial de los productos químicos aplicados al suelo; este factor no determina la cantidad específica de plaguicida que llegará a determinada profundidad sino que estima el porcentaje respecto a la carga unitaria, por lo que la carga neta que llega al acuífero se obtendría multiplicando la dosis aplicada por el factor AF estimado. El factor AF toma valores de 0 a 1, siendo directamente proporcional a la vulnerabilidad.

Los factores principales que considera el índice AF se indican en el esquema de la Fig. 2 junto con las variables dependientes de las características del suelo a través del cual se mueve el soluto, como porosidad, densidad aparente, materia orgánica, contenido de humedad; recarga proveniente de la precipitación y riego; profundidad del acuífero y características químicas del plaguicida expresadas por la vida media, coeficiente de adsorción y constante de Henry.



**Fig. 2.** Factores intervinientes en el cálculo de AF y variables representadas espacialmente (paralelogramo) y con valor único durante la modelación

En esta figura se indica en un paralelogramo las variables

que se representan espacialmente en capas mediante métodos de interpolación.

Si bien la lámina de recarga es heterogénea en su distribución temporal y también espacial -dado que existe variabilidad espacial en el uso de las tierras y su manejo productivo-, se ha considerado uniforme dado que solo se dispone del balance global del área.

El índice AF se calcula mediante la ecuación (1) que contempla procesos de adsorción a través del Factor de Retardo (RF) de la ecuación (2).

$$AF = \exp\left(\frac{-0.693h_{fr} RF \varphi_{cc}}{q DT50}\right)$$
(1)

donde: AF = factor de atenuación (adimensional);  $h_{fr}$  = profundidad a la capa freática (m); RF = factor de retardo (adimensional);  $\varphi_{cc}$  = humedad del suelo a capacidad de campo (l agua/ l suelo); q = recarga neta anual del acuífero (m/año); DT50 = vida media del plaguicida en el suelo (años).

El Factor de Retardo (RF) expresa la relación existente entre el movimiento del agua y el movimiento del plaguicida en la zona no saturada. RF es entonces función de la densidad aparente, de la cantidad de materia orgánica, de la capacidad de campo y de las características del plaguicida. Se calcula mediante la siguiente ecuación:

$$RF = 1 + \left(\frac{ds \ foc \ Koc}{\varphi_{cc}}\right) + \left(\frac{na \ H}{\varphi_{cc}}\right)$$
(2)

donde: RF = factor de retardo (adimensional); ds = densidad aparente del suelo seco (kg suelo/m3 suelo); foc = fracción de carbono orgánico del suelo (kg C/kg sólidos); Koc = coeficiente de adsorción del plaguicida al carbono orgánico del suelo (m3 agua en el poro/kg carbono orgánico);  $\varphi cc$  = humedad del suelo a capacidad de campo (l agua/l suelo); na = porosidad aérea del suelo (l aire/l suelo); H = constante de Henry del plaguicida (adimensional).

El factor de atenuación AF puede tomar valores entre 0 y 1; cero (0) indica que el contaminante no percola y uno (1) indicaría percolación total.

Para realizar el cálculo del índice AF en dos dimensiones o tres, es necesario regionalizar las variables, obteniendo una expresión continua en el espacio a partir de información puntual. Son numerosos los métodos existentes, siendo el kriging ordinario el más empleado para variables del subsuelo dada su capacidad de considerar la localización de las observaciones y su correlación espacial. En la Fig.2 se ha representado en un paralelogramo las variables que han sido tratadas en 2D.

La variabilidad en profundidad (en el perfil del suelo) se puede considerar realizando capas de propiedades de los suelos para cada horizonte ponderadas por el espesor de cada uno de ellos. De esta manera el suelo se considera en su variación vertical y horizontal, en una representación cuasi 3D.

Para estimar AF con SIG se discretiza el espacio en celdas y se aplican las ecuaciones 1 y 2 en cada pixel.

A efectos de verificar el comportamiento del modelo AF-SIG se comparan las estimaciones de vulnerabilidad a metil azinfos con datos de concentraciones de soluto en muestras de agua del acuífero libre.

# 2.2.- Descripción del área de estudio

Dentro del valle aluvial del Río Neuquén, se seleccionó una sección de riego comprendida entre dos desagües para drenaje ubicadas aguas arriba (al norte) y abajo (al sur) del área. La condición de borde del acuífero aluvial hacia el oeste lo constituye la terraza antigua –localmente denominada "barda"- de materiales cretácicos del grupo Neuquén y hacia el este la planicie de inundación extraordinaria del Río Neuquén (Fig.1). Esta superficie comprende unas 330 ha, históricamente de producción frutícola (peras y manzanas) pero que en los últimos años ha incorporado el uso urbano de baja densidad, hortícola y otros en menor proporción.

1.- Los suelos existentes en el valle pertenecen al Orden Aridisoles de la clasificación del Soil Taxonomy. Las propiedades hídricas se obtuvieron mediante funciones de pedotransferencia de Saxton et al. (1986) a partir del contenido de arcilla, arena, limo y materia orgánica en los horizontes del suelo relevados en perfiles de calicatas tipo. Estos perfiles representan los suelos dominantes en la toposecuencia fluvial del valle del Río Neuquén, por lo que se los considera característicos de la unidad morfológica en la que están insertos (Fig. 3). El mapeo de unidades morfológicas es dificultoso debido a la modificación producida en el relieve para la sistematización del riego y la producción.



Fig. 3. Unidades morfológicas principales con localización de calicatas

Las Tablas 1 a 4 contienen valores de los parámetros utilizados para el cálculo de AF obtenidas de muestras de los perfiles ubicados en mapa de Fig.3. En las tablas *ntot* es porosidad total, el resto de parámetros ya han sido definidos.

Tabla 1. Propiedades del horizonte A

calicata	espesor (m)	φcc (%)	ds (kg/m3)	foc (%)	na (%)	ntot (%)
497	0,15	34,0	1,30	2,03	16,9	50,9
149	0,15	27,8	1,38	1,79	20,1	47,9
98	0,20	25,6	1,42	2,16	20,9	46,5
100	0,15	28,2	1,38	2,52	19,8	48,0

**Tabla 2.** Propiedades del horizonte Bw. Nota: En el perfil 98 y 149 el horizonte Bw es reemplazado por horizonte C1 continuando en profundidad C2 y C3

calicata	espesor (m)	φcc (%)	Ds (kg/m3)	foc (%)	na (%)	ntot (%)
497	0,17	31,0	1,33	0,39	18,7	49,7
149	0,20	27,8	1,38	0,95	20,1	47,9
98	0,20	23,2	1,46	0,46	21,8	45,0
100	0,22	29,3	1,36	0,77	19,2	48,5

#### Tabla 3. Propiedades del horizonte C1

calicata	espesor (m)	φ <sub>cc</sub> (%)	Ds (kg/m3)	foc (%)	na (%)	ntot (%)
497	0,38	27,5	1,42	0,28	18,7	46,2
149	0,55	29,0	1,41	0,42	18,0	47,0
98	0,30	22,7	1,48	0,31	21,6	44,3
100	0,23	32,4	1,32	0,98	18,0	50,4

Tabla 4. Propiedades del horizonte C2

calicata	espesor (m)	φcc (%)	ds (kg/m3)	Foc (%)	na (%)	ntot (%)
497	0,50	29,6	1,37	0,41	18,7	48,3
149	0,30	23,9	1,57	0,25	16,9	40,8
98	0,50	25,3	1,45	0,40	20,1	45,4
100	0,60	34,1	1,29	0,95	17,4	51,5

Como se indicó, en el cálculo de AF con SIG se consideró la heterogeneidad en el perfil y la influencia de cada horizonte mediante ponderación de las propiedades hídricas y densidad aparente por el espesor de cada uno de ellos.

2.- La caracterización de la profundidad del acuífero libre se realizó con datos de lecturas piezométricas de 29 piezómetros de la red de monitoreo instalados en la zona (ver Fig.1). La superficie freática es variable entre 1m y 2,5m de acuerdo a la proximidad al sistema de drenaje y la influencia del río, fluctuando además a lo largo del año según la recarga de riego. De la serie mensual de mediciones del período 2003-2007, se considera de interés analizar la profundidad media y mínima –más cercano a la superficie- pues representan la condición media y la de mayor riesgo respectivamente. No se han considerado series de datos piezométricos más extensas, ya que los niveles permanecen en equilibrio interanual con el sistema de drenaje diseñado para mantener la profundidad freática en valores compatibles con la producción frutícola.

Estas observaciones fueron interpoladas con kriging ordinario para obtener las isobatas promedio anuales y mínimas anuales -registradas en los meses de noviembre y diciembre-. En la Fig 4, se han representado las profundidades mínimas del período 2003-2007.



Fig. 4. Isobatas mínimas mensuales registradas en el período 2003 - 2007

3.- La recarga anual al acuífero se produce por exceso de aplicación de agua de riego superficial en melgas. La precipitación es menor a 200mm anuales V la evapotranspiración potencial estimada por Penman-Monteith es de 950mm anuales. La eficiencia global del sistema de riego en el Alto Valle se estima en un 50-60% (Peri, 2006) siendo las pérdidas de aplicación en parcela estimadas cercanas a 30-40% (330mm a 440mm aprox.). El balance hidrológico estimado por modelación (Dufilho et al., 2011) estima una recarga de 500 mm anuales en el área del piezómetro 100. Con esta información se considera que una recarga anual de 400mm es un valor promedio conservativo que puede utilizarse para el distrito de riego Colonia Centenario. En el cálculo de AF, se ha considerado una recarga única y homogénea aunque no es representativa de lo que sucede en algunos sectores, v.g. áreas desmontadas o sin riego.

4.- Las características de metil azinfos fueron extraídas de Pesticide Properties DataBase (PPDB) (2012): Coeficiente de adsorción (Koc) = 1000 l/kg, Vida media (DT50) = 10días y Constante de Henry (H) = 0,0000057.

#### 2.3.- Procedimiento de cálculo de AF con SIG

A efecto de facilitar la comprensión del cálculo, se resumen los pasos secuencialmente seguidos para la obtención de la vulnerabilidad específica.

1.- Se generaron mapas (formato shape de ArcGis) de unidades homogéneas de suelos según la toposecuencia y unidades morfológicas del valle aluvial a los que se les asignaron los perfiles dominantes de suelos.

2.- Con función de pedotransferencia de Saxton et al. (1986) se obtuvo a partir de datos de texturas (porcentaje

de arena y arcilla) y materia orgánica, una estimación de los parámetros necesarios para resolver ecuación 1 y 2.

3.- Se convirtieron los shapes a raster con tamaño de celda 5x5m. Se generó un archivo raster para cada propiedad hídrica del suelo: humedad a capacidad de campo, densidad aparente, contenido de carbono orgánico y porosidad de aire.

4.- Se generó un raster espesor (m) por cada uno de los 4 horizontes de suelo.

5.- Se calculó raster RF con ecuación 2 aplicada a cada horizonte de suelo. Luego se obtuvo raster RF promedio ponderado por el espesor de suelo.

6.- Se calculó raster AF (ecuación 1) con raster RF ponderado, raster humedad a capacidad de campo promedio y raster de isobatas promedio. Se repitió el paso para raster de isobatas mínimas.

7.- Con Spatial Analyst de ArcGis 9.3 se analizaron los mapas resultantes.

Estas operaciones de cálculo y análisis se realizaron con Model Builder de ArcGis 9.3.

# 2.4.- Verificación del modelo AF-SIG

La información utilizada para verificación, corresponden a muestras de agua extraídas de 4 piezómetros durante el período 2008 a 2010 del que se ha tomado la temporada 2009-2010 (Tabla 6) debido a las mayores concentraciones de soluto registradas.

El análisis de organofosforados en agua fue realizado por el método de extracción en fase sólida (SPE), la cuantificación por Cromatografía gaseosa y detector de Nitrógeno-Fosforo (GC-NPD) y la confirmación con Cromatografía gaseosa asociado a detector de masa (GC-MS).

Las mayores concentraciones ocurrieron en los meses de noviembre y diciembre, coincidente con la época de riego y aplicación de metil azinfos.

# 3.- Resultados y discusión

La estimación de AF aplicando las ecuaciones 1 y 2 dan valores continuos entre 0 y 1, pero a efecto de facilitar la interpretación en los mapas los resultados se presentan clasificados en 10 clases de AF.

En condiciones de superficie freática promedio durante el período estudiado, la distribución de áreas vulnerables se observa en el mapa de la Fig. 5 con valores comprendidos en el rango 0,2 a 0,5 y en la Fig.7 se indica la superficie (en hectáreas) según vulnerabilidad AF. Las 330 has presentan una vulnerabilidad media a baja a metil azinfos, no existiendo áreas sin vulnerabilidad ni tampoco extremadamente sensibles.

Sin embargo realizando la estimación de vulnerabilidad a partir de los valores mínimos de profundidad freática, que como se indicó coincide con la época de riego y aplicación de plaguicidas, se obtienen valores mayores de AF (0,4 a 0,7 en escala AF: 0 a 1) (Fig. 6), indicando un aumento generalizado de la vulnerabilidad específica.



Fig. 5. Estimación de AF utilizando profundidad de la superficie freática promedio del período



Fig. 6. Estimación de AF utilizando profundidad de la superficie freática mínima del período

En la Fig. 7 se puede observar este aumento relativo del AF respecto al cálculo considerando superfície freática promedio.

En la Fig. 8 se ha representado las diferencias calculadas entre AF profundidades freáticas mínimas y AF profundidades freática promedio. El rango de diferencias del valor AF está comprendido entre 0,1 y 0,26, siendo el promedio de diferencias 0,16; mayores valores con profundidades mínimas. La zona de menores diferencias está en el sur y las de mayores al norte localizadas en el área del piezómetro 472b, debido a la gran variación entre profundidad freática mínima (0,7m) respecto a la promedio (1,5m).



**Fig.7.** Superficies afectadas por clases AF estimadas para valores de profundidad freática promedio (AF-Hprom) y profundidad freática mínima (AF-Hmin)



Fig.8. Diferencias en la estimación de AF en situación de profundidad freática promedio (AF-Hprom) y profundidad freática mínima (AF-Hmin). A mayor valor, mayor vulnerabilidad relativa calculada con AF\_Hmin

Esta condición de profundidad de superficie freática mínima y propiedades de suelos ponderados por el espesor de cada horizonte, representa la situación más próxima a la condición real. Pero muchas veces, a falta de información del perfil se utilizan las propiedades del horizonte superficial A considerando de esta manera el perfil homogéneo. Basado el cálculo de AF en las características del horizonte A, se obtiene para la condición de profundidad mínima de superficie freática una sobrestimación de la atenuación. La diferencia entre AF calculado en base al horizonte A y AF estimado con ponderación de horizontes resulta en valores negativos que varían entre 0,18 y 0,10, debido a que los valores de AF con horizonte A (mayor atenuación) son menores (Fig. 9).



Fig. 9. Sobrestimación del valor AF calculado con propiedades horizonte A en relación a AF calculado con cada horizonte. Condición de Isobatas mínimas

En el área central, la mayor diferencia (color oscuro) podría deberse a que en estos suelos por debajo del horizonte A existen horizontes C1 y C2 de textura franco arenoso y luego C3 franco. Hay un claro contraste entre el horizonte A con buena capacidad de atenuación de plaguicida (3.71 % de materia orgánica y 20 % de arcilla) respecto a los horizontes subyacentes. En el caso del área cercana al río con menores diferencias (colores claros) se debería únicamente a la disminución de la materia orgánica orgánica orgánica con la profundidad debido a que la textura es franca a franca limosa en un perfil más homogéneo.

La representación en mapas permite obtener la distribución espacial de estas áreas vulnerables y su relación con otras variables significativas en el ordenamiento territorial. De esta manera se estimaron las estadísticas zonales en el área de estudio, obteniendo las condiciones de vulnerabilidad en cada unidad morfológica presente y también en suelos con distintos usos.

En relación a los usos (Fig. 10) las áreas con mayor valor de vulnerabilidad son el dedicado a la fruticultura y a urbanización.

La dispersión de valores AF está reflejando la presencia de fruticultura en diversos ambientes mientras que recreativo con menor rango de valores está restringido a sector de terraza media.

Pero en líneas generales no se observan diferencias notables entre los distintos usos. Esta relación usos-AF podría mejorarse incorporando la distribución de aplicación de plaguicida y de la recarga en cada tipo de uso. Siendo los usos del suelo un aspecto dinámico determinante de la vulnerabilidad específica, es una variable que hay que actualizar de manera periódica.

En relación a las unidades morfológicas, analizadas en condición de suelo heterogéneo y profundidad freática mínima, el área más vulnerable es la terraza media y la menos vulnerable el pie de barda (Fig.11).



Fig. 10. Distribución de valores máximos y mínimos de AF según el uso de la tierra. Condiciones de profundidad freática mínima



Fig. 11. Distribución de máximos y mínimos valores de AF en las distintas unidades morfológicas. Condiciones de profundidad freática mínima

En la terraza baja la mayor dispersión de resultados probablemente se explica por la influencia directa de los niveles del río en los niveles piezométricos de algunos sectores próximos al Río Neuquén.

De la comparación entre valores AF de vulnerabilidad calculados y de concentraciones de metil azinfos observadas en distintas épocas del año (Tabla 6) se pueden extraer algunas conclusiones en relación a las estimaciones del modelo AF-SIG.

Tabla 6. Concentración metil azinfos (ug/L) en piezómetro y AF previsto

Piez.	Sept/ 09	Oct/ 09	Nov/ 09	Dic/ 09	Feb/ 10	Abr/ 10	AF*	AF**
497	-	-	-	-	0,09	-	0,47	0,32
149	-	ND	2,54	0,68	0,08	0,08	0,56	0,39
98	ND	ND	11,06	6,64	0,12	0,08	0,59	0,42
100	ND	ND	1,16	22,49	3,20	0,66	0,45	0,32

AF\* estimado para profundidad mínima en el piezómetro

AF\*\* estimado para profundidad promedio en el piezómetro ND: no detectado.

El piezómetro 497 presenta valores de metil azinfos bajos en el mes de febrero en concordancia con lo esperado según la vulnerabilidad específica baja del sector. En noviembre, los 3 piezómetros medidos tuvieron un comportamiento de acuerdo a lo esperado, es decir
altos valores de metil azinfos para los mayores valores AF y viceversa.

Dado que no se prevén más aplicaciones de metilazinfos a partir de noviembre, los valores de concentración deberían ir disminuyendo a lo largo del período estudiado. Esta presunción se cumple para los piezómetros 98 y 149 concordando los resultados con los valores de AF calculados respectivamente

Con respecto al piezómetro 100 se observa que el máximo de concentración medida corresponde al mes de diciembre siendo un valor significativamente más alto que los observados en los piezómetros anteriores. Si bien las concentraciones disminuyen en los meses siguientes siempre los valores son mayores que los esperados de acuerdo al AF calculado. Se considera que esta situación obedece a una suma de causas, desde flujo subterráneo que arrastra solutos desde áreas de percolación situadas aguas arriba, flujo preferencial en la zona no saturada y también cuestiones de maneio del calendario de riego en relación con las aplicaciones de metilazinfos. Este último aspecto es crítico debido a que el sistema de riego es por inundación lo cual implica que la cercanía entre la aplicación y el riego favorezca el movimiento a través de macroporos (flujo preferencial). No debería descartarse que las diferencias de concentración encontradas en los distintos piezómetros puedan deberse a diferencias en la carga de plaguicidas aplicada en cada zona.

El modelo AF explica satisfactoriamente la ocurrencia de metil azinfos en algunas áreas mientras que otras deben ser revisadas. Una serie de datos más extensa de mediciones del plaguicida sería necesaria para realizar ajustes en el modelo AF-SIG y la representación de la heterogeneidad de las variables involucradas.

## 4.- Conclusiones

La zona estudiada presenta una vulnerabilidad media a alta a la contaminación con metil azinfos. La vulnerabilidad específica del acuífero libre varía según como se considere la profundidad de la superficie freática, siendo mayor cuando las isobatas son menos profundas, situación que se produce en época de riego que además coincide con la aplicación de plaguicidas. En la región del valle la vulnerabilidad específica a metil azinfos debería estudiarse en estas condiciones ya que es más representativa de la situación real, evitando hacerlo con profundidades mensuales promedio.

Si bien los métodos empíricos como AF no permiten considerar la variación temporal de la superficie freática, se puede seleccionar la estación del año para considerar la situación más representativa del problema estudiado. Igual consideración podría hacerse respecto a la distribución anual de la recarga y de la aplicación del plaguicida.

Tener en cuenta las propiedades del suelo ponderadas por el espesor de los horizontes en el perfil mejora el cálculo de AF, ya que reflejan más apropiadamente las heterogeneidades en profundidad que considerando sólo las propiedades del horizonte A. La estimación de la carga de plaguicidas que efectivamente llegarían al acuífero libre debe calcularse de acuerdo a las dosis aplicadas en cada parcela y el correspondiente índice de atenuación AF del sector.

La aplicación del modelo AF con SIG permite considerar la variabilidad espacial de los factores que determinan la vulnerabilidad específica, tanto lateralmente como en el perfil. Esto puede realizarse a escala del perfil, de la parcela o de cuenca sin limitación metodológica.

De la comparación entre valores AF y datos medidos de concentraciones, no surge una conclusión única. Se considera que el flujo preferencial del soluto es un proceso importante que no es tenido en cuenta por el modelo AF. Asimismo los resultados AF obtenidos pueden ser ajustados con nuevos datos de suelos e introduciendo la variabilidad espacial de la recarga anual en función de los usos del suelo.

Sin embargo, gracias a la sencillez conceptual del método AF-SIG, permite elaborar un mapa diagnóstico preliminar del estado de vulnerabilidad específica del acuífero como una herramienta útil en la planificación y manejo futuro del distrito de riego para la preservación de la calidad del agua subterránea. En las áreas identificadas como problemáticas, deberán aplicarse métodos menos simplificados -como modelos de transporte de flujo no saturado y conductividad dual- para explicar el funcionamiento de los plaguicidas en el suelo.

# 5.- Bibliografía

- Auge, M., 2004. Vulnerabilidad de Acuíferos. *Revista Latinoamericana de Hidrogeología*, n 4, 85-103.
- Dufilho A.C., S. Vázquez y M. Loewy, 2011. Migración de metil azinfos en el perfil del suelo e impactos en acuífero libre aluvial somero. *VII Congreso Argentino de Hidrogeología*. Salta, Argentina. 9.
- Dufilho C., C. Ruiz y A. Bruce, 2012. Vulnerabilidad del acuífero a la contaminación con plaguicidas en cultivos hortícolas en el valle del Río Neuquén, Patagonia Argentina. *XI Congreso Latinoamericano de Hidrogeología*. Cartagena de Indias Colombia. pp.5.
- Foster S., R. Hirata, D. Gomes, M. D'Elia y M. Paris, 2002. Groundwater Quality Protection. A guide for water utilities, municipal authorities, and environment agencies. The World Bank Washington, D.C. 114.
- Gil M.I, G. Aschkar, M. Pozzo Ardizzi, G. Pellejero y M. Abrameto, 2005. Evaluación de residuos de plaguicidas en aguas del Río Negro en sitios estratégicos para la captación de agua potable. *Revista Pilquen*, Año VII, 7, 9.
- Loewy R.M, M. Novelli, L. Carvajal, H. Labollita, G. Neme, J. Ramos, C. Saenz y A. Pechen de D'Angelo, 2000. Percolación de plaguicidas en áreas de producción frutícola en el valle del Río Neuquén (Argentina). XI Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, Sao Pablo. 9.
- Saxton K. E., W.J. Rawls, J.S. Romberger y R. I. Papendick, 1986. Estimating generalized soil-water characteristics from texture. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 50(4),1031-1036.

Peri G., 2004. La agricultura irrigada en Río Negro y su contribución al desarrollo regional. Banco Mundial, 115.

Pesticide Properties DataBase (PPDB)

http://sitem.herts.ac.uk/aeru/projects/ppdb/index.htm. [consulta: agosto 2012].

- Rao, P., G. Hornsby. y R. Jessup, 1985. Indices for ranking the potential for pesticide contamination of Groundwater. *Soil Crop Sci. Soc. Florida.* 44, 1-8.
- US EPA, 1993. A Review of Methods for Assessing Aquifer Sensitivity and Ground Water Vulnerability to Pesticide Contamination.

# TRACING AND MODELLING WATER AND SEDIMENT DYNAMICS IN A SPRINKLER IRRIGATED BED SYSTEM UNDER DIFFERENT SCENARIOS

G. Guzmán<sup>1\*</sup>, A. Laguna<sup>2</sup>, J. C. Cañasveras<sup>1</sup>, H. Boulal<sup>3</sup>, H. Gómez-Macpherson<sup>4</sup>, V. Barrón<sup>1</sup>, J.V. Giráldez<sup>1,4</sup> and J. A. Gómez<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Dept. of Agronomy, University of Córdoba, Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba, Spain. e-mail: g92gudim@uco.es.

<sup>2</sup>Dept. of Applied Physics, University of Córdoba, Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba, Spain.

<sup>3</sup>IPNI, North Africa, Settat Regional Center, P.O. Box 589, Settat Morocco.

<sup>4</sup>Institute for Sustainable Agriculture-CSIC, Alameda del Obispo, 14080 Córdoba, Spain.

**RESUMEN.** El uso de trazadores de sedimento ofrece un nuevo método muy eficaz para el análisis de la pérdida y redistribución de suelo en cuencas, así como para la identificación de las fuentes de sedimento. Se ha evaluado el comportamiento como trazador de sedimentos de tres óxidos de hierro en un cultivo alomado de algodón en regadío con tránsito controlado de maquinaria. Para estimar la evolución de la concentración de trazador en el suelo, se realizaron varias simulaciones de lluvia en mini parcelas. Posteriormente, con el sistema de riego por aspersión de la parcela, se comparó el sedimento generado con el estimado a través de la concentración de trazador medida y diferenciando entre surcos con y sin tránsito. Los resultados mostraron la eficacia de los tres óxidos de hierro en la identificación del origen de los sedimentos.

Se describió el flujo de agua y sedimentos con un modelo sencillo de erosión, y, con un modelo distribuido, más completo, se evaluó la influencia de varios factores ambientales.

**ABSTRACT.** The use of sediment tracers opens a promising way for the estimation of soil loss, redistribution and sediment yields from watersheds, identifying the sources. The performance of three iron oxides as sediment tracers has been evaluated in an irrigated ridged cotton crop plot with controlled machinery traffic. Several rainfall simulations at miniplot scale were used, previously, to estimate the evolution of tracer concentration in the soil. Later in the sprinkler-irrigated ridged cotton crop measured sediment yields, with and without traffic, were compared with the predicted values based on tracer concentrations. Results indicate the efficiency of the method in the identification of sediment sources. All three iron oxides were useful as sediment tracers.

Water and sediment yields were described with a simple soil erosion model. A more complete distributed model was also chosen to assess the influence of some environmental factors.

## 1.- Introduction

Erosion is a severe environmental threat in Mediterranean landscapes due to the combination of intense showers, long dry and hot periods, which does not help to sustain a natural vegetation cover, and land steepness. In addition to these factors, weeds removal by farming practices leave a bare soil surface unprotected against the main erosion agents, water and wind.

Soil productivity loss and diffuse contamination by agrochemicals and sediment are major concerns for agricultural management of steep landscapes. The introduction of sediment tracers opens a new way to improve our understanding of erosive processes and to evaluate more precisely their effects. Many substances and soils of particular properties have been used as sediment tracers: radionuclides (*e.g.* Walling et al.1999), rare earth oxides (*e.g.* Zhang et al. 2003) or innovative tracers such as, organophilic clays (Strauss et al. 2012).

Guzmán et al. (2013) thoroughly reviewed these tracing techniques, identifying the key points and limitations of each approach, including fingerprinting studies.

Iron oxides fulfill many of the requirements defined by Zhang et al (2001), for being ideal sediment tracers. Their potential had been evaluated at laboratory scale (Guzmán et al. 2010) and at field scale (Guzmán et al. 2013) in water erosion experiments. Furthermore, iron oxides are available at a moderate price and they can be measured quickly at the laboratory or field without destructing the sample with simple equipment and relatively inexpensive. The purpose of this report is the evaluation of three iron

oxides, magnetite, hematite and goethite, as tracers in erosion trials at mini-plot and field scale to study soil erosion dynamics.

## 2.-Material and methods

The experimental field was located at the experimental farm Alameda del Obispo (Córdoba, Spain). The climate is Mediterranean with average annual rainfall of 600 mm. The top 10 cm of the soil profile has a 10% of clay, and 42.6% of sand. The soil belongs to the subgroup of *Typic Xerofluvents* (Soil Survey Staff, 2010).

The plot 144m long and 9 m wide, with a slope of 0.008, consisted of ten 0.25 m high ridges, 0.85 mspaced, under conventional tillage. The furrows, 0.59 m wide, acted as wheel tracks, leaving alternatively one every other traffic-free. A maize-cotton crop rotation

was started in 2007. In late February 2009, crop maize residues were chopped and incorporated into the soil before forming the ridges on March 2009. Later, on May 2009, a cotton crop was sown and hand-picked on September 2009. Soil management, crop characteristics and experimental field properties are described in more detail in Boulal et al. (2011a,b; 2012).

The rainfall simulation tests were performed during 2009/2010 when cotton was established in the experimental field. A portable rainfall simulator (Alves et al. 2008) generated sixteen rain events of approximately 1.15 hours, enough to keep one hour of rainfall after runoff initiation, at an intensity of 60 mm  $h^{-1}$ . The value of rain intensity is the lower threshold of what can be considered a torrential event (Llasat, 2001).

These simulations were carried out in mini-plots of  $0.81 \text{ m}^2$  (Fig. 1a) under different traffic conditions, furrows with (+T), and without traffic (-T), at two stages of the cotton cycle: newly formed furrows before sowing (March 2009), and with standing residues before reforming the ridgesand before chopping residues (March 2010).

The irrigation test at field scale was carried out on July 2009 using sprinklers (VYR-60) that provided 18 mm  $h^{-1}$  rate during 8.5 h. The test was done during the night to minimize wind effect, when the cotton crop covered roughly 50 % of the soil surface.

## 2.1.- Sediment tracers

Three different synthetic iron oxides were used as sediment tracers: magnetite (Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>), hematite ( $\alpha$ -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) and goethite (FeOOH), commercially available as Bayferrox® 318M, 110 and 920, respectively. Their characteristics allow relatively easy detection and measurement through magnetic susceptibility in the case of magnetite, and diffuse reflectance spectroscopy for hematite and goethite.

Magnetic susceptibility was measured using a Bartington<sup>®</sup> meter and a MS2B<sup>®</sup> dual frequency sensor for laboratory measurements. For the case of hematite and goethite measurements, the total iron (Fe<sub>d</sub>) was determined by the method of Mehra and Jackson (1960), modified by carrying out the extraction at 25 °C for 16 h. Diffuse reflectance spectra were recorded from 300 to 2500 nm in 0.5 nm steps using a Cary 5000 UV–Vis–IR spectrophotometer (Varian Inc., Palo Alto, CA) equipped with an integrating sphere.

Before the execution of the rainfall simulation experiments, a mixture of soil and magnetite was prepared following the methodology proposed by Guzmán et al. (2010). The mixture was spread onto the furrows surface and then slightly raked to incorporate it to a depth of 2 cm to get a final concentration of 2.4 % of the total dry weight. After the raking, tagged surface of +T furrows was mechanical and statically consolidated using a metal sheet. Ridges were not tagged in any case (Fig. 1a).

It was not possible to measure bulk density when furrows were recently formed because soil was too loose even in furrows with traffic (March 2009). On March 2010 bulk density was considered the same as measured by Boulal et al. (2012) at the top 30 cm because no significant soil condition change was appreciated.

Soil samples from ridges and furrows were taken before and after the rainfall simulations at mini-plot scale from the top 2 cm to measure magnetic susceptibility. Samples from 2 to 6 cm were also taken to ensure that there was no tracer at this depth. Runoff and sediment were collected during the rainfall simulations to determine total runoff, total soil losses and magnetic susceptibility of the sediment.

On July 2009, before the irrigation test at field scale, four furrows (two +T and two -T) were divided in three segments of 5 m length. Three different mixtures of soil and magnetite, hematite and goethite were prepared to get final concentrations, once they were mixed at the field site, of 1.5, 2.5 and 2.5 % of the total dry weight, respectively. These mixtures were spread on the segments surface: magnetite onto the top segments, hematite onto the intermediates and goethite onto the bottom ones (Fig. 1b). A distance of 17.5 m of blank soil was kept among tagged segments. The tagging of soil and application was similar to that made for the small scale rainfall simulations, with the mixture slightly raked to a depth of 2 cm and consolidating soil surface mechanically in trafficked furrows. Ridges were not tagged in any case. A reference furrow without any tracer was also controlled in the irrigation test to analyze the textural class of the sediment collected using the Beckman Coulter LS-230 ®.



**Fig.1.** Initial locations of the tagged soil mixture segments with magnetite (M), hematite (H) and goethite (G) on the furrows of small scale (a) and hillslope scale plots (b), (Guzmán, 2012)

Soil samples at two depths (0-2 cm and 2-6 cm) were taken at each tagged area to determine tracer concentration before the irrigation test. After the irrigation, soil samples were taken at the top 2 cm of the profile to determine tracer distributions along each of the eight furrows. Soil samples from 2-6 cm were also taken to ensure that no sediment tracer was at that depth. Each sample was composed by three subsamples taken in the same horizontal transect of the furrow. Location of sampling transects along furrows were 0.5, 2.5 and 4.5 m in tagged segments and 1, 2.5, 5, 10 and 16 m in untagged segments from the beginning of each segment.

Runoff rate was measured and subsamples collected periodically using long-throated flumes of trapezoidal cross section with sill width equal to 100 mm (Clemmens et al. 1984). These flumes were installed 12 m upstream the furrow ends. From the collected runoff, sediment concentration was calculated and total soil losses estimated. Iron oxide concentrations were analyzed in the recovered sediment through magnetic susceptibility measurements for magnetite and diffuse reflectance spectroscopy for hematite and goethite. The magnitude of the sediment source was determined using tracer concentration in soil and sediment.

The strength of the sediment source was quantified from tracer concentrations in soil and sediment corrected by (i) the distribution of the iron oxides in the soil profile  $c_d$ , and (ii) the affinity of the tracers to the finer soil particles  $c_s$  (Guzmán, 2012).

#### 2.2.- Soil erosion model

Because of the great width of the ridges surface with respect to the collateral half-ridges, the erosion model of Laguna and Giráldez (1993) was chosen. The model consists of two mass balances, one for sediment and another for water, and one dynamic equation relating water depth and flow rate. The mass balance equation for water, relating the unit flow rate, q, and the water depth, h, to the effective rainfall rate,  $r_e$ , gross rainfall, r, minus infiltration rates, i, varying in space, coordinate x, and time, t, is

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r - i = r_e \tag{1}$$

The equation for the mass balance of sediment with a concentration c, includes two terms for the sediment production, one due to the rain splash and other for the runoff shear. Rain splash is represented by a coefficient, B, and an exponent, m, which can assume the value m=1. Runoff flow shear has a coefficient,  $\zeta$ , for the combined effects of aggregates dislodgement, with a coefficient, k, and an exponent b, and of sediment deposition, expressed as the product of sediment concentration by the flow rate

$$\frac{\partial}{\partial t}(hc) + \frac{\partial}{\partial x}(qc) = Br^{m} + \xi h^{b}(k - \zeta c) \qquad (2)$$

The equation of the conservation of the momentum for water reduces to a simple potential relationship with the coefficient  $\varsigma$  and the exponent n=b

$$q = \zeta h^n \tag{3}$$

Eqs. (1)-(3) were subjected to an initial dry surface condition, h(x,0)=0, and a no-flow upstream boundary condition, h(0,t)=0, in a surface configuration assimilated to an elongated plane with a width equivalent to the horizontal projection of the half-ridge-furrow-half-ridge ensemble. The system of equations can be solved with the method of characteristics, yielding the solutions for the flow rate, q, depending whether the time was smaller or greater than the concentration time for water,  $t_{cw}$ 

$$q = \begin{cases} r_e^n t^n & t \le t_{cw} = \left(L\zeta^{-1} r_e^{1-n}\right)^{1/n} \\ r_e L & t > t_{cw} \end{cases}$$
(4)

The total length of the plane was *L*. The solution for the normalized sediment concentration,  $c^*$ , using the parameter  $k_{B\zeta} = k/(B\zeta)$ , is

$$c^* = \frac{c/B - k_{B\zeta}}{1 - k_{B\zeta}} \tag{5}$$

with a final expression

$$c^{*} = \begin{cases} F_{n} \left[ \left( \xi \zeta r^{n-1} n^{-1} \right)^{1/n} t \right] & t \leq t_{cw} \\ \left( \xi x \right)^{-1} \left\{ 1 - e^{\mu - \xi x} \left[ 1 - \mu F_{n} \left( \mu / n \right) \right] \right\} & t_{cw} < t \leq t_{cs} \\ F_{1} \left( \xi x \right) & t > t_{cs} \end{cases}$$
(6)

The time for sediment concentration is  $t_{cs}$ 

$$t_{cs} = \left(\frac{Ln}{\zeta r_e^{n-1}}\right)^{1/n} \tag{7}$$

The function  $F_n$  is a generalized version of the Dawson integral (Olver et al. 2010)

$$F_{n}(x) = \frac{e^{-x^{*}}}{x} \int_{0}^{x} e^{v^{*}} dv$$
 (8)

Finally the auxiliary function  $\mu$  is

$$\mu = \frac{\xi x}{(n-1)^{n}} \left\{ n - t \left[ \frac{\zeta (r_{e} x)^{n-1}}{x} \right]^{1/n} \right\}^{n}$$
(9)

Hydrographs and sediment concentrations obtained for each furrow were normalized using the following dimensionless variables

$$t^{*} = \frac{t - t_{ini}}{t_{eq} - t_{ini}}$$
(10)

$$q^* = \frac{q}{q_{eq}} \tag{11}$$

$$c^* = \frac{c}{c_{eq}} \tag{12}$$

Where  $t_{ini}$  is time to runoff initiation,  $t_{eqw}$  is time to equilibrium for water,  $t_{eqs}$  is time to equilibrium for sediments,  $q_{eq}$  is equilibrium flow rate and  $c_{eq}$  is equilibrium sediment concentration.

To consider the full geometry the distributed model KINEROS2 (Goodrich et al. 2012), a renewed version of KINEROS (Woolhiser et al. 1990), was used.

#### 3.-Results and discussion

On March 2010, bulk densities were assumed to be 1.43 Mg m<sup>-3</sup> at ridges and 1.52 and 1.47 Mg m<sup>-3</sup> at +T and -T furrows, respectively (Boulal et al. 2012). Furrow managements at each ridge ground cover show significant differences for runoff when furrows were just formed (Table 1). Due to traffic, soil consolidation was higher in furrows +T than in -T and therefore runoff was higher although soil losses differences were not significant. If furrows were not distinguished according to traffic, significant differences were detected for soil loss when ridges were recently formed and soil was less compacted compared to later in the season (data not shown).

Average runoff was slightly lower on March 2009 (40.9 mm) than on March 2010 (41.3 mm).

**Table 1.** Average values and standard deviations (in parentheses) for total runoff and soil loss of twelve rainfall simulations at mini-plot scale in furrows with (+T) and without (-T) traffic. p<0.05 indicates significant differences between +T and -T furrows grouped by ridge ground covers. A comparison between the two dates was also carried out without distinguishing between +T and -T furrows

		Runoff, mm	Soil loss, kg m <sup>-2</sup>
Bare	+T	42.3 (0.4)	0.584 (0.089)
(just formed)	-T	39.4 (0.2)	0.658 (0.056)
March 2009	р	0.001	0.289
Standing	+T	39.4 (2.6)	0.313 (0.170)
residues	-T	43.1 (3.2)	0.318 (0.100)
March 2010	р	0.190	0.964
	р	0.782	0.001

Fig. 2 indicates the contribution of each sediment source, ridge or furrow, using magnetic susceptibility measurements. No significant differences were detected between +T and -T furrows in all the cases.



Fig. 2. Average contribution and standard deviation of sediment coming from ridges and furrows distinguishing between bare ridges and ridges with standing residues. Letters indicate significant differences for the different sediment sources at each ridge condition (Bonferroni test p<0.05) (Guzmán, 2012)

Table 2 summarizes the key results of the rainfall simulations at field scale. At this scale sediment losses were smaller than the values from the mini-plot scale  $(0.81 \text{ m}^2)$ , as a consequence of the lower rainfall rates applied. Ponding time was significantly shorter in the trafficked furrows than in the traffic-free ones. Total runoff and soil loss were lower in the former compared to the latter.

**Table 2.** Average values and standard deviations (in parentheses) for runoff volume, ponding time, and total soil losses for +T and -T furrows at field scale. p<0.05 indicates significant differences between furrows management

Treatment	Runoff, mm	Ponding time, h	Soil loss, kg m <sup>-2</sup>
+T	59.5 (14.7)	1.93 (0.06)	0.079 (0.018)
-T	25.5 (5.0)	3.93 (0.47)	0.036 (0.008)
р	0.090	0.030	0.220

The analysis of soil samples from the top 2 cm allowed the quantification of the redistribution of tracer after the irrigation, Table 3. No vertical movement was appreciated after the irrigation test. A decreasing trend was observed from the upper segments to the lower ones in both treatments.

Table 3. Average and standard deviation (in parentheses) of tracer concentrations along the top 2 cm of +T and -T furrows after the irrigation test

L, m	Magnetite, %	Hematite, %	Goethite, %
3.0	1.65 (0.39)	-	-
7.5	.030 (0.01)	-	-
11.5	.010 (0.00)	-	-
22.5	.003 (0.00)	-	-
26.5	.005 (0.00)	3.01 (0.75)	-
30.0	.006 (0.00)	.095 (0.00)	-
34.0	.004 (0.00)	.013 (0.01)	-
45.0	.004 (0.00)	.023 (0.00)	-
49.0	.001 (0.00)	.000 (0.10)	2.86 (0.91)
52.5	.002 (0.00)	.033 (0.01)	.038 (0.02)
56.5	.005 (0.00)	.017 (0.01)	.017 (0.01)
67.5	.007 (0.00)	.028 (0.00)	.020 (0.01)

Table 4 presents the estimated values of the model parameters.

**Table 4.** Estimated values of the erosion model parameters and Nash and Sutcliffe efficiencies of the fits of the model to the experiment data for two of the furrows (+T and -T)

Parameter/Treatment	+T	-Т
$q_e(\mathrm{mm}\cdot\mathrm{h}^{-1})$	11.7	12.8
$c_e(\text{kg}\cdot\text{m}^{-3})$	1.3	1.2
<i>t<sub>ini</sub></i> (h)	1.97	5.23
$t_{cw} - t_{ini}(\mathbf{h})$	2.55	1.37
$t_{cs}-t_{ini}(\mathbf{h})$	1.72	1.32
n	1.55	1.56
$\zeta(\mathbf{m}^{2-\mathbf{n}}\cdot\mathbf{s}^{-1})$	0.106	0.261
$B(\text{kg}\cdot\text{m}^{-3})$	1.80	1.32
$k(\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{n}\cdot\text{s}^{-1})$	0.133	0.293
$\xi(\mathbf{m}^{-1})$	0.129	0.021
$e_{NS}$	0.879	0.864

The normalized values of runoff and sediment concentration, experimentally obtained, and the prediction of the model, are presented in Fig. 3. The kinematic model shows a typical upwards concavity in the rising hydrograph, (Fig. 3a), as it was already discussed by Woolhiser and Liggett (1967). The sediment concentration tendency, (Fig. 3b), agrees with the predictions of the kinematic wave model, decreasing from the initial values to steadily approach the equilibrium state. This trend is much evident in the furrows + T.



**Fig. 3.** Normalized hydrograph (a) and sediment concentration evolution (b) for +T and -T furrows. Symbols are experimental data and lines, model prediction

Using the model KINEROS2 based on kinematic wave approximation, the measured hydrographs and sedimentgraphs in each of the furrows were simulated. Figs. 4a,b present the estimated hydrograph and sedimentgraph for one of the furrows of the plot.



Fig. 4. Measured hydrograph (a) and sedimentgraph (b), open circles, and KINEROS2 simulated curves for the furrow 13 (+T)

The goodness of the fit was estimated with the Nash and Sutcliffe efficiency index. In our case, the worst case was presented by furrow 13 (+T), being the efficiency for its hydrograph and sediment concentration equal to 0.69 and 0.30, respectively (Fig. 4).

KINEROS is initially designed for distributed catchments represented as a cascade of planes and channels. Thus its application to our particular case, the ridge and furrow system, is simplistic as it considers two planes only: the ridge discharging laterally to a channel (the furrow).

To evaluate the sustainability of the system under different situations, several scenarios were generated. In these scenarios the slope of the plot and the length of the furrows were changed maintaining the total water intake of 153 mm and rain intensity. Fig. 5 shows the response of runoff generation and sediment yield combining the variation of slope and length of the +T furrows.



**Fig. 5.** KINEROS2 simulations of runoff generations and sediment yields for +T furrows varying slope and length conditions for the same rain intensity and duration

The variation of length and slope causes a remarkable response on cumulative runoff and soil losses (Fig. 5), especially when slope increases. For higher slopes and the same conditions, total runoff and soil losses increase significantly. When furrows are longer, soil losses decrease slightly due to the reduction of sediment transport capacity of runoff along the furrows.

## 4.- Conclusions

There are several key points that must be considered in the selection of iron oxides as sediment tracers, such as their distribution into the soil profile and their selectivity for smaller aggregates. The use of these sediment tracers allowed the: (i) identification of the source of sediments, (ii) quantification of the relative contribution of ridges and furrows, and (iii) monitoring the redistribution of tagged soil along furrows, after the rainfall events and the irrigation test.

Once the crop was standing, furrows and ridges (especially furrows) delivered significantly sediment at the mini-plot scale. At a larger scale an appreciable fraction of sediment coming from tagged furrow was detected in the downstream settling areas. Tagged soil movement followed a decreasing trend as the source was closer to the furrow ends.

This information was also helpful for the calibration of the parameters of the soil erosion model, KINEROS2. Runoff and sediment generation were significantly influenced by length, and especially by slope variations. Further simulations combining these and more factors such as, rainfall intensity and duration, would provide more information about the water erosion processes in these agricultural systems.

In summary, the use of iron oxides (magnetite, hematite and goethite) offers a valuable information about water and sediment movement in a ridged system under different crop and traffic conditions. Erosion models are a complementary, powerful tool to understand and to extend the experimental information on soil erosion to different scenarios.

Acknowledgements. This work was funded by the collaborative Project under the 7th EU Framework Research Programme "Compatibility of Agricultural Management Practices and Types of Farming in the EU to enhance Climate Change Mitigation and Soil Health – Catch-C" (Grant Agreement Nr. 289782), Projects AGL2006-10927-C03-01, AGL2006-10927-C03-02 and AGL2009-12936-C03-01 (Spanish Ministry of Science and Innovation), Project P09-AGR-4782 (Consejería de Economía, Innovación y Ciencia of Junta de Andalucía) and FEDER funds.

## 5.- References

- Alves, T., H. Gómez-Macpherson, and J.A. Gómez, 2008. A portable integrated rainfall and overland flow simulator. *Soil Use Manage*. 24, 163-170.
- Boulal, H., H. Gómez-Macpherson, J.A. Gómez, and L. Mateos, 2011a. Effect of soil management and traffic on soil erosion in irrigated annual crops. *Soil Till. Res.* 115-116, 62-70.
- Boulal, H., L. Mateos, and H. Gómez-Macpherson, 2011b.Soil management and traffic effects on infiltration of irrigation water applied using sprinklers. *Irrig. Sci. 29*, 403-412.
- Boulal H., H. Gómez-Macpherson, and F. Villalobos, 2012. Permanent bed planting in irrigated Mediterranean conditions: short-term effects on soil quality, crop yield and water use efficiency. *Field Crops Res.130*, 120-127.
- Clemmens, A.J., M.G. Bos, and J.A. Reploge, 1984. Portable RBC flumes for furrows and earthen channels. *Trans. ASAE.* 27, 1016-1022.
- Goodrich, D.C., I.S. Burns, C.L. Unkrich, D.J. Semmens, D.P. Guertin, M. Hernandez, S. Yatheendradas, J.R. Kennedy, and L.R. Levick,2012. KINEROS2/AGWA: Model use, calibration, and validation. *Trans. ASABE.* 55, 1561-1574.
- Guzmán, G., V. Barrón, and J.A. Gómez, 2010. Evaluation of magnetic iron oxides as sediment tracers in water erosion experiments. *Catena*. 82, 126-133.
- Guzmán, M.G., 2012. Development of sediment tracers to study soil redistribution and sediment dynamic due to water erosion. Ph.D. diss. Univ. of Cordoba, Dept. of Agronomy.
- Guzmán, G., J.N. Quinton, M.A. Nearing, L. Mabit, and J.A. Gómez, 2013.Sediment tracers in water erosion studies: current approaches and challenges. J. Soil Sediment. 13,816-833.
- Laguna, A., and J.V. Giráldez, 1993. The description of soil erosion through a kinematic wave model. J. Hydrol. 145, 65-82.
- Llasat, M.C., 2001. An objective classification of rainfall events on the basis of their convective features: application to rainfall intensity in the NE of Spain. *Int. J. Climatol.* 21, 1385-1400.
- Mehra, O.P., and M.L. Jackson,1960. Iron oxide removal from soil and clays by a dithionate-citrate system with sodium-bicarbonate buffers. *Clay Clay Miner.* 5, 317-327.
- Olver, F.W.J., D.W. Lozier, R.F. Boisvert, and C.W. Clark (Eds.), 2010. *NIST handbook of mathematical functions*. Cambridge Univ. Press.Cambridge.

- Soil Survey Staff, 2010. Keys to soil taxonomy, 11th ed. USDA-NRCS, Washington, DC, USA.
- Strauss, P., G. Guzmán, A. Mentler, R. Hösl, S. Wang, J.A. Gómez, and Z. Zhang, 2012. Evaluation of two sediment tracers under simulated rainfall.Erosion and sediment yields in the changing environment.*IASH Publ.* 356, 327-331.
- Walling, D.E., Q. He, and W. Blake, 1999. Use of 7Be and 137Cs measurements to document short- and medium-term rates of water-induced erosion on agricultural land. *Water Resour. Res.* 35, 3865-3874.
  Woolhiser, D.A., and J.A. Liggett, 1967. Unsteady, one-dimensional flow
- over a plane—The rising hydrograph. *Water Resour. Res.* 3, 753-771.
- Woolhiser, D.A., R.E. Smith, and D.C. Goodrich, 1990. *KINEROS: a kinematic runoff and erosion model: Documentation and user manual*. US Department of Agriculture, Agricultural Research Service.
- Zhang X.C., J.M. Friedrich, M.A. Nearing, and L.D. Norton, 2001. Potential use of rare earth oxides as tracers for soil erosion and aggregation studies. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 65, 1508-1515.
- Zhang, X.C., M.A. Nearing, V.O. Polyakov, and J.M. Friedrich, 2003. Using rare-earth oxide tracers for studying soil erosion dynamics. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 67, 279-288.

# EVOLUCIÓN DE LAS PROPIEDADES DE UN SUELO DE CULTIVO REGADO CON AGUA REGENERADA

V. González-Naranjo<sup>1 y 2\*</sup>, M. Leal<sup>1</sup>, A. de Miguel<sup>1</sup>, V. Martínez-Hernández<sup>1</sup>, J. Lillo<sup>3 y 1</sup> y I. de Bustamante<sup>4 y 1</sup>.

<sup>1</sup>IMDEA Agua, Alcalá de Henares, España. e-mail: <u>victor.naranjo@imdea.org</u>, <u>maria.leal@imdea.org</u>, <u>angel.demiguel@imdea.org</u>, <u>virtudes.martinez@imdea.org</u>

<sup>2</sup>Departamento de Química I, Universidad de Alcalá, Alcalá de Henares, España.

<sup>3</sup>Departamento de Biología y Geología. Universidad Rey Juan Carlos, Móstoles, España. e-mail: javier.lillo@urjc.es

<sup>4</sup>Departamento de Geología, Universidad de Alcalá, Alcalá de Henares, España. e-mail: <u>irene.bustamante@uah.es</u>

**RESUMEN.** El uso de aguas regeneradas se presenta como una alternativa viable para mitigar los problemas de escasez de agua en las regiones áridas y semiáridas. El presente estudio se ha centrado en evaluar la evolución de las propiedades del suelo en una experiencia de reutilización para regadío. Para ello, se ha contado con dos parcelas de Jatropha curcas L., una regada con agua de abastecimiento y otra con agua regenerada. El objetivo principal ha sido el análisis de las diferencias encontradas en las propiedades del suelo de cada una de las dos parcelas. Se han realizado cuatro campañas de muestreo en las que se analizaron el pH, la conductividad eléctrica, la materia orgánica, el fósforo asimilable y los nitratos. Después de dos años de riego, los resultados muestran un suave descenso en el fósforo, los nitratos y la conductividad eléctrica; y un aumento en el contenido de materia orgánica.

ABSTRACT. The use of treated wastewater with the proper quality for crops irrigation could represent a feasible solution for many arid and semi-arid countries. The current study has been carried out in the Experimental Plant of Carrión de los Céspedes (Sevile, Spain), where two plots of Jatropha curcas L, one irrigated with drinking water and the other one with reclaimed water, has been installed. The main objective of this study was to analyze the major differences between the two plots regarding the soil properties. Soil samples were collected before and after irrigation to control and monitor the evolution of soil properties. Particle size distribution, pH, electrical conductivity, organic matter, available phosphorus and nitrates were measured. After two years of irrigation, a slight decrease in available phosphorus, nitrates and electrical conductivity was observed, in contrast to the organic matter content, which increased. These trends here presented should be contrasted with other soil characteristics.

## 1.- Introducción

La agricultura es la actividad que más agua consume, suponiendo alrededor de un 70% del consumo total de agua dulce (FAO, 2007a; Zimmerman *et al.* 2008). En España este valor asciende a un 75% (INE, 2008). Consecuentemente, la reutilización de aguas en la mayoría de regiones áridas o semiáridas, es una práctica cada vez más extendida. El uso de aguas regeneradas de calidad apta para el riego se considera, por tanto, una solución técnica y económicamente factible (Kiziloglu *et al.* 2008; Molinos-Senante *et al.* 2011). Por ello, muchos estudios se han enfocado en investigar los efectos que esta actividad produce en el propio cultivo así como en el medio receptor (suelo y aguas subterráneas). Esta práctica ha sido regulada en España con la entrada en vigor en el año 2007 del Real Decreto 1620/2007, que establece el régimen jurídico para la reutilización de aguas (BOE, 2007).

El riego con agua regenerada, en general, supone un aporte al suelo de nutrientes óptimos para el crecimiento de los cultivos (Mujeriego, 1990). Pero para analizar profundamente las modificaciones en las condiciones del suelo, se han de contemplar diversos factores como el clima, los parámetros agronómicos dependientes del cultivo, y, sobre todo, las propiedades tanto del agua a emplear como del suelo sobre el que se va aplicar dicha agua. La dinámica del agua a través del medio edáfico interviene tanto en la descomposición como en la liberación de moléculas orgánicas e inorgánicas, nutrientes y otros microelementos (Simonete et al. 2003), y pueden incluso conllevar un enriquecimiento de las condiciones del medio, aumentando la productividad. Aunque también pueden inducirse ciertas afecciones: pérdida de estabilidad estructural, reduciendo consecuentemente la conductividad hidráulica, por un aumento de sodio (Qian y Mecham, 2005; Mandal et al. 2008); cambios en las relaciones dinámicos de los compuestos orgánicos e inorgánicos, por modificaciones en las condiciones de salinidad; o un aporte de metales que podría hacer alcanzar niveles de fitotoxicidad (Yadav et al. 2002; Gupta et al. 2008).

Junto con la escasez de agua, otra causa de preocupación a nivel mundial son la producción de alimentos y el consumo energético. Por ello se plantea el cultivo de *Jatropha curcas* L., un cultivo bioenergético que no interfiere con los cultivos alimentarios, como una alternativa para la producción de energía renovable. *Jatropha curcas* L es una planta oleaginosa, cuyas semillas tienen una conversión a biodiesel entre un 30% y un 40%, generando un subproducto que además, puede ser utilizado como fertilizante y productor de biogás (Achten *et al.* 2008; FAO, 2010). Además, la capacidad que presenta la *Jatropha curcas* L. para crecer en regiones secas genera un especial interés tanto económico como

social, en el uso de este cultivo para la recuperación de zona degradadas (Abou Kheira y Atta, 2009).

El presente estudio, localizado en la Planta Experimental de Carrión de los Céspedes (PECC) (Sevilla), tiene como objetivo principal el análisis de las diferencias en las propiedades de un mismo suelo de cultivo, regado por un lado con agua regenerada y por otro con agua de red, para integrarlo como herramienta en la evaluación global de una experiencia de reutilización de agua para riego.

# 2.- Material y métodos

#### 2.1.- Descripción del lugar

Las parcelas de estudio se localizan en la PECC (Sevilla). Se trata de una planta de tratamiento de aguas residuales provenientes de la población de Carrión de los Céspedes de 2.500 habitantes, que recibe un caudal medio de 400 m<sup>3</sup>/día, y gestiona el CENTA (www.centa.es). La media anual de precipitación y temperatura en el área son de 650 mm y 17,4 °C respectivamente (www.aemet.es). El clima se caracteriza por eventos de lluvia concentrados principalmente en primavera y otoño y un verano seco y caluroso. El suelo se clasifica como *Calcic Haploxeralf* (De Bustamante *et al.* 2010).

## 2.2.- Diseño experimental

Se ha trabajado en dos parcelas igualmente diseñadas, con un área de 300 m<sup>2</sup>, un marco de plantación de 3,5x2 metros y una densidad de población de 1.430 unidad/ha. La única diferencia entre ambas parcelas es el agua de riego. En una de ellas se ha aplicado agua regenerada (AR) y en otra agua de red de abastecimiento (AA). Las parcelas fueron diseñadas y ubicadas de tal manera que se evitaran las interferencias debidas a flujos de agua subterránea. El agua regenerada proviene de un sistema de aireación prolongada seguida de un proceso de filtración en un filtro de arena a presión. El sistema de riego fue instalado en mayo de 2010, contando con una red de tuberías independiente para cada calidad de agua utilizada. El riego se realiza mediante sistema de goteo, utilizando tubería autocompensante con un caudal de 2,3 L/h, manteniéndose por debajo de la capacidad de infiltración del suelo. Los goteros se encuentran espaciados 0,5 m entre sí. En la parcela regada con AA se cuenta con un total de 5 líneas laterales de 20 metros de longitud y espaciadas 3,5 m. En la parcela regada con AR, las líneas laterales ascienden a 7, con 15 m de longitud e igualmente espaciadas 3,5 m. Los caudales de riego se estimaron aplicando el modelo CROPWAT (FAO, 2007b) ajustando el riego a ET<sub>0</sub>. Las plantas fueron transplantadas en marzo de 2010, extendiendo la temporada de riego de junio a octubre, con un total de 380 mm de agua aplicados. La fertilización tuvo lugar en diciembre de 2010 para preparar al cultivo para las bajas temperaturas, seleccionando un complejo binario (52% P2O5 y 34% K2O), aplicándose con una relación de 150 kg/ha en ambas parcelas.

## 2.3.- Análisis de las aguas de riego

Las aguas de riego se muestrearon dos veces por campaña de riego con un total de 4 muestras para cada agua. Estas muestras se recogieron en botellas de plástico y se mantuvieron refrigeradas a 4 °C para su conservación hasta su análisis. La calidad de ambas se determinó de acuerdo al Standard Method for the Examination of Water and Wastewater (Eaton et al. 2005), midiendo conductividad eléctrica (CE), potencial redox, pH, sólidos totales en suspensión (STS), carbono orgánico total, demanda biológica de oxígeno (DBO5), turbidez, demanda química de oxígeno (DQO), y aniones y cationes disueltos (NO2, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>, Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, NH<sub>4</sub><sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>). Una vez realizados los análisis de pH, CE, potencial redox y turbidez, las muestras se filtraron a vacío, calculando los STS tras llevar los filtros a estufa durante 24 h a 105 °C, determinando este parámetro por diferencia de pesada. El nitrógeno inorgánico total se calculó mediante la suma de las especies NO<sub>2</sub>, NO<sub>3</sub> y NH<sub>4</sub><sup>+</sup>. Para la determinación del carbono orgánico disuelto (DOC-Disolved Organic Carbon), las muestras se filtraron con un filtro de 0,45 µm y se analizaron con un Analizador TOC Shimadzu. Los iones se midieron en un Cromatógrafo Iónico Methrom Advanced Compact IC con dos canales. La DQO fue analizada en un espectrofotómetro Merck Spectroquant TR420 y Spectroquant NOVA6 y la DBO<sub>5</sub> se ha analizado por el método respirométrico Oxitop. La CE y el pH se midieron con un Multímetro Crison MM 41. Los metales se determinaron en un equipo de inducción de plasma acoplado con detector de masas (ICP-MS 7700X Agilent). Todas las muestras fueron analizadas en laboratorio de aguas del instituto IMDEA Agua.

## 2.4.- Análisis de los suelos

Se llevaron a cabo cinco campañas de muestreo de suelos en diciembre de 2010, marzo de 2011, diciembre de 2011, mayo de 2012 y noviembre de 2012, comenzando los muestreos antes del inicio de la experiencia (blanco). Los parámetros físico-químicos se determinaron de acuerdo con la Guía de Caracterización Edáfica para actividades de regeneración de aguas residuales en usos ambientales (González-Naranjo et al. 2012). Se tomaron un total de 4 muestras superficiales en cada campaña, de 0 a 20 cm de profundidad, dos de ellas a 10 cm de los goteros y 2 de ellas a 50 cm de los mismos. Fueron secadas al aire y tamizadas a través de un tamiz de 2 mm de luz de malla. La distribución del tamaño de partículas y la textura se determinaron mediante el método de Bouyoucos, utilizando hexametafosfato de sodio ((NaPO<sub>3</sub>)<sub>6</sub>) como agente dispersante. El pH se midió en una suspensión suelo-agua 1:2,5 y la conductividad eléctrica (CE) en una suspensión suelo-agua 1:5. El contenido en materia orgánica (MO) fue determinado con el método del dicromato de potasio (K<sub>2</sub>Cr<sub>2</sub>O<sub>7</sub>), analizando el contenido en carbono orgánico mediante valoración con Sal de Mohr. El fósforo disponible se

determinó mediante el método de Olsen and Dean, analizándose las soluciones resultantes mediante espectrofotometría. Los nitratos ( $NO_3^-$ ) se analizaron en un Cromatógrafo Iónico Methrom Advanced Compact IC con dos canales tras ser extraídos con sulfato cálcico (CaSO<sub>4</sub>). La distribución del tamaño de partículas y la textura fue determinada anualmente, mientras que el resto de parámetros se determinó para todas las campañas. Todas las muestras fueron analizadas en el laboratorio de suelos del instituto IMDEA Agua.

## 3.- Resultados y discusión

3.1.- Calidad del agua de riego

Las principales características físico-químicas de las dos calidades del agua de riego empleadas se muestran en la Tabla 1.

**Tabla 1.** Propiedades de las dos calidades del agua empleadas en el riego del cultivo de *Jatropha curcas L.*, agua regenerada y agua de red, expresadas como los valores medios durante el periodo de riego  $\pm$  el error estándar

Propiedad	Agua regenerada	Agua blanca
Conductividad eléctrica (dS/m)	$1,\!030\pm0,\!053$	$0{,}242\pm0{,}026$
Potencial Redox (mV)	$130{,}71\pm18{,}58$	234,45 ±22,15
pH	$8{,}23\pm0{,}11$	$7{,}90 \pm 0{,}13$
STS (mg/L)	$13,54 \pm 2,44$	ND
COT (mg/L)	$10,\!42\pm1,\!24$	$1,\!91\pm0,\!50$
DBO <sub>5</sub> (mg/L)	$3,\!36\pm0,\!69$	$0{,}50\pm0{,}10$
DQO (mg/L)	$37{,}54 \pm 3{,}26$	$7,\!00\pm0,\!20$
Turbidez (UNT)	$17{,}49 \pm 7{,}48$	$1,\!12\pm0,\!68$
Cl <sup>-</sup> (mg/L)	$126{,}81\pm8{,}74$	$19,\!85 \pm 1,\!01$
$NO_2^-$ (mg/L)	$4,\!00\pm0,\!87$	ND
$NO_3^-$ (mg/L)	$47{,}40\pm8{,}02$	$1,\!25\pm0,\!37$
$PO_4^{3-}$ (mg/L)	$13{,}67 \pm 1{,}29$	ND
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/L)	$96,\!13\pm3,\!10$	$16{,}54\pm2{,}32$
Na <sup>+</sup> (mg/L)	$119{,}50\pm9{,}26$	$11,\!16\pm1,\!17$
$NH_4^+$ (mg/L)	$3{,}78 \pm 1{,}15$	$0,\!07\pm0,\!02$
K <sup>+</sup> (mg/L)	$23{,}67 \pm 1{,}38$	$2{,}29\pm0{,}05$
$Mg^{2+}$ (mg/L)	$21,\!20\pm11,\!28$	$9{,}26 \pm 1{,}15$
$Ca^{2+}$ (mg/L)	$54{,}39\pm1{,}71$	$29,\!45\pm2,\!49$

ND: No Detectado

Las dos muestras son ligeramente alcalinas, con un pH superior para el AR. Por su parte, el potencial redox es el único parámetro cuyo valor es mayor para el AA. Sólo se detectaron STS en el AR, alcanzando un valor de 13,54 mg/L. La salinidad, relacionada directamente con el valor de la conductividad eléctrica, evidencia grandes diferencias entre ambas aguas, siendo mucho mayor para el AR. La salinidad se ve altamente afectada por las concentraciones de los iones presentes en la muestra, existiendo una contribución bastante importante, en este caso, por parte de los nitratos, sulfatos y cloruros. Para los nitratos, las concentraciones en AA y en AR son de 1,25 y 47,40 mg/L, para los cloruros 19,85 y 126,81 y para los sulfatos estas ascienden a 16,54 y 96,13 mg/L. A pesar de ello, se puede considerar que el agua regenerada es apta para el riego, ya que la salinidad de un agua afectará, como máximo, a un 25% de la producción en las especies más sensibles (Mass y Grattan, 1999). Todos los parámetros determinados toman valores mayores en el caso de AR, destacando las diferencias para los iones Cl<sup>-</sup>, Na<sup>+</sup> y K<sup>+</sup>. También el NH4<sup>+</sup> presenta diferencias considerables, siendo de 0,07 mg/L para el AA y 3,78 mg/L para el AR, así como el contenido de carbono, observándose como la concentración del COT es 5 veces mayor para el AR que para el AA.

#### 3.2.- Propiedades del suelo antes del riego

Los resultados correspondientes a todos los parámetros físico-químicos determinados para las muestras de suelo de las dos parcelas utilizadas se presentan en la Tabla 2. La muestra correspondiente al blanco, antes de la plantación de la Jatropha curcas L. y del riego, posee un pH de 7,87, por lo que se trata de un suelo básico, y una conductividad eléctrica de 0,17 dS/m, siendo, por tanto, deseable para plantas sensibles a las sales (USDA, 1996). La materia orgánica, con un porcentaje de 1,84, al tratarse de un suelo destinado a un regadío intensivo, se puede considerar baja. En cuanto al fósforo asimilable (o fósforo Olsen), presenta una concentración de 19,52 mg/kg. La caracterización textural realizada sobre la muestra inicial (blanco) determinó una clasificación textural franca. Teniendo en cuenta esta clasificación, podemos afirmar que se trata de un suelo con contenido medio-alto de fósforo asimilable. Por último, el contenido de nitratos se estableció en 152,72 mg/kg.

3.3.- Evolución de las propiedades de los suelos en el periodo de riego

Para el pH (Fig. 1), se ha observado un leve aumento en las dos parcelas, pero dentro de un rango muy limitado, con un paso de moderadamente básico a básico, pudiendo considerarse como constante, como ya se demostró en varios trabajos que estudiaron el efecto del riego con agua reutilizada (Ramírez-Fuentes *et al.* 2002; Heidarpour *et al.* 2007; Tzanakakis *et al.*, 2011). Esta ausencia de variación del pH debe estar relacionada con la capacidad tampón del propio suelo. Además no se observa diferencia entre las evoluciones de ambas parcelas, lo que se debe a que ambas calidades tenían un pH ligeramente básico (8,23 AR y 7,90 AA).

**Tabla 2.** Propiedades de los suelos de la parcela regada con agua regenerada (AR) y de la parcela regada con agua blanca (AA), presentados como las medias de las 4 muestras tomadas para cada parcela  $\pm$  el error estándar

			CE	MO	P asimilable	NO <sup>3-</sup>
		pH	(dS/m)	(%)	(mg/kg)	(mg/kg)
31/12/10	Blanco	7,87±0,09	0,17±0,02	$1,84{\pm}0,18$	19,52±1,52	152,72±15,83
10/02/11	AR	8,38±0,37	0,09±0,01	5,39±0,34	11,40±1,98	8,78±3,18
10/03/11	AA	8,20±0,05	0,09±0,01	5,40±0,45	11,77±1,09	7,70±0,79
01/12/11	AR	7,84±0,19	0,03±0,02	$1,97{\pm}0,48$	42,20±1,86	22,09±2,38
01/12/11	AA	7,71±0,11	0,02±0,01	5,27±0,44	$29,\!38{\pm}1,\!08$	20,50±3,10
22/05/12	AR	8,13±0,12	0,12±0,02	0,43±0,22	16,13±1,67	12,70±2,31
22/05/12	AA	8,19±0,04	$0,07{\pm}0,01$	0,94±0,08	14,71±0,36	16,52±4,65
20/11/12	AR	8,33±0,04	0,12±0,01	$1,37{\pm}0,18$	22,89±2,43	35,5±10,40
20/11/12	AA	8,19±0,06	0,07±0,01	$1,47{\pm}0,11$	21,73±4,46	17,17±3,48



Fig. 1. Evolución del pH del suelo de las dos parcelas en el periodo de estudio. Se representan datos de riego (mm)

La CE (Fig. 2), aunque con la misma tendencia en ambas parcelas, siempre presenta valores menores para la parcela regada con AA. Este parámetro sufrió una disminución muy acusada tras las dos campañas de riego, coincidentes con el verano, con un mínimo para el invierno de 2012. Los valores finales, de 0,12 dS/m para AR y 0,07 dS/m para AA, muestran que podríamos encontrarnos en un medio con escasos nutrientes para el cultivo (USDA, 1996). Las reducciones se pueden deber al lavado de las sales que tenía el suelo inicialmente por la incorporación de un sistema de riego, con aporte de agua en temporada baja de lluvias para la zona de estudio (Tzanakakis et al. 2011). Resultados opuestos fueron los encontrados por otros autores, como Nunes et al. (2007), que observaron un aumento en la salinidad de los suelos de su estudio. Como se puede observar en la Fig.2, los valores de la parcela regada con AR son siempre ligeramente superiores a los de la parcela regada con AA, acusándose más la diferencia al final del periodo de riego. Este hecho se encuentra directamente relacionado con el valor de la conductividad de las aguas de riego, siendo 5 veces mayor para el agua regenerada respecto al agua de abastecimiento (Tabla 1).

Por su parte, la MO (Fig. 3) mostró un gran aumento para

el periodo correspondiente con el primer año de riego (2011) en las dos parcelas, constituyendo un periodo de acumulación seguramente debido al aporte de carbono orgánico que este riego supone. A partir de estos máximos, ambos entre el 5 y el 6%, se observó un descenso hasta aproximadamente un 0,5% para la campaña de mayo de 2012, comenzando un ligero ascenso llegando a porcentajes mayores a 1 para la última campaña. Como en los trabajos de Tarchouna et al. (2010) y Nunes et al. (2007), la tendencia general de la MO fue descendente, explicado por el incremento de la actividad microbiana del suelo, respuesta al aporte continuo tanto de carbono como de nitrógeno, produciendo la mineralización de esta MO. Se puede ver en el gráfico como este descenso es más acusado en el caso del riego con AR. correspondiéndose con la parcela que más carbono y nitrógeno recibe. Como ocurría en el caso de la CE, los valores de la MO son siempre superiores en la parcela regada con AA. Puede deberse a que en la parcela de AR el aporte de nutrientes (nitrógeno, fósforo y materia orgánica) es muy superior a los valores del AA, por lo que el crecimiento microbiano se ve favorecido, y con ello, tal y como se ha indicado anteriormente, la mineralización de la materia orgánica.



H20

-

Fig. 2. Evolución de la CE del suelo de las dos parcelas en el periodo de estudio. Se representan datos de riego (mm)

Para el fósforo asimilable (Fig. 4) se encontró una tendencia a incrementar su concentración, con mayores valores para el AR, cuyos máximos se corresponden con el invierno de 2012, tras el primer periodo de riego. El aumento, como ya demostraron Adrover *et al.* 2012, se debe al aporte del nutriente por medio de las aguas de riego, siendo mayor para el AR. Además, es un elemento fácilmente fijado en el suelo, sobre todo cuando la presencia de partículas finas es elevada, ya que poseen las superficies adecuadas para esta fijación (Nilsson, 1990).



Fig. 3. Evolución de la MO del suelo de las dos parcelas en el periodo de estudio. Se representan datos de riego (mm)

Además, si atendemos al pH del suelo, siendo básico, podemos suponer que el fósforo lo encontraremos en sus formas insolubles (García-Serrano *et al.* 2010), lo que facilita por un lado esta adsorción, y por otro, la baja efectividad del lavado y consecuente lixiviado a las aguas subterráneas, ocasionado tanto por la lluvia como por el riego. Si bien ambas parcelas siguen la misma tendencia, en diciembre de 2011 la concentración de fósforo asimilable en la parcela regada con AR es 20 mg/kg mayor a la que presenta AA. Parece estar relacionado con el mayor aporte de fosfatos por el AR (Tabla 1) (16,95 kg/ha·año), frente al nulo aporte de dicho elemento por el AA. Se podría resumir que en líneas generales no existen diferencias entre ambas parcelas.



Fig. 4. Evolución del fósforo asimilable del suelo de las dos parcelas en el periodo de estudio. Se representan datos de riego (mm)

Para los nitratos (Fig. 5) se ha observado un descenso muy pronunciado desde el estado inicial del suelo, cuando contaba con más de 150 mg/kg, descendiendo por igual en ambas parcelas hasta niveles de entre 17,17 y 35,50 mg/kg para la parcela regada con AA y la parcela regada con AR respectivamente. Aunque la cantidad de nitrógeno aportada en cada una de las parcelas es muy diferente, (180,12 kg/ha·año en la parcela regada con AR y 4,75 kg/ha·año en la parcela regada con AA), ambas muestran la misma evolución y los mismos niveles finales de nitratos en el suelo, siendo la propiedad que presentó la variación más acusada en ambas parcelas. Tanto los lavados en la capa superficial del suelo, lixiviando hasta llegar a niveles más profundos (de Miguel *et al.*, 2013) como la asimilación por parte de las plantas cultivadas, son posiblemente las causas principales de este descenso, hasta alcanzar unos niveles en los que se mantienen constantes.



**Fig. 5.** Evolución de los nitratos del suelo de las dos parcelas en el periodo de estudio. Se representan datos de riego (mm)

#### 4.- Conclusiones

Tras dos años de riego se ha observado un suave descenso en el fósforo, los nitratos y la conductividad eléctrica y un aumento en el contenido de materia orgánica. En líneas generales, no se han obtenido diferencias entre las evoluciones de los parámetros de las parcelas regadas con AA y AR. Por lo tanto, el riego con aguas regeneradas no parece haber causado, por el momento, ningún cambio de las propiedades del suelo, al ser comparado con el riego con agua de abastecimiento. La ausencia de aporte de nutrientes en el agua de abastecimiento determina la evolución de varios de los parámetros analizados en la parcela regada con AA, tales como materia orgánica, nitratos y fósforo asimilable, lo que parece estar relacionado con una menor actividad microbiana respecto a la parcela regada con agua regenerada. Para poder establecer la viabilidad del agua regenerada como fuente alternativa para el riego, son necesarios estudios a largo plazo y en el que se evalúen más parámetros, como metales, capacidad de cambio catiónico, bases de cambio o ecotoxicidad, evaluando así mismo todas las propiedades edáficas también en el perfil del suelo en profundidad. A su vez, sería necesario contemplar las implicaciones en el crecimiento vegetativo, la asimilación de nutrientes y la contaminación de las aguas subterráneas por los retornos del riego para poder tener una visión global sobre el efecto de las aguas regeneradas en el riego de cultivos.

*Agradecimientos*. La realización de este trabajo ha sido posible gracias a la financiación del Subprograma CONSOLIDER-INGENIO (CSD2006-00044) y a los Subprogramas de Investigación No Orientada REAGUAM (CGL2009-13168-C03-01) y REAGUA2 (CGL2012-39520-C03-01). Los autores desean agradecer el apoyo del Programa de Postgrado de Hidrología y Gestión de los Recursos Hídricos de la Universidad de Alcalá y la Universidad Rey Juan Carlos.

#### 5.- Bibliografía

- Abou Kheira, A.A., y N.M.M., Atta, 2009. Response of Jatropha curcas L. to water deficits: Yield, water use efficiency and oilseed characteristics. *Biomass Bioenerg*. 33, 1343-1350.
- Achten, W.M.J., L., Verchot, Y.J., Franken, E., Mathijs, V.P., Singh, R., Aerts, y B., Muys, 2008. Jatropha bio-diesel production and use. *Biomass Bioenerg*. 32, 1063-1084.
- Adrover, M., E., Farrús, G., Moyá, G., y J., Vadell, 2012. Chemical properties and biological activity in soils of Mallorca following twenty years of treated wastewater irrigation. *J Environ Manage*. 95 (Supplement), S188-S192.
- BOE, 2007. Real Decreto 1620/2007, de 7 de diciembre, por el que se establece el régimen jurídico de la reutilización de aguas depuradas. BOE n°294 de 08/12/2007, 50639-50661.
- De Bustamante, I., J., Lillo, A., De Miguel, y M., Leal, 2010. Hacia una definición de las buenas prácticas en la regeneración de aguas mediante tecnologías extensivas: la caracterización del medio geológico. *Seguridad y Medio Ambiente.* 117, 36-49.
- Eaton, A.D., L.S., Clesceri, E.W., Rice, A.E., Greenberg, 2005. Standard Methodsfor the Examination of Water and Wastewater, 21s ed. American Public Health Asso-ciation/American Water Works Association/Water Environment Federation, 1325.
- FAO, 2007a. Coping with water scarcity-Challenge of the twenty-first Century. En: Food and Agriculture Organization of the United Nations, Land and water discussion paper.
- FAO, 2007b. CROPWAT decision support system—Food and Agricultural Organization. En: Food and Agriculture Organization of the United Nations.
- FAO, 2010. Jatropha: A Smallholder Bioenergy Crop. The Potential for Pro-Poor Development. En: Integrated Crop Management.
- García-Serrano P., S., Ruano, J.J., Lucena, y M., Nogales, 2010. Guía práctica de la fertilización racional de los cultivos en España. Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino, Madrid.
- González-Naranjo, V., M., Leal, J., Lillo, I., de Bustamante, y M.P., Palacios, 2012. Guía de caracterización edáfica para actividades de regeneración de aguas residuales en usos ambientales. Ed: Consolider-Tragua, Madrid.
- Gupta, S., S., Nayek, R.N., Saha, y S., Satpati, 2008. Assessment of heavy metal accumulation in macrophyte, agricultural soil, and crop plants adjacent to discharge zone of sponge iron factory. *Environ Geol.* 55, 731-739.
- Heidarpour, M., B., Mostafazadeh-Fard, J., Abedi Koupai, y R., Malekian, 2007. The effects of treated wastewater on soil chemical properties using subsurface and surface irrigation methods. *Agr Water Manage. 90 (1-2)*, 87-94.
- INE, 2008. *Estadísticas medioambientales sobre el agua*. En: Instituto Nacional De Estadística (National Institute of Statistics), Anuario Estadístico de España.
- Kiziloglu, F.M., M., Turan, U., Sahin, Y., Kuslu, y A., Dursun, 2008. Effects of untreated and treated wastewater irrigation on some chemical properties of cauliflower (Brassica olerecea L. var. botrytis) and red cabbage (Brassica olerecea L. var. rubra) grown on calcareous soil in Turkey. Agr Water Manage. 95, 716-724.
- Mandal, U.K., A.K., Bhardwaj, D.N., Warrington, D., Goldstein, A., Bar Tal, y G.J., Levy, 2008. Changes in soil hydraulic conductivity, runoff, and soil loss due to irrigation with different types of saline–sodic water. *Geoderma*. 144, 509-516.
- Mass, E.V., y S.R., Grattan, 1999. Crop yields as affected by salinity, en Skaggs R.W., Schilfgaarde J.V., *Agricultural drainage*, 55-108.
- Molinos-Senante, M., F., Hernandez-Sancho, y R., Sala-Garrido, 2011. Cost-benefit analysis of water-reuse projects for environmental purposes, A case study for Spanish wastewater treatment plants. J Environ Manage. 92, 3091–3097.
- Mujeriego, R. 1990. Manual Práctico de Riego con Agua Residual Municipal Regenerada. Ediciones de la Universitat Politécnica de Catalunya, Barcelona.
- Nilsson, P., 1990. Infiltration of wastewater. An applied study of treatment of wastewater by soil infiltration. Lund. Report / Avdelningen för VA-Teknik, Lunds Tekniska Högskola, Lunds Universitet, 1002.

- Nunes, J.M., A., López-Piñeiro, A., Albarrán, A., Muñoz, y J., Coelho, 2007. Changes in selected soil properties caused by 30 years of continuous irrigation under Mediterrean conditions. *Geoderma.* 139, 321-328.
- Qian Y., y B., Mecham, 2005. Long-term effect of recycled wastewater irrigation on soil chemical properties on golf course fairways. *Ame Soc of Agro.* 97, 717-721.
- Ramirez-Fuentes, E., C., Lucho-Constantino, E., Escamilla-Silva, L., y Dendooven, 2002. Characteristics, and carbon and nitrogen dynamics in soil irrigated with wastewater for different lengths of time. *Bioresource Technol.* 85, 179-187.
- Simonete, M.A., J.C., Kiehl, C.A, Andrade, y C.F., Almeida-Teixeira, 2003. Effects of sewage sludge una Ultisol and on growth and nutrition of maize. *Pesqui Agropecu Bras. 38*, 1187-1195.
- Tarchouna, L.G., P., Merdy, y Y., Lucas, 2010. Effects of longterm irrigation with treated wastewater. Part II: Role of organic carbon on Cu, Pb and Cr behaviour. *Appl Geochem.* 25, 1711-1721.
- Tzanakakis, V.A., N.V., Paranychianakis, P.A., Londra, y A.N., Angelakis, 2011. Effluent application to the land: changes in soil properties and treatment potential. *Ecol Eng.* 37, 1757-1764.
- U.S.D.A, 1996. Soil survey laboratory methods manual. Soil Survey Investigations Report N° 42. Versión 3.0. Washington DC, United States of America.
- Yadav, R.K., B., Goyal, R.K., Sharma, S.K., Dubey, y P.S., Minhas, 2002. Post-irrigation impact of domestic sewage effluent on composition of soils, crops and ground water—A case study. *Environ Int.* 28, 481–486.
- Zimmerman, J.B., J.R., Mihelcic, y J., Smith, 2008. Global stressors on water quality and quantity. *Environ Sci Technol.* 42, 4247-4254.

# ESTIMATING SOIL WATER DIFFUSIVITY ACROSS A RAINFED OLIVE ORCHARD USING MEASUREMENTS FROM A SENSOR NETWORK

A.J. Espejo-Pérez<sup>1\*</sup>, J.V. Giráldez<sup>1,2</sup>, K. Vanderlinden<sup>3</sup>, A. Pedrera<sup>3</sup>, G. Martínez<sup>1,4</sup>, M. Morón<sup>3</sup> and E.V. Taguas<sup>5</sup>

<sup>1</sup>University of Cordoba, Dpt. of Agronomy, Edif. Leonardo Da Vinci, Ctra. Madrid km 396, 14071 Cordoba. e-mail: <u>g82espea@uco.es</u> <sup>2</sup>Institute of Sustainable Agriculture. CSIC. Alameda del Obispo s/n, 14004 Córdoba, Spain. e-mail: <u>ag1gicej@uco.es</u>.

<sup>3</sup>IFAPA, Centro Las Torres-Tomejil, Ctra. Sevilla-Cazalla km 12.2, 41200 Alcalá del Río, Sevilla, Spain. e-mail:

karl.vanderlinden@juntadeandalucia.es, aura.pedrera.ext@juntadeandalucia.es, manuel.moron.garciabaquero@juntadeandalucia.es.

<sup>4</sup>Environmental Microbial and Food Safety Lab, U.S. Department of Agriculture, Agriculture Research Center, Beltsville, Maryland, USA. e-mail: <u>z42magag@uco.es</u>

<sup>5</sup>University of Cordoba, Dpt. of Rural Engineering. Edif. Leonardo Da Vinci, Ctra. Madrid km 396, 14071 Cordoba. e-mail: <u>evtaguas@uco.es</u>

ABSTRACT. The assessment of soil hydraulic properties is essential for the description of water, energy and chemical transfer processes. However, their measurements are not straight-forward and require considerable effort. A simple methodology to estimate water transmission parameters is presented in this work using data from a network of capacitance probes installed in a rainfed olive orchard. The method is based on the analysis of measured soil moisture profiles during drying periods of the hydrological year 2011-12, using the Boltzmann transform of space and time coordinates. Soil water diffusivity,  $D(\theta)$ , and its variation were successfully estimated within the catchment with the proposed method. This parameter directly influenced the soil moisture dynamics and its spatial variation elucidated differences between areas under the tree canopies (UC) and inter row (IR) areas.

**RESUMEN**. La determinación de las propiedades hidráulicas del suelo es indispensable para la descripción de los procesos de transferencia de agua, contaminantes y energía. Sin embargo, su obtención no es inmediata y requiere de un esfuerzo sustancial en tiempo y recursos. En este artículo se recurre a un método basado en la transformación de Boltzmann para las coordenadas de profundidad y tiempo, para estimar unos parámetros hidráulicos del suelo a partir de medidas de la humedad con una red de sensores en una cuenca de olivar de secano. Se evaluó la difusividad del agua en el suelo y su variación espacial dentro de la cuenca diferenciando entre las zonas bajo copa de árboles y entre hileras de árboles.

# 1.- Introduction

A large area of the Mediterranean basin is dedicated to rainfed olive cropping. Being a profitable crop with a great resistance to hard environmental conditions, the future of the crop and the population based on its culture depend on the adoption of rational soil and water conservation management practices (McNeill, 2002). The knowledge of soil water processes is essential to formulate these practices.

Labour-intensive daily soil water content monitoring schemes are often adopted in such studies (*e.g.* Jackson, 1973; Pan et al., 2012). Sensor networks alleviate the work load and offer the possibility of monitoring soil moisture with larger spatial densities and higher frequencies (*e.g.* Mittelbach et al., 2011; Fares et al., 2013).

However, an improved characterization and quantification of soil hydraulic parameters is required for a correct description of vadose zone processes, so that the high-resolution soil water measurement can be optimally used (Vereecken et al., 2008; Martínez et al., 2013).

This report presents a simple method to estimate soil water transmission properties from moisture measurements made during 2011-2012 period. We illustrate how the method can be used to improve our understanding of soil water processes and the influence of the olive tree canopy on water and thermal regimes.

# 2.- Material and methods

2.1.- Soil water monitoring with a sensor network

The moisture profiles were measured in an experimental catchment located in Setenil de las Bodegas (Cádiz), 36° 52.2' N, 5° 7.8' W, with an average elevation of 776 mamsl. The soil is dedicated to olive groves (Taguas *et al.*, 2009). The trees were 18 years old and were planted on a  $6 \times 6$ -m grid. The projected average canopy area was 20 m<sup>2</sup>, with a canopy height and diameter of 2.9 and 3.7 m, respectively. The soil overlies a shallow hardened bedrock consisting of calcarenites, limiting soil depth from 0.05 to 1.20 m. The soil subgroup is an intergrade between Lithic and Typic Rhodoxeralf (García del Barrio et al., 1971; Soil Survey Staff, 1999, pp. 269-270). Soil texture was classified as sandy loam. Mean topsoil bulk density at UC and IR locations was 1.59 and 1.74 Mg m<sup>3</sup>, respectively. The soil water sensor network consisted of 11 locations with a total of 108 sensors (10 5TE and 98 10HS; Decagon Devices, Pullman, WA). Both sensors measures volumetric water content via the dielectric constant of the soil using capacitance technology. Besides moisture, the 5TE sensor measures temperature and electrical conductivity. Sensors were placed at a distance of 0.75 m from the tree trunk towards south-east in the UC areas and in the north-east direction in the adjacent IR area. They were installed horizontally at depths of 0.05, 0.15, 0.25, 0.35 and 0.45 m where possible. The time measurement interval was 5 min. Gravimetric moisture content was periodically measured near the sensors and used for their calibration.

Rainfall was measured in the catchment using an automatic rain gauge. Fig. 1 shows the monthly rainfall at the site during three hydrological years, and daily maximum and minimum temperatures at UC and IR locations during 2011-2012.

2.2.- Estimation of soil water diffusivity using Boltzmann coordinates

Due to the frequent and long periods between rainfall events during 2011-2012, a preliminary inspection of the data analysis detected a predominantly diffusive pattern of the moisture content profiles (Suleiman and Ritchie, 2003). Under such circumstances the hydraulic diffusivity parameter, D, could be estimated using the Bruce and Klute (1956) method (Eq. 1, 2, and 3). When the gravitational gradients are negligible, as compared to the suction gradients, the Richards equation can be reduced to the simple version valid for a horizontal diffusion in a semi-infinite unsaturated porous medium,

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( k \frac{\partial \psi_m}{\partial z} \right) \equiv \frac{\partial}{\partial z} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)$$
(1)

where  $\theta$  is the volumetric water content, *t* the time, and *z* the space coordinate. The hydraulic conductivity is *k* and the matric component of soil water potential is  $\psi_{m}$ . The initial and boundary conditions of the drying process are:

$$\begin{array}{ll} \theta = \theta_2 & t = 0 & z \ge 0 \\ \theta = \theta_1 & t \ge 0 & z = 0 \\ \theta = \theta_2 & t \ge 0 & z \rightarrow \infty \end{array}$$

with  $\theta_2$  as the initial, wet, and  $\theta_1$  the final, dry, moisture content. Adopting the Boltzmann transformation,  $\eta = zt^{1/2}$ , Eq. (1) becomes an ordinary differential equation, from which the diffusivity can be estimated as,

$$D(\theta) = -\frac{1}{2} \left( \frac{d\eta}{d\theta'} \right)_{\theta} \int_{\theta_{i}}^{\theta} \eta(\theta') d\theta'$$
(3)

The boundary conditions shown in Eq. (2) with the new Boltzmann coordinate become then

$$\begin{array}{l} \theta = \theta_2 & \eta \to \infty \\ \theta = \theta_1 & \eta = 0 \end{array}$$

$$(4)$$

The Philip (1957) sorptivity, *S*, is obtained as the integral of Eq. (3). Several methods have been proposed for the numerical resolution of Eq. (3) (*e.g.* Kirkham and Powers, 1972 § 6.G.2, Warrick, 2003 § 4.4). Initially a least squares spline curve, (Kimball, 1976), was chosen to keep the information of all field data. Nevertheless, an exponential fit with two constants was adopted given the exponential trend observed in the data for simplicity and uniformity purposes

$$\theta = \theta_2 \left[ 1 - \exp(-a\eta) \right], \tag{5}$$

with a a fitting parameter. The Boltzmann coordinate becomes then

$$\eta = -\frac{1}{a} ln \left( 1 - \frac{\theta}{\theta_2} \right). \tag{6}$$

The sorptivity is, therefore

$$S(\theta_0,\theta) = \int_{\theta_1}^{\theta} \eta \, d\theta = -\frac{1}{a} \ln \left[ \frac{\theta_2^{(\theta-\theta_1)} \left(\theta_2 - \theta\right)^{(\theta_2 - \theta_1)}}{\left(\theta_2 - \theta_1\right)^{(\theta_2 - \theta_1)}} \right]$$
(7)

and the diffusivity,

$$D(\theta) = -\frac{S(\theta_1, \theta)}{2a(\theta_2 - \theta)}$$
(8)

The value of the diffusivity  $D(\theta)$  was estimated at each of the 11 sites, both for UC and IR. The method requires soil moisture measurements for a complete and continuous drying period Hence, the drying period considered was from 20 May 2012 to 19 September 2012. Only moisture values for which the difference with the preceding measurement was > 0.0008 m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup> were retained for the analysis.

## 3.- Results and discussion

The annual precipitation during the hydrological year 2011-12 at the site was 315 mm (Fig. 1). During the rainy season, December to March, the cumulative rain depth was 28 mm. During the summer season the maximum value of soil temperature for IR was 6-8 °C greater than UC, similar to air temperature. The spatial variation of soil temperature was higher when the soil dried, indicating the buffering effect of moisture.

The sensors efficiently recorded changes in soil moisture as a result of rainfall and the subsequent loss of moisture during inter-rain periods. The IR locations were wetter than UC. Fig. 2 shows that some rainfall events (*e.g.* 5 mm h<sup>-1</sup> in May or 20 mm h<sup>-1</sup> in September) were not detected at UC locations. Often, these rainfall events were associated with high wind speeds. For example, during the September shower the wind speed increased from 3.9 two hours before the rain to 9.9 m s<sup>-1</sup> during rainfall.



**Fig. 1**. Monthly rainfall at the Setenil de las Bodegas site during the hydrological years 2009-10, 2010-11, and 2011- 12, and daily minimum and maximum soil temperature at the depth of .05 m during the hydrological year 2011-12, at UC and IR locations

The lower moisture at UC contrasts with the observations of other authors for different tree species with larger canopies and volume of stored water under the canopy (e.g. Liang et al. 2011). In a pinyon-juniper woodland in the South West of the United States, Lebron et al. (2007) found that soil was wetter near the trunk, driest at 1.1 m from the trunk, to increase again to a maximum value at 2.2 m near the edge of the canopy. In the case of olive trees, Gómez et al. (2002) found that canopies were fully saturated during exceptionally intense rainfall events. In their study they detected that 60% of the stemflow infiltrated into a circular area with radius of 0.2 m around the trunk. The lower water storage measured here could be attributed to the reduced magnitude of rain events that usually did not saturate the canopy and the location of UC sites at the driest distance to the trunk according to Lebron et al. (2007). The mean rainfall depth per event considering that the time separation between two consecutive events was 6 hours was 9.6 mm, and the minimum and maximum values were 0.9 and 29.3 mm. In a 56% of the case the rainfall depth was lower than average value.



**Fig. 2**. Evolution of the mean gravimetric moisture of the profile at UC and IR locations of site 7. Hourly rain intensities are shown in the upper graph

Relevant differences were found in the wetting and drying rates. The response to rainfall at UC locations usually lagged behind 6 hours as compared to IR (Fig. 3). During this rainfall event the total moisture increment in the top 0.05 m layer at UC and IR locations was 0.04 and 0.07 kg kg<sup>-1</sup>, respectively.



Fig. 3. Time evolution of the spatial mean gravimetric moisture, during and after a low intensity rain event

Fig. 4 shows moisture profiles at consecutive times after a rainfall event of 77 mm for UC and IR locations at site 7. The drying process lasted 11 days. Soil moisture decreased rapidly down to the depth of 0.15 m at UC during the first day after the rain. This initial and quick response was also appreciated in the temporal evolution of the mean moisture profile (Fig. 2). Although soil processes are slower than atmospheric processes, the transitions are also abrupt, and their observation requires therefore a short temporal monitoring resolution. When the evaporative demand was low, as occurred during the winter months, the drying of the surface and subjacent layers was slower. In general, the measurements showed a more pronounced curvature of the moisture profiles, especially for UC, when there was enough water stored in the soil profile. Similar patterns were identified when the evaporative demand was very high. These results illustrate the contribution of capillary forces to supply water from deeper layers to the surface soil in order to satisfy the atmospheric demand.



**Fig. 4**. Soil moisture profiles for site 7 during a short drying period from 8-18 May 2012. Moisture is expressed in gravimetric units

The fit of Eq. (5) to the measured data for site 5 is shown in Fig. 5, considering separately UC and IR locations. The fitted  $\theta_2$  and *a* values, and associated coefficients of determination, are given in table 1 and 2 for IR and UC locations, respectively.

A Tukey test (Croarkin and Tobias, 2003) showed significant differences between IR and UC for both,  $\theta_2$  and *a*. The acceptance probability was 0.023 and 0.002 for  $\theta_2$  and *a*, respectively. The standard deviations of  $\theta_2$  and *a* were higher at the IR locations as compared to UC.



Fig. 5. Soil moisture profiles for site 5: IR (top) and UC (bottom), as a function of the Botzmann coordinate

Values of  $\theta_2$  were lower UC at all sites, even though the porosity as estimated form the bulk density was higher in UC. Antecedent rainfall events were small and supplied less water to the soil UC as a result of canopy interception, as shown in Fig. 1 and 2. Antecedent rainfall was 27.4 mm on 5 May and 2.56 on 20 May, distributed during 18 and 5 hours, respectively.

**Table 1.** Parameter values for the exponential fit to the observed values of the transformed soil water content for IR, and summary of statistical analysis of the exponential fit parameters

site	$\theta_2$	а	r <sup>2</sup>	n
	$m^{3} m^{-3}$	cm <sup>-1</sup> min <sup>1/2</sup>		
05	.306	19.1	.849	766
07	.252	5.44	.845	346
09	.256	7.06	.774	341
19	.291	12.0	.909	947
21	.224	11.0	.824	989
23	.271	15.0	.809	314
25	.325	14.5	.933	1846
34	.226	15.8	.931	434
36	.326	25.6	.852	1503
38	.285	17.2	.842	1231
42	.349	9.90	.932	817
mean	.283	13.7		
S	.042	5.70		
K-S stat. †	.117	.115		
Critical K-S stat ‡	.391	.391		

† Kolmogorov-Smirnov statistic for the Gaussian probability function fit;  $\ddagger$  Significance level,  $\alpha = .05$ ; *n*: number of data used

**Table 2.** Parameters values for the exponential fit to the observed values of the transformed soil water content for UC, and summary of statistical analysis of the exponential fit parameters

site	$\theta_2$	a	$r^2$	n
	$m^{3} m^{-3}$	cm <sup>-1</sup> min <sup>1/2</sup>		
05	.203	3.54	.903	436
07	.255	3.64	.768	314
09	.320	2.45	.864	259
19	.239	8.98	.879	1217
21	.220	6.19	.725	405
23	.273	11.7	.887	781
25	.238	14.3	.869	789
34	.208	3.46	.945	343
36	.201	8.19	.573	159
38	.239	4.44	.918	631
42	.268	4.18	.935	411
mean	.242	6.35		
S	.036	3.74		
K-S stat. †	.171	.265		
Critical K-S stat ‡	.391	.391		

The estimated hydraulic diffusivity function for the site 7 is shown in Fig. 6. The shape of the curves agrees with that reported by Evangelides et al. (2010) using an empirical multivariable complex function for the description of the transformed moisture profile. In all cases the diffusivity acquired an exponential dependency on the soil water content above 0.15 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup> becoming infinite at  $\theta_2$ . Even though both curves were similar for the sites, diffusivity was higher at the UC locations.



Fig. 6. Estimated soil water diffusivity function for site 7

The higher values of diffusivity at UC locations could be attributed to the greater organic matter content due to the falling leaves and dead roots and protecting role of the canopy retarding organic matter decay. The beneficial effect of soil organic matter on structure could favor higher transmission rates for water.

The differences in diffusivity values between IR and UC were larger for wetter conditions, and reached an average of 0.88 cm<sup>2</sup> min<sup>-1</sup> with a maximum reaching 2.00. The higher  $D(\theta)$  values for UC may explain the faster decrease of moisture at these locations as compared to IR.

Sites 7 and 9 showed the highest values of  $D(\theta)$  for IR and UC. These sites were located in areas of the catchment with a shallow soil profile and protruding rock fragments. The  $D(\theta)$  near saturation had a maximum value of 4.08 cm<sup>2</sup> min<sup>-1</sup>. In general, the estimated values were within the acceptable range but were slightly lower than the values reported by Wang et al. (2004), especially for IR areas. The results revealed spatial patterns in the the catchment, which we will further explore. For example site 36 showed very low diffusivity values which can be attributed to frequent farm machinery traffic.

The normalized values of moisture contents and Boltzmann coordinates were calculated for each site to test the method. Fig. 7 shows the normalized data for each site considering separately UC and IR locations. All data collapsed to a curve with the shape a Gaussian probability distribution function with an initial increase until values of 0.80 for the normalized moisture in IR locations and 0.90 for UC.



**Fig. 7.** Relation between normalized values of moisture and  $\eta$  using  $\theta_2$  and *a* values of each point, for IR (top) and UC (bottom)

A more rigorous parameter identification method can be applied, but the simple approach adopted here gives good results.

#### 4.- Conclusions

This work showed that traditional laboratory methods for characterizing soil physical properties can be extended to field data using information obtained from soil moisture sensor networks, avoiding the difficulties of early soil water sampling processes (*e.g.* Jackson, 1963). More specifically, this work provides a simple method to estimate soil water diffusivity from soil moisture sensor data.

Steadily lower water contents were found at UC locations as compared to the IR areas, although temporal soil water dynamics were similar for both locations.

The soil drying process following rain water infiltration could be represented as an exponentially decreasing function of time using the traditional Boltzmann transformation for all locations and inter-rain periods. A faster decrease of the moisture profile was observed in UC than IR areas. The lower water content at UC areas could be explained by the higher soil water diffusivity during dry periods in UC.

The method described will be used for further research to describe soil water dynamics during other periods of the year and to compare the results with laboratorymeasured soil physical properties.

Acknowledgements. This work was supported by the MINECO and the Consejería de Innovación Ciencia y Empleo de la Junta de Andalucía through the Research Projects AGL2009-12936-C03-03, AGL2012-40128-C03-03 and AGR 1782. The senior author acknowledges a Predoctoral Fellowship P-09 by the Junta de Andalucía through the latter Research Project. We appreciate also the assistance of J. García and M.A. Ayala of IFAPA Las Torres-Tomejil with the field and laboratory work.

#### **5.- References**

- Bruce, R.R., and A. Klute, 1956. The measurement of soil moisture diffusivity. Soil Sci. Am. Proc. 20, 458-462.
- Croarkin, C., and P. Tobias, 2003. *NIST/SEMATECH e-Handbook of Statistical Methods*, http://www.itl.nist.gov/div898/handbook/, [retrieved on 27/5/2012].
- Evangelides, C., G. Arampatzis, and C. Tzimopoulos, 2010. Estimation of soil moisture profile and diffusivity using simple laboratory procedures. *Soil Sci.175*, 118-127.
- Fares, A., M. Temimi, K. Morgan, and T.J. Kelleners, 2013. In-situ and remote soil moisture sensing technologies for vadose zone hydrology. *Vadose Zone J.*, doi:10.2136/vzj2013.03.0058
- García del Barrio, I., L. Malvárez, J.I. González, 1971. Mapas provinciales de suelos. Cádiz. Ministerio de Agricultura. Madrid.
- Gómez, J.A., K. Vanderlinden, J.V. Giráldez, and E. Fereres, 2002. Rainfall concentration under olive trees. *Agric. Water Manag.* 55, 53-70.
- Jackson, R.D., 1963. Porosity and soil water diffusivity relations. Soil Sci. Soc. Am. Proceed. 27 (2), 123-126.
- Jackson, R.D., 1973. Diurnal changes in soil waster content during drying, in Bruce, R.R., K.W. Flach, and H.M. Taylor eds. *Field soil water regime*, Soil Sci. Soc. Am. Spec. Publ. No 5. Soil Sci. Soc. Am. Madison, WI, Chap. 3.
- Kimball, B.A., 1976. Smoothing data with cubic splines. Agron. J. 68, 126-129.
- Kirkham, D., and W.L. Powers, 1972. *Advanced soil physics*. J. Wiley, New York.
- Lebron, I., M.D. Madsen, D.G. Chandler, D.A. Robinson, O. Wendroth, and J. Belnap, 2007. Ecohydrological controls on soil moisture and

hydraulic conductivity within a pinyon-juniper Woodland. *Water Resour. Res.* 43, doi: 10.1029/2006WR005398.

- Liang, W.L., K. Kosugi, and T. Mizuyama, 2011. Soil water dynamics around a tree on a hillslope with or without rainwater supplied by stemflow. *Water Resour. Res.* 47, W02541, doi:10.1029/2010WR009856.
- Martínez, G., Y.A. Pachepsky, and H. Vereecken, 2013. Temporal stability of soil water content as affected by climate and soil hydraulic properties: a simulation study. *Hydrol. Proc.* doi: 10.1002/hyp.9737.
- McNeill, J.R., 2002. The mountains of the Mediterranean world: an environmental history. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Mittelbach, H., F. Casini, I. Lehner, A.J. Teuling, and S.I. Seneviratne, 2011. Soil moisture monitoring for climate research: Evaluation of a low cost sensor in the framework of the Swiss Soil Moisture Experiment (SwissSMEX) campaign. J. Geophys. Res. 116, D05111, doi:10.1029/2010JD014907.
- Pan, F., Y. Pachepsky, Yakov, D. Jacques, A. Guber, A. Hill, and L. Robert, 2012. Data Assimilation with Soil Water Content Sensors and Pedotransfer Functions in Soil Water Flow Modelling. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 276, 829–844, doi: 10.2136/sssaj2011.0090.
- Philip, J.R., 1957. The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equation. *Soil Sci.* 84, 257-264.
- Soil Survey Staff, 1999. *Soil Taxonomy*. 2<sup>nd</sup>. ed. USDA Agr. Hdbk. No. 436. NRCS. Washington.
- Suleiman, A.A., and J.T. Ritchie, 2003. Modeling soil water redistribution during second-stage evaporation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 67, 377–386, doi: 10.2136/sssaj2003.3770.
- Taguas E.V., J.L. Ayuso, A. Peña, Y. Yuan, and R. Pérez, 2009. Evaluating and modelling the hydrological and erosive behaviour of an olive orchard microcatchment under no-tillage with bare soil in Spain. *Earth Surf. Process. Landforms, 34*, 738–751, DOI: 10.1002/esp
- Vereecken, H., J.A. Huisman, H. Bogena, J. Vanderborght, J.A. Vrugt, and J.W. Hopmans, 2008. On the value of soil moisture measurements in vadose zone hydrology: A review. *Water Resour. Res.*, 44: W00D06, doi:10.1029/2008WR006829.
- Wang, Q., M. Shao, and R. Horton, 2004. A simple method for estimating water diffusivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 68, 713-718.
- Warrick, A.W, 2003. Soil water dynamics. Oxford Univ. Press.

# ESTUDIO DE LA CONTRIBUCIÓN DEL AGUA DE NIEBLA A LA ZNS MEDIANTE ISÓTOPOS ESTABLES

C.M. Regalado<sup>1</sup>, J.C. Guerra<sup>2</sup>, A. Ritter<sup>3</sup> y M.T. Arencibia<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Instituto Canario Inv. Agrarias (ICIA), Dep. Suelos y Riegos, Apdo. 60 La Laguna, 38200 Tenerife. e-mail: <u>cregalad@icia.es</u>.

<sup>2</sup> Universidad de La Laguna, Facultad de Física, Grupo de Investigación en Hidrometeorología, Avda. Astrofísico Francisco Sánchez s/n, La Laguna 38271 Tenerife. e-mail: jcguerra@ull.es, mtarenci@ull.es.

<sup>3</sup> Universidad de La Laguna, Área de Ingeniería Agroforestal, Ctra. Geneto, 2, La Laguna, 38200 Tenerife. e-mail: aritter@ull.es.

RESUMEN. Los bosques de laurisilva y fayal-brezal presentes en Canarias están asociados a condiciones de niebla cuya interceptación y consecuente precipitación e incorporación al suelo es, a fecha de hoy, todavía objeto de controversia. Medidas clásicas mediante pluviómetros distribuidos bajo el dosel vegetal o con captadores de niebla por encima de la cubierta forestal no han conseguido zanjar el debate de hasta qué punto la precipitación horizontal supone un aporte significativo de agua y/o nutrientes para este tipo de bosques nubosos. De forma alternativa, la distinta composición de isótopos estables  $\delta^{18}$ O y  $\delta^{2}$ H que presentan el agua de niebla y la precipitación, consecuencia de los diferentes procesos meteorológicos que las originan, permite el seguimiento de estas variables a través de la zona no saturada. Se propone para ello un diseño experimental que compara los contenidos isotópicos de la lluvia y agua de niebla recogida de forma activa sobre el dosel, así como de la solución extraída a lo largo del perfil del suelo en un bosque de fayal-brezal. Se pretende con ello determinar el destino del agua (niebla y lluvia) y cuantificar su contribución al ecosistema forestal.

ABSTRACT. The laurel and fayal-brezal (wax myrtletree heath) forests present in the Canaries are associated with foggy conditions whose interception and subsequent precipitation and soil incorporation is, as of today, still controversial. Classic measurements by rain gauges distributed under the canopy or fog catchers above the forest cover have failed to settle the debate of how horizontal precipitation is a significant contribution of water and/or nutrients for these cloud forests. Alternatively, the distinct  $\delta^{18}O$  and  $\delta^{2}H$  stable isotope composition present in fog and precipitation, due to the different meteorological processes that cause them, allows tracking them through the vadose zone. It is thus proposed an experimental design for comparing the isotope content of the rain and fog water collected actively above the canopy, and the extracted solution from a soil profile in a fayal-brezal forest. The aim is to determine the fate of water (fog and rain) and quantify their contribution to the forest ecosystem.

## 1.- Introducción

Los ecosistemas de laurisilva y fayal-brezal existentes en las Canarias occidentales y en otras islas Macaronésicas de la región intertropical, se encuentran asociados a una franja cuasi-permanente de nubes entre 900-1500 m s.n.m. Ésta se produce como consecuencia de la estructura térmica vertical de la atmósfera en estas latitudes, que se caracteriza en su parte baja por la existencia de una inversión térmica, resultado de la subsidencia asociada a la rama descendente de la célula de circulación general de Hadley (Guerra et al., 2007). Ello ha permitido la conservación de un bosque nublado ('cloud forest') relicto (Höllermann, 1981), con presencia de abundantes musgos y otros briófitos, así como de especies vegetales umbrófilas en el sotobosque. Entre las plantas vasculares características del fayal-brezal se encuentran árboles perennifolios de hoja lanceolada o tipo lauroide como la faya (*Myrica faya* Ait.), el aceviño (*Ilex canariensis* Poir.) y el laurel (Laurus novocanariensis Rivas-Mart. et al.), o de hoja aciculada tales como el brezo de porte arbóreo (Erica arborea L.) y el tejo (E. scoparia L.) (Pérez de Paz et al., 1990). La frecuente presencia de nieblas y el consecuente goteo bajo la cubierta, debido a la interceptación de las microgotas por parte de las hojas céreas de árboles y el escurrido de epifitos, ha llevado a algunos autores (Marzol-Jaén et al., 2011) a proponer injustificadamente que la precipitación horizontal supone un aporte significativo de agua en este tipo de bosques (Regalado y Ritter, 2013). Es más, tanto en la literatura científica como en la de carácter divulgativo se encuentra extendida la idea de considerar la laurisilva como "bosque esponja" o como formación boscosa que "recarga el acuífero" mediante interceptación de la niebla. Lo cierto es que hasta la fecha ningún estudio ha confirmado inequívocamente este fenómeno. Por el contrario, algunos trabajos tan atrás en el tiempo como las detalladas medidas realizadas por Kämmer (1974) en los bosques de laurisilva de Tenerife, ya indicaban en la dirección opuesta, esto es que, aunque la precipitación de niebla es evidente en estos característicos ecosistemas húmedos, ésta no suponía un aporte importante al balance hidrológico. Esto, sin embargo, ha sido obviado en publicaciones posteriores. Los motivos de esta posible sobrestimación del agua procedente de la niebla, algunos de ellos ya apuntados por Kämmer (1974), son varios:

consideración de fenómenos locales, por ejemplo a nivel de árboles aislados expuestos o singulares, como aplicables a todo el bosque (Ceballos y Ortuño, 1952; Regalado y Ritter, 2010a; Prada et al., 2012); baja representatividad de las medidas de escurrido y goteo realizadas bajo el dosel vegetal (Santana (1986); Regalado y Ritter, 2010a; García-Santos y Bruijnzeel, 2011; Ritter y Regalado, 2013); o la errónea inferencia, a partir de medidas de captación de niebla por métodos artificiales, que la cantidad de agua así recogida es potencialmente equivalente a la que sería interceptada por la vegetación (García-Santos y Bruijnzeel, 2011; Marzol-Jaén et al., 2011; Regalado y Ritter, 2013). Es por ello que la correcta cuantificación del aporte de agua de niebla al suelo está íntimamente ligada a la metodología empleada. De forma clásica y hasta la fecha, los estudios sobre niebla realizados en Canarias han utilizado captadores tipo QFC ('quarter fog collector') y/o pluviómetros (o colectores equivalentes) distribuidos bajo el dosel (Kämmer, 1974; Santana, 1986; Aboal et al., 2000; Ritter et al., 2008; Marzol-Jaén et al., 2011). Los primeros proporcionan una indicación de la frecuencia y potencial aporte de agua de niebla, aunque debidamente calibrados permitirían estimar el aporte real (Demoz et al., 1996; Ritter et al., 2008; Katata et al., 2009). Los pluviómetros o dispositivos de recolección similares dispuestos bajo la cubierta, por el contrario, permiten una medida del goteo de lluvia y/o niebla interceptada, y por tanto una estimación directa del agua que alcanza el suelo, siempre y cuando su número y distribución resulten apropiados para caracterizar la alta variabilidad espacial característica de un bosque (Aboal, 1998; Regalado y Ritter, 2010b; Ritter y Regalado, 2010). En este trabajo se propone el seguimiento de la composición en isótopos estables, <sup>18</sup>O y <sup>2</sup>H, del agua de niebla y de la precipitación. Asumiendo una composición isotópica diferente para ambos (la niebla presenta generalmente un enriquecimiento en isótopos pesados respecto a la precipitación), las medidas permitirán estimar la contribución relativa del agua de niebla y de la precipitación a la zona no saturada, donde se realizarán extracciones de agua a diferentes profundidades y se analizarán sus marcas isotópicas. La hidrología isotópica se fundamenta en la utilización de los isótopos del agua (<sup>18</sup>O, deuterio y tritio, fundamentalmente) para seguir los movimientos de ésta a través del ciclo hidrológico tanto en la parte atmosférica como en la terrestre a nivel de los distintos tejidos vegetales, goteo bajo la vegetación, la zona no saturada, el acuífero o en el flujo superficial (Scholl et al., 2010). Así, la relación de oxígeno  $(\delta^{18}O/^{16}O)$  e hidrógeno  $(\delta^{2}H/H)$  muestra, por ejemplo, que la composición isotópica de la precipitación refleja el transporte y los procesos de mezcla de masas de aire, lo que permite establecer una relación entre la composición isotópica de la precipitación y las condiciones climáticas actuales. Por otro lado, parece que existe una relación aparente entre temperatura y contenido isotópico del agua de precipitación (Rozanski et al., 1992), lo que confiere a estas técnicas una importancia paleoclimática indiscutible.

Estas aplicaciones hidroclimáticas de los isótopos del agua han llevado a la Agencia Internacional de la Energía Atómica (IAEA: International Atomic Energy Agency), en colaboración con la Organización Meteorológica Mundial (WMO: World Meteorological Organization), a desarrollar y poner en marcha una red internacional de medición de isótopos en aguas de precipitación, denominada Global Network for Isotopes in Precipitation (GNIP), que entró en funcionamiento en la década de los 60 y con la que se pretende caracterizar la variabilidad isotópica en la precipitación a lo largo de todo el planeta. Actualmente este proyecto se ha ampliado, analizando la composición isotópica de agua de lluvia de determinados eventos e, incluso, a propuesta de nuestro grupo de investigación en Hidrometeorología, incluyendo el análisis de agua de niebla. Las técnicas usadas para la determinación de las relaciones isotópicas del agua son la espectroscopía de masas de razones isotópicas (IRMS) y la espectroscopía de absorción láser. Tradicionalmente la IRMS ha sido la técnica más empleada, aunque el desarrollo de nueva instrumentación basada en la espectroscopía de absorción láser ha permitido reducir el tiempo de análisis de las muestras y ampliar por tanto el rango de aplicación de estas técnicas a muchos otros campos de estudio aparte de la hidrología.

El objetivo de este trabajo es determinar, mediante técnicas isotópicas, el destino y reparto de los distintos aportes de agua (lluvia y niebla) en un bosque de fayalbrezal con especial atención a la zona no saturada. Se presentan la metodología utilizada y un avance de los primeros resultados destinados a caracterizar, desde un punto de vista hidrológico, la zona de estudio.

# 2.- Material y métodos

# 2.1.- Área de estudio

El área de estudio se localiza en el macizo de Anaga, situado en el extremo noreste de la isla de Tenerife y junto a la montaña de la Cruz de Taborno, que representa el emplazamiento más elevado dentro del parque rural de Anaga, con una altura de 1015 m s.n.m. La estación experimental está ubicada en las instalaciones que la Agencia Española de Navegación Aérea (AENA) gestiona en dicho lugar y dónde se localiza uno de los radares de apoyo a la navegación aérea existentes en las islas Canarias (X: 375 832 m Y: 3 157 237 m; 28N R zona; WGS84). En la Fig. 1 se muestra la ubicación de dicho emplazamiento. La localización geográfica de la estación, así como el hecho de estar situada en la zona más alta del macizo de Anaga, y por tanto, abierta hacia la dirección predominante del flujo en superficie, el Alisio que sopla del NE, garantiza que la mayor parte del año ésta se encuentre dentro del estratocúmulo que genera la inversión de subsidencia. Esto hace posible estudiar de forma continua las características del mar de nubes, así como todos aquellos parámetros que caracterizan el funcionamiento hidrológico del ecosistema que se desarrolla en estas condiciones de niebla casi permanente.

La vegetación de la zona es de tipo fayal-brezal con abundantes líquenes epifitos como marca de dicha exposición a la niebla. Los suelos son de origen volcánico. Presentan un horizonte superficial altamente orgánico de textura aparente (obtenida mediante dispersión con hexametafosfato) franco-arenosa (arcilla: 13,8%; limo: 9,2%; arena: 77,1%); en profundidad el contenido en carbono disminuye (5% MO oxidable) y la textura es claramente, al tacto, de carácter arcilloso, aunque la elevada microagregación característica de los suelos volcánicos da lugar a la formación de pseudoarenas y dificulta su dispersión con métodos clásicos, que proporcionan para el horizonte profundo una textura franco-arcillo-arenoso (arcilla: 23,8%; limo: 27,3%; arena: 49,0%).



Fig. 1. Ubicación del sitio de estudio en el macizo de Anaga

#### 2.2.- Medidas micrometeorológicas

Se registraron datos micrometeorológicos, medidos sobre una torre de 7 m de altura, cada minuto y almacenados en un registrador de datos Combilog (Up GmbH, Cottbus, Alemania) como medias o totales cada cuarto de hora, e instrumentada con los siguientes equipos: temperatura humedad relativa y (termohigrómetro HMP45C, Campbell Scientific Ltd., Lougborough, Reino Unido); radiación global

(piranómetro SKS 1110, Skye Instruments Ltd., Powys, Reino Unido); dirección (veleta W200P, Campbell Scientific Ltd., EE. UU.) y velocidades media/máxima (anemómetro A100R, Campbell Scientific Ltd.) de viento; lluvia incidente (pluviómetro Rain-O-Matic Professional, 0,2 mm resolución; Pronamic Bekhøi International Trading Engineering Co. Ltd., Dinamarca). Se midió la frecuencia de incidencia de niebla mediante un captador pasivo cilíndrico tipo Juvik, construido con dos capas concéntricas de malla de monofilamentos verticales de hilos de nailon ( $\emptyset$ =0,5 mm; espaciado entre filamentos 2 mm), de 46 cm de alto y 20 cm de diámetro exterior, lo que implica una superficie frontal de malla expuesta al impacto de las gotas de 1445 cm<sup>2</sup> (mitad del área total del cilindro). La salida inferior del captador se conectó mediante una manguera a un pluviómetro Rain-O-Matic para registrar el volumen de agua de niebla recogida. Los volúmenes medidos se refirieron al área efectiva de impacto (1445 cm<sup>2</sup>), esto es en unidades L m<sup>-2</sup> superficie malla. Aunque el captador cuenta con una cubierta que minimiza la recogida de lluvia durante fenómenos de pluviometría mixta (lluvia + niebla), los eventos en los que el pluviómetro registró lluvia se descartaron, de forma un tanto conservadora, del cómputo total de niebla, para evitar así conteos espurios como consecuencia del registro de gotas que pudieran caer oblicuamente transportadas por el viento.



Fig. 2. Estación meteorológica y captadores de niebla: pasivo cilíndrico sobre la torre y activo encima de la caseta

# 2.3.- Determinación del contenido de humedad de suelo

El contenido volumétrico de agua en el perfil de suelo se determinó mediante 8 sondas TDR Trime-EZ (Imko GmbH, Ettlingen, Alemania). Éstas cuentan con dos varillas de 16 cm de longitud separadas entre sí 4 cm, por lo que las sondas miden el contenido de humedad en un volumen de suelo de aproximadamente 700 cm<sup>3</sup>. Los

TDR se insertaron horizontalmente a 10, 15, 25 (x2), 35 (x2), 45 y 80 cm de profundidad, donde (x2) indica profundidades duplicadas. Se tomaron lecturas de humedad de suelo con una frecuencia de 1/15 minutos y se almacenaron cada hora como medias en un registrador de datos Combilog (Up GmbH, Cottbus, Alemania).

# 2.4.- Toma de muestras de agua para análisis isotópico

Se utiliza un colector de niebla activo (NES 215, Eigenbrodt GmbH, Alemania), para la captación de agua de niebla y su posterior análisis isotópico. El captador se comanda desde un datalogger (Campbell modelo CR200) conectado a un termohigrómetro (Campbell modelo CS215), de manera tal que se activa cuando la humedad relativa, RH >95%. Igualmente un pluviómetro totalizador, que se derivó mediante una manguera a una botella plástica de 5 L, sirve para recoger muestras de lluvia con las que comparar los contenidos de  $\delta^{18}$ O y  $\delta^{2}$ H. En ambos casos (niebla y lluvia) se minimiza la posible evaporación desde los recipientes de recogida añadiendo un sobrenadante de vaselina líquida. Las muestras de lluvia corresponden a eventos de precipitación, por lo que la frecuencia de recogida dependerá de la duración de tales eventos. Las muestras de agua de niebla se recogen con una periodicidad semanal. Por último se obtienen muestras de agua bajo la cubierta con botellas plásticas conectadas a un embudo. Para la recogida de solución de suelo se utilizan extractores Rhizon (Rhizosphere Products, Holanda) insertados a tres Research profundidades (5, 10, 30 cm). Los extractores Rhizon están fabricados con un polímero orgánico poroso (diámetro de poro medio de 0,1 µm y máx. 0,2 µm) cilíndrico de 10 cm de longitud ( $\emptyset$ =2.5 mm). Se aplica una succión de 70 kPa sobre el Rhizon mediante una bomba de vacío y la solución de suelo extraída se recoge en botellas de vidrio ámbar de 125 ml.



**Fig. 3.** Zanja de estudio donde se muestran las sondas TDR y extractores Rhizon insertados en el perfil de suelo

# 2.5.- Análisis isotópico

Los análisis isotópicos se realizan en el Laboratorio de Hidrología Isotópica de la AIEA (Agencia Internacional de la Energía Atómica, Viena) siguiendo métodos estándares establecidos. Los resultados de la composición isotópica vendrán expresados en tanto por mil respecto al estándar internacional V-SMOW (Gonfiantini, 1978).

# 2.6.- Curvas de succión del suelo

Las curvas de retención de humedad permiten comprobar el rango de agua explorada por los Rhizon y caracterizar el suelo en la parcela de estudio. Se tomaron para ello muestras inalteradas por triplicado, en superficie (5 cm) y profundidad (50 cm), en anillos de 96,6 cm<sup>3</sup>. Se saturaron luego en el laboratorio con una solución acuosa de carbonato cálcico, timol y el humectante AquaGro-L (Aquatrols, EE.UU.), para así facilitar el mojado de las muestras orgánicas superficiales hidrófugas. Los anillos de suelo se saturaron por inmersión, elevando el nivel de agua de forma progresiva para facilitar la salida de aire atrapado. Las curvas características se determinan en cámaras cerradas y presurizadas (células Tempe) sobre placas porosas (con presión de burbujeo de 100 kPa), para las siguientes presiones, P= 0; 0,7; 1,3; 2,5; 5,0; 7,5; 10; 20; 40; 60; 90 kPa. Se mide el volumen de agua drenado, para cada incremento de presión, con probetas graduadas y se calcula así la humedad volumétrica ( $\theta$ , m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>) de la muestra del anillo, conocido el peso seco en estufa. Así mismo se determinó la retención de agua a 1.500 kPa en una olla Richards. El conjunto de pares de datos  $\theta$  versus potencial mátrico (h=-P) o succión ( $\psi$ =P), determinan la curva característica del suelo.

# 3.- Resultados y discusión

# 3.1.- Curvas características

Las curvas de succión se representan en la Fig. 4. El suelo muestra una alta retención de humedad. A saturación el contenido volumétrico de agua (expresado en %) es de  $\theta$ =70±6% (superficie) y  $\theta$ =65±5% (profundidad). La mayor retención en las capas someras del perfil se asocia a su marcado carácter orgánico (38% de materia orgánica oxidable). Este elevado contenido en humedad, característico de los suelos de origen volcánico con una microporosidad acusada, se mantiene a 90 kPa:  $\theta$ =31±5% (superficie) y  $\theta$ =49±6% (profundidad), e incluso a succiones de 1.500 kPa en el punto de marchitamiento permanente:  $\theta = 28 \pm 4\%$  (superficie),  $\theta$ =39±1% (profundidad). A medida que aumenta la succión se produce por tanto una menor cesión de agua en el horizonte profundo, debido a su mayor contenido en arcilla. En las muestras superficiales, por el contrario, se inicia una importante liberación de agua a succiones bajas de 0,1-1 kPa, denotando por tanto un comportamiento hídrico característico de suelos arenosos. En este sentido indicar que, en estudios con suelos ricos en sesquióxidos y otros Andisoles, esta pérdida de agua en el inicio de la curva de retención se atribuye no a la existencia de macroporos, como ocurriría para texturas típicamente arenosas, sino a una fuerte agregación característica de este tipo de suelos, y por tanto al drenaje del espacio de

poros entre agregados (Sharma y Uehara, 1968; El Swaify, 1980). Se mantiene sin embargo, como hemos indicado más arriba, y a diferencia de suelos arenosos, un elevado contenido de humedad a 1500 kPa, atribuible a la existencia de una marcada microestructura (Tsuji et al., 1975). En este sentido se dice que estos suelos presentan un comportamiento "híbrido" (Tomasella et al., 2000). Debido a esta pérdida importante de agua entre 1 y 10 kPa, observada en Andisoles, se ha propuesto de forma alternativa el valor de 10 kPa en lugar de 33 kPa como succión para estimar el contenido de humedad a capacidad de campo (El Swaify, 1980). Siguiendo este criterio, el rango de agua útil,  $\theta_{u}$ , definido como la diferencia entre 0 a 10 kPa y 1.500 kPa, toma valores  $\theta_u = 10 \pm 4\%$ relativamente pequeños: (superficie),  $\theta_{\mu}=15\pm7\%$  (profundidad), como resulta característico de otros suelos de origen volcánico (Maeda y Soma, 1986).



Fig. 4. Curvas características del suelo en superficie (5 cm) y profundidad (50 cm). Los símbolos representan valores medios de tres medidas y las barras  $\pm$  desviación estándar

#### 3.2.- Variables micrometeorológicas

La Fig. 5 muestra los registros de las diversas variables medidas a intervalos de 15 minutos. La precipitación total durante el periodo 15/08/2012 - 3/03/2013 fue de 1033 mm. La mayoría de eventos de lluvia tuvieron lugar entre finales de septiembre y principios de diciembre de 2012 (Fig. 5a). Dos días en el periodo estudiado destacan por las altas precipitaciones registradas que suman unos totales diarios de 75.2 mm (18/10/2012) y 243,2 mm (7/11/2012). La captura de agua de niebla por el captador se produjo a lo largo de todo el periodo (Fig. 5b), alcanzando un total de 937,5 l m<sup>-2</sup>. En la mayoría de los eventos los valores registrados son inferiores a 20 1 m<sup>-2</sup> día<sup>-1</sup> (sólo en 9 días se obtuvieron valores superiores; en el intervalo  $24 - 35 \text{ lm}^{-2} \text{ día}^{-1}$ ). La Fig. 5c muestra que hasta mediados de octubre no sólo se registraron los valores más altos de radiación global ( $R_g=800 - 1035$  W m<sup>-2</sup>) sino que éstos además fueron más frecuentes. El periodo siguiente, hasta mediados de diciembre, se

caracteriza por una mayor frecuencia de los valores bajos de radiación (R<sub>g</sub>< 400 W m<sup>-2</sup>). El último periodo presenta mayor frecuencia de los valores comprendidos entre  $R_g=600 - 900 \text{ W m}^{-2}$ . La evolución del déficit de presión de vapor, DPV, se caracteriza por un periodo hasta los primeros diez días de octubre con episodios frecuentes de alto DPV, seguido de otro periodo donde el aire presenta con frecuencia mayor grado de saturación de humedad, esto es valores de DPV bajos (Fig. 5d). La dinámica de la temperatura muestra una tendencia decreciente (Fig. 5e). Hasta finales de septiembre se observan oscilaciones entre los 15 y 30°C. A continuación, las temperaturas más frecuentes se encuentran entre los 7,5 y 15°C. A diferencia de las variables anteriores, que muestran un comportamiento acorde con las estaciones del año, la velocidad del viento presenta oscilaciones frecuentes entre los 0,5 m s<sup>-1</sup> y los 8 m s<sup>-1</sup> a lo largo de todo el periodo de estudio (Fig. 5f). Se aprecia que durante los meses de septiembre y octubre, estas oscilaciones se restringen al intervalo de 1 a 7 m s<sup>-1</sup>.



**Fig. 5.** Evolución de las variables micrometeorológicas en el periodo estudiado: a) lluvia (P); agua de niebla recogida en el captador (F); radiación global ( $R_g$ ); c) déficit de presión de vapor (DPV); d) temperatura del aire (T); e) velocidad del viento (u)

3.3.- Comparación de eventos de lluvia y niebla

Dado que la cantidad de niebla recogida en el captador, F ( $l m^2$  malla vertical) y la lluvia, P (mm) son variables no comparables (se expresan en unidades diferentes), la relevancia de la incidencia de niebla en la zona de estudio se aborda mediante la comparación del número de eventos de recolección de agua de niebla frente a los de lluvia. Así, durante el periodo de estudio se contabilizaron 4.706 eventos de captación de agua de niebla frente a 1.245 de agua de lluvia que se distribuyen mensualmente según se muestra en la Fig. 6. Durante los meses de septiembre hasta febrero, se alcanzan más de 500 eventos mensuales de agua de niebla, llegando a superar los 800 eventos/mes en noviembre y febrero. Sin embargo, en el mismo periodo, los sucesos de lluvia no superan los 200 eventos/mes. En general, los eventos de lluvia mensuales son inferiores al 30% de lo que suponen los eventos de recolección de agua de niebla. Únicamente en el mes de noviembre este porcentaje alcanza el 61%.



Fig. 6. Comparación del número de eventos registrados con el pluviómetro y con el captador de agua de niebla cilíndrico durante el periodo estudiado. Se indica el porcentaje que representan los eventos de lluvia con respecto de los de niebla

#### 3.4.- Evolución de la humedad de suelo

La Fig. 7 muestra la distribución del contenido volumétrico de agua ( $\theta$ ) medio y su variación a lo largo del perfil de suelo durante todo el periodo de estudio. La Fig. 8 incluye, a modo de ejemplo, la evolución temporal de  $\theta$  en superficie (15 cm) en dos puntos de la parcela, así como el agua de niebla recolectada por el captador y la lluvia incidente medida a lo largo del intervalo 13/3/2013-11/4/2013. Puede observarse que los eventos de lluvia suficientemente intensos como para superar la capacidad de retención de la cubierta (del orden de > 1 mm) se traducen en cambios casi instantáneos del contenido de agua en la superficie del suelo. Sin embargo, algunos de estos eventos (indicado con una flecha en la Fig. 8) no fueron detectados en uno de los puntos, lo que podría ser indicativo de la variabilidad espacial que impone la cubierta sobre el agua que llega al suelo. Por el contrario, la comparación de las series de agua recogida por el captador (F) y de contenido de agua en el suelo apunta a que los eventos de niebla detectados no se tradujeron en un goteo de agua de niebla interceptada por la vegetación, perceptible por los TDR superficiales instalados en la parcela.



Fig. 7. Distribución de la humedad de suelo,  $\theta$ , a lo largo del perfil. Los puntos indican valores medios y las barras  $\pm$  desviación estándar



**Fig. 8.** Evolución temporal de la humedad de suelo  $(\theta)$  en superfície (15 cm) (eje OY principal), del agua de la niebla captada (F) y de la lluvia (P) (eje OY secundario). Los valores de F se muestran invertidos para una mejor visualización

#### 4.- Conclusiones

A pesar del número considerable de estudios que se han llevado a cabo en los bosques de laurisilva de la región de la Macaronesia con el objetivo de cuantificar el aporte de agua procedente de la interceptación y posterior precipitación del agua de niebla, la correcta evaluación e importancia relativa del aporte hídrico de la niebla sigue siendo una pregunta abierta. Este hecho se ve condicionado tanto por las técnicas hasta la fecha utilizadas como por el hecho de que la precipitación bajo la cubierta es un fenómeno espacialmente variable y por ende de difícil estimación. El estudio de la zona no saturada y la distribución a lo largo del ciclo hidrológico de las distintas masas de agua de origen atmosférico (lluvia y niebla) mediante isótopos estables se plantea como una metodología alternativa para investigar el posible papel de la niebla de estos bosques relictos presentes en Canarias.

*Agradecimientos:* Este trabajo ha sido financiado con fondos de los siguientes proyectos: INIA-RTA2009-161, PI042005/034 y SolSubC200801000260. Los autores agradecen a ANEA el permitirles

acceso a sus instalaciones y a Sieltec Canarias S.L. por su apoyo técnico. A.R. Socorro Monzón (ICIA) llevó a cabo la determinación de las texturas y contenido en materia orgánica de los suelos.

#### 5.- Bibliografía

- Aboal, J.R., 1998. Los flujos netos hidrológicos y químicos asociados en un bosque de laurisilva en Tenerife. Colección Soportes Audiovisuales e Informáticos. Serie Tesis Doctorales Curso 1997/98. Ciencias y Tecnologías. Universidad de la Laguna.
- Aboal, J.R., M.S. Jiménez, D. Morales, y P. Gil, 2000. Effects of thinning on throughfall in Canary Islands pine forest. The role of fog. *J. Hydrol.* 238, 218-230.
- Ceballos, L., y F. Ortuño, 1952. El bosque y el agua en Canarias. *Montes* 8, 418-423.
- Demoz, B., Jr. J.L. Collett, y Jr. B.C. Daube, 1996. On the Caltech active strand cloudwater collectors. *Atmos. Res.* 41, 47-62.
- El Swaify, S.A., 1980. Physical and mechanical properties of Oxisols, en *Soils with Variable Charge*, ed. Theng, B.K.G. New Zealand Society of Soil Science, Soil Bureau, Lower Hutt. Nueva Zelanda, 303–323.
- García-Santos, G., y L.A. Bruijnzeel, 2011. Rainfall, fog and throughfall dynamics in a sub-tropical ridge-top cloud forest, National Park of Garajonay (La Gomera, Canary Islands, Spain). *Hydrol. Process.* 25, 411–417.
- Gonfiantini, R., 1978. Standards for stable isotope measurements in natural compounds. *Nature* 271, 534–536.
- Guerra J.C., J. Carrillo, J. Rodríguez, M.T. Arencibia, y E. Cuevas, 2007. Thermodynamic structure of the lower subtropical troposphere over the Canary Islands, en 7th Annual Meeting of the European Meteorological Society, 4, EMS2007-A-00554.
- Höllermann, P., 1981. Microenvironmental studides in the laurel forest of the Canary Islands. *Mountain Res. Develop.* 1(3/4), 193–207.
- Kämmer F., 1974. Klima und Vegetation auf Tenerife, besonders in Hinblick auf den Nebelniederschlag. *Scripta Geobotanica* 7, 1–78.
- Katata, G., C.M. Regalado, A. Ritter, y H. Nagai, 2009. Application of a land surface model that includes fog deposition over a tree heathlaurel forest in Garajonay National Park (La Gomera, Spain), en *Estudios de la Zona no Saturada del Suelo Vol IX*, ed. Silva Rojas O., Carrera Ramírez J. CIMNE: Barcelona; 393-400. http://congress.cimne.com/zns09/admin/files/filepaper/p372.pdf.
- Maeda, T., y K. Soma, 1986. Physical properties. En: Ando Soils in Japan. Ed. Wada, K. Kyushu University Press, Fukuska, Japón, 99-111.
- Marzol-Jaén, V, J. Sanchez-Megía, y G. García-Santos., 2011. Effects of fog on climatic conditions at a subtropical montane cloud forest site in northern Tenerife (Canary Islands, Spain) en *Tropical Montane Cloud Forests: Science for the Conservation and Management*, ed. Bruijnzeel L.A., Scatena F.N., Hamilton L.S. Cambridge University Press and UNESCO International Hydrology Program: Cambridge, UK, 359-364.
- Pérez de Paz, P.L., M. del Arco Aguilar, J.R. Acebes Ginovés, y W. Wildpret de la Torre, 1990. La vegetación cormofitica (vascular) del Parque Nacional de Garajonay, en *Parque Nacional de Garajonay: Patrimonio Mundial*, ed. Pérez de Paz, P.L. Excmo. Cabildo Insular de La Gomera, Instituto Nacional para la Conservación de la

Naturaleza, España, 137-171.

- Prada, S., M. Menezes de Sequeira, C. Figueira, y R. Vasconcelos, 2012. Cloud water interception in the high altitude tree heath forest (*Erica arborea L.*) of Paul da Serra Massif (Madeira, Portugal). *Hydrol. Proc.* 26, 202-212. DOI: 10.1002/hyp.8126.
- Regalado, C.M., y A. Ritter, 2010a. Comment on "Fog precipitation and rainfall interception in the natural forests of Madeira Island (Portugal)". Agric. Forest Meteor. 150, 133–134. DOI: 10.1016/j.agrformet.2009.09.008.
- Regalado, C.M., y A. Ritter, 2010b. Synthetic roving: A numerical technique to estimate fog water dripping below the canopy, en *5th International Conference on Fog*, Fog Collection and Dew. Münster, Germany. <u>http://meetingorganizer.copernicus.org/</u>FOGDEW2010/FOGDEW2010-11-1.pdf.
- Regalado, C.M., y A. Ritter, 2013. Response to 'Reply to Comment on: "Rainfall, fog and throughfall dynamics in a subtropical ridge top cloud forest, National Park of Garajonay (La Gomera, Canary Islands, Spain) by G. García-Santos and L.A. Bruijnzeel'.

http://aritter.webs.ull.es/Download/ResponseToHydrolProcess27\_129.p df

- Ritter, A., C.M. Regalado, y G. Aschan, 2008. Fog water collection in a subtropical elfin laurel forest of the Garajonay National Park (Canary Islands): a combined approach using artificial fog catchers and a physically based model. J. Hydrometeor. 9, 920–935. DOI: 10.1175/2008JHM992.1.
- Ritter, A., C.M. Regalado, y G. Aschan, 2009. Fog reduces transpiration in tree species of the Canarian relict heath-laurel cloud forest (Garajonay National Park, Spain). *Tree Physiol.* 29, 517-528. DOI: 10.1093/treephys/tpn043.
- Ritter A., y C.M. Regalado, 2010. Investigating the random relocation of gauges below the canopy by means of numerical experiments. *Agric. Forest Meteor.* 150, 1102–1114. DOI: 10.1016/j.agrformet.2010.04.010.
- Ritter, A., y C.M. Regalado, 2013. Comment on 'García-Santos G., Bruijnzeel LA. 2011. Rainfall, fog and throughfall dynamics in a subtropical ridge top cloud forest, National Park of Garajonay (La Gomera, Canary Islands, Spain). *Hydrol. Proc.* 25, 411–417'.
- Rozanski, K., L. Araguás-Araguás, y R. Gonfiantini, 1992. Relation between long-term trends of oxygen-18 isotope composition of precipitation and climate. *Science*. 258, 981-985.
- Santana, L., 1986. Estudio de las precipitaciones de niebla. Instituto Nacional para la Conservación de la Naturaleza. Tenerife, ICONA.
- Scholl, M., W. Eugster, y R. Burkard, 2011. Understanding the role of fog in forest hydrology: stable isotopes as tools for determining input and partitioning of cloud water in montane forests. *Hydrol. Process.* 25, 353–366. doi: 10.1002/hyp.7762.
- Sharma, M.L., y G. Uehara, 1968. Influence of soil structure on water relations in low humic latosols: I. Water retention. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 32, 765-770.
- Tomasella, J., M.G. Donet, y L. Rossato, 2000. Pedotransfer functions for the estimation of soil water retention in Brazilian soils. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 64, 327-338.
- Tsuji, G.Y., R.T. Watanabe, y W.S. Sakai, 1975. Influence of soil microstructure on water characteristics of selected Hawaiian soils. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 39, 28-33.

# DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DA PRODUTIVIDADE DE CANA-DE-AÇÚCAR E DA CONDUTIVIDADE ELÉTRICA DO SOLO MEDIDA POR INDUÇÃO ELETROMAGNÉTICA

G.M. Siqueira, J.S. Silva, J.M. Bezerra, E.F.F. Silva y A.A.A. Montenegro

Departamento de Tecnologia Rural, UFRPE – Universidade Federal Rural de Pernambuco. Rua Dom Manoel de Medeiros, s/n, Dois Irmãos - CEP: 52171-900 – Recife (PE, Brasil). e-mail: <u>gleciosiqueira@hotmail.com</u>, web: http://www.ufrpe.br/

**RESUMO**. O objetivo foi determinar a relação espacial entre a produtividade de cana-de-açúcar e a condutividade elétrica do solo medida por indução eletromagnética. A área experimental esta localizada no município de Goiana (Pernambuco, Brasil) (Latitude 07° 34' 25" S, Longitude 34° 55' 39" W). O experimento foi desenvolvido em uma área de 6,5 ha. O solo da área de estudo é um Espodossolo Humilúvico órtico. A produtividade da cana-de-açúcar e a condutividade elétrica aparente (CEa) foram medidos em 90 pontos de amostragem distribuídos aleatoriamente na área de estudo. Os mapas da condutividade elétrica do solo (CEa-V e CEa-H) apresentaram comportamento similar ao da produtividade de cana-de-acúcar. A correlação linear demonstrou valores de 0,74 (produtividade x CEa-H) e 0,85 (produtividade x CEa-V). A condutividade elétrica medida por indução eletromagnética demonstrouse como uma importante ferramenta para a predição da produtividade de cana-de-açúcar.

ABSTRACT. The objective was to determine the spatial relationship between the productivity of sugar cane and soil electrical conductivity measured by electromagnetic induction. The experimental area is located in Goiana (Pernambuco, Brazil) (Latitude 07° 34' 25" S, Longitude 34° 55' 39" W). The experiment was conducted in an area of 6.5 ha. The soil of the study area is Orthic Podsol. The productivity of sugar cane and soil electrical conductivity (ECa) were measured in 90 sampling points distributed randomly in the study area. The maps of soil electrical conductivity (ECa-V and ECa-H) showed behavior similar to the productivity of sugar cane. The linear correlation showed values of 0.74 (productivity x ECa-H) and 0.85 (ECa-V x productivity). The electrical conductivity measured by electromagnetic induction has been shown as an important tool for predicting the productivity of sugar cane.

# 1.- Introdução

O complexo agroindustrial da cana-de-açúcar, especialmente a cadeia produtiva do álcool coloca o Brasil em posição de país líder em progresso tecnológico na área energética a partir de biocombustíveis. Em um mercado global em que os conhecimentos fluem com grande velocidade, a manutenção da competitividade está condicionada a uma permanente busca por tecnologias inovadoras, pois, como enfatiza Lall (2002) o principal instrumento para alcance de competitividade internacional é a tecnologia. Esta busca por competitividade dá-se tanto pelos governos e organizações de apoio como pelas empresas, estas motivadas por alcançar aumentos de produtividade ou redução de custos.

A Companhia Nacional de Abastecimento (Conab, 2012), prevê para a safra de 2012/2013 uma área estimada de plantio em 8.520,5 mil hectares, distribuída em todos estados produtores, representando um aumento de 2,0 % com relação a safra anterior. A produtividade média da safra 2012/2013 foi de 69,44 t ha<sup>-1</sup> e uma produção de 595,13 milhões de toneladas (Conab, 2012). O Estado de Pernambuco segundo Conab (2012) possui uma área cultivada com cana-de-açúcar de 327,61 mil hectares na safra 2012/2013, com uma produtividade de 45,5 t ha<sup>-1</sup>, e uma produção de 14.906,3 mil toneladas.

O crescimento da produção de cana-de-açúcar suscita à necessidade de se avaliar quais são os impactos econômicos, sociais e ambientais deste processo, tanto para o País como um todo, como para as regiões em que tem ocorrido. Nesse sentido, a agricultura atual necessita de metodologias que promovam a mudança na técnica de quantificação dos atributos do solo, a fim de auxiliar na caracterização da variabilidade destes atributos de maneira rápida e precisa. Assim, o estudo da variabilidade espacial da produtividade da cana-de-açúcar e dos atributos do solo, permite a prática da agricultura de precisão e a maximização dos recursos.

Diversos autores têm dedicado nos últimos anos ao estudo da variabilidade espacial dos atributos de solo e planta, e descreveram a sua importância para o manejo adequado do solo (Cambardella et al., 1994; Vieira, 2002; Siqueira et al., 2009).

Dentre as propriedades do solo, a condutividade elétrica aparente do solo (CEa) tem sido amplamente utilizada devido a sua correlação com outras propriedades do solo e por conseguinte, com a produtividade dos cultivos (Lesch et al., 2005; Siqueira et al., 2009). Segundo McNeill (1980), Lesch et al. (2005), Sudduth et al. (2005) e Kühn et al. (2008) a CEa esta relacionada com o conteúdo de água no solo, textura, conteúdo de matéria orgânica, tamanho e distribuição dos poros, salinidade, capacidade de trocas catiônicas, concentração de eletrólitos na solução do solo, etc.

Desta maneira, o objetivo foi determinar a relação espacial entre a produtividade de cana-de-açúcar e a condutividade elétrica do solo medida por indução eletromagnética.

#### 2.- Material e métodos

A área experimental esta localizada no município de Goiana (Zona da Mata Norte, Pernambuco, Brasil), cujas coordenadas são: Latitude 07° 34' 25" S e Longitude 34° 55' 39" W (Figura 1).



Fig. 1. Mapa de localização da área de estudo

Os solos da região da área de estudo derivam do grupo Barreiras, constituídos de sedimentos de origem continental do final do terciário, de textura arenosa até argilosa, caracterizados por uma alteração intensa (Brasil, 1969, 1972). O solo da área de estudo é um Espodossolo Humilúvico órtico textura arenosa de acordo com a classificação Embrapa (2006), cuja classificação física para área de estudo é apresentada na Tabela 1. A textura do solo (argila, silte e areia) foi determinada pelo método da pipeta conforme descrito por proposto por Camargo et al. (1986), utilizando como dispersante químico o hidróxido de Na e hexametafosfáto de Na. A densidade do solo e a umidade volumétrica do solo foi determinada no perfil pedológico utilizando anéis volumétricos de 100 cm<sup>3</sup>, de acordo com

 Tabela 1. Atributos físicos para o Espodossolo Humilúvico órtico textura arenosa presente na área de estudo

Profundidade	Tex	Textura (g kg <sup>-1</sup> )			Umidade
(m)	Argila	Silte	Areia	do solo (kg dm <sup>-3</sup> )	do solo (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )
0,0-0,3	44	26	930	1,52	34,50
0,3-0,60	43	25	932	1,54	36,80
0,6-1	44	26	930	1,60	42,60
> 1 m	32	40	928	1,66	47,20

O clima da região, segundo a Classificação Climática de Köppen, é tropical úmido do tipo As' ou pseudotropical, que se caracteriza por ser quente e úmido, com chuvas de outono a inverno, com temperaturas médias anuais variando em torno de 24°C.

A área de estudo possui aproximadamente 6,5 ha, altitude media de 8,5 m (Fig. 2) e vêm sendo manejada nos últimos anos com cana-de-açúcar com queima da palha para colheita. A amostragem da produtividade da cana-de-açúcar e da condutividade elétrica aparente do solo foi realizada no dia 09/11/2011 em 90 pontos de amostragem (Figura 3).

A produtividade da cana-de-açúcar foi determinada por meio do método proposto por Gheller et al. (1999), que estima o peso total da parcela através da multiplicação do número de colmos da área amostrada pelo peso médio de dez colmos. Em cada ponto amostral, foram escolhidas três linhas de cana-de-açúcar de 10 metros de comprimento, nestas foram contados os números de colmos para o cálculo de seu peso médio. Posteriormente, foram colhidos dez colmos ao acaso dentre as três linhas de cada ponto para a pesagem.



Fig. 2. Mapa topográfico para área de estudo



Fig. 3. Localização dos pontos de amostragem na área de estudo

Desta maneira, a produtividade pôde ser calculada da seguinte forma, como descrito por Gheller et al. (1999): a) Peso médio por colmo:

$$pmc = \frac{pf}{tcolmos} \tag{1}$$

em que: *pf* é o peso do feixe com os 10 colmos; *tcolmos* é o total de colmos contados nas três linhas.

b) Peso estimado no ponto amostral:

$$pep = \frac{pmc}{tcolmos} \tag{2}$$

A partir do peso médio estimado em cada ponto amostral se pode calcular a produtividade por hectare (t ha<sup>-1</sup>).

A condutividade elétrica aparente do solo (CEa, mS m<sup>-1</sup>) foi medida inducão eletromagnética por com o equipamento EM38 (Geonics Ltda) em duas profundidades: dipolo vertical (profundidade efetiva de avaliação de 1,5 m - CEa-V) e dipolo horizontal (profundidade efetiva de avaliação de 0,4 m - CEa-H). Os valores de CEa medidos em campo (CEa-V e CEa-H) foram então correlacionados com a temperatura do solo conforme metodologia proposta por Huth & Poulton (2007). No entanto, por se tratar de uma área pequena, onde é possível realizar a amostragem da CEa em curto espaço de tempo, as correção dos valores de CEa pela temperatura do solo não ofereceu mudanças consistentes aos valores originais assim que optamos por utilizar os valores originais de CEa.

A área de estudo apresenta grande importância no contexto regional uma vez que a cultura de cana-de-açúcar é o principal cultivo, estando localizado muitas vezes em zonas influenciadas por salinidade devido a sua proximidade com o mar, sobretudo nos períodos de maré alta, sendo a salinidade mais acentuada nas partes mais baixas. A área esta localizada à aproximadamente 10 km do Oceano Atlântico na direção leste e a 2,5 km a nordeste de um rio que deságua no oceano, sofrendo influencia salina de duas fontes distintas.

Os principais momentos estatísticos descritivos (média, desvio padrão, coeficiente de variação, assimetria e curtose) foram determinados para cada ponto de amostragem utilizando o software STAT apresentado por Vieira et al. (2002). Os valores de coeficiente de variação (CV, %) foram utilizados para determinar a variabilidade dos dados segundo a classificação de Warrick & Nielsen (1980).

Para analisar a variabilidade espacial das variáveis, os dados foram analisados através de métodos geoestatísticos de análise de semivariogramas, descritos por Vieira (2000), partindo das pressuposições de estacionaridade da hipótese intrínseca. A autocorrelação espacial entre locais vizinhos foi calculada através da semivariância  $\gamma(h)$ , por meio do programa GEOSTAT (Vieira et al., 2002).

Modelos matemáticos foram ajustados aos semivariogramas, os quais permitiram visualizar a estrutura de variação espacial das variáveis. Os critérios e procedimentos para ajuste do modelo do semivariograma foram realizados conforme Vieira et al. (1983), considerando os métodos dos mínimos quadrados ordinários e mínimos quadrados ponderados e a validação cruzada. Do ajuste de um modelo matemático aos dados, foram definidos os parâmetros do semivariograma: a) efeito pepita  $(C_0)$ , que é o valor de  $\gamma$  quando h=0; b) alcance da dependência espacial (a), que é à distância em que  $\gamma(h)$ permanece aproximadamente constante, após aumentar com o aumento de h; c) patamar  $(C_0+C_1)$  que é o valor de  $\gamma(h)$  a partir do alcance e que se aproxima da variância dos dados, se ela existir. A análise geoestatística preliminar indicou que os dados da produtividade da cana-de-açúcar (t ha<sup>-1</sup>) apresentaram tendência, sendo então retirada a tendência por meio das seguintes equações para estimação dos resíduos:

$$m(x) = A_0 + A_1 x + A_2 y + A_3 x y$$
(3)

(5)

## 2. Quadrática ou parabólica

 $m(x) = A_0 + A_1 x + A_2 y + A_3 x^2 + A_4 y^2 + A_5 xy$ (4)

3. Cúbica

$$m(x) = A_0 + A_1 x + A_2 y + A_3 x^2 + A_4 y^2 + A_5 xy + A_6 x^3 + A_7 y^3 + A_8 x^2 y + A_9 xy^2$$
(5)

O semivariograma escalonado foi construído com a finalidade de se avaliar os padrões de variabilidade

espacial entre os atributos em estudo (Vieira, 2000; Vieira, 2002).

Para a análise do grau de dependência espacial (GD) das variáveis utilizou-se a classificação de Cambardella et al. (1994), considerando a seguinte relação:  $(C_0/C_0+C_1)*100$ , onde 0 a 25% (forte), entre 25 e 75% (moderada) e > 75% (fraca).

## 3.- Resultados e discussão

Os resultados estatísticos (Tabela 2) demonstram que a produtividade média da cana-de-açúcar na área de estudo é de 75,54 t ha<sup>-1</sup>. Ressaltasse que a produtividade na área é cerca de 66,02 % superior, com relação à média do Estado de Pernambuco para a safra de 2012/2013 (Conab, 2012).

Os valores médios para a condutividade elétrica aparente do solo medida por indução eletromagnética no dipolo vertical (CEa-V) e no dipolo horizontal (CEa-H), são relativamente próximos. Tal fato pode ser explicado porque no momento das amostragens o lençol freático encontrava-se próximo a superfície do solo, sendo este o fator que mais interferiu sobre as leituras realizadas com o EM38, corroborando com Lesch et al. (2005). Ressaltamos que na parte mais baixa do terreno o lençol freático encontrava-se junto à superfície do solo, afastando-se da superfície do solo com o aumento da topografia.

<b>Labera 2.</b> 1 drametros estatisticos para os atributos em estado
---

	Produtividade	CEa-V	СЕа-Н
	(t ha <sup>-1</sup> )	(mS m <sup>-1</sup> )	
Média	75,54	15,67	13,90
Variância	241,94	23,67	31,80
Desvio padrão	15,55	4,86	5,64
CV (%)	20,60	31,10	40,60
Assimetria	2,041	-0,081	0,087
Curtose	9,112	-0,325	-0,349
D	0,141 n	0,076 n	0,084 n

CV: coeficiente de variação; D: Probabilidade de erro de 1% pelo teste de Kolmogorov-Smirnov; n: normal; Ln: lognormal

A produtividade apresentou o maior valor variância dados. uma vez que a mesma dos varia consideravelmente com as mudanças do solo ao longo da paisagem Os valores de coeficiente de variação (CV, %) são classificados como medianos (12-60 %) conforme a classificação de Warrick e Nielsen (1980). Verifica-se um aumento dos valores de CV para a CEa-V (31,10 %) e a CEa-H (40,60 %). Siqueira et al. (2009) descrevem que as maiores diferenças entre os valores de condutividade elétrica medida por indução eletromagnética na camada superficial e em profundidade se devem as maiores diferenças do conteúdo de água no solo na camada superficial, sendo que em profundidade tal conteúdo torna-se mais estável. Este é confirmado por meio da análise do mapa topográfico da área de estudo (Fig. 2), uma vez que no momento das amostragens as partes mais baixas do terreno encontravam-se encharcadas, enquanto que nas partes mais altas do terreno o lençol freático encontravase mais afastado da superfície, justificando as diferenças nas leituras da CEa.

Todos os atributos em estudos apresentaram distribuição de frequência normal, por meio do teste de Kolmogorov-Smirnov (D) com probabilidade de erro de 1%.

A correlação linear entre os atributos (Tabela 3) demonstrou que o maior valor de correlação foi encontrado entre CEa-V x CEa-H (0,934). Justifica-se que este elevado valor correlação se deve a natureza de medição de ambas as propriedades, pois de acordo com Lesch et al. (2005) até 80% da resposta obtida com o dipolo vertical (CEa-V) são oriundas da camada superficial do solo (CEa-H). A correlação linear entre a produtividade e a CEa também foi elevada apresentando valores de 0,850 (produtividade x CEa-V) e 0,740 (produtividade x e CEa-H). Dantas Neto et al. (2006) ressaltam o aumento da produtividade da cana-de-açúcar quando não há restrições hídricas. Desta maneira, os valores elevados de correlação entre a produtividade x CEa-V (0,850) e produtividade x CEa-V (0,740) são justificados uma vez que nas zonas mais elevadas a produtividade é menor e por sua vez os valores de CEa, ocorrendo aumento da produtividade e da CEa nas partes mais baixas do terreno.

Tabela 3. Correlação	o linear entre o	os atributos em	estudo
----------------------	------------------	-----------------	--------

	Produtividade	CEa-V	CEa-H
	(t ha <sup>-1</sup> )	(mS m <sup>-1</sup> )	
Produtividade	1,000		
CEa-V	0,850	1,000	
СЕа-Н	0,740	0,934	1,000

A análise geoestatística (Tabela 4) demonstrou que o modelo gaussiano foi o que mais se ajustou ao conjunto de dados. Siqueira et al. (2009) estudando a variabilidade espacial da condutividade elétrica do solo em área com gradiente topográfico ajustaram o modelo esférico para a CEa na camada superficial e em profundidade. A presença do modelo gaussiano para os dados em questão pode estar associada à presença de relevo côncavo na área de estudo, coincidindo com as áreas com maior produtividade e consequentemente com maiores valores de CEa devido ao maior conteúdo de água no solo quando comparado as partes mais elevadas. Os dados da produtividade da cana-de-açúcar apresentaram tendência sendo calculados os seus resíduos por meio de uma equação linear.

Tabela 4. Parâmetros de ajuste do semivariograma

	Resíduos Produtividade	CEa-V	СЕа-Н
	$(t ha^{-1})$	(mS m <sup>-1</sup> )	
Modelo	Gaussiano	Gaussiano	Gaussiano
$C_0$	200	6	10
$C_1$	580	28	35
a (m)	110	180	180
GD	25,64	17,64	22,22

GD: grau de dependência espacial  $(C_0/C_0+C_1)100$ 

A produtividade apresentou um alcance (a, m) de 110,00 m enquanto que a CEa-V e CEa-H apresentaram um valor de 180,00 m. Tal fato pode ser justificado considerando que entre os parâmetros de planta, a produtividade é o mais sensível as mudanças do solo ao longo do cenário agrícola. O grau de dependência espacial foi determinado conforme Cambardella et al. (1994), indicando elevada relação entre as amostras (GD  $\leq$  25,00 %).

O semivariograma escalonado demonstrou que existe um padrão de variabilidade espacial similar entre a produtividade e a CEa-V e a CEa-H. No entanto, podese verificar que o referido padrão ocorre em escalas diferentes de variabilidade espacial, uma vez que o comportamento da produtividade alcança maiores valores de  $C_0$  e  $C_1$  conforme Tabela 4, estando relacionado a maior variação dos valores de produtividade ao longo da área (variância = 241,94) quando comparado a CEa-V (23,67) e CEa-H (31,80, Tabela 2).

O semivariograma escalonado foi construído para se verificar se ocorria um padrão espacial similar entre os pares de semivariância para a produtividade, e a CEa-V e a CEa-H (Fig. 4).



**Fig. 4.** Semivariograma escalonado para a produtividade da cana-deaçúcar (t ha<sup>-1</sup>) e da condutividade elétrica aparente do solo (CEa-V e CEa-H, mS m<sup>-1</sup>) medida por indução eletromagnética

Os mapas de variabilidade espacial (Fig. 5a e 5b) confirmam a similaridade no padrão de distribuição espacial para a CEa-V e a CEa-H. Conforme apresentado anteriormente, tal similaridade é devida a presença de maiores valores de umidade do solo nas partes mais baixas do terreno, que por sua vez corroboram para a existência de maior produtividade (Fig. 5a). A maior similaridade entre os atributos analisados ocorre para os mapas temáticos de CEa (Fig. 5b e 5c).

A produtividade da cana-de-açúcar apresentou valores de correlação linear elevados com a CEa (Tabela 3), no entanto, quando analisamos os mapas de variabilidade espacial (Fig. 5), não é possível descrever uma relação clara entre o mapa de produtividade (Fig. 5a) e os mapas de CEa (Fig. 5b e 5c). Nota-se que o mapa de produtividade (Fig. 5a) apresenta na maior parte da área valores de produtividade superiores a 75,54 t ha<sup>-1</sup> que representa a média de produtividade na área,

alcançando valores de até 160 t ha<sup>-1</sup>, coincidindo com zona côncava e com maiores valores de umidade do solo quando comparados às demais zonas, confirmando mais uma vez a relação hídrica da cultura e a sua produtividade (Dantas Neto et al., 2006). Verifica-se que na parte onde a área apresenta sua menor largura (Fig. 5a) e sua maior cota topográfica (Fig. 2) estão localizados os menores valores de produtividade, ocorrendo menores valores de produtividade também na parte superior esquerda do mapa onde ocorrem as menores cotas topográficas, evidenciando que o excesso de humidade também influencia a produtividade de canade-açúcar.



**Fig. 5.** Mapas temáticos de variabilidade espacial para: a) produtividade (t ha<sup>-1</sup>); b) CEa-V (mS m<sup>-1</sup>); c) CEa-H (mS m<sup>-1</sup>)

#### 4.- Conclusões

Foram encontrados elevados valores de correlação entre a produtividade e a CEa do solo medida por indução eletromagnética. A forma do relevo demonstrou-se como fator limitante para o aumento da relação entre a produtividade e a CEa. O semivariograma escalonado não foi eficiente para confirmar a relação espacial entre os atributos em estudo. Os mapas de variabilidade espacial apresentaram padrão similar para a produtividade e a CEa-V e a CEa-H. A condutividade elétrica medida por indução eletromagnética demonstrou-se como uma importante ferramenta para a predição da produtividade de cana-de-açúcar.

*Agradecimentos.* Os autores agradecem ao CNPq - Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (Brasil) e a FACEPE – Fundação de Amparo à Ciência e Tecnologia do Estado de Pernambuco (Brasil) pelo apoio financeiro por meio de bolsa DCR – Desenvolvimento Científico Regional, e financiamento do projeto.

## 5.- Bibliografia

- Brasil. Ministério da Agricultura. Departamento Nacional de Pesquisa Agropecuária. Divisão de Pesquisa Pedológica, 1972. Levantamento exploratório-reconhecimento de solos do Estado de Pernambuco. Recife, 2v. DNPEA. Boletim Técnico, 26; SUDENE-DRN. Série Pedologia, 14.
- Brasil. Ministério da Agricultura. Escritório de Pesquisas e Experimentação. Equipe de Pedologia e Fertilidade do Solo, 1969. *Levantamento detalhado dos solos da Estação Experimental de Itapirema.* Rio de Janeiro, Boletim Técnico, 12, 84.
- Camargo, O.A., A.C. Moniz, J.A. Jorge, e J.M.A.S. Valadares, 1986. Métodos de análise química, mineralógica e física de solos do Instituto Agronômico de Campinas. Campinas: Instituto Agronômico, Boletim técnico, 106, 94.
- Cambardella, C.A., T.B. Mooman, J.M. Novak, T.B. Parkin, D.L. Karlem, R.F. Turvo, e A.E. Konopa, 1994. Field scale variability of soil properties in central Iowa soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 47, 1501-1511.
- Conab-Companhia Brasileira de Abastecimento, 2012. Acompanhamento da safra brasileira Cana-de-açúcar safra 2012/2013 – Terceiro Levantamento Dezembro/2012. http://www.conab.gov.br/OlalaCMS/uploads/arquivos/12\_12\_12\_10\_3 4\_43\_boletim\_cana\_portugues\_12\_2012.pdf. [consulta: 27 de março de 2013].
- Dantas Neto, J., J.L.C. Figueiredo, C.H.A. Farias, H.M. Azevedo, e C.A.V Azevedo, 2006. Resposta da cana-de-açúcar, primeira soca, a níveis de irrigação e adubação de cobertura. *Rev. bras. eng. agríc. ambient.* 10, 283-288.
- Embrapa. Centro Nacional de Pesquisa de Solos (Rio de Janeiro, RJ), 1997. *Manual de métodos de análise de solo*. 2.ed. Rio de Janeiro, Documentos, 1, 212.
- Embrapa Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Centro Nacional de Pesquisa de Solos, 2006. Sistema brasileiro de classificação de solos. Rio de Janeiro: Embrapa, 306.
- Gheller, A.C.A., L.L. Menezes, S. Matsuoka, Y. Masuda, H.P. Hoffmann, H. Arizono, H., e A.A.F. Garcia, 1999. Manual de método alternativo para medição da produção de cana-de-açúcar. Araras: UFSCar, CCA, DBV. 7.
- Huth, N.I., e Poulton, P.L., 2007. An electromagnetic induction method for monitoring variation in soil moisture in agroforestry systems. *Aust. J. Soil Res.* 45, 63–72.
- Kühn, J., A. Brenning, M. Wehrhan, S. Koszinski, M. Sommer, 2008. Interpretation of electrical conductivity patterns by soil properties and geological maps for precision agriculture. *Precision Agriculture*. doi: 10.1007/s11119-008-9103-z.
- Lall, S., 2002. Globalization and development: perspectives for emerging nations. Prepared for the BNDES 50th Annivesary Seminar. Rio de Janeiro, Brazil.
- Lesch, S.M., D.L. Corwin, D.L., e D.A. Robinson, 2005. Apparent soil electrical conductivity mapping as an agricultural management tool in arid zone soils. *Computers and Electronics in Agriculture*, 46: 351-378.
- McNeill, J.D., 1980. Electrical conductivity of soils and rocks. Technical Note, TN-5, Geonics Ltda, Ontario, 22.
- Siqueira, G.M., J. Dafonte Dafonte, e A. Paz González, 2009. Estimación de la textura y contenido de agua en el suelo a partir de datos de conductividad eléctrica utilizando geoestadística multivariante. *Estudios de la Zona No Saturada del Suelo. IX*, 228-235.
- Sudduth, K.A., N.R. Kitchen, e W.J. Wiebold, 2005. Relating apparent

electrical conductivity to soil properties across the north-central USA. Computers and Eletronics in Agriculture, 43: 263-283.

- Vieira, S. R., 2000. Geoestatística em estudos de variabilidade espacial do solo, en *Tópicos em Ciência do solo*, ed. Novais, R.F., Alvarez, V.H., Schaefer, G.R., Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. 1, 1-54.
- Vieira, S.R., Hatfield, J.L., Nielsen, D.R., e Biggar, J.W., 1983. Geoestatitical theory and application to variability of some agronomical properties. Hilgardia, 51(3): 1-75.
- Vieira, S.R., Millete, J., Topp, G.C., e Reynolds, W.D., 2002. Handbook for geoestatistical analysis of variability in soil and climate data, en *Tópicos em Ciência do Solo*, ed. Alvarez, V.V.H., Schaefer, C.E.G.R., Barros, N.F., Mello, J.W.V., Costa, J.M., Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. 2, 1-45.
- Warrick, A.W., e Nielsen, D. R. Spatial variability of soil physical properties in the field, en *Applications of soil physics*, Hillel, D., New York, Academic Press. 319-344.
# EVALUACIÓN DE DISTINTOS NIVELES DE HUMEDAD DEL SUELO Y AGUA SALINA SOBRE LA DINÁMICA RADICAL DE PLANTAS DE MIRTO EN UNA FORMACIÓN EN SETO

J. Ochoa<sup>1</sup>, R. Valdés<sup>1</sup>, J. Miralles<sup>1</sup>, M.J. Sánchez Blanco<sup>2,3</sup> y S. Bañón<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup>Departamento Producción Vegetal, Universidad Politécnica de Cartagena, Paseo Alfonso XIII, 48 30203 Cartagena. e-mail: <u>jesus.ochoa@upct.es</u>, web: www.upct.es

<sup>2</sup>Departamento de Riego, Centro de Edafología y Biología Aplicada del Segura-CSIC, Murcia, Campus Universitario de Murcia 30100, Murcia. e-mail: <u>quechu@cebas.csic.es</u>, web: www.cebas-csic.es.

<sup>3</sup>Unidad Asociada de Horticultura Sostenible en Zonas Áridas, CEBAS-Universidad Politécnica de Cartagena, Cartagena.

**RESUMEN.** El objetivo del presente trabajo fue la evaluación de distintos niveles de humedad del suelo y del riego salino sobre la dinámica radical de plantas de mirto en una formación en seto. Los tratamientos consistieron en el mantenimiento de unos niveles determinados de contenido volumétrico del agua del suelo, mediante sondas EC5 colocadas a 15 y 30 cm de profundidad y conectadas a un programador de riego automatizado. Se fijaron 3 niveles de contenido volumétrico de agua del suelo ( $\theta$  0.28, 0.26 y  $0.24 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ), v se utilizó agua salina de 3 dS m<sup>-1</sup>. El tratamiento control consistió en el riego con agua no salina, procedente del trasvase Tajo-Segura a un contenido volumétrico de agua del suelo de 0.28. Los resultados mostraron el mantenimiento del esquema de riego dentro del intervalo de agua disponible fijado para cada nivel de humedad. También, se observó una reducción significativa de la cantidad de agua aportada cuando se regó con agua salina respecto al riego con agua de buena calidad para el mismo nivel de humedad del suelo (0.28), posiblemente como resultado de un menor consumo de agua de las plantas bajo condiciones salinas. Las plantas crecieron en todos los tratamientos sin daños por salinidad, aunque el crecimiento aéreo y radical resultaron significativamente reducidos conforme el nivel de humedad fue menor.

ABSTRACT. The aim of this study was to assess different levels of volumetric soil water content and saline irrigation on the root dynamics of myrtle plants forming a hedge. Treatments consisted on maintaining specific levels of volumetric soil water content with EC5 probes placed at 15 and 30 cm depth and connected to a automated irrigation programmer. Three levels of volumetric soil water content ( $\theta$  0.28, 0.26 and 0.24 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>) were fixed, and saline water with 3 dS m<sup>-1</sup> was used for irrigation of plants. The control treatment consisted on irrigation with non-saline water, from the Tajo-Segura, at a volumetric soil water content of 0.28. The results showed the maintenance of the irrigation scheme within the range of available water set for each humidity level. Additionally, a significant reduction of the amount of water supplied when irrigated with saline water with respect to irrigation water of good quality to the same level of soil moisture (0.28), possibly as a result of reduced water consumption of the plants under saline conditions. The plants grew in all treatments without damage, but shoot and root growth were significantly reduced as the moisture

level was lower.

### 1.- Introducción

En zonas áridas en las que el agua de buena calidad es escasa, parece incrementarse la atención en la aplicación de aguas salinas o regeneradas con alto contenido de sales, principalmente para el riego de espacios verdes públicos. A pesar de ello, las aguas salinas o regeneradas con alto contenido salino siguen siendo aún un interesante recurso hídrico infrautilizado en los paisajes urbanos (Glenn et al., 2009) y han sido poco estudiados sus efectos sobre especies vegetales de paisaje, y mucho menos sobre elementos tan importantes del paisaje como lo es el seto (Todorova et al., 2004). La alta salinidad del agua de riego puede afectar negativamente el crecimiento y el aspecto de las plantas ornamentales, causando daños en las hojas, como quemaduras o clorosis, con la consiguiente pérdida de calidad de la planta (Bañón et al., 2011). Adicionalmente, las técnicas de manejo y conservación orientadas a favorecer el ahorro hídrico y a la vez a evitar o reducir su posible descarga a masas de agua subterráneas, donde pueden llegar a representar un posible riesgo ambiental (Muschal, 2006), constituyen otro de los aspectos esenciales poco considerados.

El estudio del sistema radical vegetal en condiciones de suelo es bastante difícil y complicado debido a las limitaciones de accesibilidad para su observación. Los minirizotrones, están basados en métodos consistentes en paredes transparentes que permiten la observación de las raíces en el suelo inalterado y de manera no destructiva (Taylor, 1987). Los minirizotrones han sido ampliamente utilizados para el estudio de la dinámica radical de especies herbáceas cultivadas (Machado et al., 2003; Muñoz-Romero et al., 2010; Ahmadi et al., 2011), así como para el estudio de algunas especies frutales (Bernier y Robitaille, 2004; Abrisqueta et al., 2008) y algunas especies de árboles forestales con distinto aprovechamiento (Mainiero y Kazda, 2006; Block et al, 2006; Gaul et al., 2008). Sin embargo, se ha prestado muy poca atención al estudio de la dinámica radical de especies formadoras del paisaje, y particularmente especies arbustivas de uso paisajístico en formaciones tan

representadas en el paisaje como lo es el seto.

Actualmente, es posible monitorizar la humedad del suelo por medio de sensores de contenido volumétrico, los cuales pueden ser utilizados en un sistema de riego localizado para conseguir una mayor precisión en el manejo del riego. El uso de sistemas de riego basados en dichos sensores de humedad del suelo permite mantener un estado hídrico dentro de los límites superior e inferior según el tipo de suelo y cultivo evitando excesos de riego y favoreciendo el ahorro hídrico (Zotarelli et al., 2009).

Por todo lo anterior, el objetivo del este estudio fue la evaluación de distintos niveles de humedad del suelo y riego salino, mediante sensores de humedad del suelo conectados a un programador, sobre la dinámica radical de plantas de mirto en una formación en seto.

### 2.- Materiales y métodos

El estudio fue realizado en la Estación Experimental Agroalimentaria de la Universidad Politécnica de Cartagena. El suelo fue franco arcilloso Haplic Calcisol (W.R.B., 2006) cuyas principales características químicas fueron: pH 8,65; CE<sub>1:2</sub> 0,35 dS m<sup>-1</sup>; nitrógeno total 0,13%; fósforo asimilable 73,22 mg kg<sup>-1</sup>; potasio asimilable 616,77 mg kg<sup>-1</sup>; carbonato cálcico total 249 g kg<sup>-1</sup>, capacidad de intercambio catiónico media-alta y contenido de materia orgánica bajo (1,15 %). La densidad aparente fue de 1,37 g cm<sup>-3</sup>. El contenido volumétrico de agua del suelo a capacidad de campo y punto de marchitez fueron 0,34 y 0,18 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>, respectivamente.

Se cultivaron plantas de *Mirtus communis* con un año de edad procedentes de bandeja forestal y alveolo de 300 ml. El trasplante tuvo lugar el 26 de abril de 2012, y consistió en la realización de setos dobles por cada parcela experimental, con una distancia entre plantas de 0,5 m en la línea y 1 m de separación entre líneas.

Todas las plantas fueron regadas por medio de un sistema de riego por goteo (1 gotero de 4 l h<sup>-1</sup> por planta). Tras el trasplante, y durante aproximadamente 1 mes las plantas fueron regadas con agua no salina al objeto de asegurar el buen arraigo de las plantas. Los tratamientos de riego comenzaron el 4 de junio y se mantuvieron hasta el 8 de octubre de 2012. Estos consistieron en un tratamiento control (T1) en el que las plantas fueron regadas con agua no salina (1,5 dS m<sup>-1</sup>) manteniendo un contenido volumétrico de agua ( $\theta$ ) del suelo de 0,28 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>, un riego con agua salina regado al mismo  $\theta$  que el control (T2), un riego con agua salina regado a un  $\theta$  de 0,26 (T3) y un riego salino regado a un  $\theta$  de 0,24 (T4). En todos los tratamientos de riego salino se utilizó agua de 3 dS m<sup>-1</sup>. Para alcanzar la CE de 3 dS m<sup>-1</sup> se utilizó cloruro de sodio. El riego fue controlado automáticamente según lo descrito por Nemali y van Iersel (2006), usando sondas EC-5 (Decagon Devices, Ltd., Pullman, WA), las cuales midieron el  $\theta$  del suelo a 15 y 30 cm de profundidad en la franja entre goteros y a una distancia de 20 cm de la línea portagoteros. Las sondas fueron conectadas a un CR1000 (Campbell Scientic, Ltd, Logan, UT) programado para la recolección de datos y su

monitorización con el software Loggernet 3.4.1. El  $\theta$  del suelo se obtuvo de las lecturas externas de las sondas (mV) usando una calibración propia ( $\theta$ = 2,8987 \* mV-0,37623; r<sup>2</sup>=0,74) calculada según Valdés et al. (2012). El CR1000 activaba el riego cuando el  $\theta$  a 15 cm de profundidad descendía de los niveles fijados (0,28; 0.26 y 0,24 m<sup>3</sup>m<sup>-3</sup>), produciéndose el evento de riego a la 8 h (T1 y T2), 10 h (T3) y 12 h (T4). En todos los tratamientos, se adicionó al agua de riego nitrato amónico, nitrato potásico y fosfato monopotásico y microelementos, lo que incrementó la CE del agua de riego en 0,5 dS m<sup>-1</sup>. Para mantener el pH entre 6,5-7 se utilizó ácido nítrico al 54 %. Durante todo el experimento se midió el volumen, la CE y pH del agua de riego aportada a la parcela.

La  $ET_C$  del mirto fue estimada mediante el producto de la evapotranspiración de referencia diaria (ETo), según Penman-Monteith (Allen et al., 1998), por el coeficiente de jardín (Kj) según Costello et al. (2000), y adaptando el valor de referencia conforme al porcentaje de la cubierta vegetal. La cantidad total de agua aplicada en todo el periodo experimental, medida con contadores de agua en línea, fue de 136, 106, 108 y 70 mm para T1, T2, T3 y T4, respectivamente.

Los tubos minirizotrones fueron instalados 1 mes antes de la plantación, en la cabeza del seto y a 0,25 m del primer gotero que riega el seto (0,5 m de la primera planta que forma el seto) (Fig. 1), en una de las filas de cada parcela o repetición (16 tubos en total). Los tubos estaban hechos de Plexiglas® transparente con una longitud total de 1,4 m y diámetros exterior e interior de 62,3 y 55,7 mm, respectivamente; cada tubo fue sellado para evitar filtraciones de luz a la zona radicular. Los tubos fueron instalados a 45° usando una máquina hidráulica de extracción de muestras adaptada (Box et al., 1989).



Fig 1. Instalación de los tubos minirizotrones y emisores la parcela experimental. Arriba vista en alzado, abajo vista en planta

La longitud total enterrada de cada tubo fue de 1,0 m, de modo que alcanzó una profundidad total de 0,70 m; el centro de cada tubo fue situado prácticamente debajo del emisor. La parte del tubo que sobresale de la superficie del suelo estaba cubierta con una lámina de plástico negro por el interior y material aislante blanco por el exterior para evitar que la luz entre en el tubo y el tubo se caliente, lo que favorecería la ausencia de raíces cerca del tubo en las capas superficiales del suelo.

Imágenes de las raíces (0,26 m x 0,20 m) fueron capturadas utilizando un escáner de raíces CI-600, que consistía en una cabeza lineal de escáner rotacional y un ordenador portátil. Imágenes en color escaneadas lineales y no distorsionadas capturadas con el sistema fueron analizados utilizando el software de análisis de imágenes por ordenador CI-400CIAS proporcionado con el sistema (WinRHIZO Tron MF, Regent, Quebec, Canada). Las imágenes fueron realizadas el 20 de junio y el 03 de octubre de 2012, y cuatro fotografías por tratamiento fueron hechas. El número, longitud y diámetro de las raíces fueron determinados a 5 profundidades: 0-0,10; 0,10-0,25; 0,25-0,40; 0,40-0,55 y 0,55-0,70 m. La densidad de longitud de raíces (DLR), expresada como la longitud total de raíces por unidad volumen de suelo muestreado, fue calculado aplicando la fórmula de Upchurch y Ritchie (1983).

Para medir la CE y pH del suelo, se extrajeron muestras con una barrena (5 cm diámetro x 15 cm altura), al inicio del ensayo (15 de mayo) y al final (8 de octubre). Las muestras fueron obtenidas en el punto medio entre goteros (25 cm) y a 5 cm de la línea de plantación y en tres puntos equidistantes por cada repetición y a 0-15 y a 15-30 cm de profundidad. Las tres muestras de cada repetición fueron mezcladas en una única muestra. Todas las muestras de suelo fueron aireadas y pasadas por un tamiz de 1 mm de luz. Las medidas de CE y pH estuvieron basadas en el extracto 1:2 a 25°C, y fueron determinadas utilizando un conductivimetro portátil ECTestr11 (Eutech Instruments Pte Ltd, Singapore) y un medidor de pH Oakton pHtestr 30 (Eutech Instruments Pte Ltd, Singapore, Singapore).

La cobertura vegetal y el índice de área foliar (LAI) fueron medidos al inicio del periodo experimental (4 de junio de 2012) y al final del mismo (8 de octubre de 2012). La cobertura vegetal consistió en la medida de la anchura de las plantas formadoras del seto en dos ejes perpendiculares para 6 plantas por repetición (24 plantas por tratamiento). El volumen de cobertura vegetal se obtuvo multiplicando la cobertura vegetal por la altura del seto. El índice de área foliar fue medido con un LAI-2200 (LI-COR Biosciences, Lincoln, NE, USA) acorde con el método establecido para formaciones vegetales en seto.

El análisis estadístico fue con un ANOVA simple (Statgraphics Plus 5.1). Las medias de los tratamientos fueron separadas con la Prueba de Rango Múltiple de LSD  $(p \le 0.05)$ .

### 3.- Resultados

Después de un periodo de 38 días tras el trasplante, la fase

de establecimiento de las plantas estuvo caracterizada por la aplicación de un volumen de riego total de 14,86 mm para todos los tratamientos, repartido en 6 eventos de riego. Tras el riego de establecimiento los tratamientos de riego y salinidad fueron iniciados. Los cambios en el  $\theta$  del agua del suelo para las profundidades de 0-15 y 15-30 cm durante el periodo de estudio se muestran en la Fig. 2.



**Fig. 2.** Evolución del contenido volumétrico del agua en el suelo para el periodo experimental. Línea roja indica el límite inferior de contenido volumétrico de agua del suelo fijado para cada tratamiento

El  $\theta$  del suelo en los 15 primeros centímetros se mantuvo a niveles muy próximos a los valores programados y a veces por debajo de los mismos como consecuencia del horario de riego. En el tratamiento T1 los riegos fueron más frecuentes porque el consumo de agua fue más rápido, lo que resultó en un escaso desplazamiento vertical del agua en el suelo y un escaso drenaje. El tratamiento T2 regó un 21,6 % menos que el control (T1), mientras T3 regó un 21,1 % menos que T1. Adicionalmente, T2 mostró un importante movimiento vertical del agua en el suelo y drenaje, monitorizado por la sonda colocada a 30 cm.

En cualquier caso, todos los tratamientos regados con agua salina redujeron significativamente el número de riegos en comparación con el control (T1). Particularmente, el tratamiento T4 (salino,  $\theta$  de 0,24) aportó un 48,82% menos de agua que el T1. En T4 el  $\theta$  del agua del suelo a 30 cm de profundidad descendió por debajo del nivel de humedad fijado en las sondas, lo que fue indicativo del nulo movimiento vertical del agua en el suelo y nulo drenaje.



**Fig. 3.** Cantidad de riego acumulada, evapotranspiración estimada (ET) y precipitaciones (barras verticales) durante el periodo experimental

La ET acumulada para el periodo de estudio fue de 166,12 mm (Fig.3). Todos los tratamientos se regaron por encima de dicho valor, excepto T4 que recibió una cantidad de agua de riego inferior a la ETc.

La  $CE_{1:2}$  del suelo se incrementó significativamente en todos los tratamientos respecto de los valores iniciales. Este incremento fue más acusado en los tratamientos de riego salino que en T1 (Tabla 1). La  $CE_{1:2}$  del suelo se incrementó significativamente con la profundidad en todos los tratamientos.

La DLR se incrementó significativamente al final del periodo de estudio en todos los tratamientos (Fig. 4), sin embargo la distribución relativa de raíces en el perfil del suelo resultó significativamente diferente entre tratamientos de riego salino y riego control.

**Tabla 1.** Conductividad eléctrica del suelo (CE<sub>1.2</sub> dS m<sup>-1</sup>) y pH al final del periodo experimental. Valores en filas seguidos de la misma letra no son significativamente diferentes para  $p \le 0.05$ , según el test LSD

Darámatra	Draf (am)	Tratamiento					
Parametro	P101. (cm) -	T1	T2	T3	T4		
CE1:2 (dS m	<sup>1</sup> )						
	0-20	0,38 a	0,50 b	0,47 b	0,47 b		
	20-40	0,53 a	0,83 b	0,77 b	0,74 b		
pН							
	0-20	7,82	8,25	8,24	8,34		
	20-40	7,70	7,48	7,47	7,47		

El crecimiento radical de T1 tuvo lugar especialmente a la profundidad de 0-0,25 m. En T2, las raíces se distribuyeron de manera más regular en el perfil del suelo, y ligeramente mayor DLR media que T1. La mayor DLR en T2 estuvo entre 0,10-0,25 m y entre 0,40-0,70 m, pero a 70 cm los valores de DLR fueron muy superiores al resto de tratamientos. En T3, el mayor crecimiento radical se presentó a la profundidad de 0,10-0,40 m. El crecimiento radical de T4 resultó bastante más reducido que en el resto de tratamientos, con una mayor DLR entre 0,25-0,40 m.



**Fig. 4.** Perfiles de Densidad de Longitud de Raíces (DLR) al inicio (línea continua) y al final (línea discontinua) del periodo experimental. Barras horizontales en los símbolos indican el error estándar de la media (n=4)

Los valores medios de longitud radical en el perfil de suelo (Fig.5) reveló que los tratamientos aplicados solo afectaron a las raíces más finas (< 0,5 mm), siendo los valores más bajos los del tratamiento T4 ( $\theta$  0,24, salino).



Fig. 5. Valores de longitud radical para cada categoría de diámetro en mirto en cada tratamiento al final del periodo experimental. Líneas verticales en las barras indican el error estándar de la media (n=4). En cada grupo de barras, letras diferentes indican diferencias significativas para p  $\leq$  0,05, según el test LSD

Todas las plantas incrementaron la cobertura vegetal, volumen de cobertura vegetal y LAI durante el periodo experimental (Tabla 2). Al final del periodo experimental, la cobertura vegetal de T4 fue un 51,35 % menor que la de T1, mientras el volumen de cobertura vegetal de T4 fue un 65,38 % menor que el de T1 y el LAI de T4 fue un 23,8 % menor que T1. Ninguno de los tratamientos presentó daños foliares por salinidad o por estrés hídrico.

**Tabla 2.** Características del crecimiento aéreo de las plantas de mirto al final del periodo experimental. Valores en columnas seguidos de la misma letra no son significativamente diferentes para  $p \le 0.05$ , según el test LSD

Tratamiento	Cobertura vegetal (m <sup>2</sup> )	Volumen de la cobertura vegetal (m <sup>3</sup> )	LAI
T1 (θ 0,28; control)	0,37 b	0,26 b	3,15 b
T2 (θ 0,28; salino)	0,27 ab	0,15 ab	2,96 ab
T3 (θ 0,26; salino)	0,27 ab	0,16 ab	2,82 ab
T4 (θ 0,24; salino)	0,18 a	0,09 a	2,40 a

# 4.- Discusión

El volumen de agua aplicada fue menor en los tratamientos salinos comparado con el control, por el estrés osmótico de la sal que dificulta la extracción de agua por las plantas (Bañón et al. 2005). Por ello, cuanto más estresante fue el tratamiento menos consumo de agua hubo, como ocurrió con T4 que regó un 48,82 % menos que el control, déficit excesivo se ve en la figura 2 (a 30 cm el nivel de humedad fue bajo). Por el contrario, en T2 y T3 se observó un importante aumento del  $\theta$  del suelo a 30 cm (Fig. 2), probablemente asociado a un menor consumo de agua de las plantas bajo condiciones salinas. Maggio et al. (2004) observaron un incremento del contenido de agua del suelo regado bajo condiciones salinas asociado a un menor consumo hídrico en plantas de tomate. El aumento de la

estuvo acompañado de humedad un importante incremento de la CE<sub>1:2</sub> en todo el perfil, más acusado a la mayor profundidad. En T2 la CE se incrementó en algo más de un 40 % con respecto al valor inicial, mientras en T3 el incremento fue de aproximadamente el 30 % (Tabla 1). Wang et al. (2011) observaron un movimiento vertical de sales importante (drenaje) y una importante acumulación de sales en capas más profundas bajo condiciones de riego frecuente, a la vez que observaron un aumento de la CE del suelo conforme el potencial mátrico fue menor. En este experimento, la CE medida a 30 cm se incrementó al final del experimento en todos los tratamientos salinos, aunque lo hizo en menor medida conforme el umbral de  $\theta$  del agua del suelo fue menor.

El riego con agua salina redujo considerablemente el crecimiento radicular (reducción en DLR) en comparación con el control, haciéndolo de forma más acusada conforme el umbral de  $\theta$  del suelo fue menor. La DLR total al final del experimento resultó un 33,9 y un 65,2 % menor que el control en T3 y T4, respectivamente, localizándose el sistema radical del mirto a mayor profundidad para los tratamientos de menor  $\theta$  del suelo (Fig. 4).

Los perfiles del suelo representados en la Fig. 4, muestran una ausencia importante de raíces en la capa más superficial del suelo. Este resultado está en consonancia con los obtenidos por diversos autores (Upchurch y Ritchie, 1983; Franco y Abrisqueta, 1997), lo que indica una probable subestimación de las medidas de distribución radical en la capa más superficial (0-0,10 m de profundidad) del suelo que podría explicarse por la posición relativa del tubo minirizotron con relación al emisor y la parte central de la planta, que en este caso estuvo a 0,50 m (Fig. 1). Adicionalmente, también pudo contribuir la rápida desecación de los primeros centímetros del suelo entre riegos.

La mayor proporción del sistema radical del mirto correspondió a las raíces con diámetro inferior a 0,5 mm (Fig. 5), las cuales son las más activas en la absorción de agua y nutrientes. Un mayor porcentaje de raíces finas, capaces de penetrar en los poros del suelo más pequeños, presumiblemente optimiza las capacidades de exploración del sistema de raíces en su conjunto, y puede tener un papel importante en la supervivencia de las plantas frente a factores edáficos adversos (Koike et al. 2003). En general, la proporción de raíces más finas disminuyó conforme lo hizo el umbral de  $\theta$  del suelo que activaba el riego. Similares resultados fueron observados por Gaul et al. (2008) en abeto rojo sometido a diferentes niveles de sequía.

Por otro lado, ha sido observado que el estrés hídrico estimula el crecimiento radical a mayor profundidad (Burkart et al. 2004). No fue esto lo observado en este experimento, siendo el tratamiento salino, que mantuvo el mayor nivel de humedad (T2), el que propició el mayor crecimiento radical. Esto sugiere que la reducción del  $\theta$  del suelo tuvo mayor influencia sobre el crecimiento radicular que la salinidad, probablemente debido al manejo del riego mediante sensores de humedad y a la

tolerancia del mirto al riego con agua salina. Lo anterior se refuerza por la ausencia de síntomas de daño por salinidad a nivel foliar.

Los efectos del estrés hídrico y salino sobre la reducción del crecimiento aéreo de diversas especies ornamentales es bien conocido (Cheng et al. 2009; Franco et al. 2010). En este experimento, los valores de cobertura vegetal y LAI de T4 fueron los menores (Tabla 2), mientras las plantas de T1 tendieron a crecer más e incrementaron en mayor proporción los parámetros medidos.

#### 5.- Conclusiones

El uso de sondas de humedad del suelo conectadas a un autómata ha permitido un control efectivo de los niveles de humedad fijados en el experimento, lo que demuestra su efectividad en el control de la humedad del suelo, permitiendo un mayor control del riego y, por tanto, una mayor eficiencia del mismo para unas condiciones determinadas.

Adicionalmente, los mayores valores de DLR fueron registrados en las plantas regadas a mayor  $\theta$  del agua del suelo, tanto con agua de buena calidad como bajo condiciones de riego salino, y en comparación con el resto de tratamientos. Bajo estas condiciones se recomienda regar según las premisas del tratamiento T2 dado que ha mostrado un cierto lavado de sales y un mayor crecimiento radical en todo el perfil del suelo, presentando las plantas condiciones similares de crecimiento y LAI que el control, aunque desde el punto de vista ambiental podría presentar algunas dudas.

*Agradecimientos*. Agradecemos la ayuda financiera recibida por el Ministerio de Economía y Competitividad y el FEDER, a través de los proyectos (AGL2011-30022-C02-1 y AGL2011-30022-C02-2).

#### 6.- Bibliografía

- Abrisqueta, J.M., O. Mounzer, S. Álvarez, W. Conejero, Y. García-Orellana, L.M. Tapia, J. Vera, I. Abrisqueta, y M.C. Ruiz-Sánchez, 2008. Root dynamics of peach trees submitted to partial rootzone drying and continuous deficit irrigation. *Agric. Water Manage*. 95, 959-967.
- Ahmadi, S.H., F. Plauborg, M.N. Andersen, A.R. Sepaskhah, C.R. Jensen, y S. Hansen, 2011. Effects of irrigation strategies and soils on field grown potatoes: Root distribution. *Agric. Water Manage.* 98, 1280– 1290.
- Allen, R.G., L.S. Pereira, D. Raes, y M. Smith, 1998. Crop evapotranspiration-guidelines for computing crop water requirements. In: Irrigation and Drainage, vol. 56, FAO, Roma.
- Bañón, S., J.A. Fernández, J. Ochoa, y M.J. Sánchez-Blanco, 2005. Paclobutrazol as an aid to reduce some effects of salt stress in oleander seedlings. *Europ. J. Hort. Sci.* 70, 43-49.
- Bañón S., J. Miralles, J.A. Franco, J. Ochoa y M.J. Sánchez-Blanco. 2011. Effects of diluted and pure treated wastewater on the growth, physiological status and visual quality of potted lantana and polygala plants. *Sci Hortic.* 129, 869-876.
- Bernier, P.Y., y G Robitaille, 2004. A plane intersect methods for estimating fine root productivity of trees from minirhizotrons images. *Plant Soil.* 265, 165-173.
- Block, R.M.A., K.C.J. Van Rees y J.D. Knight, 2006. A review of fine root dynamics in *Populus* plantations. *Agroforestry Systems*. 67, 73–84.
- Box, J.E., A.J.M. Smucker, y J.T.Ritchie, 1989. Minirhizotron installation techniques for investigating root responses to drought and oxygen stress. Soil Sci. Soc. Am. J. 53, 115–118.

- Burkart, S., R. Manderscheid, y H.J. Weigel, 2004. Interactive effects of elevated atmospheric CO<sub>2</sub>-concentratrions and plant available soil water content on canopy evapotranspiration and conductance of spring wheat. *Eur. J. Agron.* 21, 401–417.
- Chen, M., Y. Kang, S. Wan, y S. Liu, 2009. Drip irrigation with saline water for oleic sunflower (*Helianthus annuus* L.). Agric. Water Manage. 96, 1766–1772.
- Costello, L.R., N.P. Matheny, y J.R Clark, 2000. A Guide to Estimating Irrigation Water Needs of Landscape Plantings in California. University of California Cooperative Extension, California Department of Water Resources, USA.
- Franco, J.A., y J.M. Abrisqueta. 1997. A comparison between minirhizotron and soil coring methods of estimating root distribution in young almond trees under trickle irrigation. J. Hortic. Sci. 72, 797– 805.
- Franco, J.A., J. J. Martínez-Sánchez, J. A. Fernández, S. Bañón, J. Ochoa, y M. J. Vicente. 2010. Nursery pre-conditioning of plants for revegetation, gardening and landscaping in semi-arid environments *Technology and Knowledge Transfer e-Bulletin.* 2, 1-5.
- Gaul, D., D. Hertel, W. Borken, E. Matzner, y C. Leuschner, 2008. Effects of experimental drought on the fine root system of mature Norway spruce. *Forest Ecol. Manage*. 256, 1151-1159.
- Glenn, E.P., C. McKeon, V.Gerhart, P.L. Nagler, F. Jordan, y J. Artiola. 2009. Deficit irrigation of a landscape halophyte for reuse of saline waste water in a desert city. *Landscape and Urban Planning.* 89, 57-64.
- Koike, T., M. Kitao, A.M. Quoreshi, y Y. Matsuura, 2003. Growth characteristics of root-shoot relations of three birch seedlings raised under different water regimes. *Plant Soil.* 255, 303-310.
- Machado, R.M.A., M. Rosario, y G. Oliveira. 2003. Comparison of tomato root distribution by minirhizotron and destructive sampling. *Plant Soil*. 255, 375–385.
- Maggio, A., S. De Pascale, G. Angelino, C. Ruggiero, y G. Barbieri, 2004. Physiological response of tomato to saline irrigation in longterm salinized soils. *Europ. J. Agronomy*. 21, 149–159.
- Mainiero, R., y M. Kazda. 2006. Depth-related fine root dynamics of *Fagus sylvatica* during exceptional drought. *Forest Ecol. Manage*. 237, 135-142.
- Muñoz-Romero, V., J. Benítez-Vega, L. López-Bellido, y R. J. López-Bellido, 2010. Monitoring wheat root development in a rainfed vertisol: Tillage effect. *Eur. J. Agron. 33*, 182–187.
- Muschal, M., 2006. Assessment of risk to aquatic biota from elevated salinity—a case study from the Hunter River, Australia. J. Environ. Manage. 79, 266–278.
- Nemali, K.S., y M.W. van Iersel, 2006. An automated system for controlling drought stress and irrigation in potted plants. *Sci. Hort.* 110, 292-297.
- Taylor, H.M., 1987. Minirhizotron Observation Tubes: Methods and Applications for Measuring Rhizosfere Dynamics. Spec. Publ. 50. American Society of Agronomy, Madison, WI, 143.
- Todorova, A., S. Asakawa, y T. Aikoh., 2004. Preferences for and attitudes towards street flowers and trees in Sapporo, Japan. *Landscape* and Urban Planning. 69, 403–416.
- Upchurch, D.R. y J.T. Ritchie, 1983. Root observation using a video recording system in mini-rhizotrons. Agron. J. 75, 1009–1015.
- Valdés, R., J. Miralles, J., Ochoa, J.A. Franco, M.J. Sánchez-Blanco, y S. Bañón. 2012. Prueba de sondas para medir conductividad y humedad del sustrato en maceta en condiciones salinas. XI Simposio Hispano-Portugués de Relaciones Hídricas en las Plantas. Actas. 222-225.
- Wang, R., Y. Kang, S. Wan, W. Hu, S. Liu, y S. Liu, 2011. Salt distribution and the growth of cotton under different drip irrigation regimes in a saline area. *Agric. Water Manage.* (en prensa).
- W.R.B. 2006. World reference base for soil resources 2006. World Soil Resources Reports, 103. FAO, Rome.
- Zotarelli, L., M.D. Dukes, y R. Muñoz-Carpena. 2009. Soil water distribution and nitrate leaching of drip irrigation controlled by soil moisture sensors, en: Actas de las VII Jornadas sobre Investigación de la Zona no Saturada del Suelo, Barcelona.

# EVALUACIÓN PRELIMINAR DE LOS EFECTOS DEL RIEGO CON AGUA REGENERADA EN EL PARQUE JOAQUÍN GARRIGUES WALKER DE MADRID

S. Martínez Pérez<sup>1</sup>, L. Martínez de Baroja<sup>1</sup>, R. Bienes Allas<sup>2</sup>; C. Encinas<sup>3</sup> y A. Sastre Merlín<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geología, Universidad de Alcalá. 28871 Alcalá de Henares (Madrid). e-mail: <u>silvia.martinez@uah.es</u>, <u>antonio.sastre@uah.es</u>

<sup>2</sup>Instituto Madrileño de Investigación, Desarrollo Rural, Agrario y alimentario IMIDRA Apdo. 127. 28800 Alcalá de Henares (Madrid). e-mail: <u>ramón.bienes@madrid.org</u>

<sup>3</sup>IMESAPI SA. Dpto de Medio Ambiente; Avda. Ramón y Cajal. nº109. 28043 Madrid. e-mail: <u>cencinas@imesapi.es</u>

**RESUMEN.** El Parque Garrigues Walker es el último incorporado al riego con aguas regeneradas en Madrid, para evaluar los efectos desde el "instante cero". Se ha instalado una red de control y se ha efectuado una campaña de muestreo "testigo" de suelo, agua del suelo y vegetación antes de iniciarse el nuevo riego.

Tras la primera campaña de riego con agua regenerada se observa un incremento de mineralización del agua del suelo, principalmente cloruros y sodio. Menos significativo en suelo, donde incrementa más el sodio. En la vegetación herbácea, se ha producido un incremento en macronutrientes y micronutrientes, y una media del 69% en productividad en la pradera regada con agua regenerada respecto a la regada con agua de la red urbana, debido al notable contenido en nutrientes de este agua. Las especies arbustivas y arbóreas muestran un incremento en la concentración de sodio, pero no en cloruros.

**ABSTRACT.** The Garrigues Walker Park is the last one of Madrid that has been irrigated with regenerated water to evaluate the effects from the "zero instant". We have installed a control network and we have made a sampling campaign of soil, soil water and vegetation before the start of the new irrigation.

After the first year of reclaimed water irrigation we have observed an increase of mineralization of soil water, mainly chlorides and sodium. Less significant of soil where further increases sodium. In the herbaceous, there has been an increase in macronutrients and micronutrients, and an average of 69% in productivity in irrigated with reclaimed water prairie regarding irrigated with water from the urban network, due to significant nutrient content of the water . Tree and shrub species show an increase in the concentration of sodium, but not chloride.

# 1.- Introducción

En la Comunidad de Madrid la reutilización de agua residual depurada constituye un componente esencial de la gestión integral de los recursos hídricos contribuyendo así al aumento neto de los mismos. Un número importante de los parques urbanos de la ciudad de Madrid se vienen regando con aguas regeneradas desde 2002, con el fin de liberar un considerable volumen de agua para asegurar el abastecimiento humano. Desde 2009 un grupo de investigadores de la Universidad de Alcalá, venimos realizando -en colaboración con la empresa IMESAPI, SA y el área de Patrimonio Verde del Ayuntamiento de Madrid- un seguimiento sistemático de los efectos del uso para riego de las aguas regeneradas en los parques, tanto en agua del suelo, como en los suelos, y en la vegetación.

Pero el uso de aguas regeneradas puede provocar diversos efectos sobre el suelo y las especies vegetales. La utilización del agua regenerada en la agricultura aumenta el nivel general de la fertilidad del suelo, pero también las concentraciones de metales pesados y la tasa de infección por patógenos (Palacios, 2009). En los terrenos agrícolas regados durante décadas con aguas regeneradas se han podido comprobar efectos desfavorables en el suelo relacionados con la acumulación de sales en los horizontes superficiales, especialmente en los climas más secos (Walker, 2008).

El agua regenerada empleada para el riego de los parques de Madrid presenta una calidad adecuada para este fin de acuerdo con los estándares aceptados comúnmente (Mujeriego, 2008; Balairón, 2002), aunque su carácter clorurado sódico y el incremento de conductividad con respecto al agua de la red urbana puede tener efectos no deseados sobre el suelo y la vegetación. Los suelos regados con tales aguas presentan mayor conductividad eléctrica y concentraciones más elevadas tanto de cloruros como de sulfatos respecto a los regados con agua potable. Las aguas recogidas en la zona no saturada muestran valores de conductividad superiores en las parcelas regadas con agua regenerada que en la regada con agua de la red urbana (Sastre et al., 2011).

Recientemente, se ha incorporado a los regados con aguas regeneradas el Parque Garrigues Walker, lo que brinda la posibilidad de evaluar los efectos del riego con este tipo de agua desde el "instante cero", disponiendo para ello de "muestras testigo" de agua del suelo, suelo y vegetación antes del inicio del mismo. Se presenta la red de control y los primeros resultados, registrados tras finalizar la primera campaña de riego con aguas regeneradas en este parque.

### 2.- Material y métodos

### 2.1.- Área de estudio

El estudio se está realizando en el parque Garrigues Walker (PGW) de Madrid, situado en las inmediaciones del parque Forestal de Entrevías. Este parque se está regando con aguas regeneradas desde el año 2012 y en él se ha planteado la experiencia disponiendo de una "parcela testigo", que permanecerá regada con agua de la red urbana durante todo el seguimiento y, otra, controlada y regada con aguas regeneradas. Y ello con el fin de analizar de forma comparativa los efectos -tanto sobre el suelo como sobre la vegetación- del riego con agua regenerada frente al agua de la red urbana que se venía utilizando hasta entonces,

El estudio se está llevando a cabo en dos parcelas a las que hemos denominado PGW RU y PGW AR (parcela "control" regada con agua de la red urbana, con una superficie de 415  $m^2$  - y parcela "experimental" regada con agua regenerada cuya superficie es de 382 m<sup>2</sup>-, respectivamente) (figura 1).



Fig. 1. Localización de las parcelas experimentales y red de control

### 2.2.- Red de control

Desde agosto de 2011 hasta la actualidad se ha realizado un seguimiento de los efectos del riego con agua regenerada en el parque, tras haber instalado la red de control que se muestra en la figura 1 y que consta de los siguientes elementos:

Muestreo de agua: además de la toma de muestras de agua de riego tanto de la red urbana como regenerada, se ha instalado un conjunto de tres baterías de tomamuestras Eijkelkamp de 6 cm de diámetro y longitud variable en cada una de las parcelas PGW RU y PGW AR, ubicados a 0.15, 0.30 y 0.60 m de profundidad desde la superficie del suelo. Mediante una bomba de vacío manual se ha aplicado un vacío de 70 cbar en cada uno de ellos, para después recoger el agua con una botella tomamuestras.

Muestreo de suelos: Se han seleccionado tres puntos en cada una de las parcelas PGW RU y PGW AR próximos a la ubicación de los tomamuestras anteriormente citados. Para cada parcela y profundidad se ha recogido una muestra compuesta mediante una barrena Eijkelkamp de 6 cm de diámetro, suma de las obtenidas en los tres puntos de cada parcela (fig. 1). De este modo, se han obtenido diez muestras -cinco por parcela-, correspondientes a las profundidades 0-0,05 m, 0,05-0,20m, 0,20-0,40 m, 0,40-0,60 m y 0,60-0,80 m.

Muestreo de vegetación: En ambas parcelas se ha muestreado la pradera –tanto para evaluar la cantidad de hierba segada como para analizar los macro y microelementos-. Asimismo, se han recogido muestras foliares de una especie arbórea -(*Cedrus atlantica*)- y de dos especies arbustivas -fotinia (*Photinia sp.*) y lauroceraso (*Prunus laurocerasus*)-, en este último caso sólo de la parcela PGW AR, por no haberlas en la PGW RU.

#### 2.3.- Muestreo

Se han efectuado tres campañas de muestreo de aguas, en mayo, julio y octubre (momentos anterior, intermedio y final del riego, respectivamente).

Asimismo, se han efectuado tres campañas de muestreo de suelos: una en agosto de 2011 –muestreo "cero" o de control-, con el fin de disponer del estado previo al comienzo del riego con agua regenerada en ambas parcelas y, otras dos en marzo y octubre de 2012, monitoreando el instante previo y el final, respectivamente, de la campaña de riego con agua regenerada.

En cada campaña de muestreo se han recogido, por parcela, tres muestras de agua-mezcla de las recogidas en los tres puntos a las profundidades indicadas en el apartado 2.2-, tres muestras de suelo, seis de pradera y una muestra foliar de cada una de las especies arbustiva y arbórea. Todas las muestras se han analizado en los Laboratorios AGRAMA, determinándose en cada tipo los parámetros que se indican en la Tabla 1.

En el muestreo "cero" se han caracterizado los suelos – todos ellos artificiales por pertenecer a jardines públicos de nueva creación-, determinándose la textura, el porcentaje de materia orgánica, la capacidad de intercambio catiónico y los cationes de cambio, entre otros.

Finalmente, se ha pesado la hierba recogida en las doce siegas que se han efectuado desde marzo a diciembre de 2012.

En las muestras de agua la conductividad se ha determinado por conductrimetría; el pH, bicarbonatos, carbonatos, cloruros y amonio por potenciometría; el cobre y zinc (total y disuelto), calcio, magnesio, potasio, sodio, hierro y manganeso disueltos por espectrofotometría de absorción atómica de llama; y los nitritos, sílice, fosfatos, nitratos, sulfatos y boro, por espectrofotometría ultravioleta-visible.

En las muestras de pasta saturada del suelo la conductividad se ha determinado por conductrimetría; el pH, bicarbonatos, cloruros por potenciometría; el calcio, magnesio, potasio, sodio por espectrofotometría de absorción atómica de llama; y el boro, fosfatos, sulfatos y nitratos por espectrofotometría ultravioleta-visible.

En las muestras de vegetación los cloruros se han determinado por potenciometría; el calcio, magnesio,

cobre, hierro, manganeso y zinc por espectrofotometría de absorción atómica de llama; el potasio y el sodio por espectrofotometría de emisión atómica de llama; el fósforo y el boro por espectrofotometría ultravioleta-visible. Se ha determinado, asimismo, el nitrógeno Kjeldahl.

**Tabla 1.** Parámetros analizados en muestras de agua\* (mg/l), suelo\* (mg/l) y vegetación\* (mg/k)

Mu	Agua	Suelo	Veget.	
Parámetro	Unidades *		p. sat.	
Bicarbonatos	mg/l	Х	Х	-
Boro	mg/l; mg/kg	х	х	х
Calcio	mg/l; mg/kg	х	х	х
C. Eléctrica	µS/cm	х	х	-
Carbonatos	mg/l	х	-	-
Cloruros	mg/l; mg/kg	х	х	х
Cobre	mg/l; mg/kg	х	-	х
Hierro	mg/l; mg/kg	х	-	х
Fósforo	mg/l; mg/kg	-	-	х
Magnesio	mg/l; mg/kg	х	х	х
Manganeso	mg/l; mg/kg	х	-	х
Nitratos	mg/l	х	х	-
Nitritos	mg/l	х	-	-
Nitrógeno	mg/kg	-	-	х
Ortofosfatos	mg/l	х	х	-
pН		х	х	-
Potasio	mg/l; mg/kg	х	х	х
Silicio	mg/l	х	-	-
Sodio	mg/l; mg/kg	х	х	х
Sulfatos	mg/l	х	х	-
Zinc	mg/l	х	-	х

p.sat: pasta saturada del suelo

### 3.- Resultados

### 3.1.- Agua

El agua regenerada presenta un perfil iónico similar al de la red urbana, pero con un notable incremento en los contenidos iónicos, que conduce a un ascenso notable de la conductividad eléctrica (fig. 2).

En la campaña de primavera en la parcela PGW AR sólo se pudo obtener una muestra de agua del suelo de las nueve que se esperaban, por lo que los resultados de ese muestreo no se han considerado en este trabajo.

Tras la campaña de riego de 2012, se observa que en PGW RU disminuye el contenido iónico y la conductividad eléctrica en las muestras recogidas en verano frente a las de primavera, y aún más en otoño. Ello es consecuente con el lavado que produce el riego con agua de la red urbana, de muy baja mineralización. Por el contrario en las muestras de agua recogidas en la parcela PGW AR se observa un incremento global de mineralización. Este es algo más acusado a mitad de la campaña de riego (verano 2012) que al final de la misma (otoño 2012). Ello estaría relacionado con el riego de esta parcela con el agua regenerada. Este efecto es especialmente significativo para sodio, potasio y cloruro (fig. 2).

3.2.- Suelos

Antes del comienzo del riego con aguas regeneradas, se efectuó un muestreo inicial (o muestreo "cero") en el que, entre otros parámetros se determinaron la textura, la materia orgánica, la capacidad de intercambio catiónico, y los cationes de cambio. En, los suelos recogidos a todas las profundidades en la parcela PGW AR y los recogidos entre 0 y 0,40 m en la parcela PGW RU, resultaron ser franco-arenosos (arenas entre 55 y 65%; limos entre 20 y 27% y arcillas entre 12 y 20%), mientras que los recogidos entre 0,40 y 0,80 m en esta misma parcela, resultaron ser franco-arcillo-arenosos (arenas entre 54 y 56%; limos entre 17 y 21% y arcillas entre 25 y 27%). En la Tabla 2 se presentan los porcentajes de materia orgánica, capacidad de intercambio catiónico y sodio de cambio en las muestras recogidas en ese muestreo inicial. El porcentaje de materia orgánica es relativamente elevado en las muestras más superficiales. La capacidad de intercambio catiónico se sitúa en torno a 20-25 meq/100g, variando la concentración del sodio intercambiable entre 0,18 y 0,29 meq/100g.

Tabla 2. Caracterización inicial del suelo

Parcela	Profundidad (m)	MO (%)	CIC (meq/100g)	Na de cambio (meq/100g)
	0-0,05	7,36	25,0	0,21
DCW	0,05 - 0,20	1,30	23,5	0,23
PGW RU	0,20 - 0,40	0,25	20,9	0,22
	0,40 - 0,60	0,05	24,8	0,25
	0,60 - 0,80	0	25,0	0,29
	0 - 0,05	7,61	23,5	0,26
DCW	0,05 - 0,20	2,57	19,8	0,18
AR	0,20 - 0,40	0,29	19,6	0,18
	0,40 - 0,60	0,01	20,3	0,22
	0,60 - 0,80	0,13	19,3	0,26

MO: materia orgánica. CIC: capacidad de intercambio catiónico

Los datos representados en la figura 3 corresponden a los muestreos de suelo al inicio de la campaña de riego (primavera 2012) y al final de la misma (otoño 2012). En el suelo no se aprecian diferencias tan significativas como en el agua del suelo, aunque al final de la campaña de riego se empieza a atisbar un incipiente incremento en la mineralización en PGW AR con respecto a PGW RU. El ión que más aumenta es el sodio, debido al carácter clorurado sódico del agua regenerada. Este ión podría estar incorporándose al complejo adsorbente del suelo, de acuerdo con los valores de sodio intercambiable obtenidos en otoño de 2012 (entre 0,28 y 0,60 meq/100g) en la parcela PGW AR frente a los valores del muestreo inicial encontrados en esta misma parcela (entre 0,18 y 0,26 meq/100g). Sin embargo, en la parcela PGW RU no se aprecian diferencias entre ambos muestreos (entre 0,21 y 0,29 meq/100g en el muestreo inicial y entre 0,19 y 0,27meq/100g en octubre de 2012).



**Fig. 2.** Diagrama Schoeller - Berkaloff de las muestras de agua de riego (verano de 2012) y agua del suelo

#### 3.3.- Vegetación

3.3.1.- Especies arbóreas y arbustivas

En la figura 4 se representa el contenido foliar de cloruros y sodio en las especies seleccionadas.

Respecto al cloruro la especie arbórea analizada, el cedro, no mostró diferencias significativas entre ambas campañas; sin embargo, ambas especies arbustivas experimentaron un importante decremento en la concentración de cloruro en la campaña de 2012. Este comportamiento a priori parece contradecir los resultados esperados, teniendo en cuenta la mayor concentración de éste en el agua regenerada. Dado que el cloruro es un ión más problemático para especies leñosas perennes que el sodio (Ferguson y Gtattan, 2005), este descenso en la concentración foliar de cloruros es importante de cara al mantenimiento de dichas especies.

El sodio, por el contrario, ha experimentado un incremento en todos los ejemplares analizados, aunque sensiblemente mayor en los ubicados en la parcela PGW AR, llegando a ser entre tres y cinco veces mayor tras esta primera campaña de riego.



Fig. 3. Diagrama Schoeller - Berkaloff de las muestras ESS



Fig. 4. Contenido foliar en cloruros (a) y sodio (b) en las especies arbóreas y arbustivas seleccionadas

## 3.3.2.- Pradera

El peso en kg/ha de herbáceas recogidas en las parcelas PGW RU y PGW AR y el incremento porcentual del peso en AR respecto a RU en cada siega, efectuada desde mayo hasta diciembre de 2012, se muestra en la Tabla 3. Este periodo corresponde a la campaña de riego de dicho año, prolongado hasta bien entrado el otoño.

**Tabla 3.** Peso (kg/ha) de la hierba segada obtenida en PGW RU y PGW AR en las siegas correspondientes a la campaña de riego de 2012 e incremento porcentual registrado en AR con respecto a RU

		Pe	so	Incremento
N°	Fecha	(kg	/ha)	(%)
muestreo	muestreo		DCW AD	PGW AR-
		PGW KU	PGW AR	PGW RU
1	07/05/2012	1845,89	644,50	-186
2	04/06/2012	702,05	984,65	40
3	20/06/2012	746,58	1580,56	111
4	05/07/2012	931,51	2741,69	194
5	17/07/2012	910,96	1115,09	22
6	31/07/2012	794,52	1539,64	93
7	09/10/2012	885,27	2049,87	132
8	28/08/2012	976,03	2560,10	162
9	11/09/2012	657,53	1457,80	121
10	03/10/2012	1143,84	603,58	-90
11	06/11/2012	684,93	2491,05	264
12	18/12/2012	582,19	639,39	9
Suma		10.861,30	18.407.92	69

En ambas parcelas el peso obtenido en las distintas siegas fue muy variable. Excepto en dos de las doce siegas realizadas, el peso fue superior en la parcela regada con aguas regeneradas que en la regada con aguas de la red urbana. El incremento porcentual medio de hierba obtenido en PGW AR con respecto al PGW RU fue del 69%, superando en muchas ocasiones el 100%, es decir, el peso de la hierba segada en esta parcela duplicó -y a veces triplicó- el obtenido en la parcela regada con agua de la red urbana. Esta mayor productividad podría deberse al mayor aporte de nutrientes (nitrógeno y fósforo) que proporciona el agua regenerada.

En la figura 5 se ha representado el valor medio, en kg/ha, de los macronutrientes y micronutrientes de las herbáceas recogidas en las doce siegas en ambas parcelas. Tanto los macronutrientes como los micronutrientes se han visto incrementados en la pradera PGW AR con respecto a la PGW RU. Especialmente significativo es el incremento de nitrógeno y fósforo en lo que respecta a los macronutrientes, algo que se justificaría por las elevadas concentraciones de ambos en el agua regenerada con respecto al agua de la red urbana. En cuanto a los micronutrientes, cabe destacar las elevadas concentraciones de cloruros encontradas en la parcela PGW AR (10756 mg/kg en media) con respecto a la PGW RU (7988 mg/Kg), cuyo incremento podría estar relacionado con el descenso que experimenta la concentración de ese ión en las especies arbóreas y arbustivas. Aunque sólo se poseen datos de un año de riego con agua regenerada y, por tanto, los resultados son muy provisionales, este incremento - como el de todos los macro y micronutrientes - podría estar relacionado, por un lado, con la mayor producción de pradera en PGW AR y, por otro, con una mayor incorporación de cloruro a la pradera cuando el agua presenta mayor concentración de este ión, ya que es un elemento muy móvil, por lo que su disponibilidad para ser tomado por las plantas es elevada (Tarchouna et al, 2010). Téngase en cuenta que, además de haberse detectado una mayor concentración de cloruros en la las muestras de la pradera AR (un 35% más) que en la RU, la producción en la primera es un 69% mayor que en la segunda (Tabla 3), lo que supondría un decremento aún mayor de la disponibilidad de ese ion para el resto de la vegetación.



**Fig. 5.** Valor medio de macronutrientes (a) y micornutrientes (b) de las herbáceas recogidas en las doce siegas realizadas en 2012

### 4.- Conclusiones

La experiencia que se ha puesto en marcha en el Parque Garrigues Walker brinda una interesante oportunidad para evaluar los efectos del riego con agua regenerada en el suelo y la vegetación, por desarrollarse desde el instante "cero" de su aplicación.

Transcurrida la primera campaña de riego con agua regenerada, se observa un incremento en la mineralización del agua del suelo recogida en la parcela PGW AR frente a la recolectada en la PGW RU, especialmente significativa en sodio, potasio y cloruro.

Se percibe, asimismo, un incipiente aumento de la concentración de iones en el suelo de PGW AR con respecto al PGR RU, sobre todo en la concentración de sodio, por incorporación de este ión –cuya concentración en el agua regenerada es notable- al complejo adsorbente.

Tanto los macronutrientes como los micronutrientes se

han visto incrementados en la pradera PGW AR con respecto a la PGW RU, especialmente nitrógeno, potasio y cloruros. En las muestras foliares arbóreas y arbustivas seleccionadas se aprecia un notable incremento de sodio pero no de cloruros, que podría relacionarse con la mayor absorción por parte de la pradera de este último ión cuando se riega con un agua clorurada, como lo es la regenerada.

Se ha observado un incremento medio de un 69% de la productividad de herbáceas en PGW AR con respecto a PGW RU, que podría estar relacionado con el mayor aporte de nutrientes (nitrógeno y fósforo) que proporciona el agua regenerada.

*Agradecimientos*. Este trabajo se ha realizado merced al contrato de investigación UAH 56/2009, establecido entre la Universidad de Alcalá y la firma IMESAPI, SA, empresa concesionaria del Ayuntamiento de Madrid, a través del Departamento de Conservación de Zonas Verdes, para el servicio de conservación de las redes de riego con agua regenerada de los parques y jardines de Madrid. A ambas entidades se les agradece la colaboración prestada así como la autorización a la publicación de este trabajo.

#### 5.- Bibliografía

- Balairón Pérez, L., 2002. Gestión de recursos hídricos. Editado por Universidad Politécnica de Cataluña.
- Ferguson, L., y S.R. Grattan, 2005. How salinity damages citrus: osmotic effects and specific ion toxicities. *HortTechnology*. 15, 95–99.
- Mujeriego Saĥuquillo, R., 1990. Manual práctico de riego con agua residual municipal regenerada. Universidad Politécnica de Cataluña.
- Palacios, M.P. V. Mendoza, J.R. Fernández, F. Rodríguez, M.T. Tejedor, y J.M. Hernández, 2009. Subsurface drip irrigation and reclaimed water quality effects on phosphorus and salinity distribution and forage production. *Agric. Water Manage. 96*, 1659–1666.
- Sastre Merlín, A., S. Martínez Pérez, R. Bienes Allas, C. Carrera Olivares, E. Comesaña, y C. Encinas, 2011. Seguimiento del riego de los parque urbanos de la ciudad de Madrid con agua regenerada: estudio piloto en los parque del Oeste y Emperatriz María de Austria, en: Actas de las XI Jornadas de Investigación de la Zona No Saturada del Suelo, Salamanca (España).
- Tarchouna, L.G., P. Merdy, M. Raynaud, H.R. Pfeifer, y Y. Lucas, 2010. Effects of long-term irrigation with treated wastewater. Part I: Evolution of soil physico-chemical properties. *Appl. Geochem.* 25, 1703–1710.
- Walker, C. y H.S. Lin, 2008. Soil property changes after four decades of wastewater irrigation: A landscape perspective. *Catena*. 73, 63–74.

# DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA HUMEDAD EDÁFICA Y CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA SATURADA SUPERFICIALES EN UN LOTE BAJO SIEMBRA DIRECTA

M. Castiglioni<sup>1</sup>, M. Wilson<sup>2y4</sup>, A. Paz Gonzalez<sup>3</sup>, A. Kemerer<sup>2y4</sup>, C. Sasal<sup>2</sup> y J. Oszust<sup>4</sup>.

<sup>1</sup>Cátedra de Manejo y Conservación de Suelos (FAUBA). Av. San Martín 4453.(1417). Bs.As. Argentina, e-mail: <u>castigli@agro.uba.ar</u>

<sup>2</sup>Grupo Recursos Naturales y Factores abioticos-INTA-EEA Paraná. Ruta 11. Km 12.5. (3100). Oro Verde. Entre Ríos. Argentina. e-mail: <u>mwilson@parana.inta.gov.ar</u>

<sup>3</sup>Facultad de Ciencias UDC, Campus de A Zapateira s/n 15071 La Coruna, Espana, e-mail: <u>tucho@udc.es</u>

<sup>4</sup>Facultad de Ciencias Agropecuarias (UNER). Ruta 11. Km 10. (3100). Oro Verde. E. Ríos. Argentina. e-mail: josedanieloszust@hotmail.com.

**RESUMEN.** El objetivo del trabajo fue analizar, según dos esquemas de muestreo, la dependencia y estructura espacial de la conductividad hidráulica saturada (Kh) y la humedad edáfica (Hum) a dos profundidades (0-5 cm y 5-10 cm), en un lote agrícola con relieve ondulado bajo siembra directa. De acuerdo a lo observado en el presente trabajo no sería relevante tener un conocimiento detallado de la distribución de la Kh dentro del lote, dado que esta propiedad con alta variabilidad no presentó una estructura espacial definida, y a que sus valor medio y coeficiente de variación fue independiente del esquema de muestreo planteado. Hum presentó estructura espacial, la cual estuvo más definida en el estrato más profundo. Sin embargo, dado que el período en el que se realizó el presente estudio Hum estuvo determinada fundamentalmente por el proceso de evaporación, no se encontró una relación significativa entre la distribución de dicha propiedad y el relieve del lote.

**ABSTRACT.** The aim was to analyze dependence and spatial structure of the soil saturated hydraulic conductivity (Kh) and soil moisture (Hum) of to two sampling schemes - at two depths (0-5 cm and 5-10 cm)- in an undulating cropped field under no tillage. A detailed knowledge of the distribution of Kh within the field was not relevant, since this property with high variability showed no spatial structure, and their mean value and coefficient of variation did not change significantly between the sampling schemes proposed. The Hum presented spatial structure, which was more defined in the deeper soil. However, no significant relationship was found between the distribution of Hum and the field topography during the period in which this study was carried out due to evaporation process.

# 1.- Introducción

La complejidad en el abordaje de los problemas que afrontan las ciencias de la tierra está relacionada en cierta medida con la heterogeneidad espacial de la zona vadosa, la que sirve de conducto al flujo de agua y al transporte de solutos en profundidad. Esta interfase actúa como reserva de agua y de nutrientes para las plantas, como así también genera excesos hídricos que son transportados junto con sedimentos y solutos en forma superficial a lo largo del paisaje, hasta llegar a reservorios de agua o vías de escurrimiento (Corwin et al. 2006).

Una importante cantidad de investigaciones sugieren que un alto porcentaje de la variación en el espacio de las propiedades de los suelos ocurre en unos pocos metros, siendo común observar que el 50% de la misma sucede en tan solo un metro de radio (Corwin et al. 2006). Pese a estas consideraciones, en general se minimiza la variabilidad espacial de las propiedades edáficas dentro de las unidades de mapeo por varias razones que incluyen: las limitaciones de la escala elegida, la falta de un apropiado diseño de muestreo y la inadecuada cantidad de datos (Lin et al. 2005).

Grayson y Blosch (2000) resaltan que la variabilidad de las propiedades físicas de un determinado suelo puede ser tan grande o mayor que la encontrada entre suelos distintos. Esto debe tenerse en cuenta cuando se estiman las propiedades hidráulicas requeridas por los diversos modelos hidrológicos distribuidos.

Western y Grayson (2000) utilizaron la información del tipo de suelo presente para determinar los valores de conductividad hidráulica requeridos por un modelo hidrológico, que estimó los contenidos de agua dentro de una cuenca de Australia. Al asumir que dentro de cada unidad de mapeo este parámetro era uniforme, estos investigadores encontraron diferencias entre los patrones de contenidos de agua estimados y medidos a campo. Vertessy et al. (2000), a partir de muchas mediciones de conductividad hidráulica saturada realizadas en La Cuenca (Perú), indicaron que es erróneo asumir uniformidad de este parámetro dentro de cada área correspondiente a igual tipo de suelo y posición topográfica.

Debido al efecto que tiene sobre los procesos hidrológicos, es necesario saber en qué situaciones es útil la incorporación de la variabilidad espacial de las propiedades hidráulicas en los modelos de predicción y cuál es el modo apropiado de incluirla. En este sentido, Merz y Plate (1997) al analizar diferentes eventos de escurrimiento en una cuenca de Alemania, determinaron que la organización de los patrones espaciales de las propiedades edáficas y de la humedad del suelo tiene un efecto dominante sobre el escurrimiento. Estos autores también observaron que el efecto de la variabilidad espacial de dichas propiedades sobre el escurrimiento no era siempre uniforme, ya que dependía en forma significativa del volumen e intensidad de las tormentas ocurridas.

Los estudios de variabilidad deben ser complementados con el análisis de los patrones espaciales de heterogeneidad de las propiedades estudiadas. En este sentido Grayson y Bloschl (2000) mostraron la influencia de la organización espacial de algunos atributos edáficos sobre la escorrentía. En el trabajo de estos autores, dos patrones de déficit de humedad edáfica distintos (uno al azar y otro organizado), que poseían la misma media, varianza y rango de correlación, produjeron muy diferentes respuestas en el escurrimiento para una misma lluvia. Por lo mencionado es importante entender el arreglo espacial de las propiedades hidráulicas para el correcto diseño de estrategias de muestreo, para interpretar los resultados adecuadamente, para elaborar un modelo de la dinámica de una cuenca y para poder predecir su comportamiento hidrológico.

Burrough (1983 a,b) evaluó el grado de influencia de la escala de observación sobre la variabilidad de un número de propiedades del suelo, observando que esta era la que determinaba si la variación espacial era estructural o al azar. Estos dos componentes de la varianza son totalmente dependientes de la escala, ya que al cambiar la misma se puede encontrar variación estructural en lo que previamente se observaba un comportamiento al azar (Sobieraj et al. 2004)

Alesso et al. (2012), trabajando en un lote con una pendiente del 0.7 %, con Argiudoles bajo siembra directa, y con un espaciamiento entre muestras entre 25 y 50 m, no encontraron estructura espacial en la distribución de la densidad aparente (0-10 cm). Estos autores atribuyeron estos resultados a que el intervalo de muestreo utilizado fue demasiado grande como para captar la variación a pequeña escala de dicha propiedad.

El objetivo del trabajo fue analizar, de acuerdo a dos esquemas de muestreo, la dependencia y estructura espacial de la conductividad hidráulica saturada y humedad edáfica a dos profundidades (0-5 cm y 5-10 cm), en un lote agrícola con relieve ondulado bajo siembra directa

### 2.- Material y métodos

Este estudio se llevó a cabo en un lote de 16 ha correspondiente a una microcuenca ubicada dentro de la EEA INTA Paraná (Pcia. de Entre Ríos, Argentina). El suelo es un Argiudol ácuico (Serie Tezanos Pinto), la textura del horizonte superficial (17 cm) es franco limosa, con 334 y 579 g Kg<sup>-1</sup> de arcilla y limo, respectivamente, siendo su uso actual el agrícola bajo siembra directa, con una rotación Maíz–Trigo/Soja. El lote presenta dos laderas con pendientes del 4% (oeste) y 8% (este), que desaguan a un canal central conectado en la parte inferior con un embalse (tajamar) de aproximadamente 1 ha (Fig. 1). Asimismo, se observan en el lote diferentes fases por erosión, correspondientes a la misma serie de suelos.

Luego de la cosecha de maíz (15 de mayo de 2012) se tomaron muestras con cilindro para la determinación en laboratorio de la conductividad hidráulica saturada (Kh), por el método de la carga variable (Klute y Dirksen 1986), y el contenido de humedad gravimétrica (Hum). En la misma fecha se realizaron dos muestreos de cuarenta muestras por profundidad (0-5 cm y 5-10 cm). Los diseños para la obtención de las mismas fueron los siguientes: uno abarcó todo el lote (grilla irregular), con un distanciamiento entre observaciones entre 40 y 60 m, mientras que el restante se realizó sobre la ladera oeste del lote (grilla regular), con un distanciamiento entre muestras de 4 m (Fig. 1).



Fig. 1. Ubicación de los lugares de muestreo y detalle de las curvas de nivel en el lote

En la Fig. 2 se detalla el comportamiento de las precipitaciones y la evapotranspiración potencial (ETP) ocurrida los meses previos al muestreo, donde se puede comprobar que los 45 días anteriores a la toma de muestras fue un período de déficit de lluvias.



**Fig. 2.** Precipitaciones y evapotranspiración potencial (ETP) correspondientes a los meses previos al muestreo

A partir del análisis de varianza, se compararon entre profundidades y entre ambos muestreos los resultados de los parámetros analizados. El estudio de correlación espacial se hizo también por estratos, tomando en cuenta por un lado los resultados del muestreo con mayor distanciamiento (grilla irregular) y por el otro el total de la información obtenida en ambos muestreos (grillas irregular y regular). A partir del análisis de los semivariogramas se determinó el grado de estructura espacial de las propiedades estudiadas. En este sentido se probaron distintos modelos y distanciamientos, seleccionando la combinación de estos que otorgaran un mejor ajuste ( $R^2$ ) de los semivariogramas a los resultados obtenidos. A partir de estos resultados se determinaron los rangos y el grado de dependencia espacial (Cambardellla et al. 1994). Este último parámetro surge a partir de aplicar la siguiente ecuación.

$$RD = \frac{c_0}{(c_0 + c_1)} \times 100 \tag{1}$$

Donde: RD es el grado de dependencia espacial (%); C<sub>1</sub> es la varianza estructural; Co es el efecto pepita que representa la varianza local y que ocurre a escalas de muestreo menores a las del intervalo de muestreo efectuado y Co + C<sub>1</sub> es la varianza total. De acuerdo a lo mencionado por Cambardella et al. (1994), RD  $\leq 25$  % indica que la variable tiene una fuerte dependencia espacial; RD: 25 - 75 % la variable presenta una moderada dependencia espacial y RD  $\geq 75$  % la variable posee una débil estructura espacial.

En el caso de que se observara estructura espacial, se confeccionaron los mapas de distribución de cada variable, aplicando Kriging ordinario. El ajuste de los semivariogramas y la interpolación por kriging se realizaron empleando el programa GS+ v9.0 (Robertson 2008). El análisis de varianza se hizo a partir del programa Infostat (2004).

### 3.- Resultados y discusión

3.1.- Comparación de medias entre profundidades y sistemas de muestreo

En la siguiente Tabla se observan los resultados de Kh y Hum para las dos profundidades analizadas y de acuerdo a los dos esquemas de muestreo realizados.

 Tabla 1. Comparación entre profundidades y grillas de muestreo de los resultados de Kh y Hum

Profundidad	Grilla regular		Grilla irregular		
	Kh Hum		Kh	Hum	
	$(mm h^{-1})$	$(g g^{-1})$	$(mm h^{-1})$	$(g g^{-1})$	
0-5 cm	147,95 a A	0,24 b B	121,41 a A	0,28 a A	
C.V. (%)	95,84	12,37	119,57	22,16	
5-10 cm	51,75 b A	0,25 a B	40,72 b A	0,28 a A	
C.V. (%)	262,74	4,67	223,55	8,95	
¥	1 11 1	11.0	11	( ) 0.05	

Letras minúsculas distintas diferencias estadísticas (p< 0,05) entre profundidades

Letras mayúsculas distintas, diferencias estadísticas (p<0,05) entre grillas

Como se puede observar en la misma, en ambos sistemas de muestreo se pudo comprobar una menor (p < 0,05) Kh en profundidad respecto al estrato superficial. Estos resultados surgen como consecuencia del proceso de densificación del

suelo en profundidad, proceso que es común encontrar bajo este sistema de labranza, dada la falta de remoción del suelo y debido al tránsito de la maquinaria agrícola.

El contenido de agua edáfica de ambos estratos estuvo cercano al valor de capacidad de campo determinado para este suelo  $(0,27 \text{ g g}^{-1})$ , generado a partir del déficit de lluvias de los días previos al muestreo (Fig. 2) y por el efecto de la cobertura del suelo con rastrojos del cultivo anterior, lo cual disminuye la tasa de evaporación del agua edáfica. Respecto a este parámetro, solo se observó una ligera diferencia entre profundidades al considerar la grilla regular.

Al comparar los dos esquemas de muestreo, no se determinaron diferencias estadísticas en la Kh, aunque los valores medios fueron siempre mayores en la grilla regular. Por su parte, el contenido de humedad medio fue mayor (P < 0.05) al tomar en cuenta los resultados de todo independientemente de el lote. la profundidad considerada. Esto se debe a que en esta última situación se incluyeron los valores de este parámetro correspondientes a todos los ambientes del área analizada. Respecto a los coeficientes de variación (CV) determinados para Hum (Tabla 1), estos coinciden con los hallados en otros trabajos realizados bajo climas húmedos y con suelos limosos (Brocca et al. 2007), siendo los mismos muy inferiores a los detallados para Kh. A su vez, y por las mismas razones señaladas previamente, el CV de Hum de ambos estratos fue mayor al aumentar la superficie del área relevada y el espaciamiento entre muestras. Western et al. (2002) mencionan que al aumentar la extensión de la superficie evaluada aumenta la variabilidad, sin embargo dichos autores sostienen que no sucede lo mismo al incrementar el espaciamiento entre muestras. Solo se observó un comportamiento similar al recientemente detallado en el CV de la Kh superficial.

De acuerdo a estos resultados, para obtener un valor medio de Kh aceptable no sería necesario abarcar toda la superficie del lote, dado que tanto los valores medios como su variabilidad no fueron significativamente distintos entre esquemas de muestreo. Contrariamente, los diferentes ambientes presentes en el lote influyeron en el valor medio y en la variabilidad del contenido de humedad, siendo por lo tanto necesario considerar toda el área bajo estudio.

### 3.2.- Análisis geoestadístico

En la Tabla 2 se detallan los resultados del test de normalidad (Shapiro-Wilks) realizado sobre las variables analizadas, considerando los datos provenientes de la grilla irregular y los de ambas grillas en forma conjunta. En los casos que la variable Kh no presentó distribución normal se la transformó utilizando logaritmo natural más cuatro  $(4 + \ln Kh)$  y se testeó la normalidad de la variable transformada.

Como se desprende de su análisis, los resultados de Hum presentaron distribución normal solo en superficie, mientras que Kh en ninguna de las situaciones estudiadas presentó dicho comportamiento. Solamente en el estrato de 5-10 cm y al tomar en cuenta únicamente la información proveniente de la grilla irregular, la transformación de los valores de Kh en 4 + ln Kh se adecuó a una distribución normal.

 Tabla 2. Valor P correspondiente al test de Shapiro-Wilks, realizado sobre

 Hum, Kh y 4 + ln Kh, considerando ambas profundidades de muestreo

	Profundida	nd: 0-5 cm	Profundidad: 5-10 cm		
	Grilla Ambas		Grilla	Ambas	
	irregular	grillas	irregular	grillas	
Kh	< 0,0001	<0,0001	<0,0001	<0,0001	
$4 + \ln Kh$	0,0085	<0,0001	0,1590	0,0109	
Hum	0,3360	0,0624	0,0294	0,0054	

Brocca et al. (2007) mencionan que son contradictorios los resultados encontrados en la bibliografía respecto a la distribución estadística de la humedad superficial del suelo. Mientras algunos autores han determinado que esta es normal (Anctil et al. 2002; Buttafuoco et al. 2005), otros (Loague 1992; Famiglietti et al. 1999) mencionan que dicho comportamiento es dependiente del sistema de muestreo empleado (transecta o cuadrícula) o del contenido promedio de agua edáfica. En el presente trabajo, no hubo diferencias marcadas en el sistema de muestreo ni en el contenido hídrico medio entre profundidades, por lo que el distinto comportamiento en la distribución estadística de Hum obedecería a otras razones.

Al analizar los resultados de los dos muestreos en forma conjunta, se pudo comprobar que en el estrato de 0-5 cm los valores de Hum ajustaron ( $R^2=0,48$ ) a un semivariograma gaussiano (Fig. 3)



Fig. 3. Semivariograma correspondiente a Hum (0-5 cm), considerando ambos muestreos

La fórmula del semivariograma gaussiano utilizada por GS+ es la siguiente:

$$\gamma(h) = C_0 + C \left[ 1 - e^{(-h^2/A_0^2)} \right]$$
(2)

Donde  $\gamma(h)$ : semivarianza para el intervalo de clase h; h: intervalo lag; C<sub>0</sub>: efecto pepita; C: varianza estructural y A<sub>0</sub>: rango.

La interpolación de mayor ajuste (Fig. 4) se logró con 12 vecinos y 200 m de entorno.



Fig. 4. Distribución espacial de Hum (0-5 cm) considerando ambos muestreos

En la Fig. 5 se detalla la relación Hum observada vs. Hum estimada que surge de la interpolación realizada para Hum (0-5 cm).



Fig. 5. Relación entre Hum observada y estimada (0-5 cm), considerando ambos muestreos

A mayor profundidad los valores de dicha propiedad ajustaron también ( $R^2=0,53$ ) a un semivariograma gaussiano (Fig. 6).

La interpolación (Fig. 7) se determinó con 24 vecinos y 200 m de radio de entorno.

En la Fig. 8 se detalla la relación Hum observada vs. Hum estimada que surge de la interpolación realizada para Hum (5-10 cm).



Fig. 6. Semivariograma correspondiente a Hum (5-10 cm), considerando ambos muestreos



Fig. 7. Distribución espacial de Hum (5-10 cm) considerando ambos muestreos



Fig. 8. Relación entre Hum observada y estimada (5-10 cm), considerando ambos muestreos

Al incluir en el análisis únicamente los resultados obtenidos de la grilla irregular, no considerando por lo tanto la variabilidad que ocurre a pequeña escala, se observó que de 0-5 cm Hum no presentó estructura espacial. Sin embargo, la interpolación realizada a partir de considerar la distancia inversa ponderada (Fig. 9), permitió lograr un ajuste de la relación observados vs. estimados ( $R^2 = 0.15$ ). En este caso se aplicó un exponente 2, con 12 vecinos y en un radio de entorno de 200 metros.



Fig. 9. Distribución espacial de Hum (0-5 cm) considerando únicamente la grilla irregular.

De 5 a 10 cm los valores de Hum correspondientes a la grilla irregular ajustaron ( $R^2=0,8$ ) a un semivariograma exponencial (Fig. 10), cuya fórmula de cálculo es:

$$\gamma(h) = C_0 + C \left[ 1 - e^{(-h/A_0)} \right]$$
(3)



Fig. 10. Semivariograma correspondiente a Hum (5-10 cm), considerando únicamente los resultados de la grilla irregular

En este caso, la interpolación se optimizó con 12 vecinos

y 200 m de entorno (Fig. 11).

En la Fig. 12 se detalla la relación Hum observada vs. Hum estimada que surge de la interpolación realizada para Hum (5-10 cm), considerando únicamente la grilla irregular.



Fig. 11. Distribución espacial de Hum (5-10 cm) considerando únicamente la grilla irregular



Fig. 12. Relación entre Hum observada y estimada (5-10 cm), considerando únicamente los resultados de la grilla irregular

En la Tabla 3 se detallan los parámetros del los semivariogramas estimados para Hum, a las dos profundidades de muestreo.

Tabla 3. Parámetros de los distintos semivariogramas estimados para Hum

	Profundidad	Modelo	Efecto	Silla	Rango
	(cm)	Widdeld	pepita	Silla	(m)
Ambas	0-5	gaussiano	0,00089	0,0024	188
grillas	5-10	gaussiano	0,00014	0,00057	178
Grilla irregular	5-10	exponencial	0,00001	0,00055	220

De acuerdo a estos resultados, y al relacionar el efecto pepita con la varianza total, la humedad gravimétrica del estrato más profundo presentó una fuerte estructura espacial, mientras que en superficie esta fue moderada. A su vez, independientemente de la profundidad considerada y del esquema de muestreo analizado, el rango de continuidad espacial para Hum estuvo entre 180 y 220 m. De acuerdo a lo señalado por Brocca et al. (2007), citando a Western y Bloschl (1999), la continuidad espacial de los valores de humedad edáfica superficial puede variar entre 0,7 y 650 m, dependiendo de la escala de muestreo y de la densidad de las observaciones realizadas. Esto implica que la falta de correlación espacial puede deberse en algunos casos, a que el espaciamiento entre observaciones sea mayor al rango de dependencia espacial presente. A su vez, el alcance de esta correlación espacial puede estar influida o no, según las características del área estudiada, por el contenido medio de humedad edáfica (Western et al. 2004). Baroni et al. (2013), trabajando en una cuenca de 10 ha con 880 mm de lluvia anual, pudieron determinar un rango de continuidad espacial de 306 m en el contenido hídrico superficial durante un período seco, mientras que bajo condiciones de mayor humedad el rango fue de 152 m. En dicho trabajo, si bien la variabilidad total no cambió entre períodos (húmedo o seco), el efecto pepita se vio afectado por dichas oscilaciones. A escala de pequeñas cuencas y en relieves ondulados, el contenido de agua superficial edáfico puede variar espacialmente debido a la redistribución lateral del agua, al efecto diferencial de la radiación solar de acuerdo a la orientación de las laderas, a la heterogeneidad de los suelos presentes en la cuenca, o a características relacionadas con variaciones en la vegetación presente (Brocca et al. 2007). Algunos autores han tenido dificultad en identificar un solo factor condicionante, indicando que existe una interacción entre ellos (Baroni et al. (2013). A su vez, la importancia relativa de cada uno de los mismos puede cambiar de acuerdo al estado del sistema estudiado, como por ejemplo el contenido hídrico edáfico. En este sentido, Grayson et al. (1997) definen dos principales condiciones de humedad. Por un lado estarían aquellas situaciones en las cuales el volumen de las precipitaciones excede la evapotranspiración, siendo en estos casos la topografía el factor condicionante de la distribución espacial del contenido de agua en el suelo. El otro extremo sería cuando el proceso de evapotranspiración es el dominante, siendo en estos casos los factores locales (vegetación, suelo) los que regularían la variabilidad del contenido de agua en el suelo. En el primer caso los patrones de humedad se verían mas organizados, mientras que en el segundo serían aleatorios (Grayson y Bloschl 2000).

Las mediciones realizadas en el presente trabajo corresponden a un período sin vegetación viva, con déficit de lluvias respecto a la evapotranspiración potencial, y por lo tanto con suelo en etapa secado, aunque a tasas bajas debido al efecto de la cobertura de rastrojos. Este proceso es más evidente en el estrato superficial, el cual presentó un mayor CV (Tabla 1) y más amplitud entre valores extremos de Hum (Fig. 4 y Fig. 9) respecto a la profundidad de 5 a 10 cm (Fig. 7 y Fig. 11). En este sentido, Baroni et al. (2013) señalan que en climas húmedos o subhúmedos, la variabilidad de la humedad del suelo aumenta con su desecamiento. Por lo tanto, debido a las características climáticas que presentó la etapa previa al muestreo, el patrón de distribución espacial de Hum estuvo menos influenciado por la dirección y concentración de los escurrimientos, no siendo la posición dentro del paisaje un factor determinante en la disposición de este parámetro dentro del lote. Esto se visualiza claramente al contrastar las Figs. 4, 7, 9 y 11 con la Fig. 1, comprobando que independientemente del estrato y sistema de muestreo considerados, el patrón de distribución de humedad estuvo mas vinculado con la orientación de las laderas que por la posición en el relieve. Pese a ello, a mayor profundidad Hum se mostró más estructurada que en superficie, dado que este proceso de desecamiento del suelo fue menos intenso en dicho estrato. Llama a su vez la atención que dados los rangos de dependencia espacial encontrados (Tabla 3), solo se encuentre estructura espacial en la Hum (0-5 cm) al incluir el muestreo con menor distanciamiento. Es probable que dicho resultado se deba fundamentalmente al aumento en el número de observaciones, respecto al considerado al trabajar únicamente con la información de la grilla irregular.

Respecto a la Kh, en ninguno de los casos (profundidad y esquema de muestreo) se observó estructura espacial en los resultados. No obstante esto, a la profundidad de 5-10 cm y considerando los dos muestreos en forma conjunta, se pudo determinar la distribución espacial de 4 + ln Kh (Fig. 13) a partir de la distancia inversa ponderada. De esta manera, aplicando un exponente 2 y considerando 16 vecinos en un entorno de 200 m, se logró un ajuste de la relación observados vs. estimados con un  $R^2=0,2$ .



Fig. 13. Distribución espacial de "4 + ln Kh" (5-10 cm) considerando ambos muestreos

Siqueira et al. (2004) concluyeron que la distribución espacial de la Kh en un suelo bajo siembra directa no era al azar, estando la misma afectada por el relieve del terreno.

Por su parte, Sobieraj et al. (2002) no encontraron en una secuencia topográfica de suelos del Brasil dependencia de la Kh a la variación en las características de los suelos, debido al intenso proceso de bioturbación. Haws et al. (2004) no observaron correlación espacial al analizar la Kh a escala local y a cortas distancias en distintos suelos de Estados Unidos, debido al reducido volumen del soporte sobre el que se hicieron las determinaciones. Estos autores solo encontraron correlación espacial en dicha propiedad al considerar una extensión mayor del área evaluada (escala de paisaje) y tamaños de soporte de por lo menos 20 cm de diámetro. De acuerdo a lo visualizado en la Fig. 6, el patrón de distribución espacial de 4 + ln Kh no se vinculó con el del contenido de agua a esa misma profundidad (Fig. 7 y Fig. 11), como tampoco con el de la distribución del relieve (Fig. 1).

## 4.- Conclusiones

La conductividad hidráulica y la humedad del suelo son dos factores importantes a tener en cuenta en la modelación del escurrimiento en cuencas hidrográficas. De acuerdo a lo observado en el presente trabajo y a escala de lote, no sería relevante tener un conocimiento detallado de la distribución de la Kh dentro del mismo, dado que esta propiedad con alta variabilidad no presentó una estructura espacial definida, y porque su valor medio de coeficiente variación no cambiaron y significativamente al comparar los resultados de todo el lote respecto a lo sucedido en una de sus laderas. Contrariamente, Hum presentó estructura espacial, la cual fue alta en el estrato más profundo. Sin embargo, debido a que el período en el que se realizó el presente estudio la humedad del suelo estuvo determinada fundamentalmente por el proceso de evaporación, no se encontró una relación significativa entre el patrón de distribución de la Hum y el relieve del lote.

*Agradecimientos:* Trabajo financiado por proyectos UBACyT 20020110200270 y PNNAT 1128041.

### 5.- Bibliografía

- Alesso, C. A., M.A. Pilatti, S. C. Imhoff, y M.Grilli, 2012. Variabilidad espacial de atributos químicos y físicos en un suelo de la Pampa llana Santafesina. *Ciencia del Suelo. 30 (1)*, 85-93.
- Anctil, F., R. Mathieu, L.E. Parent, A.A. Viau, M. Sbih, y M. Hessami, 2002. Geostatistics of near-surface moisture in bare cultivated organic soils. J. Hydrol. 260, 20-37.
- Baroni, G., B. Ortuani, A. Facchi, y C. Gandolfi, 2013. The role of vegetation and soil properties on the spatio-temporal variability of the surface soil moisture in a maize-cropped field. *J. Hydrol.* 489, 148-159.
- Brocca L., R. Morbidelli, F. Melone, y T. Moramarco, 2007. Soil moisture spatial variability in experimental areas of central Italy. J. Hydrol. 333, 356-373.
- Burrough, P. A., 1983a. Multiscale sources of spatial variation in soil: I. The application of fractal concepts to nested levels of soil variation. J. Soil Sci. 34, 577-597.
- Burrough, P. A., 1983b. Multiscale sources of spatial variation in soil: II. A non-Brownian fractal model and its application in soil survey. J. Soil

Sci. 34, 599-620.

- Buttafuoco, G., A. Castrignano, E. Busoni, y A.C. Dimase, 2005. Studying the spatial structure evolution of soil water content using multivariate geostatistics. J. Hydrol. 311, 202-218.
- Cambardella, C.A., T.B. Moorman, T.B. Parkin, D.L. Karlen, R.F. Turco, y A.E. Konopka, 1994. Field scale variability of soil properties in Central Iowa soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58, 1501–1511.
- Corwin, D. L., J. Hopmans, y G. H. de Rooij, 2006. From field to landscape-scale vadose zone processes: scale issues, modeling and monitoring. *Vadose Zone J.* 5, 129-139.
- Famiglietti, J.S., J.A. Devereaux, C.A. Laymon, T. Tsegaye, P.R. Houser, T.J. Jackson, S.T. Graham, M. Rodell, y P.J. van Oevelen, 1999. Ground-based investigation of soil moisture variability within remote sensing footprints during the Southern Great Plains 1997 (SGP97) Hydrology Experiment. *Water Resour. Res.* 35, 1839–1851.
- Grayson, R.B., A.W. Western, F.H.S. Chiew, y G. Blöschl, 1997. Preferred states in spatial soil moisture patterns: local and nonlocal controls. *Water Resour. Res.* 33, 2897-2912.
- Grayson, R., y G. Bloschl, 2000. Spatial Processes, Organisation and Patterns, en Spatial Patterns in Catchment Hydrology Observations and Modelling, ed. Grayson R y G. Bloschl. Cambridge Univ. Press. Part 1. 3-16.
- Haws, N.W., B. Liu, C.W. Boast, P.S.C. Rao, E.J. Kladivko, y D.P. Franzmeier, 2004. Spatial Variability and Measurement Scale of Infiltration Rate on an Agricultural Landscape. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 68, 1818-1826
- InfoStat, 2004. *InfoStat versión 2004*. Grupo InfoStat, FCA, Universidad Nacional de Córdoba, Argentina
- Klute, A., y C. Dirksen, 1986. Hydraulic conductivity and diffusivity: Laboratory methods, en *Methods of soil analysis*. Part 1, 2 ed, ed. Klute. Agron. Monogra. 9. ASA and SSSA, Madison, WI, USA. 687-734.
- Loague, K, 1992. Soil water content at R-5, 1, Spatial and temporal variability. J. Hydrol. 139, 233–251.
- Lin, H., J. Bouma, L. P. Wilding, J. L. Richardson, M. Kutilek, y D. R. Nielsen, 2005. Advances in Hydropedolog, en Advances in Agronomy. Elsevier Inc.85,1-88.
- Merz, B., y E. J. Plate, 1997. An analysis of the effects of spatial variability of soil and soil moisture on runoff. *Water Resour. Res.* 33(12), 2909-2922.
- Robertson, G.P., 2008. *GS+: Geostatistics for the Environmental Sciences*. Gamma Design Software, Plainwell, Michigan USA.
- Siqueira, G. M., C.R. Grego, S.R. Vieira, y M.B. Ceddia, 2004. Variabilidad espacial y temporal de la permeabilidad del suelo en el cultivo de triticale en sistemas de siembra directa. XIX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Paraná, Entre Ríos, Argentina.
- Sobieraj, J. A., H. Elsenbeer, R.M. Coelho, y B. Newton, 2002. Spatial variability of soil hydraulic conductivity along a tropical rainforest catena. *Geoderma*. 108, 79-90.
- Sobieraj, J. A., H. Elsenbeer, y G. Cameron, 2004. Scale dependency in spatial paterns of saturated hydraulic conductivity. *Catena*. 55, 49-77.
- Vertessy, R., H. Elsenbeer, Y. Bessard, y A. Lack, 2000. Storm runoff generation at La Cuenca, en *Spatial paterns in catchment hydrology: Observations and modeling*, ed. Grayson R B and G Bloschl. Cambridge University Press, Cambridge, UK. 247-271.
- Western, A., y G. Bloschl, 1999. On the spatial scaling of soil moisture. J. Hydrol. 217, 203–224.
- Western, A. W., y R. B. Grayson, 2000. Soil moisture and runoff processes at Tarrawarra, en *Spatial paterns in catchment hydrology: Observations* and modeling, ed. Grayson R B and G Bloschl. Cambridge University Press, Cambridge, UK. 209-246.
- Western, A.W., R.B. Grayson, y G. Bloschl, 2002. Scaling of soil moisture: A hydrologic perspective. Annu. Rev. Earth. Planet. Sci. 30,149-180.
- Western, A.W., S. Zhou, R.B. Grayson, T.A. McMahon, G. Bloschl, y D.J. Wilson, 2004. Spatial correlation of soil moisture in small catchments and its relationship to dominant spatial hydrological processes. J. Hydrol. 286,113–134.

# EVALUACIÓN DE LA CONTINUIDAD DEL BULBO HÚMEDO EN SISTEMAS DE RIEGO SUBSUPERFICIAL

B.J. Rey, M. Fandiño, E.M. Martínez y J.J. Cancela\*

GI-1716. Proyectos y Planificación. Departamento Ingeniería Agroforestal. Universidad de Santiago de Compostela. Escuela Politécnica Superior. Campus Universitario s/n, 27002, Lugo, España e-mail: javierjose.cancela@usc.es

**RESUMEN**. Los sistemas de riego subsuperficial han ganado importancia en los últimos años, como herramienta para la aplicación de nutrientes. El diseño de estos sistemas se encuentra condicionado por las características del suelo, si bien requiere conocer cuál es la profundidad adecuada de la conducción y la separación entre emisores. El uso del TDR ha sido ampliamente empleado como método para conocer el contenido de agua en el suelo, empleándose en este estudio para la determinación de la evolución temporal en un viñedo en el NO de Galicia, con sistema de riego subsuperficial a 30-40 cm de profundidad y separación de emisores de 1 m. Los resultados muestran que el contenido en la profundidad de 30 cm es menor a 1m de distancia, si bien a 45 y 60 cm se obtienen valores mayores que en el punto del emisor. Se considera por tanto correcta la separación y profundidad establecida.

**ABSTRACT.** Subsurface drip irrigation systems have grown in importance in recent years as a tool for nutrient application. The design of these systems is influenced by the soil characteristics, though it requires to know which is the correct depth of pipes and the distance between emitters. The use of TDR has been widely used as a method to determine the soil water content, so it is used in this research to determine the temporal evolution in a vineyard in NW Galicia, with subsurface drip irrigation system 30-40 cm deep and a distance between emitters of 1 m. The results show that the content in the depth of 30 cm is less than 1m distance, while a 45 to 60 cm is higher than values obtained at the initial point of reference (0 m). It is therefore considered correct the set by these soil characteristics.

### 1.- Introducción

La mayoría de los sistemas de riego por goteo se han instalado en plantaciones permanentes, i.e cultivos frutales y viñedo, siendo su aplicación limitada a cultivos hortícolas (Ayars et al., 1999), debido a su interferencia con las operaciones culturales. La necesidad de utilizar de forma eficiente el agua de riego (Thompson et al., 2009) ha provocado que los sistemas de riego localizado se hayan ido imponiendo. De forma general, destacar entre los sistemas de riego por goteo tanto el aéreo como el subsuperficial. El primero requiere de la instalación y retirada de la conducción al inicio y al final de cada campaña, mientras que el riego subsuperficial precisa enterrar la conducción, lo que supone un coste añadido en la instalación. Diversos autores destacan las ventajas del uso del riego subsuperficial: la eliminación del stress hídrico, capacidad para aplicar agua y nutrientes en la parte más activa de la zona radicular, protección de las líneas de emisores al daño por labores culturales y de manejo, y la capacidad para regar empleando aguas tratadas sin contactar con el ser humano.

La ubicación de los laterales del riego subsuperficial, en relación a la profundidad y anchura de humectación del suelo, es uno de los factores clave para el diseño y manejo de los mismos (Singh et al., 2006), si bien no se han realizado estudios en relación a la distancia entre emisores. Otros autores se han centrado en el estudio de la variabilidad y uniformidad de distribución del agua mediante el sistema de riego subsuperficial y las propiedades del suelo (Gil et al., 2007 y 2008). El conocimiento del frente de avance del agua en el riego por goteo aéreo y subsuperficial, ha sido modelizado por diversos autores (Kandelous et al., 2011; Monjezi et al., 2013) empleando modelos como el HYDRUS 2-D y 3-D. Ben-Gal et al. (2004) han modelizado el comportamiento del riego subsuperficial frente a un sistema alternativo como la instalación del riego subsuperficial en zanjas, cubriendo la tubería con grava (GRAV), obteniendo una menor variabilidad en la distribución de agua en este último sistema, debido a las condiciones cambiantes en el suelo.

La caracterización del bulbo húmedo se puede realizar por diferentes métodos: medición de la humedad o tensión a distintas profundidades del emisor, toma muestras con barrena apreciando al tacto la presencia o ausencia de humedad, complementándose con la realización de zanjas con comprobación visual del bulbo (Pizarro, 1996). Recientemente diversos trabajos se centran en el estudio del tamaño del bulbo húmedo empleando la teoría de Philip (1992) (Palomo et al., 2002), fundamentándose en lecturas obtenidas con tensiómetros, TDR e infiltrómetros.

Desde la derogación de la prohibición de regar en los viñedos con destino a vinos de mesa en el año 1996 (Ley 8/1996), se ha regulado el riego en el viñedo en el Reglamento CE 1493/1999. La obtención de producciones homogéneas en sucesivas campañas se considera objetivo prioritario en viticultura, destacando la necesidad de una adecuada selección del sistema de riego, que permita la obtención de un bulbo húmedo adaptado a los sistemas de plantación y suelos existentes, consecuentemente, a una

gestión eficiente del agua en parcela.

En el caso del viñedo, la implantación de sistemas de riego por goteo subsuperficial presenta una serie de ventajas frente al riego por goteo clásico, principalmente una mejora en la eficiencia del uso del agua, provocado por la reducción de pérdidas por escorrentía, percolación y evaporación (Camp, 1998; Martínez y Reca, 2005), este último aspecto complementado por la elección de un marco de plantación adecuado (Barajas et al., 2006). Su escasa implantación, provoca que existan pocos estudios sobre la distribución del agua en el suelo con estos sistemas (Ben-Gal et al., 2004; Santos et al., 2007), en particular en viñedo (Rey et al., 2010; Fandiño et al., 2012; Dafonte et al., 2013), y para diferentes tipos de suelos.

El objetivo de este estudio es la determinación de la continuidad del bulbo húmedo en un sistema de riego subsuperficial con emisores interlínea distanciados un metro e instalado a 30-40 cm de profundidad en una parcela de *Vitis vinifera* var. Albariño, durante un periodo de cuatro campañas (2009-2012).

### 2.- Material y métodos

El estudio fue realizado en cuatro campañas: 2009 a 2012 en un viñedo comercial de la variedad Albariño localizado en Porto, Salvaterra do Miño, en el "Condado do Tea" en Pontevedra, NO de España (42°3,5'N, 8°32,2'W), subzona incluida en la Denominación de Origen Rías Baixas. El área de estudio presenta un microclima subhúmedo con influencia Atlántica, caracterizado por temperaturas moderadas y elevadas precipitaciones durante los meses de otoño y primavera, encuadrándose según la clasificación de Koppen en la clase Cfb (Peel et al., 2007).

Los datos climáticos han sido tomados de dos estaciones cercanas, Entenza y Meder, para la caracterización de las condiciones meteorológicas de la zona durante el período de estudio, de marzo a septiembre.

El viñedo seleccionado se ubica en terrazas en la margen derecha del río Miño, dispuestas las viñas en filas. La plantación se realizó sobre patrón '19617C', separadas 1,5 m entre cepas y con una distancia entre filas de 3,0 m. La dirección predomínate es Norte-Sur, si bien, dada la disposición de las terrazas siguiendo las curvas de nivel, algunas viñas se orientan en la dirección Noroeste-Sureste. El sistema de conducción empleado es un sistema elevado (1,5 m sobre el suelo), con podas largas y viñas vigorosas, las cuales se disponen en sistema de "semi-parra" inclinado (Hidalgo, 1993) con cuatro alambres y sistema de poda Guyot.

Los suelos de la parcela son arenoso-francos (Cambisoles) con un agua total disponible en los primeros 60 cm del suelo, de 112,8 mm., calculada como la diferencia entre la capacidad de campo y el punto de marchitez permanente medio  $(0,294 \text{ and } 0,106 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ , respectivamente).

El viñedo cuenta con sistema de riego subsuperficial instalado a una profundidad de 30-40 cm, con goteros interlínea de 2 l  $h^{-1}$ , separados 1 m (Fandiño et al., 2009; Silva et al., 2013). La instalación tiene como objetivo

principal la aplicación de nutrientes a la viña, *i.e.* fertirrigación, aplicándose en el estudio dosis de riego anuales comprendidas entre 36 y 59 mm. El análisis de la información meteorológica, refleja una estabilidad en cuanto a temperaturas y humedad relativa, durante el período analizado, si bien para la precipitación se observa un evento extremo, mes de julio de 2009 (Fig. 1), afectando directamente a las mediciones del agua en el suelo, y por tanto al balance hídrico.



**Fig. 1.** Datos climáticos de la zona de estudio: a) 2009, b) 2010, c) 2011 y d) 2012. Precipitación (**C**) y Evapotranspiración de Referencia (ET<sub>o</sub>) (**C**)

Para evaluar la continuidad del bulbo húmedo se han realizado mediciones con un equipo TDR100 (Campbell Scientific – Logan, Utah, USA), gestionado en campo mediante el empleo del software PCTDR, para obtener el contenido volumétrico de agua en el suelo. La ecuación de Topp et al. (1980) (Ec. 1)

$$\theta = -5.3 \times 10 - 2 + 2.92 \times 10 - 2 \varepsilon_{\text{eff}} - 5.5 \times 10 - 4 \varepsilon$$

$$\varepsilon_{\text{eff}}^{2} + 4.3 \times 10 - 6 \varepsilon_{\text{eff}}^{3}$$
(1)

, que relaciona el contenido volumétrico de agua en el suelo ( $\theta$ ) con la medida de la constante dieléctrica del suelo ( $\epsilon_{eff}$ ), fue empleada por tratarse de suelos mayoritariamente arenosos y/o franco-arenosos (Robinson et al., 2003).

El equipo fue empleado durante seis días por año entre los meses de mayo y septiembre, *i.e.*, una medida cada dos semanas aproximadamente.

La Figura 2 recoge el esquema de instalación de medida, con tres pares de varillas, a tres profundidades (30, 45 y 60 cm) y a seis distancias diferentes desde el tronco de la viña (0, 25, 50, 100, 125 y 150 cm), las cuales se conectan al TDR100 mediante un cabezal flexible (Souto et al., 2008). En total se han realizado mediciones en dos ubicaciones diferentes dentro de la misma terraza/bancal, en particular en las filas 1 y 3.



Fig. 2. Esquema de la disposición de los puntos de lectura con TDR. Línea de Riego ( \_ \_ \_ \_ ); Puntos de medición (  $\bullet$  ) y cepas (  $\bigcirc$  )

La ecuación empírica de Topp et al. (1980), resulta lo suficientemente general e independiente de la textura y estructura del suelo, salinidad y temperatura, por lo cual se la denomina ecuación "universal" del contenido volumétrico de agua en el suelo ( $\theta$ ), a partir de la constante dieléctrica del suelo ( $\mathbb{E}_{eff}$ ). En particular la relación  $\theta - \mathbb{E}_{eff}$  propuesta por Topp et al. ha sido una de las claves del amplio uso del TDR para el estudio del suelo, dado que permite realizar determinaciones sin necesidad de una calibración previa del TDR.

### 3.- Resultados

El comportamiento de la evolución del porcentaje del contenido de agua en el suelo se mantiene constante a lo largo de los años de estudio, con la excepción del evento extremo del 2009 (Rey et al., 2010), y la mayor precipitación ocurrida durante el año 2012 (Fig. 3). Los valores mínimos se obtienen a las profundidades de 45 cm (y 30cm para los años 2009 y 2010), mientras que los

valores máximos se obtienen a la profundidad de 30 cm, esta situación es debida a la disposición de la conducción entre los 30-40 cm de profundidad, sólo alterada por la presencia de fuertes lluvias que afectan al balance hídrico del agua en el suelo.

Tabla 1. Variación media del contenido de agua en el suelo (%) respec	to
a las diferentes profundidades, tomando como base las distancias 0 y 10	00
cm. 2009-2012	

Profundidad 30 cm							
Intervalo	2009	2010	2011	2012			
0-25	-	32,6	30,4	21,6			
0-50	-	39,4	34,6	18,2			
0-100	-	34,1	27,4	23,2			
0-125	-	31,7	23,7	13,6			
0-150	-	18,3	8,6	4,0			
100-125	-27,7	-0,4	-4,9	-0,9			
100-150	-53,5	-25,6	-25,6	1,9			
	Profun	didad 45 cm					
Intervalo	2009	2010	2011	2012			
0-25	-	0,5	2,8	4,9			
0-50	-	8,1	21,0	17,9			
0-100	-	-7,4	-17,2	-14,3			
0-125	-	-0,4	-14,8	-15,3			
0-150	-	-6,5	-15,6	-12,0			
100-125	7,8	6,5	2,1	-0,9			
100-150	0,0	0,9	1,3	1,9			
	Profun	didad 60 cm					
Intervalo	2009	2010	2011	2012			
0-25	-	-2,4	-2,4	6,2			
0-50	-	4,9	6,0	12,4			
0-100	-	-2,6	-6,7	-2,3			
0-125	-	6,0	-2,3	-2,5			
0-150	-	-7,4	-16,9	-11,5			
100-125	3,5	4,5	3,8	-0,5			
100-150	-11,7	-9,7	-9,6	-8,7			

Para la profundidad de 30 cm existen diferencias significativas a las distancias consideradas, determinándose el menor contenido para varillas situadas a 1 m del tronco, incrementándose un 28% para la distancia de 1,25 m y un 54% para 1,5 m, en el caso del 2009 (Tabla 1), minimizándose en los años 2010 a 2012. El mayor valor se ha obtenido en el origen, a la distancia de 0 cm. A la profundidad de 45 cm el patrón varía, hasta los 50 cm de distancia el contenido es mayor en origen, aumentando desde un 0,4% hasta un 17% para las distancias entre 100 a 150 cm.

La dinámica observada en las mediciones es similar a la obtenida por Kandelous et al. (2011), si bien estos se centraron en emisores situados a profundidades entre 20 y 30 cm, y distancia entre emisores de 30 a 45 cm en suelos franco arcillosos.



**Fig. 3.** Evolución del contenido de agua en el suelo (%) a 30 cm (\_\_\_\_), 45 cm (\_ \_ \_ ) y 60 cm ( .........) de profundidad (2010-2012). Distancia a la cepa a) 0 cm, b) 25 cm, c) 50 cm, d) 100 cm, e) 125 cm, y f) 150 cm. Fila 1: negro y Fila 3: rojo.

Las variaciones producidas entre los contenidos de agua en el suelo tomando como referencia la distancia de 100 cm no son significativas (< |7,8|). Por último, para las profundidades de 60 cm existe una pequeña variación si tomamos como referencia el origen (0 cm) no superior al (13%) (Tabla 1).

### 4.- Conclusiones

La disposición de los laterales de riego entre 30-40 cm de profundidad es la razón de que desde los 25 cm a los 150 cm de distancia al tronco/emisor nos encontremos con una disponibilidad de agua inferior, reduciéndose el efecto a la distancia de 150 cm. Para los 45 cm de profundidad el emisor de riego interlínea tiene una clara influencia dado que el porcentaje de humedad de agua en el suelo es superior a 1 m frente a mayores distancias, por lo que se concluve que con goteros interlínea a 1 m en un sistema de riego subsuperficial se consigue mantener un bulbo húmedo hasta la distancia de 1 m, aumentando el agua disponible entre los 30 y 45 cm. El comportamiento del agua en la profundidad de 60 cm, hace pensar que el bulbo se extiende a medida que nos alejamos del origen del emisor en profundidad, debido a las características del suelo estudiado, arenoso-franco.

Cabe destacar que los datos expuestos son valores medios de la variación del contenido en el período estudiado, por lo que se debería tener presente la dinámica del agua en el suelo después de eventos de lluvia y riego.

*Agradecimientos*. Al personal técnico y administrativo de la "Bodega Pazo San Mauro", y al "Centro Tecnológico para el Desarrollo Industrial" – Ministerio de Ciencia e Innovación (España). Al Proyecto del Ministerio de Educación y Ciencia (AGL2003-09284-C02-02) por permitir el uso de equipamiento científico. Al programa de Investigación de la Xunta de Galicia, Isabel Barreto 2009.

### 5.- Bibliografía

- Ayars, J.E., C.J. Phene, R.B. Hutmacher, K.R. Davis, R.A. Schoneman, S.S. Vail y R.M. Mead, 1999. Subsurface drip irrigation of row crops: a review of 15 years of research at the Water Management Research Laboratory. *Agric Water Manag.* 42(1), 1–27.
- Barajas, E., J.A. Rubio, C. Arranz y J. Yuste, 2006. Respuesta del potencial hídrico foliar a la variación de la distancia entre cepas. *Vida Rural.* 231, 12-15.
- Ben-Gal, A., N. Lazarovitch y U. Shani, 2004. Subsurface drip irrigation in gravel-fi lled cavities. *Vadose Zone J. 3*, 1407–1413.
- Camp, C.R., 1998. Subsurface drip irrigation: a review. Trans ASAE. 41, 1353–1367.
- Dafonte, J., J.R. Raposo, M. Valcárcel, M. Fandiño, E.M. Martínez, B.J. Rey y J.J. Cancela, 2013. Utilización de la tomografía eléctrica resistiva para estimar el contenido de agua en el suelo en viña bajo diferentes sistemas de riego, En: *Estudios en la Zona no Saturada del Suelo, vol XI* (XI Jornadas de Investigación en la Zona No Saturada del Suelo, Lugo)". AGAIA (ed.). Lugo, España, 57-62.
- Fandiño, M., J.J. Cancela y B.J. Rey, 2009. Water management in vineyards. Using TDR. En: 12th Envirowater Conference, 9 a 11 Noviembre de 2009, Marrakech.
- Fandiño M., J.J Cancela, B.J. Rey, E.M. Martínez, R.G. Rosa y L.S. Pereira, 2012. Using the dual-Kc approach to model evapotranspiration of Albariño vineyards (*Vitis vinifera* L. cv. Albariño) with consideration of active ground cover. *Agr. Water Manage.* 112, 75-87.
- Gil, M., L. Rodríguez-Sinobas, R. Sánchez, L. Juana y A. Losada, 2007.

Efecto del suelo en el caudal del gotero en riego subsuperficial. Determinación de caudales máximos. XXV Congreso Nacional de Riegos, C-24. Pamplona.

- Gil, M., L. Rodríguez-Sinobas, R. Sánchez y A. Losada, 2008. Emitter discharge variability of subsurface drip irrigation in uniform soils: effect on water-application uniformity. *Irrig. Sci.* 26(6), 453-458.
- Hidalgo, L., 1993. Tratado de viticultura general. 983. Ed. Mundi-Prensa, Madrid.
- Kandelous, M.M., J. Šimůnek, M.Th. van Genuchten y K. Malek, 2011. Soil water content distributions between two emitters of a subsurface drip irrigation system. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 75, 488–497.
- Ley 8/1996, de 15 de enero, por la que se adoptan medidas urgentes para reparar los efectos producidos por la sequía. BOE, 17 de enero de 1996.
- Martínez, J. y J. Reca, 2005. Situación actual y perspectivas del riego subterráneo. Vida Rural. 211, 38-42.
- Monjezi, M.S., H. Ebrahimian, A. Liaghat y M.A. Moradi, 2013. Soilwetting front in surface and subsurface drip irrigation. *Proceedings of* the ICE-Water Management, 166 (5), 272-284.
- Palomo, M.J., F. Moreno, J.E. Fernández, A. Díaz-Espejo y I.F. Girón, 2002. Determining wáter consumption in olive orchards using the wáter balance approach. *Agric. Water Manag.* 55, 15-35.
- Peel, M.C., B.L. Finlayson y T.A. McMahon, 2007. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 11, 1633–1644.
- Philip, J.R., 1992. What happens near a quasi-linear point source?. Water Resour. Res. 28, 47–52.
- Pizarro, F., 1996. *Riegos localizados de alta frecuencia*. 3ª edición. Ediciones Mundi-Prensa. Madrid.
- Reglamento (CE) Nº 1493/1999 del Consejo de 17 de mayo de 1999, por el que se establece la organización común del mercado vitivinícola.
- Rey, B.J., M. Fandiño, E.M. Martínez y J.J. Cancela, 2010. Evaluación del Bulbo Húmedo en Riego Subsuperficial en Viñedo. XXVIII Congreso Nacional de Riegos, A-06. León.
- Robinson, D.A., S.B. Jones, J.M. Wraith, D. Or y S.P. Friedman, 2003. A review of advances in dielectric and electrical conductivity measurement in soils using time domain reflectometry. *Vadose Zone J.* 2, 444–475.
- Santos, F.L., P.C. Valverde, A.F. Ramos, J.L. Reis y N.L. Castanheira, 2007. Water use and response of a dry-farmed olive orchard recently converted to irrigation. *Biosyst. Eng.* 98, 102-114.
- Silva, N.R.F., R. Ramon, L.R. Modesto, D.B. Nogueira, E.M. Martínez, M. Fandiño, J.J. Cancela y B.J. Rey, 2013. Rango de presión en emisores de riego en ladera en viñedo. XXXI Congreso Nacional de Riegos, C-17. Orihuela.
- Singh, D.K., T.B.S. Rajput, D.K. Singh, H.S. Sikarwar, R.N. Sahoo y T. Ahmad, 2006. Simulation of soil wetting pattern with subsurface drip irrigation from line source. *Agric. Water Manage*. 83, 130–134.
- Souto, F.J., J. Dafonte y M. Escariz, 2008. Design and air-water calibration of a waveguide connector for TDR measurements of soil electric permittivity in stony soils. *Biosyst. Eng. 101(4)*, 463-471.
- Thompson, T.L., P. Huan-Cheng y L. Yu-yi, 2009. The Potential Contribution of Subsurface Drip Irrigation to Water-Saving Agriculture in the Western USA. *Agr. Sci. China*, 8(7), 850-854.
- Topp, G.C., J.L. Davis y A.P. Annan, 1980. Electromagnetic determination of soil water content: measurement in coaxial transmission lines. *Water Resour. Res.* 16(3), 574–582.

# COMPORTAMIENTO HÍDRICO DE SUSTRATOS EMPLEADOS EN CUBIERTAS AJARDINADAS

N. López-Lopez<sup>1</sup>\*, P. Calaza-Martínez<sup>2</sup>, R.M. Pérez-Alborés<sup>3</sup>, A. López-Fabal<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Escuela Politécnica Superior. Universidad de Santiago de Compostela. Campus universitario s/n. 27002-Lugo. e-mail: adolfo.lopez@usc.es

<sup>2</sup>Malvecin, S.L. Ingeniería del paisaje. Departamento I+D. Avda del Ejército 16, 1°C. 15006-La Coruña. e-mail: calaza@malvecin.es

<sup>3</sup>Maderas Pérez Giménez. Mañufe, s/n. 36388-Gondomar (Pontevedra). e-mail: <u>rosaalbores@hotmail.com</u>

RESUMEN. Se ensayaron 24 sustratos para uso en cubiertas ajardinadas extensivas, obtenidos por mezcla en distintas proporciones de materiales inorgánicos (arcilla expandida molida, arena volcánica, residuo de demolición, perlita y arena de sílice) y orgánicos (corteza de pino compostada, fibra de coco y compost de residuos orgánicos urbanos). Se determinaron propiedades físicas relacionadas con su comportamiento hídrico como porosidad total, máxima capacidad de agua, contenido de aire a pF 1,8 y las densidades en varios estados de humedad. Igualmente se llevó a cabo un ensayo en invernadero, siguiendo la evaporación del agua retenida tras el drenaje hasta la sequedad. Las densidades a máxima capacidad de agua y seca, determinadas en laboratorio, se correlacionaron bien con los estados inicial y final del ensayo de campo. Las distintas mezclas mostraron variabilidad tanto en la cantidad de agua retenida como en la velocidad a la que ésta se agota.

**ABSTRACT.** Twenty-four substrates were tested for use in extensive green roofs, obtained by mixing different proportions of inorganic materials (ground expanded clay, volcanic sand, demolition waste, perlite and silica sand) and organic (composted pine bark, coco fiber and compost of urban organic wastes). They were determined physical properties related to its water behaviour as total porosity, maximum water capacity, air content at pF 1.8 and densities in several states of moisture. A greenhouse test was conducted, following the evaporation of the water retained after drainage to dryness. The apparent density at maximum water capacity and dry were well correlated with the initial and final states of the field trial. The various mixtures showed variability in both the amount of water retained and the rate at which it was lost.

#### 1.- Introducción

Antes de que el desarrollo humano comenzase a modificar los hábitats naturales, el suelo y la vegetación formaban parte de un ecosistema equilibrado en donde se lograba un balance ajustado de precipitación y de energía solar. En las áreas naturales, gran parte del agua de lluvia se infiltra en el suelo o se devuelve a la atmósfera a través de la evapotranspiración, produciéndose una refrigeración que mitiga el exceso de carga solar; pero sin embargo, en las ciudades, la gran cantidad de superfície impermeable (edificios, carreteras, aparcamientos...) dificulta en gran medida este equilibrio natural. Además, debido a dicha expansión urbanística, la necesidad de recuperar el espacio verde es cada vez un aspecto más crítico para poder mantener la calidad del medio ambiente en las ciudades. El establecimiento de material vegetal en las llamadas cubiertas verdes es un muy buen recurso para poder paliar este problema y que además reporta numerosos beneficios ecológicos y económicos entre los que destacan: la mejor gestión de las aguas pluviales, la conservación de la energía, la mejora de la calidad del aire, la mitigación del efecto "isla de calor" o la proporción de un entorno más estético y agradable en las urbes.

Las cubiertas verdes modernas pueden ser clasificadas en "intensivas" o "extensivas" dependiendo del material vegetal utilizado y del planteamiento de su uso. Las cubiertas verdes intensivas reciben este nombre debido a la necesidad de un intenso mantenimiento. Éstas están diseñadas de una forma similar a los jardines dispuestos sobre suelo natural, conteniendo una gran variedad de especies vegetales (Getter et al., 2006; Mentens et al., 2006). Por el contrario, las cubiertas verdes extensivas requieren un mantenimiento mínimo, y como además el espesor de la capa de sustrato es menor, éstas están más orientadas a otro tipo de vegetación más resistente y menos exigente, como especies de porte herbáceo, musgos o especies del género Sedum.

Entre las exigencias que debe cumplir un sustrato para cubiertas verdes extensivas se encuentra el bajo peso, mínima compactabilidad, alta permeabilidad, estructura estable y una actuación excelente a largo plazo (Luckett, 2009; Snodgrass et al., 2010).

Las cubiertas verdes extensivas no deberían contar con medios de cultivo con un elevado contenido en materia orgánica (Snodgrass et al., 2010). Ésta aporta características como retención de agua y capacidad de intercambio catiónico, pero se descompone fácilmente, volumen comprometiendo disminuvendo el У potencialmente el drenaje (Friedrich, 2005). Para la mayoría de los casos, el porcentaje de materia orgánica no debe superar el 20% en volumen para las cubiertas verdes extensivas establecidas a finales del verano o en el otoño y un 10% sería suficiente para cubiertas establecidas en primavera (Snodgrass et al., 2010). Para cuando las plantas se hayan establecido, un sistema de cubierta verde estable y saludable no debería de contener más de un 2-5% de materia orgánica en peso (Beattie et al., 2004).

Entre los materiales inorgánicos más comúnmente

utilizados en cubiertas verdes se incluyen los esquistos, arcilla expandida, pumita volcánica, escorias, trozos de teja rota, arena o arcilla cocida (Luckett 2009; Snodgrass et al., 2006. En cuanto a los materiales orgánicos existe una multitud de posibilidades; por ejemplo compost, turbas, cortezas envejecidas etc. (Lucketk, 2009).

El uso de compost como componente del medio de cultivo en una cubierta verde extensiva se trata de una elección muy factible siempre y cuando provenga de una fuente segura. Entre los materiales usados se incluyen residuos animales compostados y lodos de depuradora, vermicompost y restos de sustratos empleados en el cultivo del champiñón (Snodgrass et al., 2010). Los compost que incluyen lodos de depuradora deben ser usados con precaución, no sólo porque su distribución de partículas tan fina pueda perjudicar la porosidad sino también por poder contener metales pesados y patógenos (Friedrich, 2005).

El objetivo de este trabajo ha sido estudiar el comportamiento hídrico de diferentes mezclas de materiales inorgánicos y orgánicos de cara a su uso como medio de cultivo en cubiertas verdes extensivas, en relación a su capacidad de retención del agua de lluvia y su posterior disponibilidad para la cubierta vegetal. Para ello se compararon las principales características físicas determinadas en laboratorio con su comportamiento en condiciones de servicio.

# 2.- Material

Se elaboraron mezclas de diferentes materiales de naturaleza mineral y orgánica. Se partió de la selección de materiales inorgánicos, dado el requerimiento de que el sustrato final tenga un alto contenido mineral que le confiera estabilidad a largo plazo. Se utilizaron arcilla expandida (arlita) molida (AR), arena volcánica (AV), residuo de demolición (RD) destinado a uso como árido reciclado, perlita (PE) y arena de sílice (AS).

Para completar las mezclas, a los componentes minerales anteriores se le añadieron algunos materiales orgánicos, que tienen la función de contribuir a la retención de agua, aportar CIC y poder tampón, así como nutrientes, al menos durante la fase de establecimiento de la vegetación. Atendiendo al interés del reciclaje de residuos y a la reducción del uso de materiales no renovables todos los componentes orgánicos seleccionados fueron obtenidos a partir de materiales residuales. Por su estabilidad y resistencia a la degradación se decidió usar corteza de pino compostada (P) y fibra de coco (mezcla de turba de coco, fibra y chips) (C). Además se decidió utilizar un compost (Comp) de fracción orgánica de residuos sólidos urbanos (FORSU) como fuente de nutrientes.

Las mezclas se definieron a partir de la fracción en volumen de sus componentes, como quedan reflejadas en la Tabla 1. Los criterios para el diseño de las mezclas fueron:

- cada tratamiento se realizó con un material inorgánico de base, excepto en el caso de la

arena de sílice, que se utiliza únicamente en combinación con perlita,

- la arcilla expandida, la arena volcánica y el residuo de demolición se emplearon en las mezclas al 90, 75 y 60 % (v/v). Por su parte la perlita presenta riesgos de pérdida por viento o lluvia y de degradación física que desaconsejan utilizarlas en proporciones elevadas, por lo que se utilizó sola únicamente al 60 % (v/v) y además al 30 % mezclada con otro 30 % de arena de sílice,
- todas las mezclas incluyeron un 10 % (v/v) de compost de FORSU como aporte moderado de nutrientes que se harán disponibles progresivamente y
- tras la mezcla del material inorgánico con el compost de FORSU, la fracción restante (15 % o 30 %) se cubrió con corteza de pino o coco; además cuando faltaba por cubrir el 30% también se incluye la combinación corteza de pino y coco cada uno al 15%.

**Tabla 1.** Composición (% v/v) de las mezclas ensayadas. AR = arcilla expandida molida 0-4 mm; AV = arena volcánica 0-6 mm; C = coco (turba + fibra + chips); P = compost de corteza de pino 0-8 mm; Comp = compost de FORSU

Mezcla	AR	AV	RD	AS	PE	С	Р	Comp
AR90	90							10
AR75C	75					15		10
AR75P	75						15	10
AR60C	60					30		10
AR60CP	60					15	15	10
AR60P	60						30	10
AV90		90						10
AV75C		75				15		10
AV75P		75					15	10
AV60C		60				30		10
AV60CP		60				15	15	10
AV60P		60					30	10
RD90			90					10
RD75C			75			15		10
RD75P			75				15	10
RD60C			60			30		10
RD60P			60			15	15	10
RD60CP			60				30	10
PE.C					60	30		10
PE.CP					60	15	15	10
PE.P					60		30	10
PE.AS.C				30	30	30		10
PE.AS.CP				30	30	15	15	10
PE.AS.P				30	30		30	10

## 3.- Métodos

#### 3.1.- Caracterización de los materiales y las mezclas

Las principales características físicas relacionadas con el comportamiento hídrico tanto de los materiales de partida como las mezclas, fueron medidos según el protocolo del FLL (2008), conjuntamente con las correspondientes normas UNE-EN referentes a "mejoradores de suelo y sustratos de cultivo".

Siguiendo las indicaciones específicas de la normativa alemana (FLL, 2008), tras introducir una muestra de 2100-2500 mL en un cilindro de base perforada y compactarla golpeándola 6 veces con un martillo proctor (DIN 18127) se obtuvo la densidad aparente en húmedo (Cf). La muestra así compactada se saturó por inmersión en agua durante 24 h y se dejó drenar libremente para obtener el estado de "máxima capacidad de agua", en el que se determina la densidad aparente a la máxima capacidad de agua (pwk). Tras secado de la muestra a 105°C se obtuvo la densidad aparente seca (pt) y por diferencia con la anterior el valor de la máxima capacidad de agua (WKmax).

La retención de humedad a pF 1,8 (6.3 kPa) se determinó en caja de arena (De Boodt et al., 1974). La densidad de partícula (PD) (densidad real) se determinó a partir del contenido de materia orgánica y cenizas (UNE- EN 13041). El volumen de la porosidad total se obtuvo a partir de las densidades de partícula y la aparente seca (UNE-EN 13041).

### 3.2.- Ensayo de evaporación

Para llevar a cabo el ensavo de drenaje y secado se reprodujo la capa de sustrato de una cubierta verde sobre una capa de geotextil y con drenaje libre. Para ello se usaron cajas de poliestireno expandido (Fig. 1) de 48 x 28.5 x 10.5 cm de dimensiones interiores con los bordes laterales cortados en forma de bisel para limitar la entrada de agua de lluvia y dotadas de un orificio inferior de drenaje. En el interior de esas cajas se colocaron 5 soportes cilíndricos de 5 cm de altura sobre los que se apoyó una malla metálica de alambre de 1,4 mm de diámetro y de 2.5 x 2.5 cm de luz, cubierta a su vez por una lámina de geotextil (Terram 700, FosRoc Euco S.A.) compuesto de un núcleo de polipropileno (70 %) y un recubrimiento de polietileno (30 %). Sobre la lámina de geotextil se colocaron 6.84 L de una de las mezclas a ensayar, equivalentes a una capa de 5 cm de espesor. Se llevaron a cabo 3 réplicas por material, que se dispusieron de forma aleatoria en mesas de un invernadero de cristal en Lugo (Fig. 2), en el mes de agosto de 2011



Fig. 1. Esquema de las cajas de poliestireno expandido con el sustrato



Fig. 2. Disposición de las cajas con los distintos sustratos en las mesas del invernadero.

Las muestras fueron regadas abundantemente durante 2 días y tras el último riego se taparon para evitar la evaporación, controlando la pérdida por drenaje pesando a las 2, 6, 12 h, 1, 2, 3 y 4 días. Después de cuatro días el drenaje prácticamente había desaparecido en todas las cajas, por lo que se destaparon y se dejó evaporar el agua, contabilizando el volumen de los drenajes que aún se producían. La fase de evaporación duró 64 días, hasta que el peso de todas las cajas dejó de bajar, lo que indicó el secado al aire del material. La pérdida de peso se controló diariamente los primeros 20 días y luego cada 2-3 días.

#### 4.- Resultados y discusión

## 4.1.- Caracterización de los materiales iniciales.

Las principales características físicas determinadas en laboratorio sobre los materiales base de las mezclas se muestran en la Tabla 2. Los materiales con una porosidad total más elevada fueron la fibra de coco (C), la perlita (PE) y la corteza de pino (P), seguidas del compost de RSU (Comp). La perlita también presenta un alto contenido de aire a máxima capacidad de agua (Wkmax) seguida del residuo de demolición, lo que indica una importante fracción de porosidad muy gruesa y que se puede relacionar con una permeabilidad muy alta. La arena de sílice (AS) fue el material más pesado seguido de la arena volcánica (AV), del árido reciclado (RD) y luego de la arlita (AR), como así demuestran cualquiera de los dos parámetros de densidad aparente.

El contenido de humedad a "máxima capacidad de agua" es más alto en los materiales orgánicos que en minerales, siendo la corteza de pino compostada (P) la de mayor retención. Entre los productos de naturaleza mineral la arcilla expandida (AR) es la que más retiene y el residuo de demolición (RD) el que menos. Por su parte la diferencia entre la porosidad total y el aire a pF 1.8 representa el agua retenida a esa succión, que es la reserva de agua a un plazo más largo. Esta fue mayor en la corteza de pino y el compost de residuos, seguidos de la fibra de coco y la arcilla expandida; mientras que los demás materiales inorgánicos presentaron valores bastante más bajos.

**Tabla 2.** Caracterización de los principales parámetros físicos determinados en los materiales de partida: media y desviación típica (entre paréntesis); comparación con los valores de referencia de la FLL (2008). PT = porosidad total (%v/v), Wkmax = máxima capacidad de agua (%v/v); aire a Wkmax = contenido de aire a máxima capacidad de agua (%v/v); aire a pF 1.8 = contenido de aire (%v/v) bajo succión de 6.3 kPa;  $\rho t$  = densidad aparente seca (g/cm<sup>3</sup>), Cf = densidad en húmedo (g/cm<sup>3</sup>);  $\rho wk$  =

densidad a maxima capacidad de agua (g/cm <sup>2</sup> ).								
	PT	Wkmax	Aire a	Aire a	ρt	Cf	ρwk	
			Wkmax	pF 1.8				
AR	67.47	45.02	22.46	49.21	0.86	0.93	1.31	
	(1.58)	(2.11)	(3.48)	(5.21)	(0.04)	(0.03)	(0.06)	
AV	48.32	39.35	8.97	36.04	1.37	1.47	1.76	
	(1.8)	(4.11)	(2.93)	(0.82)	(0.05)	(0.01)	(0.03)	
RD	57.18	20.54	36.64	44.27	1.12	1.29	1.33	
	(0.42)	(1.11)	(1.38)	(1.17)	(0.01)	(0.02)	(0.02)	
PE	93.45	35.34	58.11	76.7	0.17	0.38	0.53	
	(0.34)	(0.33)	(0.02)	(0.42)	(0.01)	(0.02)	(0.01)	
AS	37.93	30.21	7.72	21.14	1.64	1.71	1.95	
	(3.39)	(2.08)	(2.67)	(1.89)	(0.09)	(0.08)	(0.08)	
Р	71.9	54.45	17.45	50.33	0.45	0.73	0.99	
	(10.51)	(0.17)	(9.11)	(2.77)	(0.17)	(0.03)	(0.03)	
С	75.19	58.24	24.83	69.51	0.4	0.56	0.88	
	(5.17)	(0.18)	(1.32)	(2.11)	(0.08)	(0.03)	(0.05)	
Comp	62.24	45.64	16.6	43.71	0.72	0.84	1.18	
	(1.23)	(0.02)	(0.77)	(0.71)	(0.02)	(0.06)	(0.01)	
FLL		35-65	$\geq 10$	$\geq 20$				

En relación a las características deseables según el criterio de la FLL (2008), la capacidad de retención de agua del residuo de demolición resultó insuficiente (<35%); mientras que las arenas volcánica y de sílice presentaron una aireación algo escasa a máxima capacidad de agua (Wkmax) lo que indica menor capacidad de drenaje y mayor posibilidad de encharcamiento.

# 4.2.- Caracterización de las mezclas.

En la Tabla 3 se muestran los valores de los parámetros físicos definidos encontrados en las diferentes mezclas ensayadas. Todas las mezclas a base de arcilla expandida (AR) presentaron buenas propiedades y concretamente cumplieron todos los criterios marcados por la FLL (2008), resultando por tanto un material muy adecuado y versátil para este uso. En general todas las mezclas presentaron una densidad aparente baja, que se redujo ligeramente al aumentar la proporción de orgánicos. La porosidad fue elevada y a máxima capacidad de agua presentaron buena retención de humedad pero también suficiente aireación. A pF 1.8 la aireación fue buena e incluso alta; en ese estado retuvo entre un 25-30 % de humedad, más cuanto mayor proporción de orgánicos, pero que nunca fue inferior a la registrada en mezclas a partir de otros materiales.

En general la adición de componentes orgánicos y sobre todo fibra de coco a las mezclas de arlita hizo aumentar la porosidad total y la máxima capacidad de agua, disminuyendo el aire disponible en estas condiciones, pero sin llegar nunca a ser limitante. Se podría decir entonces que los materiales orgánicos, y sobre todo la fibra de coco, confirieron a las mezclas de arlita un ligero incremento de la porosidad, pero sobre todo una redistribución de tal porosidad.

Las mezclas formuladas a base de arena volcánica (AV) mostraron una densidad relativamente elevada que se redujo ligeramente en las de mayor contenido orgánico, sobre todo cuando se le añadió fibra de coco. La porosidad fue sólo moderada, aumentando en las de mayor fracción orgánica. La retención de agua a máxima capacidad de agua fue buena, comparable a la de otras mezclas, lo que junto a la limitada porosidad dio lugar a que la aireación a máxima capacidad de agua (aire a WKmax) resultó inferior al valor óptimo de 10 %(v/v), exceptuando la mezcla AV60 P cuyo contenido en aire a WKmax fue suficiente. Esta circunstancia de las mezclas, que reproducen la limitación que ya presentaba el material de partida, puede resultar sin duda limitante, impidiendo un rápido drenaje en condiciones de elevada precipitación y en consecuencia favoreciendo el encharcamiento y el sobrepeso en la cubierta. Igualmente al material de partida, la aireación a pF 1,8 no resultó limitante sino buena. Una posible solución sería la utilización de arena volcánica de mayor granulometría, que aumentaría la porosidad total y sobre todo la fracción más gruesa.

En las mezclas formuladas a base de residuo de demolición (RD) el tamaño de partícula del material de partida en general confirió a las mezclas un bajo valor de máxima capacidad de agua (WKmax), limitación que se ve atenuada con la adición de componentes orgánicos. La máxima capacidad de agua en las mezclas al 90 %v/v resultó insuficiente respecto del criterio FLL. Por todo lo anterior el uso del árido reciclado aquí ensayado debería limitarse a mezclas con las mayores proporciones de materiales orgánicos.

Por su parte en las mezclas formuladas a partir de perlita (PE) hubo diferencias claras entre las que la incluyeron como único componente mineral al 60 %v/v de aquellas en las que se hizo la sustitución parcial de la misma por arena de sílice (AS). Las que tuvieron sólo perlita, independientemente del material orgánico que la acompañó, presentaron una densidad muy baja y una porosidad muy elevada, que las distinguieron de todas las demás mezclas ensayadas. La elevada porosidad les permitió, además, presentar valores significativamente altos simultáneamente de agua y de aire en situación de máxima capacidad de agua. Igualmente los valores de aireación a pF 1.8 fueron los mayores registrados y al tiempo también los más altos de aire que más alto presentaron elevada capacidad máxima de agua.

La sustitución parcial de la perlita por la arena de sílice (mezclas PE.AS) hizo que se atenuaran los valores extremos de los anteriores parámetros llevándolos a rangos más parecidos a los de otras mezclas: aumentó la densidad, se redujo la porosidad total, la máxima capacidad de agua y la aireación en los dos puntos considerados.

**Tabla 3.** Caracterización de los principales parámetros físicos determinados en las mezclas: media y desviación típica (entre paréntesis); comparación con los valores de referencia de la FLL (2008). PT = porosidad total (%v/v), Wkmax = máxima capacidad de agua (%v/v); aire a Wkmax = contenido de aire a máxima capacidad de agua (%v/v); aire a pF 1.8 = contenido de aire (%v/v) bajo succión de 6.3 kPa; pt = densidad aparente seca (g/cm<sup>3</sup>), Cf = densidad en húmedo (g/cm<sup>3</sup>); pwk = densidad a máxima capacidad de agua (g/cm<sup>3</sup>).

	PT	Wkmax	Aire a Wkmax	Aire a pF 1.8	ρt	Cf	pwk
AR90	69.42	45.77	23.65	49.02	0.79	0.87	1.25
	(2.03)	(3.65)	(5.65)	(0.80)	(0.05)	(0.03)	(0.09)
AR75C	73.66	44.86	28.80	50.07	0.67	0.73	1.12
	(2.07)	(1.24)	(0.88)	(1.33)	(0.05)	(0.06)	(0.04)
AR75P	71.47	46.08	25.39	50.02	0.71	0.82	1.17
	(1.35)	(8.04)	(6.74)	(2.63)	(0.03)	(0.06)	(0.05)
AR60C	79.23	59.61	19.62	52.98	0.52	0.61	1.12
	(0.32)	(0.61)	(0.4)	(1.77)	(0.01)	(0.01)	(0.00)
AR60CP	76.70	58.28	20.81	49.57	0.57	0.63	1.23
	(4.15)	(3.75)	(4.14)	(2.88)	(0.1)	(0.05)	(0.24)
AR60P	71.01	45.54	25.47	46.63	0.70	0.89	1.15
	(0.36)	(1.65)	(1.95)	(0.54)	(0.01)	(0.05)	(0.02)
AV90	51.79	48.83	3.10	34.46	1.26	1.28	1.75
	(0.70)	(2.07)	(2.45)	(1.45)	(0.02)	(0.16)	(0.02)
AV75C	60.83	56.39	3.82	37.93	1.02	1.25	1.58
	(3.34)	(2.09)	(0.89)	(5.88)	(0.09)	(0.07)	(0.07)
AV75P	56.41	45.19	9.12	36.30	1.12	1.39	1.57
	(1.74)	(5.87)	(2.78)	(1.18)	(0.04)	(0.04)	(0.01)
AV60C	64.10	57.48	6.30	44.11	0.92	1.09	1.49
	(0.66)	(0.13)	(0.76)	(1.86)	(0.02)	(0.02)	(0.02)
AV60CP	63.48	54.89	8.92	43.56	0.92	1.07	1.47
	(0.81)	(0.33)	(0.4)	(2.99)	(0.02)	(0.02)	(0.02)
AV60P	61.09	48.95	13.29	37.94	0.97	1.14	1.46
	(1.99)	(1.13)	(1.19)	(0.91)	(0.05)	(0.06)	(0.05)
RD90	55.53	26.89	28.64	39.14	1.15	1.27	1.42
	(0.89)	(0.28)	(0.68)	(2.47)	(0.02)	(0.02)	(0.02)
RD75C	58.07	39.10	18.97	40.93	1.08	1.26	1.47
	(1.13)	(1.46)	(1.78)	(0.48)	(0.03)	(0.03)	(0.03)
RD75P	59.22	39.28	19.94	36.15	1.04	1.27	1.43
	(2.98)	(5.06)	(2.22)	(1.10)	(0.08)	(0.01)	(0.03)
RD60C	58.18	43.01	15.17	46.53	1.06	1.24	1.49
	(3.56)	(3.81)	(3.65)	(0.73)	(0.09)	(0.09)	(0.08)
RD60CP	59.58	41.69	17.89	41.26	0.99	1.23	1.41
	(2.7)	(4.89)	(2.23)	(0.39)	(0.07)	(0.05)	(0.02)
RD60P	61.69	44.44	17.26	39.29	0.96	1.18	1.40
	(0.63)	(3.01)	(3.52)	(0.39)	(0.02)	(0.01)	(0.04)
PE.C	89.82	59.46	38.10	67.42	0.17	0.26	0.74
	(4.69)	(3.57)	(5.38)	(3.27)	(0.01)	(0.03)	(0.01)
PE.CP	88.89	62.09	34.21	63.54	0.21	0.36	0.80
	(2.53)	(1.47)	(9.00)	(3.65)	(0.01)	(0.06)	(0.06)
PE.P	88.16	56.56	31.94	64.70	0.23	0.43	0.79
	(0.17)	(2.99)	(3.58)	(1.92)	(0.01)	(0.09)	(0.04)
PE.AS.C	69.26	39.85	29.41	49.49	0.78	0.89	1.18
	(0.26)	(1.35)	(1.60)	(0.61)	(0.01)	(0.00)	(0.02)
PE.AS.CP	71.69	52.16	19.53	47.63	0.70	0.90	1.22
	(2.1)	(0.98)	(1.48)	(3.45)	(0.05)	(0.05)	(0.04)
PE.AS.P	67.82	47.91	22.98	48.12	0.81	0.97	1.24
	(3.13)	(3.00)	(4.53)	(2.28)	(0.08)	(0.09)	(0.05)
FLL		35-65	$\geq 10$	$\geq 20$			

Sin embargo no se perdieron de todo las características de la perlita, ya que las mezclas con perlita y arena de sílice fueron aun moderadamente ligeras y porosas, y sobre todo presentaron buena aireación tanto a máxima capacidad de agua como a pF 1,8. A pesar de las diferencias observadas entre las mezclas de perlita con y sin arena de sílice, todas ellas cumplieron todos los requerimientos físicos de la FLL (2008), puesto que los valores extremos registrados lo fueron en el sentido no limitante.

Aunque presentaron características variadas, en general las mezclas ensayadas respondieron bastante bien a los requerimientos físicos para el uso de sustrato de cubierta verde extensiva, tomando como referencia los criterios de la norma alemana (FLL, 2008). Sólo las formulaciones con elevadas proporciones de arena volcánica presentaron limitaciones de aireación y las alto contenido de residuo de demolición adolecieron de baja retención de agua y excesiva permeabilidad.

Desde el punto de vista físico la inclusión de materiales orgánicos, fibra de coco o corteza de pino, en proporciones crecientes amortiguó los valores extremos que presentaron los materiales inorgánicos de base y permitió superar aquellos que resultaron limitantes. Más allá del aumento más o menos marcado de la máxima capacidad de agua, no se pueden establecer líneas generales del efecto de la adición creciente de fibra de coco o corteza de pino a los diferentes materiales inorgánicos de base, ya que la interacción entre ellos fue diferente y no siempre siguió pautas claras. Esta interacción no predecible entre componentes es frecuente en mezclas para sustratos y es responsable de que no se puedan prever las características físicas de una mezcla a partir de las de sus componentes, lo que obliga a la caracterización de las mismas.

A partir de los valores de las densidades seca (pt) y a máxima capacidad de agua (pwk), se hizo el cálculo de la carga adicional que sobre la estructura de la cubierta supone el sustrato en ese estado de humedad, expresando el peso por unidad de superficie para una capa de sustrato húmeda de 5 cm de espesor, que es el mínimo que se recomienda utilizar (Fig. 3). Dado que no hubo grandes diferencias en la máxima capacidad entre las diferentes mezclas, las diferencias en las cargas se debieron principalmente a la densidad seca de los materiales sólidos utilizados, en las que si hubo distinciones importantes. Sin embargo estas diferencias quedaron atenuadas al considerar también el agua retenida. Las mezclas que contenían arena volcánica son las que impusieron mayores cargas debido a la mayor densidad de ésta. Cuando se utilizó un 90 % de este material inorgánico la carga alcanzó los 90 kg m<sup>-2</sup>, disminuyendo a medida que se aumentó la proporción de materiales orgánicos, pero en todo caso se mantuvo siempre por encima de 75 kg m<sup>-2</sup>. La arlita, con menor densidad aparente seca que la arena volcánica, permitió obtener cargas que rondaron los 60 kg m<sup>-2</sup>. El árido reciclado con un peso seco de material muy similar al de la arena volcánica (75 kg m<sup>-2</sup>) acumuló carga total ligeramente menor debido a la menor capacidad de

retener agua. Además, las distintas mezclas a base de este material prácticamente no presentaron diferencias, ya que el aligeramiento del peso seco debido a la inclusión de materiales orgánicos fue compensado por la mayor retención de humedad a máxima capacidad de agua que éstos también generaron. Por su parte la perlita fue el material más ligero con diferencia, que cuando se utilizó en la mayor proporción de las ensayadas (60 %) permitió que la carga bajase incluso de los 40 kg m<sup>-2</sup>, de los que sólo aproximadamente un tercio correspondieron a la mezcla seca y los dos tercios restantes al agua retenida. Cuando con la perlita se incluyó arena de sílice, la alta densidad de ésta hizo que la ventaja comparativa de la perlita se perdiera en parte y esas mezclas impusieron cargas que rondaron los 60 kg m<sup>-2</sup>, comparables a las de arcilla expandida.



**Fig. 3.** Carga (kg/m<sup>2</sup>) que supone sobre la cubierta una capa de 5 cm de material en estado de "máxima capacidad de agua", distinguiendo el peso del agua retenida del peso seco del material sólido.

### 4.3.- Ensayo de evaporación.

Los datos obtenidos del seguimiento del drenaje mostraron una importante variabilidad que no permitió obtener pautas claras que permitieran un análisis adecuado. Por su parte un resumen de la situación inicial y final del ensayo de evaporación se expone en la Tabla 4, mientras que en la Fig. 7 se muestra la evolución de la pérdida de agua en las muestras a lo largo de todo el tiempo del ensayo.

Los pesos de material húmedo al inicio del ensayo y seco al final del mismo reprodujeron bastante bien lo observado en las medidas de laboratorio con las densidades a máxima capacidad de agua (pwk) y seca (pt). De hecho estas dos determinaciones de laboratorio pueden utilizarse como buenos estimadores del comportamiento del material en la cubierta, dados los buenos coeficientes de regresión lineal obtenidos para un modelo y=ax (Fig. 4 y 5). Hay que notar, sin embargo, que la pendiente de ambas ecuaciones lineales es significativamente menor de la unidad, lo que indica que la magnitud de los valores obtenidos en laboratorio es bastante mayor que lo obtenido en el ensayo de campo. Esto debe relacionarse con el grado de compactación al que se someten las muestras para las determinaciones de laboratorio, que no se alcanza con el asentamiento del material en el manejo normal del mismo, al menos en el tiempo del ensayo y sin haber estado sometido a presiones debidas al pisoteo o la circulación de maquinaria, que si podrían existir puntualmente en las cubiertas.

**Tabla 4.** Ensayo de evaporación: pesos (g cm<sup>-3</sup>) del material mojado al final del drenaje e inicio del ensayo de evaporación, del material seco al final de la evaporación y del agua evaporada total. Media  $\pm$  desviación típica

	Inicio evaporación	Fin evaporación	Agua evaporada
AR90	$0.871 {\pm} 0.039$	$0.510 {\pm} 0.007$	$0.361 {\pm} 0.043$
AR75C	$0.763 {\pm} 0.053$	$0.425 {\pm} 0.018$	$0.338 {\pm} 0.060$
AR75P	$0.794 {\pm} 0.028$	$0.436 {\pm} 0.011$	$0.357 {\pm} 0.036$
AR60C	$0.735 {\pm} 0.064$	$0.357 {\pm} 0.010$	$0.378 {\pm} 0.054$
AR60CP	$0.779 \pm 0.051$	$0.364 {\pm} 0.034$	$0.415 {\pm} 0.034$
AR60P	$0.780 {\pm} 0.025$	$0.392 {\pm} 0.012$	$0.388 {\pm} 0.018$
AV90	$1.210 \pm 0.040$	$0.875 {\pm} 0.031$	$0.335 {\pm} 0.011$
AV75C	$1.098 \pm 0.029$	$0.728 {\pm} 0.014$	$0.370 \pm 0.015$
AV75P	$1.059 \pm 0.041$	$0.774 {\pm} 0.012$	$0.285 {\pm} 0.051$
AV60C	$1.013 \pm 0.044$	$0.583 {\pm} 0.034$	$0.430 \pm 0.012$
AV60CP	$0.896 {\pm} 0.085$	$0.559 {\pm} 0.100$	$0.337 {\pm} 0.020$
AV60P	$0.997 {\pm} 0.008$	$0.633 {\pm} 0.009$	$0.364 {\pm} 0.008$
RD90	$1.003 \pm 0.028$	$0.810 {\pm} 0.014$	$0.193 {\pm} 0.015$
RD75C	$0.973 {\pm} 0.018$	$0.705 {\pm} 0.010$	$0.268 {\pm} 0.008$
RD75P	$1.008 \pm 0.043$	$0.713 {\pm} 0.026$	$0.295 {\pm} 0.019$
RD60C	$0.925 {\pm} 0.019$	$0.617 {\pm} 0.001$	$0.309 {\pm} 0.019$
RD60P	$0.964 {\pm} 0.029$	$0.622 \pm 0.019$	$0.342 {\pm} 0.013$
RD60CP	$0.959 {\pm} 0.054$	$0.610 {\pm} 0.045$	$0.349 {\pm} 0.008$
PE.C	$0.521 {\pm} 0.016$	$0.085 {\pm} 0.001$	$0.435 {\pm} 0.016$
PE.CP	$0.383 {\pm} 0.025$	$0.105 {\pm} 0.002$	$0.278 {\pm} 0.023$
PE.P	$0.541 {\pm} 0.029$	$0.126 {\pm} 0.014$	$0.414 {\pm} 0.015$
PE.AS.C	$0.797 {\pm} 0.019$	$0.392 {\pm} 0.010$	$0.406 \pm 0.021$
PE.AS.CF	0.798±0.018	$0.404 {\pm} 0.025$	$0.394 {\pm} 0.008$
PE.AS.P	$0.696 {\pm} 0.043$	$0.454 \pm 0.035$	$0.241 {\pm} 0.023$

Por su parte la cantidad de agua evaporada es una estimación de la reserva de agua del material que puede movilizarse, tanto para evaporación como para consumo por las plantas, siendo este último el mayor interés del mismo. Este parámetro se obtiene por diferencia de los anteriores, que a su vez estaban bien relacionados con determinaciones de laboratorio. Sin embargo, la estimación del agua perdida por evaporación mediante la diferencia de esas dos medidas de laboratorio no resulta satisfactoria, dado que la acumulación de dos errores lleva a una regresión poco fiable (Fig. 6).



**Fig. 4.** Relación entre el peso del material húmedo al final del drenaje y la densidad a máxima capacidad de agua (pwk) medida en laboratorio.



**Fig. 5.** Relación entre el peso del material seco al final de la evaporación y la densidad aparente seca (pt) medida en laboratorio.



Fig. 6. Relación entre el agua perdida durante el ensayo de evaporación y la máxima capacidad de agua (Wkmax) determinada en laboratorio.

La cantidad de agua movilizada por evaporación durante el ensayo fue especialmente baja en las mezclas realizadas con altas proporciones de residuo de demolición (RD), pero la adición de fracción orgánica aumentó considerablemente esa cantidad, llegando a hacerla comparable a las de otros materiales. Por su parte, las mezclas con perlita fueron las que presentaron los mayores valores, mientas que las de arcilla expandida (AR) y arena volcánica (AV) tuvieron valores intermedios. Las diferencias fueron más marcadas en las mezclas con altas proporciones de material mineral, y se fueron reduciendo con la inclusión de proporciones crecientes de materiales orgánicos.



**Fig. 7.** Agua perdida durante el ensayo de evaporación en las mezclas realizadas a base de arcilla expandida (a), arena volcánica (b), residuo de demolición (c) y perlita (d).

Las mezclas con arcilla expandida mostraron cantidades elevadas de agua perdida durante el ensayo, incluso con las proporciones más altas de materia mineral (90 % y 75 %). Cuando la proporción mineral bajó al 60 % la retención de agua evaporable aumentó, sobre todo cuando se incluyeron simultáneamente corteza de pino y fibra de coco (AR\_60CP). La pérdida por evaporación siguió una tendencia exponencial (Fig 7.a) y se completó entorno a los 30 días, de modo que a partir de ese momento prácticamente no había agua evaporable en estas mezclas.

Las mezclas con 90 % de arena volcánica (Fig. 7.b) presentaron una cantidad de agua evaporable sólo ligeramente inferior a las mismas de arcilla expandida. Sin embargo la pérdida de la misma fue bastante más rápida, pues se completó en tan solo 20 días, tras los cuales dejó de haber reserva de agua disponible.

La adición de materiales orgánicos en las mezclas con arena volcánica tuvo un efecto sensible; sobre todo cuando fue coco, que en las proporciones más altas generó un incremento significativo del contenido de agua evaporable y un retraso de su agotamiento hasta el día 25.

El residuo de demolición al 90 % presentó niveles de contenido de agua evaporable drásticamente más bajos que cualquier otra mezcla de cualquier material (Fig. 7.c), lo que sin duda debe relacionarse con la granulometría gruesa del mismo y práctica carencia de elementos finos. Además la evaporación se produjo intensamente hasta el agotamiento completo de la reserva de agua, que tuvo lugar antes de los 20 días. En este caso la sustitución de material inorgánico por orgánico tuvo una influencia drástica. Las mezclas al 60% presentaron contenidos comparables a las los de otros materiales; siendo el efecto más sensible el de la fibra de coco. El plazo para el agotamiento del agua se vio sólo ligeramente afectado pues siempre ocurrió antes de los 25 días.

Las mezclas con la mayor cantidad de perlita (60 %), independientemente del material orgánico que la acompañe, alcanzaron los valores más altos de contenido de agua evaporable del ensayo. (Fig. 7.d). Además, la pérdida de la misma fue más progresiva, de modo que se extiende prácticamente a 40 días, lo que permite disponibilidad de agua para la planta durante más tiempo. La sustitución de un 30 % por arena de sílice pareció no afectar al comportamiento de la mezcla cuando el material orgánico utilizado fue fibra de coco; pero si tuvo un efecto negativo cuando fue corteza de pino.

# **5.-** Conclusiones

En general las mezclas ensayadas cumplieron los requerimientos físicos para el uso de sustrato de cubiertas verdes extensivas. Sólo aquellas con altas proporciones de arena volcánica presentaron limitaciones de aireación por la baja granulometría del material; y las de alto contenido en residuo de demolición escasa retención de agua.

Las composiciones a base de perlita presentaron densidades más bajas que las de arcilla expandida y éstas a su vez que las de residuo de demolición y de arena volcánica. El aumento de la proporción de materiales orgánicos aligeró la densidad del sustrato seco, pero el efecto no fue tan claro en la carga de la capa de sustrato a máxima capacidad de agua, debido al incremento de la retención de agua

Las densidades a máxima capacidad de agua y seca, determinadas en laboratorio, se correlacionaron bien con los estados inicial y final del ensayo de campo.

Las distintas mezclas mostraron variabilidad tanto en la cantidad de agua retenida como en la velocidad a la que ésta se agota, que no estuvo directamente relacionada. Las composiciones con perlita fueron las que mantuvieron reserva de agua durante más tiempo, mientras que las de residuo de demolición la agotaron más rápidamente.

*Agradecimientos.* Los autores agradecen a Maderas Pérez Giménez, Malvecín S.L. y a la Xunta de Galicia la financiación de este trabajo como parte del proyecto "Desenvolvemento dun sistema de cubertas ecolóxicas adaptadas a Galicia" (10MRU004E)

# 6.- Bibliografía

- Alarcón, A., 2006. Cultivos sin suelo. Ed de Horticultura. Barcelona.
- Beattie, D. y R. Berghage., 2004. Green roof media characteristics: The basics. Second annual greening rooftops for sustanaible communities conferenc, Awards and Trade Show; 2-4 June 2004, Portland, Oregon. Burés., S. 1997. Sustratos. Ed Agrotécnicas. Madrid
- De Boodt, M., O. Verdonck y I.Capaert, 1974. Method for measuring the water release curve of organic substrates. *Acta Hort*. 37, 2054-2062.
- DIN-18127. Building Land. Testing soil samples. Proctor test. Normas DIN.
- FL, 2008. Guidelines for the planning, construction and maintenance of green roofing. Green roofing guideline. Forschungsgesellschaft Landschaftsentwicklung Landschaftsbau e.V.
- Friedrich, C. R., 2005. Principles for selecting the proper components for a green roof growing media. *Proc. 3rd Intl. Green Roof Conf.: Greening roof-tops for sustainable communities.* 3, 262-274.
- Getter, K.L y D.B. Rowe, 2006. The role of extensive green roofs in sustainable development. *HortScience*. 41(5), 1276-1285.
- Luckett, K. 2009. Green roof construction and maintenance. McGraw-Hill.
- Mentens, J., D. Raes y M. Henry, 2006. Green roofs as a tool for solving the rainwater runoff problem in the urbanized 21st century? *Landscape and Urban Planning*. 77, 217-226.
- Snodgrass, E.C. y L. McIntyre, 2010. The green roof manual. A professional guide to desing installation, and maintenance. Timber Press.
- UNE-EN-13041, 1999. Determinación de las propiedades físicas. Densidad aparente seca, volumen de aire, volumen de agua, valor de contracción y porosidad total. Mejoradores del suelo y sustratos de cultivo. Normas UNE.

ÁREA TEMÁTICA 3

Elaboración de modelos descriptivos y predictivos de los procesos
# WHERE IS THE WATER TABLE? A REASSESSMENT OF THE DUPUIT-FORCHHEIMER THEORY USING HIGHER ORDER CLOSURE HYPOTHESIS

O. Castro-Orgaz<sup>1</sup>, J.V. Giráldez<sup>1,2</sup> and L. Mateos<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Agricultura Sostenible. CSIC. Dept. of Agronomy, Alameda del Obispo, 14004 Cordoba, España. e-mail: <u>oscarcastro@ias.csic.es</u>

<sup>2</sup>University of Cordoba. Dept. of Agronomy, Cra Madrid km 396, 14071 Cordoba, España.

**RESUMEN.** Según las hipótesis de DF, el agua subterránea fluye en el interior de la zona saturada con líneas de corriente paralelas siempre que la pendiente de la superficie freática sea pequeña. Esto conduce a un modelo unidimensional sencillo con el que se determina la posición de la superficie freática, que es el contorno superior de la red de corriente. Sin embargo, estas hipótesis han sido aceptadas sin un análisis riguroso. En este trabajo se presentan las ecuaciones de Dupuit-Fawer, que permiten caracterizar la posición de la superficie freática cuando las líneas de corriente no son rectilíneas. Dichas ecuaciones se obtienen mediante una aproximación en series de la Laplaciana de la función de corriente, usando coordenadas curvilíneas. El modelo propuesto se ilustra mediante simulaciones numéricas para el caso de flujo de drenaje por zanjas abiertas. La comparación muestra la superioridad de las ecuaciones de Dupuit-Fawer sobre las de Dupuit-Forchheimer, sin que la mayor precisión exija un incremento de complejidad apreciable.

ABSTRACT. Watertable depth has been usually estimated using a simplified groundwater flow equation based on the Dupuit-Forchheimer (DF) hypotheses. According to DF hypotheses, groundwater streamlines are parallel as far as the watertable slope is small. These hypotheses lead to a simple one-dimensional flow equation valid to determine watertable depth. Nevertheless the validity of these hypotheses have not been well explored. The purpose of this report is the presentation of the Dupuit-Fawer equations obtained from the Laplace equation expressed in curvilinear coordinates, after a power series expansion of some of its terms. This model indicates that DF equations are a particular case of the general formulation with restrictions beyond small local slope and horizontal streamlines. The proposed model is applied to the case of open surface drainage ditch. The comparison showed that Dupuit-Fawer equations are more accurate than the DF model despite similar complexity.

## **1.- Introduction**

The solution of numerical models for the unsaturated zone requires the determination of the water table position, that is the boundary where the humidity reaches 100%. A theoretical model for the computation of the water table position is described herein following Castro-Orgaz (2011).

Steady two-dimensional flow in saturated porous media (Fig. 1) obeys Darcy's law (Bear 1972)

$$u = -K \frac{\partial}{\partial s} \left[ \frac{p}{\gamma} + z \right] = -K \frac{\partial \phi}{\partial s} \tag{1}$$

where *u* is flow velocity in streamline direction *s*, *K* is the saturated hydraulic conductivity,  $p/\gamma$  is pressure head,  $z = z_b+\gamma$  is the elevation,  $z_b$  the bed elevation, *y* the vertical coordinate above it, *s* is the curvilinear coordinate in streamline direction and  $\phi = p/\gamma+z$  is potential function.



Fig. 1. Definition of two-dimensional phreatic flow in porous media

The continuity equation in the Cartesian x and z directions can be expressed by Laplace's equation in terms of  $\phi$  as (Bear 1972)

$$\nabla^2 \phi = \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = 0$$
 (2)

The Cauchy-Riemann equations state

$$\frac{\partial \psi}{\partial z} = K \frac{\partial \phi}{\partial x}, \quad \frac{\partial \psi}{\partial x} = -K \frac{\partial \phi}{\partial z}$$
(3)

where  $\psi$  is the stream function, that also satisfies Laplace's equation

$$\nabla^2 \psi = \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} = 0 \tag{4}$$

Two-dimensional flow computations may be avoided if streamlines are nearly parallel. Then, an approximation similar to the classical gradually-varied flow theory in open channels is valid (Jaeger 1956)

$$u = -K \frac{\mathrm{d}h}{\mathrm{d}x} \tag{5}$$

where h is flow depth and u velocity in the *x*-direction. This approximation was first proposed by Jules Dupuit in 1863 (Fig. 2) and it is still today widely accepted in groundwater hydraulics (Hager 2004).



Fig. 2. Jules Dupuit and a sketch of his theory of 1863

Implicit in Eq. (5) is that u is constant with depth and it has no vertical component. Equation (5) also follows from (1) with  $\phi = h$  at the free surface and  $s \rightarrow x$ . However, as for gradually-varied surface flow, Eq. (5) fails if the curvature of seepage streamlines is notable. Then the full twodimensional potential flow approach is required (Muskat 1942, Polubarinova-Kochina 1962).

In this work, an alternative model is presented. The model is based on the theory developed by Fawer (Castro-Orgaz 2011) to describe the variation of streamline curvature from the channel bottom to the free surface in a vertical section of steady free surface flow. This approximation, originally proposed by Boussinesq for the momentum principle, reduces the two-dimensional Euler equations to a pseudoone-dimensional hydraulic approach. Applied to groundwater flow through porous media, this approximation is an alternative to the Dupuit-Forchheimer model that avoids the full solution of Laplace's equation. The new model is applied to seepage flow in earth dams. The current theory can be extended to other groundwater flow problems considering surface accretion, anisotropy or axe-symmetric flow (Bear 1972, Knight 2005).

# 2.- Approximate treatment of two-dimensional groundwater flow

Consider steady flow in porous media over an arbitrarily curved and sloped impermeable layer  $z_b=z_b(x)$  (Fig. 1). The Dupuit-Fawer equations are the potential flow equation derived from Euler equations in natural, curvilinear (s,n) coordinates (Rouse 1938)

$$\frac{\partial u}{\partial n} = \kappa u \tag{6}$$

where  $\kappa$  is streamline curvature and *n* distance in a trajectory normal to *s*. The local radius of curvature *R* is related to the inclination of the plane curve with respect to the horizontal  $\alpha$  by

$$\frac{1}{R} = \kappa = -\frac{\partial \alpha}{\partial s} \tag{7}$$

with  $\alpha$  clockwise positive. Extending Eq (3), the Cauchy-Riemann equations in these coordinates are

$$u = -\frac{\partial \psi}{\partial n} = -K \frac{\partial \phi}{\partial s}, \quad \frac{\partial \psi}{\partial s} = -K \frac{\partial \phi}{\partial n} = 0$$
(8)

The integration of Eq. (6) along an equipotential curve yields (Rouse 1938)

$$u = u_s \exp\left(-\int_n^N \frac{\mathrm{d}n}{R}\right) \tag{9}$$

with  $u_s$  as free surface (subscript *s*) velocity and *N* length of an equipotential curve. The relation between the curvature radius and streamline inclination and their corresponding values at the boundary bottom and free surface may be assumed. For example (Hager and Hutter 1984, Castro-Orgaz 2011)

$$\frac{1}{R} = \frac{1}{R_b} + \left(\frac{1}{R_s} - \frac{1}{R_b}\right) V^m$$
(10)

$$\alpha = \alpha_b + (\alpha_s - \alpha_b)v \tag{11}$$

with v=n/N the dimensionless curvilinear coordinate along a normal, *m* an exponent and  $\alpha$  the streamline inclination (Eq. 7). Equations (10) and (11) are the base for reducing the two-dimensional problem to one-dimensional problem. The unknown free surface position is replaced by an explicit expression involving the curvature of the boundary streamline (Hager and Hutter 1984). The case *m* = 1 was suggested by Hager and Hutter (1984). Using Eq. (10), Eq. (9) is integrated as (Hager and Hutter 1984)

$$u = u_s \exp\left\{\frac{N}{R_s}\left[\chi(\nu-1) + (1-\chi)\frac{(\nu^{m+1}-1)}{m+1}\right]\right\} \quad (12)$$

where  $\chi = R_s/R_b$  is relative curvature. The discharge rate Q through an equipotential is, using Eq. (12),

$$Q = \int_{0}^{N} \frac{\partial \psi}{\partial n} dn = \int_{0}^{N} u dn \approx N u_{s} \left[ 1 - \frac{N}{R_{s}} \left( \frac{\chi}{2} + \frac{1 - \chi}{m + 2} \right) \right]$$
(13)

where the velocity distribution given by Eq. (12) is approximated by a truncated power series expansion of the exponential function to first order (Hager and Hutter 1984). Further, the relative free surface curvature is

$$\frac{1}{R_s} = \left[\frac{d^2}{dx^2}(h+z_b)\right] \left\{1 + \left[\frac{d}{dx}(h+z_b)\right]^2\right\}^{-3/2}$$
(14)

$$\frac{h}{R_s} = \frac{hh'' + hz_b''}{\left(1 + \left(h' + z_b'\right)^2\right)^{3/2}}$$
(15)

where primes denote derivatives with respect to x. At the bottom streamline, Eq. (15) becomes

$$\frac{h}{R_b} = \frac{h z_b''}{\left(1 + {z_b'}^2\right)^{3/2}}$$
(16)

N and h may be related by assuming that the shape of the equipotential is a circular arc, from which, for a Taylor power series expansion in small  $\alpha$ , follows (Hager and Hutter 1984)

$$\frac{h}{N} = 1 - \frac{3z_b^{\prime 2} + 3z_b^{\prime}h^{\prime} + 2{h^{\prime}}^2}{6}$$
(17)

Inserting Eqs. (15) to (17) into Eq. (13) and retaining only first order terms, it results in an expression for the free surface velocity (Castro-Orgaz 2011). Boussinesq-type equations are mathematically valid for weak streamline curvature and slope, e.g. |hh''|, |hz''|,  $z'^2$ , |z'h'| and  $h'^2<0.5$  (Hager and Hutter 1984). The latter relates to the two-dimensional potential flow analogy in seepage flow using Fawer's theory for steady flows with curved streamlines. Using Eq. (1), an additional condition for the free surface velocity is obtained

$$u_{s} = -K \frac{\partial}{\partial s} \left[ \frac{p}{\gamma} + z \right]_{s} = -K \frac{\partial}{\partial s} \left( h + z_{b} \right)$$
(18)

Further,  $sin\alpha_s$  (Fig. 1) may be expressed as a function of the free surface streamline inclination  $d(h+z_b)/dx$  using trigonometric relations

$$\sin \alpha_{s} = (h' + z'_{b}) \cos \alpha_{s} = \frac{h' + z'_{b}}{\left[1 + (h' + z'_{b})^{2}\right]^{1/2}}$$
(19)

which together with Eq. (17) produces

$$u_{s} = -K\sin\alpha_{s} = -K\frac{h' + z_{b}'}{\left[1 + \left(h' + z_{b}'\right)^{2}\right]^{1/2}}$$
(20)

a relation that included the head loss of the porous media after incorporating Darcy's law in its formulation. The potential flow analogy in porous media permits to equal Eq. (20) and the free surface velocity from the curved flow, resulting

$$\frac{Q}{Kh} \left[ 1 + \frac{hh''}{(m+2)(1+{h'}^2)^{3/2}} - \frac{{h'}^2}{6} \right] + \frac{h'}{(1+{h'}^2)^{1/2}} = 0$$
(21)

which is a second-order non-linear differential equation describing two-dimensional flow in porous media over an arbitrary, impervious bottom geometry  $z_b=z_b(x)$ . This equation can be solved numerically provided two boundary conditions are specified. If a shooting method, *e.g.* the Runge-Kutta scheme, is selected, then values of *h* and *h'* at a given section are required. If a two-point boundary value scheme is adopted, then values of *h* at the two boundary sections are the input data. Equation (21) is called the *Dupuit-Fawer* equation in honour of Fawer.

## 3.- Application to the drainage ditch

A practical case to evaluate Eq. (21) is the twodimensional flow in earth dams over a horizontal, impervious bottom, for which the bottom geometry is  $z_b = z_b(x) = 0$ . Considering the simplest situation  $h/R_s \approx hh''$ and m = 1, it results in

$$\frac{Q}{Kh}\left(1+\frac{hh''}{3}-\frac{{h'}^2}{6}\right)\left(1+{h'}^2\right)^{1/2}+h'=0$$
(22)

Expanding the square-root term in Eq. (22) by a Taylor power series and retaining first order terms results in

$$\frac{Q}{Kh} \left( 1 + \frac{hh'' + h'^2}{3} \right) + h' = 0$$
 (23)

If streamlines were parallel, Eq. (23) reduces to the Dupuit expression (Jaeger 1956)

$$\frac{Q}{Kh} + h' = 0 \tag{24}$$

This is the classical problem treated by Polubarinova-Kochina (1962), discussed by Jaeger (1956) as flow into a ditch (Fig. 3a). Extensive studies by Chapman (1957) and Polubarinova-Kochina (1962) concluded that discharge rate Q is accurately given by the Dupuit-Forchheimer equation

$$Q = \frac{K}{2L} \left( h_e^2 - h_w^2 \right) \tag{25}$$

where  $h_e$  is upstream flow depth,  $h_w$  is downstream flow depth and *L* is length of dam. Herein, Eq. (25) is used in Eq. (23). The flow in a rectangular earth dam for  $h_e/L = 1$  and  $h_w/h_1 = 0$  (Knight 2005) is considered in Fig. 3b. Equation (23) was solved numerically using the standard 4<sup>th</sup>-order Runge-Kutta method with the boundary conditions  $h/h_e(x/h_e = 0)=1$  and  $h'(x/h_e = 0)=0$ . The results are compared in Fig. 3b with the numerical solution of Laplace equation (2), showing good agreement.



Fig. 3. Flow in rectangular drainage ditch. (a) Definition sketch. (b) Test case for  $h_e/L=1$  and  $h_w/h_e=0$ 

In contrast, the standard Dupuit parabola is

$$\frac{h^2}{2} = \frac{h_e^2}{2} - \frac{Q}{K}x$$
 (26)

The Dupuit solution is worse than the two-dimensional solution as Fig. 3b, shows The Dupuit-Fawer solution is very close to the numerical solution.

#### 4.- Discussion of results

Although the implications of Eq.(23) with respect to the Dupuit approximation are not too evident in the differential equation form, some analytical developments will explain better the differences between them . Equation (23) can be written in the form

$$1 + \frac{1}{3}\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}x}(hh') = -hh'\frac{K}{Q} \tag{27}$$

After a double integration subjected to the boundary conditions  $h/h_e(x/h_e=0)=1$  and  $h'(x/h_e=0)=0$ , the the seepage surface h = h(x) is

$$h = \left[ -\frac{2}{3} \left( \frac{Q}{K} \right)^2 \exp \left[ -\left( \frac{1}{3} \frac{Q}{K} \right)^{-1} x \right] + 2 \frac{Q}{K} \left( \frac{1}{3} \frac{Q}{K} - x \right) + h_e^2 \right]^{1/2}$$
(28)

It can be observed that the existence of streamline curvature and slope effects is accounted for in the general analytical solution by the exponential functions. These are neglected, however, in the standard parabolic Eq.(26). The improved formulation proposed with the Dupuit-Fawer equations can be applied to some of the hydrogeological problems where the Dupuit hypotheses fail, like in the vicinity of a well.

#### **5.-Conclusions**

Fawer's theory for steady, curved-streamline, potential flow in open channels has been successfully extended to curved-streamline, potential flow of groundwater seepage through isotropic and homogeneous porous media. The new equation generalizes the equation of Dupuit. The potential flow analogy was used to equate this result with those established by using Darcy's law to account for head loss in porous media, resulting in a non-linear secondorder differential equation describing the seepage surface over arbitrary impervious boundaries. The resulting equation, called Dupuit-Fawer equation, is demonstrated to be a generalized form of the classical Dupuit-Forchheimer equation that allows for streamline curvature effects. The Dupuit-Fawer equation incorporates twodimensional flow features into a one-dimensional model, skipping two-dimensional potential flow equations.

As a practical application of the *Dupuit-Fawer* equations, seepage flow across earth dams was considered. A simplified model for weakly-curved and - sloped streamlines was developed for discharge calculation and applied to the rectangular dam problem, comparing successfully with full two-dimensional potential flow methods.

# 6.- References

- Bear, J. 1972. The dynamics of fluids in porous media. Elsevier, New York.
- Castro-Orgaz, O. 2011. Steady free-surface flow in porous media: generalized Dupuit-Fawer equations. J. Hydraul. Res. 49(1), 55-63.
- Chapman, T.G. 1957. Two-dimensional ground-water flow through a bank with vertical faces. *Géotechnique*. 7(1), 35-40.
- Hager, W.H., and K. Hutter, 1984. Approximate treatment of plane channel flow. Acta Mech. 51(3-4), 31-48.
- Hager, W.H. 2004. Jules Dupuit- Eminent hydraulic engineer. J. Hydraul. Engng. ASCE. 130(9), 2843-848.
- Jaeger, C. 1956. Engineering fluid mechanics. Blackie and Son, Edinburgh.
- Knight, J.H. 2005. Improving the Dupuit-Forchheimer groundwater free surface approximation. Adv. Water Resour. 28(10), 1048-1056.
- Muskat, M. 1942. Flow of homogeneous fluids trough porous media. McGraw-Hill, New York.
- Polubarinova-Kochina, P.Y. 1962. Theory of groundwater movement.

Princeton University Press, Princeton. Rouse, H. 1938. Fluid mechanics for hydraulic engineers. McGraw-Hill, New York.

# INCORPORANDO LA TEMPERATURA DEL SUELO EN EL MODELADO DE LA TRANSFERENCIA DE HERBICIDAS AL FLUJO DE ESCORRENTÍA SUPERFICIAL MEDIANTE UN MODELO DISTRIBUIDO

R. Gómez-Beas, E. Contreras y M.J. Polo

Grupo de Dinámica Fluvial e Hidrología, Instituto Interuniversitario de Investigación del Sistema Tierra en Andalucía (IISTA), Universidad de Córdoba, Campus de Rabanales, Edificio Leonardo Da Vinci, Área de Ingeniería Hidráulica, 14071, Córdoba. e-mail: rgbeas@uco.es, econtreras@uco.es, mjpolo@uco.es, web: http://www.uco.es/dfh/

**RESUMEN.** Este trabajo muestra el efecto de la inclusión de la temperatura en el modelado de la transferencia de herbicidas al agua de escorrentía, a partir de un modelo paramétrico distribuido propuesto por Contreras et al. (2009). Para ello, se simula la persistencia del herbicida en el suelo a partir de la distribución espacio-temporal de la temperatura del suelo, que corrige el valor de la constante cinética de degradación a lo largo del tiempo, incorporando así la variabilidad de los aportes de herbicida en las distintas zonas de una cuenca. El modelo se implementa para el caso del herbicida terbutilazina en la cuenca del río Víboras anteriores (Jaén). donde trabajos demuestran la. aplicabilidad del modelo original y se dispone de medidas de concentración del herbicida (Gómez-Beas et al., 2011). Los resultados obtenidos en un punto de control permiten discriminar aquellas zonas de la cuenca que aportarán mayores cargas al punto de entrada del embalse por escorrentía, y proponer pautas de aplicación de herbicidas con vistas al manejo integral de las cuencas agrícolas.

ABSTRACT. This paper shows the effect of including the temperature in modeling the herbicide transfer to runoff flow from a distributed parametric model proposed by Contreras et al. (2009). For this, we simulate the herbicide persistence in the soil from the spatio-temporal distribution of soil temperature, which corrects the kinetic constant value of degradation rate throughout the time, incorporating in this way, the herbicide loads variability in different watershed areas. The model is implemented for the terbuthylazine herbicide in the Víboras river (Jaén), where previous works demonstrate the applicability of the original model and herbicide concentration measurements are available (Gómez-Beas et al., 2011). The results obtained allow distinguishing those areas in the watershed that provide greater loads at the reservoir entrance by runoff, and proposing guidelines for herbicide application in an integral management scheme of agricultural watersheds.

# 1.- Introducción

La persistencia y degradación de herbicidas en el suelo y su posterior transferencia a las aguas de escorrentía pueden provocar episodios de contaminación de cauces y embalses, especialmente en cuencas predominantemente agrícolas. Su dinámica en el suelo y la transferencia a la escorrentía superficial han sido ampliamente estudiadas a diversos niveles (Paraíba y Pulino, 2003; Nofuentes y Polo, 2008; Otto et al., 2012; Galindo et al., 2007).

El uso de modelos habituales que estiman contaminación difusa a escala de cuenca, como ANSWERS, SWNN, AGNPS, HSPF, GLEAMS, SWRRBWQ, CREAMS, SWAT, etc. (e.g. Contreras, 2007), es a menudo inviable por la dificultad de su calibración práctica ante el gran número de parámetros y variables involucrados frente a la disponibilidad de información en la mayor parte de los casos. Como alternativa, Contreras et al. (2009) desarrollaron un modelo paramétrico sencillo que estima de forma distribuida la transferencia del compuesto desde suelo al agua de escorrentía, para circular el posteriormente dicha carga hacia el punto de salida de la cuenca, mediante un enfoque conceptual (global) a escala de celda del Modelo Digital de Elevaciones (MDE) de la zona estudiada. Posteriormente, Gómez-Beas et al. (2011) mostraron la utilidad de este enfoque obteniendo buenos resultados de dicho modelo en una cuenca de olivar en Andalucía donde se disponía de registros de terbutilazina y diurón, herbicidas habituales en este cultivo.

En su formulación inicial, el trabajo de Contreras et al. (2009) incluía únicamente la generación de escorrentía como fuente de variabilidad espacial en la aportación de herbicidas, para zonas con igual dosis y fecha de aplicación. Sin embargo, la concentración inicial de herbicida en el suelo cuando se produce un evento de precipitación puede presentar gradientes significativos debido a diversos factores. Entre ellos, el efecto de la temperatura en la degradación de la sustancia en el suelo y en su desorción hacía la fase acuosa del mismo juega un papel relevante (van Roon et al., 2005; Flores et al., 2009). Por un lado, la velocidad a la que actúan los microorganismos. principales como agentes de degradación de estas sustancias, se ve afectada por la temperatura del medio en que se encuentran, el suelo en este caso (Paraíba y Pulino, 2003); al mismo tiempo la cinética de degradación por procesos físico-químicos también depende de la temperatura. En este sentido, el régimen anual de temperatura influye en la variación temporal de la cinética de la degradación; por otro, en zonas de clima Mediterráneo donde los veranos son muy intensos, la amplitud térmica de la temperatura del aire alcanza valores de hasta 26°C, lo que incide en la temperatura del suelo y debe ser tenido en cuenta a la hora de modelar la persistencia de herbicidas en el mismo.

El objetivo de este trabajo es incorporar el efecto de la temperatura en el modelado de la transferencia de herbicidas a escala de cuenca. Para ello, se ha incluido en el modelo paramétrico distribuido propuesto por Contreras et al. (2009) el efecto de la temperatura del suelo en la degradación y desorción de sustancias a la fase acuosa a escala de celda, y se ha evaluado su influencia en el grado de ajuste del modelado de este proceso a escala de cuenca utilizando la información de campo del trabajo de Gómez-Beas et al. (2011), que calibra el modelo inicial en la cuenca del río Víboras, en la provincia de Jaén. En dicha cuenca se dispone de medidas de concentración de herbicidas en el agua a lo largo de un año hidrológico completo, lo que permite contrastar los resultados obtenidos en la calibración previa con los obtenidos al incluir la modificación propuesta en el presente estudio.

#### 2.- Material y métodos

### 2.1.- Descripción del modelo

El modelo paramétrico distribuido simplificado para la evolución de la concentración de sustancias en la superficie del suelo y su transferencia al flujo superficial de agua, desarrollado por Contreras et al. (2009), trabaja a dos escalas espaciales distintas: a escala de celda y a escala de cuenca. El primer cálculo tiene en cuenta los procesos de degradación en el suelo, desorción hacía la capa de mezcla y transferencia al flujo de escorrentía, desencadenándose estos dos últimos a partir de la ocurrencia de precipitación. Las ecuaciones utilizadas en este cálculo son:

$$C_{\text{suelo}}(t) = C_0(t_0) \cdot e^{-\alpha(t-t_0)}$$
(1)

donde  $C_{suelo}$  es la concentración de sustancia en el suelo fuera de la capa de mezcla en un tiempo t, [MM<sup>-1</sup>];  $C_0$  es la concentración inicial en un tiempo  $t_0$ , [MM<sup>-1</sup>]; t- $t_0$  es el tiempo transcurrido desde el aporte de sustancia, y  $\alpha$  es un parámetro relacionado con la velocidad de degradación [T<sup>-1</sup>];

$$C_{suelo} = kf \cdot C_{solution}^{nf}$$
(2)

siendo  $C_{solucion}$  la concentración de herbicida en la fase acuosa de la capa de mezcla,  $[ML^{-3}]$ ;  $C_{suelo}$ , la concentración en la fase sólida del suelo de la capa de mezcla en estado de equilibrio, que se admite igual a la existente en el suelo fuera de dicha capa  $[MM^{-1}]$  y kf y nf son dos constantes características relacionadas con la capacidad de adsorcióndesorción del compuesto;

$$C_{esc}(t) = C_{solucion}(t) \cdot e^{-\beta(t-t_0)}$$
(3)

donde  $C_{solucion}$  es la concentración de sustancia en la solución de la capa de mezcla al inicio de la escorrentía, en equilibrio con la fase sólida según la hipótesis de trabajo (Nofuentes y Polo, 2008), [ML<sup>-3</sup>] y  $\beta$  es un parámetro

relacionado con la velocidad de disminución de los valores de concentración  $[T^{-1}]$ .

El resultado de este cálculo es la concentración horaria de herbicida en cada celda, a partir de la cual, junto con la escorrentía horaria producida en la misma por un determinado evento, se calcula la carga de sustancia que aporta dicha celda de la cuenca, valor que se circula hasta el punto de desagüe de la misma, en función del tiempo de viaje de cada celda a este punto. Una vez finalizado el evento, se reajusta el valor de concentración en el suelo, sustrayendo la cantidad de masa de sustancia perdida por transferencia al agua de escorrentía durante el mismo. Se obtiene así un cálculo semidistribuido de la carga de herbicida a escala de cuenca, aplicable en sistemas de gran extensión territorial una vez calibrado a partir de datos de calidad de agua.

#### 2.2.- Incorporación de la temperatura del suelo

La incorporación del efecto de la temperatura del suelo en la cinética de degradación de la sustancia, se ha incluido mediante una forma variable del parámetro  $\alpha$  de la Ec. (1) que se calcula en cada celda según la expresión:

$$\alpha(t) = \alpha_{r} \cdot e^{K_{a} \cdot \frac{(T(t) - T_{r})}{T(t)}}$$
(4)

donde  $\alpha$ (t) es el parámetro relacionado con la velocidad de degradación [T<sup>-1</sup>] que será variable en el tiempo en función de la variación de temperatura; T<sub>r</sub> es la temperatura de referencia del suelo [K], que generalmente se fija entre 293 y 298 K; T=T(t) [K] es la temperatura del suelo en el tiempo de cálculo a una profundidad determinada;  $\alpha_r$  es la tasa de degradación aparente a la temperatura de referencia [T<sup>-1</sup>] y K<sub>a</sub> es un parámetro de calibración adimensional. Esta ecuación es una simplificación de la ecuación de Arrhenius (Paraíba et al., 2003), en la que K<sub>a</sub> es igual a E<sub>a</sub>/(R·T<sub>r</sub>), siendo E<sub>a</sub> la energía de activación de Arrhenius para el proceso de degradación [ML<sup>2</sup>T<sup>-2</sup>K<sup>-1</sup>] y R la constante universal de los gases [ML<sup>2</sup>T<sup>-2</sup>].

La escala horaria es, en principio, adecuada para caracterizar periodos de gran variación en la degradación de herbicidas en el suelo; sin embargo, durante un episodio de lluvia, la hipótesis de partida del modelo de transferencia considera la formación instantánea de una capa de mezcla entre el suelo y el flujo de escorrentía al comienzo de un evento de escorrentía, que suele tener una duración de pocas horas e un mismo día. Por ello, la influencia de temperatura se ha incorporado al modelo durante los períodos entre eventos de precipitación, si bien se ha realizado un análisis de la sensibilidad del modelo frente a las variaciones horarias durante un día en la concentración del herbicida y las variaciones diarias durante el año, resultando más significativas estas últimas. 2.3.- Descripción de la zona de estudio e información disponible

El modelo propuesto se ha aplicado en la cuenca vertiente al embalse del río Víboras (Fig. 1) con una extensión de 185 km<sup>2</sup>, en la comarca de la sierra sur jienense, dentro de las sierras Subbéticas.



Fig. 1. Localización de la cuenca vertiente al embalse del río Víboras y superficie ocupada por olivar

Esta zona de clima mediterráneo, presenta una distribución anual de la precipitación marcadamente estacional, con un periodo muy seco en verano y un periodo lluvioso en otoñoinvierno. La Fig. 2 representa la precipitación diaria junto a los caudales diarios de aportación al embalse para el periodo Jul-05/Jul-10. Se puede observar una alta relación entre ambas, que es debido a la rápida respuesta de la cuenca, resultado de la naturaleza torrencial de los eventos de precipitación en la zona, que a menudo superan la capacidad de infiltración máxima del suelo, cuyos valores de conductividad hidráulica saturada alcanza magnitudes máximas de 19 mm·h<sup>-1</sup> (Rodríguez, 2009).



Fig. 2. Precipitación y caudal a la entrada del embalse diarios

La Tabla 1 muestra los valores de temperatura, escorrentía y precipitación media anual para la cuenca por año

hidrológico. Las fechas de aplicación de herbicidas coinciden con la estación húmeda, por lo que se muestran también los valores de escorrentía y precipitación para el período diciembre-febrero, que coincide con la época de mayor arrastre de herbicidas. A partir de estos datos se observa que en este periodo se produjo una escorrentía de mayor magnitud a la media de la cuenca, consecuencia del carácter extraordinariamente húmedo del año hidrológico 2009-2010 (Fig. 2 y Tabla 1), con lluvias de gran intensidad durante el invierno y mayor flujo de escorrentía.

Tabla 1. Datos de clima en la c	uenca de estudio
---------------------------------	------------------

	Media anual (05-10)	Máx 05-10	Min 05-10	Media dic09- feb10	Máx dic09- feb10	Min dic09- feb10
Precipitación (mm)	490,2			451,8		
Temperatura (°C)	16,5	41,9	-7,3	8,3	19,0	-4,0
Escorrentía (mm)	43,4			56,5		

El 49% de esta superficie de la cuenca corresponde a olivar (Fig. 1), con un sistema de manejo predominante con suelo desnudo y, en menor grado, sistemas de no laboreo con bandas de cubierta vegetal, con control de la vegetación mediante la aplicación de herbicidas. El suelo presenta un alto contenido en arcilla (31 - 45 %) y aproximadamente un 3 % de materia orgánica, por lo que la persistencia de los herbicidas en el suelo puede llegar a ser elevada. Por otro lado, la amplitud del intervalo térmico diario de hasta 18 °C en otoño o primavera (Fig. 3), fechas de aplicación habitual de herbicidas, y una variación estacional de la temperatura diaria del aire de hasta 10 °C, permite analizar el efecto de la temperatura en el proceso de degradación.



**Fig. 3**. Amplitud térmica y temperatura media diaria del aire a lo largo del período de estudio en la estación RIA2306 cercana al embalse

2.4- Variables y parámetros de entrada al modelo en la zona de estudio

Para este trabajo se seleccionó el periodo del 26 de noviembre de 2009 al 25 de febrero de 2010, coincidiendo con el período de aplicación de herbicidas. Estudios anteriores en zonas de olivar (Galindo, 2006), (Tabla 2) fijan aplicaciones de un producto comercial mezcla de terbutilazina al 28,5% y diurón al 28,5%, realizándose la primera aplicación al inicio de la estación húmeda, en noviembre, y por tratarse de un año excepcionalmente húmedo, se realiza la segunda aplicación en febrero, algo antes de lo habitual, para un control de la vegetación más eficaz. El estudio se ha realizado para terbutilazina, dada su mayor intensidad de degradación, y se han comparado los resultados obtenidos con los correspondientes al modelo inicial sin la influencia de la temperatura.

Tabla 2. Parámetros descriptores de la aplicación de herbicida en el estudio

Tamaño de celda (m <sup>2</sup> )	Densidad del suelo (kg m <sup>-3</sup> )	Fechas de aplicación	Cantidad herbicida (kg m <sup>-2</sup> )	Concentración inicial de herbicida en el suelo (µg kg <sup>-1</sup> )
20.20	1200	20/11/2009	$1,74 \cdot 10^{-4}$ (28,5%)	0.05
30x30	1200	09/2/2010	$1,6 \cdot 10^{-5}$ (28,5%)	0,05

Las variables de entrada en el modelo propuesto son: (1) temperatura media diaria del suelo en cada celda del MDE en la cuenca (para el cálculo de C<sub>suelo</sub> según Ec. 4 y 1), y (2) escorrentía horaria generada en cada celda durante cada evento de precipitación. Para el cálculo de (1) se han generado mapas de temperatura media diaria del suelo mediante la interpolación espacial de la temperatura media diaria del aire, y el uso de la relación empírica (regresión lineal) entre esta y la primera a partir de las series disponibles de ambas variables en las quince estaciones meteorológicas en la zona de estudio. Los mapas diarios de temperatura del aire durante el periodo de estudio se obtuvieron utilizando el módulo meteorológico del modelo hidrológico WiMMed (Polo et al., 2009; Egüen et al., 2009; Herrero et al., 2011). En dicho modelo, se realiza una interpolación espacial de la temperatura del aire a escala diaria mediante el método de la inversa de la distancia ponderada con las estaciones de la zona, en la que se tiene en cuenta la relación lineal de la temperatura con la elevación y la orografía. En el cálculo de (2), se utilizaron los resultados del modelo hidrológico WiMMed utilizados en Gómez-Beas et al. (2011), que incluyen la escorrentía superficial horaria en cada celda de la cuenca, la escorrentía superficial horaria acumulada en la entrada al embalse y la distribución espacial de los tiempos de viaje desde cada celda a dicho punto de entrada. Para el cálculo de la escorrentía superficial el modelo realiza un balance de agua para cada celda del MDE mediante el que obtiene la precipitación efectiva como la diferencia entre la precipitación neta (sustraídas las pérdidas por interceptación de la cubierta vegetal) y la infiltración superficial total,

calculada mediante la ecuación de Green y Ampt. Por otro lado, se obtienen las direcciones preferenciales de flujo, la red de desagüe y la distribución de los tiempos de viaje en la cuenca en base al MDE. Circulando la precipitación efectiva en función de los tiempos de viaje de cada celda, se obtiene el hidrograma de escorrentía directa en el punto de desagüe considerado, en este caso, la entrada al embalse. Para más detalle sobre la formulación del balance de agua y energía consultar Herrero et al. (2011).

Se han adoptado los valores de los parámetros de degradación del herbicida de la ecuación de Freundlich (Ec. 2) estimados en el trabajo de Gómez-Beas et al. (2011) a partir de ensayos de laboratorio, que proporcionaron kf=1,75 [mg kg<sup>-1</sup> (L mg<sup>-1</sup>)<sup>nf</sup>], y nf=0,632, contrastados con resultados de otros autores (Wang y Keller, 2009). Los parámetros  $\alpha$ , K<sub>a</sub> (Ec. 4 y 1) y  $\beta$  (Ec. 3) se han calibrado de nuevo en este trabajo a partir de la serie de concentración diaria de terbutilazina disponible en el punto de entrada en el embalse para el periodo de estudio (Tabla 3), ya utilizada en Gómez-Beas et al. (2011). La calibración anterior arrojó como resultado valores de  $\alpha$ =0,02804 [día<sup>-1</sup>] y  $\beta$ =0,0358 [min<sup>-1</sup>]. Tras la inclusión de la temperatura se optimizó la calibración para valores de K<sub>a</sub>=38,68 y  $\beta$ =0,0558 [min<sup>-1</sup>], con  $\alpha$ <sub>r</sub>=0,002  $[dia^{-1}]$  y T<sub>r</sub>=-10,44 °C, que fue la temperatura mínima que se dio en el periodo.

**Tabla 3.** Medidas puntuales de concentración de terbutilazina en el agua a la entrada del embalse (Infraeco, 2010)

Fecha	Terbutilazina (µg·l <sup>-1</sup> )
29/11/2009	0,372
03/12/2009	0,281
22/12/2009	0,519
02/01/2010	0,139
29/01/2010	0,095
03/02/2010	0,013
09/02/2010	0,054
17/02/2010	0,074
23/02/2010	0,029

### 4.- Resultados y discusión

Las medidas disponibles de concentración de terbutilazina en el caudal de entrada al embalse muestran una evolución temporal decreciente, reflejo de la disminución del herbicida remanente en el suelo desde su aplicación. La Fig. 5 muestra dicha evolución de C<sub>suelo</sub> simulada por el modelo con y sin influencia de la temperatura, promediada a escala de cuenca.



**Fig. 5**. Evolución de la concentración diaria en el suelo con y sin inclusión de la temperatura del suelo, junto con la temperatura diaria del suelo, ambas promediadas en la cuenca de estudio

Se observan los efectos de las aplicaciones de herbicida, con una degradación más rápida si se incorpora la temperatura en el caso de la primera aplicación, y más lenta para la segunda, en febrero, por las más bajas temperaturas en este periodo.

Así, incorporando el efecto de la temperatura en el proceso, se consigue un buen ajuste a los valores de carga obtenidos a partir de los datos de concentración medidos en el punto de entrada al embalse en el periodo de estudio, como se muestra en la Fig. 6. Si se comparan los resultados con y sin consideración de la temperatura (Fig. 7), ambas aproximaciones arrojan buenos resultados con un grado de ajuste similar a escala diaria, mayor, no obstante, cuando se incorpora la temperatura.



**Fig. 6.** Carga de Terbutilazina estimada a partir de los datos de concentración medidos junto a carga obtenida por aplicación del modelo, y escorrentía simulada

En cualquier caso es necesario tener presente la dificultad en recopilar la información de entrada al modelo en lo que se refiere a fechas de aplicación del herbicida, cantidad aplicada y naturaleza del compuesto, ya que cada agricultor puede realizar la aplicación de herbicida según su criterio, tratándose por tanto de una información muy dispersa. Aun así, el grado de aproximación del modelo es muy significativo en ambos casos, con un error del 5.95 y 7.03% en la estimación de la carga total de terbutilazina aportada por la escorrentía al embalse durante el periodo de estudio, con y sin inclusión de la temperatura, respectivamente.



Fig. 7. Parámetros y errores del ajuste entre carga simulada y carga medida diarias con y sin inclusión de la temperatura

Por otra parte, cabe esperar que la inclusión de la temperatura del suelo tenga efectos significativos en las cargas generadas antes de que el herbicida se haya degradado significativamente; en el caso de estudio, las primeras lluvias se producen 29 días tras la primera y mayor aplicación de herbicida, por lo que los primeros datos usados para la calibración no se corresponden con periodos con concentraciones aún elevadas en el suelo, situaciones que podrían arrojar mayores diferencias en el grado de ajuste obtenido. Para ilustrar esto, se ha incorporado un evento ficticio de escorrentía dos semanas después de la primera aplicación del herbicida, de 10 mm h<sup>-1</sup> uniforme en toda la cuenca y con una duración de 3 horas. Al establecer este volumen constante en todas las celdas es posible observar el efecto de la temperatura en la degradación de la sustancia sin que la carga se vea afectada por variaciones espaciales en la generación de escorrentía. La simulación realizada con el modelo original da como resultado una carga de 2212.6 g día<sup>-1</sup> para este evento en el punto de entrada al embalse, mientras que la simulación con la incorporación de la temperatura proporciona una carga de 1850.9 g día<sup>-1</sup> en el mismo punto. Admitiendo un mejor grado de ajuste en el segundo caso, como se corresponde con los resultados calibrados, puede observarse cómo el modelo original sobreestima aproximadamente un 20% la carga diaria en el agua de escorrentía al subestimar las pérdidas de carga en el suelo por efecto de la degradación.

Por último, se ha analizado el cálculo distribuido de la fracción de masa de herbicida aportada desde cada celda a la carga total en el punto de entrada al embalse, según el modelo original y el propuesto, para cada evento de escorrentía registrado.



**Fig. 8**. Evento del 21 de diciembre de 2009. Mapas de carga acumulada en la escorrentía, normalizada por la carga total en el punto de entrada al embalse con y sin incorporación de la temperatura en el cálculo; escorrentía acumulada y temperatura media del suelo

Las Figs. 8 y 9 muestran estos resultados para los primeros eventos producidos tras las dos aplicaciones efectuadas de herbicida. Se observa cómo el modelo original subestima los aportes de herbicida en el tramo alto de la cuenca y los sobreestima en el tramo bajo, con respecto a los resultados con inclusión de la temperatura, por la diferencia de temperatura entre zonas debida en parte a la menor altitud.



**Fig. 9**. Evento del 17 de febrero de 2010. Mapas de carga acumulada en la escorrentía, normalizada por la carga total en el punto de entrada al embalse con y sin incorporación de la temperatura en el cálculo; escorrentía acumulada y temperatura media del suelo

En el caso de la zona estudiada, los esfuerzos en realizar medidas correctoras deberían centrarse en el tramo alto de la cuenca, dado que a las mayores pendientes (Fig. 1) y mayor escorrentía, se les suma una en general menor temperatura del suelo (Figs. 8 y 9). Esto queda de manifiesto asimismo en los resultados correspondientes al evento ficticio de escorrentía simulado (Fig. 10).



**Fig. 10**. Evento ficticio del 8 de diciembre de 2009. Mapas temperatura media del suelo y de carga acumulada en la escorrentía, normalizada por la carga total en el punto de entrada al embalse con y sin incorporación de la temperatura en el cálculo

Así, la nueva metodología muestra el efecto que en la magnitud de los aportes tendrían, por un lado las condiciones específicas del sitio, como ya apuntan otros estudios (Rode et al., 2009; Wohlfahrt et al., 2010) especialmente el clima, dado que las características del suelo estarían consideradas en los coeficientes de degradación y desorción del modelo, y por otro las opciones de gestión agrícola. Esto último sería de especial consideración a la hora de llevar a cabo el manejo integral de las cuencas agrícolas. Dada la facilidad que en la actualidad existe para disponer de una previsión meteorológica ajustada con al menos una semana de antelación, teniendo en cuenta que la reducción del herbicida en el suelo durante la primera semana tras la aplicación es muy significativa, hasta del 30.8% en el caso estudiado, se podrían planificar las fechas de aplicación del herbicida teniendo en cuenta las previsiones meteorológicas por zonas.

#### 5.- Conclusiones

Ambos modelos permiten reproducir adecuadamente las cargas de herbicida aportadas al embalse por la escorrentía superficial, con errores del 11,43% y 17,13% a escala diaria y del 5,95% y 7,03% para todo el periodo estudiado, con y sin inclusión de la temperatura respectivamente. No obstante, cuando se incorpora la influencia de la temperatura del suelo el grado de ajuste mejora.

La influencia del momento de aplicación de herbicida en el aporte potencial queda de manifiesto en los resultados simulados, que arrojan una posible sobreestimación de hasta un 20% para este periodo en la estimación de la carga total de herbicida al embalse cuando no se considera el efecto de la temperatura en su degradación en el suelo.

A pesar de que la información usualmente disponible en las cuencas solo permite una calibración en puntos de control en la red fluvial y no en las laderas vertientes a esta, el carácter distribuido del modelo permite identificar las zonas que contribuyen en mayor proporción al aporte de herbicidas a la escorrentía superficial y, con ello, establecer pautas de programación de su aplicación a corto plazo apoyadas en los pronósticos meteorológicos disponibles.

Agradecimientos. Los resultados de este trabajo se han llevado a cabo en el marco del acuerdo de colaboración entre la Universidad de Córdoba y la empresa Infraestructuras y Ecología S.L. (INFRAECO): "Modelado de la dinámica de herbicidas en embalses". El desarrollo del modelo paramétrico ha sido financiado dentro del proyecto CGL 2008-03308 "Modulo multiescala de la transferencia de contaminantes desde el suelo al flujo de escorrentía superficial y su transporte" del Ministerio de Ciencia e Innovación. Así mismo, agradecer al subsistema CLIMA de la Junta de Andalucía por los datos meteorológicos utilizados en este trabajo.

# 6.- Bibliografía

- Contreras, E., 2007. Transferencia de solutos al agua de escorrentía. *Monografias 2007, 1.* Grupo de Hidrología e Hidráulica Agrícola. Universidad de Córdoba, 111. ISBN 978-84-691-2211-2.
- Contreras, E., M. Egüen, M. Nofuentes, y M.J. Polo, 2009. Modelo paramétrico distribuido de transferencia de sustancias al flujo de escorrentía superficial a escala de cuenca, en *Estudios en la Zona No Saturada del Suelo, Vol. IX – ZNS'09.* 377-384. ISBN: 978-84-96736-83-2.
- Egüen, M., C. Aguilar, M.J. Polo, I. Moreno, J. Herrero, A. Millares, y M.A. Losada, 2009. WiMMed, a distributed physically-based watershed model (II): Application examples, en *Environmental Hydraulics: Theorical, Experimental & Computional Solutions*. CRC Press/Balkema. 229-232. ISBN 978-0-415-56697-1.
- Flores, C., V. Morgante, M. González, R. Navia, y M. Seeger, 2009. Adsorption studies of the herbicide simazine in agricultural soils of the Aconcagua valley, central Chile. *Chemosphere*, 74, 1544-1549.
- Galindo, P., 2006. Transferencia de herbicidas al flujo de escorrentía superficial en olivar de no laboreo con bandas de cubierta vegetal. *Monografías 2006, 2.* Grupo de Hidrología e Hidráulica Agrícola. Córdoba, 85. ISBN 978-84-690-4413-1.
- Galindo, P., M.J. Polo, y E. de Luna, 2007. Transport by runoff of herbicides used in olive orchards: The role of physico-chemical characteristics. *Olea FAO Olive Network*, 26, 44-47.
- Gómez-Beas, R, E. Contreras, C. Aguilar, M. Egüen, y M.J. Polo, 2011. Aplicación de un modelo paramétrico distribuido de transferencia de herbicidas al flujo de escorrentía superficial en una cuenca con predominio de olivar, en *Estudios en la Zona No Saturada del Suelo*,

Vol. X - ZNS'11. 241-246. ISBN: 978-84-694-6642-1.

Herrero, J., A. Millares, C. Aguilar, A. Díaz, M.J. Polo, y M.A. Losada, 2011. WiMMed 1.0. Base teórica. Grupo de Dinámica de Flujos Ambientales-CEAMA (Universidad de Granada) y Grupo de Dinámica Fluvial e Hidrología (Universidad de Córdoba).

http://www.uco.es/dfh/images/stories/20110614%20wimmed teoria1.pdf

- Infraeco, 2010. Comunicación personal. Datos incluidos en el estudio de las interacciones del sistema plaguicida-agua-sedimento en apoyo a la gestión de embalses para abastecimiento y elaboración de modelo matemático de análisis. *Memoria técnica. Programa nacional de proyectos de desarrollo experimental. Plan nacional de investigación científica, desarrollo e innovación tecnológica, 2008-2011.* Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino.
- Nofuentes, M., y M.J. Polo, 2008. A first approach to the characterization of solute transfer from soil to runoff in transient shallow flows. *Geophys. Res. Letters.* 35, L17406, doi: 10.1029/2008GL034578.
- Otto, S., A. Cardinali, E. Marotta, C. Paradisi, y G. Zanin, 2012. Effect of vegetative filter strips on herbicide runoff under various types of rainfall. *Chemosphere*, 88, 113-119.
- Paraíba, L.C., A.L. Cerdeira, E.F. da Silva, J.S. Martins, y H.L. da Costa Coutinho, 2003. Evaluation of soil temperatura effect on herbicide leaching potential into groundwater in the Brazilian Cerrado. *Chemosphere*, 53, 1087-1095.
- Paraíba, L.C., y P. Pulino, 2003. Pesticide dispersion-advection equation with soil temperature effect. *Environmetrics*, 14, 323-337.
- Polo, M.J., J. Herrero, C. Aguilar, A. Millares, A. Moñino, S. Nieto y M.A. Losada, 2009. WiMMed, a distributed physically-based watershed model (I): Description and validation, en *Environmental Hydraulics: Theorical, Experimental & Computational Solutions*. CRC Press/Balkema. 225-228. ISBN: 978-84-0-415-56697-1.
- Rode, M., E. Thiel, U. Franko, G. Wenk, y F. Hesser, 2009. Impact of selected agricultural management options on the reduction of nitrogen loads in three representative meso scale catchments in Central Germany. *Sci. Total Environ.*, 407, 3459-3472.
- Rodríguez, J.A., 2009. Inferencia espacial de propiedades físico-químicas e hidráulicas de los suelos de Andalucía. En *Estudios en la Zona No Saturada del Suelo, Vol. IX ZNS'09.* 448-455. ISBN: 978-84-96736-83-2.
- van Roon, A., J.R. Parsons, L. Krap, y H.A.J. Govers, 2005. Fate and transport of monoterpenes through soils. Part II: Calculation of the effect of soil temperature, water saturation and organic carbon content. *Chemosphere*, *61*, 129-138.
- Wang, P., y A.A. Keller, 2009. Sorption and desorption of atrazine and diuron onto water dispersible soil primary size atrazine. *Water Res.*, 43. 1448-1465.
- Wohlfahrt, J., F. Colin, Z. Assaghir, y C. Bockstaller, 2010. Assessing the impact of the spatial arrangement of agricultural practices on pesticide runoff in small catchments: Combining hydrological modeling and supervised learning. *Ecol. Indic.*, 10, 826-839.

# INFLUENCIA DEL SUELO EN LA EFICIENCIA DE LA IMPLANTACIÓN DE FILTROS VERDES EN UN DISTRITO DE RIEGO POR SUPERFICIE EN MEDIO ÁRIDO

M.A. Campo-Bescós<sup>1,2</sup>, R. Muñoz-Carpena<sup>1</sup> y G. Kiker<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Dept of Agricultural and Biological Engineering, University of Florida, Gainesville, Florida, USA e-mail: <u>carpena@ufl.edu</u>.
 <sup>2</sup> Dpto de Proyectos e Ingeniería Rural, Universidad Pública de Navarra, Pamplona, España. e-mail: <u>miguel.campo@unavarra.es</u>

**RESUMEN.** La implantación de filtros verdes (FV) en parcelas de riego por superficie puede reducir la generación de escorrentía-sedimentos. Sin embargo, su diseño y efectividad dependen de varios factores. El trabajo analiza mediante simulación la interacción de 5 factores en la generación de escorrentía-sedimentos en parcelas de riego por surco (4 clases texturales; 2 pendientes; 3 manejos de riego; 6 tipos de vegetación de FV y 10 longitudes de FV). Indistintamente del tipo de suelo, la aplicación de un riego de 0,6 L s<sup>-1</sup> en pendientes del 2 % supera la tolerancia de pérdida de suelo. La pendiente y el volumen de escorrentía son dos factores claves en la exportación de sedimentos de surco, siendo insensible al tipo de vegetación del FV. La implantación de FV reduce la exportación de escorrentía y sedimentos fuera de la parcela. Además, una mejora en el manejo del riego reduce la exportación de sedimentos.

**ABSTRACT.** The implementation of vegetative filter strips on surface irrigation parcels can mitigate the runoff and sediment delivery. However, the design and effectiveness of these strips depends on several factors. This study examines runoff and sediment delivery under the interactions of five factors (and variation within the factors, indicated in parentheses): soil texture (4), slope (2), irrigation management plan (3), filter vegetation type (6), and filter length (10). In analyzing the entire furrow and considered soil textures with an irrigation inflow of 0.6 L s <sup>1</sup> and 2% slope, the soil loss tolerance was exceeded. Slope and runoff volume were two of the main drivers of sediment export from furrows. Nevertheless, results were insensitive to filter vegetation type. Vegetative filter strips reduced runoff and sediment delivery on tail drainage ditch. In addition, improvements on water management reduce sediment production.

#### 1.- Introducción

El riego por surcos es uno de los más antiguos y extendidos métodos de riego por superficie. Sin embargo, un inadecuado uso puede aumentar la generación de escorrentía y sedimentos, así como contaminantes asociados a ambos, contribuyendo al deterioro de los recursos hídricos superficiales. Una de las buenas prácticas agrícolas (*Best Management Practices*, BMP) en la mitigación de estos efectos es la implantación de filtros verdes o vegetales (FV) a la salida de las parcelas de riego (Geza et al., 2009), que permite reducir la escorrentía y los

sedimentos. Si bien, la ubicación y funcionalidad de los FV no es una tarea sencilla ya que dependen de varios factores, como son: frecuencia y duración del riego, propiedades del suelo, cobertura vegetal utilizada en el FV y dimensiones del mismo. El análisis en conjunto de todos los factores proporciona una visión global del problema, destacando las claves para aumentar su eficacia.

En la actualidad hay varios modelos matemáticos con base física que simulan la hidrodinámica de un sistema riego por superficie y de los FV. Esto permite explorar de forma sencilla diferentes escenarios de trabajo. Sin embargo, el enlace entre los dos subsistemas no se ha analizado en su conjunto. Por lo tanto, en el presente estudio se propone un marco metodológico para evaluar la implantación de FV en sistemas de riego.

#### 2.- Material y métodos

El estudio se ha llevado a cabo en el cuenca del Río Yakima, en el estado de Washington (EEUU, Fig. 1), donde hay severos problemas de contaminación por sedimentos en el agua de retorno de los distritos de riego. El problema se agrava por la escasa precipitación media anual en la zona de estudio, alrededor de 200 mm.



Fig. 1. Localización de la zona de estudio

El trabajo se ha centrado en el distrito de riego de Granger, con una extensión de 7500 ha distribuidas en 1540 parcelas. De estas parcelas 410 se riegan por surcos, con una longitud patrón de 200 m. Los surcos tienen una sección trapezoidal con base de 0,12 m, talud de 45° y una separación entre ejes de 0,76 m (Fig. 2b). El riego se

efectúa mediante un aporte constante de agua durante 12 horas, permitiendo abandonar el exceso de agua al final del surco a la red de drenaje superficial. El caudal base por surco se considera  $0,3 \text{ L s}^{-1}$ , como recomiendan Ley y Lieb (2003). Se ha considerado este sistema de riego como primer escenario del estudio, denominado *recomendado*. Sin embargo este es un escenario conservador dado que los agricultores suelen usar un caudal de  $0,6 \text{ L s}^{-1}$  por surco. Este nuevo escenario se denomina *actual*. El estudio se completa además de ambos escenarios con un sistema intermedio consistente en un riego por *pulsos*, con un caudal inicial de  $0,6 \text{ L s}^{-1}$  por surco reducido a la mitad a partir de la  $6^{a}$  hora del inicio.



**Fig. 2.** Resumen hidráulico de un surco (a) con descripción de la sección característica (b). Hidrogramas de entrada y salida de los surcos, presentados en los paneles izquierdo y derecho respectivamente. Curvas de avance y retroceso del riego a lo largo del surco ubicadas en el panel central. Simulación sobre suelo arenoso franco (líneas grises) y franco (líneas verdes), con pendiente del 2%. Los diferentes manejos de riego se presentan con diferente trazo de línea: riego con caudal constante de 0.3 L s<sup>-1</sup> y surco (línea continua, *recomendado*), riego por pulsos con un caudal de 0.6 L s<sup>-1</sup> y surco reduciendo el caudal a 0.3 L s<sup>-1</sup> y surco tras 6 horas de riego (línea discontinua, *pulsos*), y riego constante con 0.6 L s<sup>-1</sup> y surco (línea de puntos, *actual*)

Las clases texturales de los suelos predominantes en la zona de estudio son 4 (Tabla 1), ubicadas entre arenosa franca y franca arcillosa (Soil Survey Staff, 2012). En la Tabla 1 se presentan las características de los suelos utilizados en las simulaciones. La pendiente media de las parcelas de riego por surcos oscila entre el 0.5% y el 2%, por lo que se han adoptado tan solo los valores extremos del intervalo. El resto de parcelas usan riego por goteo y aspersión, contribuyendo de forma reducida a la escorrentía superficial recogida por los canales de drenaje.

**Tabla 1.** Descripción de los suelos presentes en la zona de estudio. Parámetros de la ecuación de Green-Ampt (Rawls et al., 1983).  $D_{50}$  procedente de Muñoz-Carpena y Parson (2000)

		<u> </u>				
	Propiedades del suelo					
Clase textural de	$K_s$	$\theta_s$	$S_{av}$	0	$D_{50}$	
suelo	$(cm h^{-1})$		(cm)	(%)	(mm)	
Arenoso franco	3,98	0,44	5,2	0,5	0,120	
Franco arenoso	2,18	0,45	11,0	2,0	0,080	
Franco	1,32	0,46	10,2	1,5	0,035	
Franco arcilloso	0,68	0,50	19,1	2,0	0,027	

 $K_s$ : conductividad hidráulica saturada;  $\theta_s$ : humedad en saturación;  $S_{av}$ : succión efectiva en el frente de avance; O: materia orgánica;  $D_{50}$ : diámetro de la mediana de los sedimentos

Respecto a los potenciales cultivos a implantar en los filtros verdes se ha considerado (Tabla 2): raigrás (*Lolium multiflorum*), festuca (*Festuca arundinacea*), grama (*Cynodon dactylon*) y poa pratense (*Poa pratensis*). Además en el análisis se han incorporado alfalfa (*Medicago Sativa*) y sorgo (*Sorghum x drummondi*). Aunque estos no se recomiendan estos cultivos en los FV se han considerado debido a que pueden suponer un incentivo económico para el agricultor (Muñoz-Carpena y Parsons, 2011). Finalmente, se han considerado longitudes de FV desde 5 m hasta 50 m con incrementos de 5 m (10 longitudes).

 Tabla 2. Cultivos considerados como posibles alternativas en los filtros verdes y sus correspondientes parámetros (Muñoz-Carpena y Parsons, 2011)

Cultivos	п	SS (cm)	H (cm)
Alfalfa (Medicago Sativa)	0,24	3,02	35
Sorgo (Sorghum x drummondi)	0,24	9,52	20
Raigrás (Lolium multiflorum)	0,24	2,15	18
Festuca (Festuca arundinacea)	0,24	1,63	38
Grama (Cynodon dactylon)	0,24	1,35	25
Poa pratense (Poa pratensis)	0,24	1,65	20

SS: espaciado entre plantas; n: coeficiente de Manning; H: altura máxima

Por lo tanto, para el análisis se han analizado 1440 combinaciones de los 5 factores considerados: textura de suelo (4), pendiente (2), manejo de agua de riego (3), cultivos en los FV (6) y longitudes de los FV (10).

#### 2.1.- Modelado

En la modelización se ha analizado por separado los dos subsistemas considerados: parcela de riego por surcos y FV. La salida del primer subsistema es la entrada en el siguiente subsistema.

La modelización de la circulación del agua de riego a través los surcos se ha realizado con el modelo unidimensional WinSRFR 4.1.2 (Bautista et al., 2009). La infiltración se calcula en base a la ecuación de Green-Ampt, ajustando la curva de infiltración acumulada a la ecuación empírica de Kostiakov por ser ésta la que incluye el programa WinSRFR. El perímetro mojado se calcula mediante el método de perímetro mojado local (Local wetted perimeter, Bautista et al., 2009). En todas las simulaciones se consideran los surcos sin vegetación, adoptando un valor del coeficiente de Manning de 0,04. La circulación hidráulica se realiza mediante el método de onda cinemática. Debido a que en el estudio se desea simular la erosión a la salida del surco, sin considerar la evolución en el interior del mismo, se utiliza el hidrograma de salida del surco para el cálculo de la erosión hídrica. Se ha seleccionado la formulación de erosión por flujos concentrados desarrollada por Foster y Meyer (1972), que ha sido integrada en el modelo WEPP (Laflen et al., 1991) y usada en estudios de erosión hídrica en riego por surcos (e.g. Trout y Neibling, 1993; Fernández-Gómez et al., 2004). Esto implica condiciones estacionarias. La capacidad de transporte está gobernada por el esfuerzo cortante ejercido por el flujo de agua. La carga de sedimentos (G, kg s<sup>-1</sup> m<sup>-1</sup>) a lo largo del surco (x, m) se expresa por

$$\frac{\partial G}{\partial x} = D\left(1 - \frac{G}{T}\right) \tag{1}$$

donde *D* es la capacidad de arranque del flujo (kg s<sup>-1</sup> m<sup>-2</sup>) y *T* es la capacidad de transporte en el surco (*D*, kg s<sup>-1</sup> m<sup>-1</sup>). Cuando el esfuerzo cortante ejercido por el flujo supera el esfuerzo cortante crítico del suelo, la capacidad de arranque se calcula como

$$D = K(\tau - \tau_c) \tag{2}$$

donde K es el parámetro de erodibilidad del suelo (s m<sup>-1</sup>),  $\tau$ es el esfuerzo cortante ejercido por el flujo (Pa) y  $\tau_c$  es el valor crítico soportado por el suelo antes de que se inicie el movimiento de las partículas sólidas (Pa). En este trabajo, los valores de K y  $\tau_c$  han sido estimados para cada clase textural de suelo en base a la propuesta empírica de Elliot et al. (1989), que recoge el modelo WEPP. Sin embargo, tal y como apunta Bjorneberg (1999) el esfuerzo cortante límite se considera un orden de magnitud inferior al obtenido por Elliot et al. (1989). Aunque somos conscientes de la incertidumbre presente en la estimación de ambos parámetros, en el estudio se opta por considerar estos valores como una primera aproximación ante la falta de valores reales de campo. No obstante estos valores se encuentran en la literatura para erosión por flujos concentrados (Knapen et al., 2007).

El esfuerzo cortante se calcula como

$$\tau = \gamma h S (n_b/n_c)^{0,9} \tag{3}$$

donde,  $\gamma$  es el peso específico del agua (N m<sup>-3</sup>), *h* es el calado de la lámina de agua (m), *S* es la pendiente unitaria de la línea de energía, en este caso considerada igual a la pendiente del lecho del surco,  $n_b$  y  $n_c$  coeficientes de Manning del suelo sin y con aspereza, respectivamente. En surcos de riego, Trout y Neibling (1993) consideraron unos valores de 0,04 en surcos limpios y 0,1 en suelos con residuos de plantas, valores adoptados en el presente estudio.

La capacidad de transporte se calcula usando una ecuación simplificada de la presentada por Yalin (1963), descrita por Foster y Meyer (1972) como

$$T = K_t \tau^{3/2} \tag{4}$$

donde  $K_t$  es un coeficiente de transporte (m<sup>0.5</sup> s<sup>2</sup> kg<sup>-2</sup>). En el presente trabajo se utilizará un valor de  $K_t$  igual a 0.01 siguiendo las pautas marcadas por Finkner et al. (1989).

Finalmente, la escorrentía de agua y sedimentos a la salida del surco se utilizan como entrada al FV. La simulación del FV se realiza con el modelo VFSMOD (Muñoz-Carpena y Parsons, 2004). VFSMOD es un modelo de base física que simula a escala de parcela la hidrología y el transporte de sedimentos a través de una franja de FV para cada evento de escorrentía. El modelo aglutina un submodelo para evaluar la escorrentía superficial e infiltración y un submodelo de filtración de sedimentos. El flujo superficial de escorrentía e infiltración en el suelo se calculan en base a la resolución por elementos finitos de la onda cinemática (Muñoz-Carpena et al., 1993a) y la solución implícita (Newton-Raphson) del método de Green-Ampt (Muñoz-Carpena et al., 1993b), respectivamente. La filtración de sedimentos se basa en la mecánica de transporte de partículas gruesas (rodamiento) y finas (suspendidas) mediante el modelo de la Universidad de Kentucky (Barfield et al., 1978; Muñoz-Carpena et al., 1999) desarrollado para FV. Así el modelo es capaz de simular complejos hidrogramas a la entrada del filtro con diversas configuraciones de FV. Conviene destacar que al igual que los modelos precedentes utilizados en este estudio, VFSMOD ha sido comprobado con datos de campo (e.g. Muñoz-Carpena et al., 1999; Abu-Zreig, 2001).

#### 3.- Resultados y discusión

Para cada combinación de tipo de suelo (4) y pendiente (2) se han circulado por separado los tres hidrogramas de entrada en el sistema con WinSRFR, correspondientes a los diferentes manejos de riego planteados en el análisis. En la Fig. 2a se presenta el resumen hidráulico de los tres escenarios de riego para dos clases texturales de suelo (arenoso franco y franco) y una pendiente (2%). El riego con un caudal constante de 0,6 L s<sup>-1</sup> durante 12 horas produce el mayor caudal de salida, con un valor máximo de 0,22 L s<sup>-1</sup> en el suelo arenoso franco y 0,42 L s<sup>-1</sup> en el franco. En ambos casos, el riego recomendado de 0,3 L s<sup>-1</sup> genera la menor cantidad de escorrentía. Así, en el suelo con mayor infiltración (arenoso franco) el volumen de escorrentía es inferior al 2% del volumen aportado con el riego recomendado, incrementándose hasta el 35% en suelo de clase textural franco arcillosa. El tiempo de avance del riego depende del tipo de suelo y del caudal de agua aportado. Los tiempos de avance del riego para el la longitud patrón de surco, 200 m varían entre 0,4 horas (franco arcilloso) y 7,2 horas (arenoso franco), para una pendiente del 2%. En el caso de la pendiente de 0,5%, los tiempos de avance para los diferentes suelos y caudales aplicados oscilan entre 0.6 horas (franco arcilloso) y 11,5 horas (arenoso franco). Estos valores son similares a los observados en campo bajo riego por superficie (e.g. Bjorneberg et al., 2006; Mailapalli et al., 2009).

Utilizando los diversos hidrogramas de salida del surco, resultado de la combinación de factores considerados, se ha calculado que la pérdida media de suelo en el surco por riego fluctúa entre 0 a 6 Mg ha<sup>-1</sup>. A pesar de las limitaciones del método de cálculo, coinciden apreciablemente con los aportados en la literatura. Así, Fernández-Goméz et al. (2004) obtuvieron valores, al final de surcos de 200 m, en el intervalo de 0 a 10 Mg ha<sup>-1</sup>. Sin embargo, en el interior del interior del surco la intensidad de erosión puede ser ampliamente superada, tal y como expone Trout (1996), alcanzándose valores máximos al inicio del surco, donde el caudal es máximo y la carga de sedimentos mínima.

La tolerancia de pérdida de suelo en la zona de estudio según el USDA NRCS (2013) se estima en torno a 12 Mg ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup>. Por lo tanto, considerando que se necesitan una media de 8 riegos por temporada (riegos de 50 mm) la tolerancia de pérdida de suelo por riego sería aproximadamente 1,5 Mg ha<sup>-1</sup>. Este valor se supera en la totalidad de las parcelas con pendiente elevada (2%) y manejo de riego *actual* (Fig. 3). En las parcelas con menor capacidad de infiltración, clase textural franco arcillosa, un cambio en el manejo de riego superaría el límite de tolerancia. Por el contrario, ninguna de las combinaciones simuladas con una pendiente del 0,5% exceden este valor. En la combinación de suelo franco arcilloso y manejo de riego *actual* se logra una pérdida máxima de suelo de 1,3 Mg ha<sup>-1</sup>.

Finalmente conviene indicar, que como indican Li y Zhang (2010), la pérdida de suelo muestra una correlación positiva con el volumen de escorrentía y con la pendiente del surco,  $R^2=0.97$  para pendiente del 2% y  $R^2=0.93$  para pendientes del 0.5%. Por lo tanto, en los escenarios simulados y teniendo en cuenta las limitaciones, el volumen de escorrentía y la pendiente son unos de los principales factores que controlan la erosión (Fig. 3).



**Fig. 3.** Pérdida de suelo por aplicación de riego en función de la clase textural y el sistema de manejo de riego. La pendiente media de parcela es 2%

Tras disponer de los hidrogramas de escorrentía y concentraciones medias de sedimentos a la salida de los surcos, se ha analizado el efecto de los FV. En primer lugar, la reducción de sedimentos es insensible a los diferentes tipos de vegetación analizados en el estudio, produciendo los mismos resultados. Esta observación puede estar relacionada con la baja densidad de plantas en los FV analizados.

La reducción de escorrentía y sedimentos para las diferentes longitudes de FV analizadas se presenta en la Fig. 4. Esta reducción de escorrentía y sedimentos parece seguir una relación como *Red* 

Red (%) = 
$$(1 - a)(1 - e^{(-b.L)})$$
 (5)

en donde *a* y *b* son sendos coeficientes de calibración y *L* es la longitud del FV en la dirección del flujo. En ambos casos, la bondad del ajuste ha sido adecuada ( $\mathbb{R}^2$ >0,95).

En los suelos con mayor capacidad de infiltración, clase textural arenoso franca, y en condiciones de manejo de riego recomendado, la implantación de 5 m de FV implica la infiltración total de la escorrentía generada (Fig. 4a). Sin embargo, bajo un escenario de manejo de riego actual para alcanzar el mismo objetivo se necesita la implantación de un FV de 25 m de longitud. En suelos con menor capacidad de infiltración, es necesaria una mayor longitud de FV para alcanzar valores de reducción similares. Así por ejemplo, en suelos franco arcillosos, la implementación de un FV de 50 m reduce entre el 66 y el 28% la escorrentía bajo un manejo de riego recomendado y actual, respectivamente. Por lo tanto, en todas las condiciones simuladas la escorrentía se puede reducir con la adopción de FV. Sin embargo, su eliminación total, no siempre es posible.



Fig. 4. Curvas de reducción de escorrentía (a) y sedimentos (b) utilizando diferentes longitudes de filtros verdes. Los valores simulados se presentan con diferente símbolo y gris en función de la clase textural del suelo: arenoso franco (rombo), franco arenoso (cuadrado), franco (triangulo) y franco arcilloso (circulo). Curvas de ajuste para cada tipo de suelo y manejo de riego: *recomendado* (línea continua), *pulsos* (línea discontinua) y *actual* (puntos). Pendiente media de parcela fijada al 2%

La reducción de sedimentos en el FV en función de la longitud del mismo, se presenta también en la Fig. 4b. Al igual que ocurría con la escorrentía, existe una mayor reducción en suelos con mayor capacidad de infiltración. Sin embargo, la carga de sedimentos se reduce por encima

del 95 % con longitudes de filtro igual o superiores a 15 m. Si bien, esta reducción del 95 % en términos generales se pueden alcanzar con una acción combinada; implantando un FV de 5 m de longitud y la adopción de un manejo de riego *recomendado*. Por lo tanto, la reducción de sedimentos que descargan en aguas debajo de la parcela se puede alcanzar tanto con la implantación de filtros verdes como con un cambio en el manejo del riego.

# 4.- Conclusiones

El riego por surcos puede causar una excesiva pérdida de suelo. Independientemente de la clase textural del suelo de la parcela, la aplicación de un riego de 0,6 L s<sup>-1</sup> (manejo *actual*) en pendientes del 2 % supera la tolerancia de pérdida de suelo. La pendiente y el volumen de escorrentía son dos de los factores claves en la exportación de sedimentos de la parcela de riego. Por lo tanto, de forma directa, una mejora en el manejo del riego reduce la exportación de succión de sedimentos. Así, se puede conseguir el mismo objetivo de reducción de sedimentos con una mejora en el manejo del FVs reduce la producción de sedimentos. Así, se puede conseguir el mismo objetivo de reducción de sedimentos con una mejora en el manejo del riego o la implantación de FV, con el coste adicional que ello conlleva. Finalmente, el factor tipo de vegetación analizada en los FVs es el menos sensible.

Agradecimientos. El presente trabajo ha sido financiado por el Departamento de Agricultura de los EEUU (Projecto "Protecting Water Resources by Engaging Stakeholders in Targeted Implementation of Filter Strips"). Especial agradecimiento a Elaine Brouillard del Distrito de Riego de Sunnyside, Washington. RMC quiere agradecer el apoyo recibido de la UF Foundation Professorship y del UF Water Institute Fellow.

#### 5.- Bibliografía

- Abu-Zreig, M., 2001. Factors affecting sediment trapping in vegetated filter strips: simulation study using VFSMOD. *Hydrol. Proc.* 15, 1477-1488.
- Barfield, B.J., E.W. Tollner, y J.C. Hayes, 1978. The use of grass filters for sediment control in strip mining drainage. Vol. I: Theoretical studies on artificial media. Pub. no. 35-RRR2-78. Institute for Mining and Minerals Research, University of Kentucky, Lexington, KY, USA.
- Bautista, E., A.J. Clemmens, T.S. Strelkoff, y J. Schlegel, 2009. Modern analysis of surface irrigation systems with WinSRFR. Agric. Water Manage. 96, 1146-1154.
- Bjorneberg, D.L., T.J. Trout, R.E. Sojka, y J.K. Aase, 1999. Evaluating Wepp-predicted infiltration, runoff, and soil erosion for furrow irrigation. *Trans. ASAE* 42, 1733-1741.
- Bjorneberg, D., D. Westermann, J. Aase, A. Clemmens, y T. Strelkoff, 2006. Sediment and phosphorus transport in irrigation furrows. J. Environ. Qual. 35, 786-794.
- Elliott, W.J., A.M. Liebenow, J.M. Laflen, y K.D. Kohl, 1989. A compendium of soil erodibility data from WEPP cropland soil field erodibility experiments 1987 & 1988, NSERL Report no. 3. Purdue University, West Lafayette, IN, USA.
- Fernández-Gómez, R., L. Mateos, y J.V. Giráldez, 2004. Furrow irrigation erosion and management. *Irrig. Sci.* 23, 123-131.
- Finkner, S.C., M.A. Nearing, G.R. Foster, y J.E. Gilley, 1989. A simplified equation for modeling sediment transport capacity. *Trans. ASAE 32*, 1545-1550.
- Foster, G.R., y L.D. Meyer, 1972. A closed-form soil erosion equation for upland areas, en *Sedimentation*, ed. W.H. Shen, Water Resources Publications, Fort Collins, CO, USA.

- Geza, M., B.J. Barfield, R.L. Huhnke, A. Stoecker, D.E. Storm, y E.W. Stevens, 2009. Comparison of Targeted Replacement and Vegetative Filter Strips for Sediment Control and Cost Effectiveness. J. Water Res. Plan. Manage. ASCE 135, 406-409.
- Knapen, A., J. Poesen, G. Govers, G. Gyssels, y J. Nachtergaele, 2007. Resistance of soils to concentrated flow erosion: A review. *Earth-Sci. Rev.* 80, 75-109.
- Laflen, J.M., L.J. Lane, y G.R. Foster, 1991. WEPP: A new Generation of erosion prediction technology. J. Soil Water Conserv. 46, 34-38.
- Ley, T.W., y B. Lieb, 2003. Drought Advisory: Surface Irrigation Systems, EM4828. Coop. Extension, Washington State Univ. Prosser, WA, USA.
- Li, F.H., y L.J. Zhang, 2010. Combined Effects of Water Quality and Furrow Gradient on Runoff and Soil Erosion in North China. *Pedosphere 20*, 35-42.
- Mailapalli, D.R., N.S. Raghuwanshi, y R. Singh, 2009. Sediment transport in furrow irrigation. *Irrig. Sci.* 27, 449-456.
- Muñoz-Carpena, R., C.T. Miller, yJ.E. Parsons, 1993a. A Quadratic Petrov-Galerkin Solution for Kinematic Wave Overland-Flow. *Water Resour. Res.* 29, 2615-2627.
- Muñoz-Carpena, R., J.E. Parsons, y J.W. Gilliam, 1993b. Numerical Approach to the Overland-Flow Process in Vegetative Filter Strips. *Trans. ASAE 36*, 761-770.
- Muñoz-Carpena, R., J.E. Parsons, y J.W. Gilliam, 1999. Modeling hydrology and sediment transport in vegetative filter strips. J. Hydrol. 214, 111-129.
- Muñoz-Carpena, R., y J.E. Parsons, 2004. A design procedure for vegetative filter strips using VFSMOD-W. *Trans. ASAE 47*, 1933-1941.
- Muñoz-Carpena, R., y J.E. Parsons, 2011. VFSMOD-W Vegetative Filter Strips Modelling System. Model Documentation and User's Manual, University of Florida, Gainesville, FL, USA.
- Rawls, W.J., D.L. Brakensiek, y N. Miller, 1983. Green-Ampt Infiltration Parameters from Soils Data. J. Hydraul. Eng.-ASCE 109, 62-70.
- Soil Survey Staff, 2012. *Soil Survey Geographic (SSURGO) Database* for [Granger, Washington]. N R C S, USDA. http://soildatamart.nrcs.usda.gov/ [consulta 06 enero 2013]
- Trout, T.J., y W.H. Neibling, 1993. Erosion and Sedimentation Processes on Irrigated Fields. J. Irrig. Drain. Eng.-ASCE. 119, 947-963.
- Trout, T., 1996. Furrow irrigation erosion and sedimentation: On-field distribution. *Trans. ASAE*. 39, 1717-1723.
- USDA NRCS, 2013. National soil survey handbook, title 430-VI. http://soils.usda.gov/technical/handbook/
- Yalin, M.S., 1963. An expression for bed-load transportation. J. Hydraul. Div.-ASCE. 98, 221-250.

ÁREA TEMÁTICA 4

Estudios sobre la contaminación y métodos de remediación en la zona no saturada del suelo

# META-ANÁLISIS DE LAS ESTRATEGIAS PARA EL CONTROL DE LA LIXIVIACIÓN DE NITRATOS EN SISTEMAS DE REGADÍO Y SU EFECTO EN EL RENDIMIENTO DEL CULTIVO

M. Quemada<sup>1</sup>\*, M. Branski<sup>2</sup>, M.N.J. Nobel-de Lange<sup>2</sup>, A. Vallejo<sup>1</sup> y J.M. Cooper<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Escuela Técnica Superior de Ingenieros Agrónomos, Universidad Politécnica de Madrid, Avd. Complutense s/n, 28040 Madrid. e-mail: <u>miguel.quemada@upm</u>

<sup>2</sup>School of Agriculture, Food and Rural Development, Newcastle University, Devonshire Building, Newcastle upon Tyne, NE1 7RU, Reino Unido. email: <u>julia.cooper@newcastle.ac.uk</u>

RESUMEN. La lixiviación de nitratos (NL) supone un coste para el agricultor y el medio ambiente. Se realizó un meta-análisis (MA) de resultados publicados en sistemas de regadío para cuantificar el efecto que las prácticas agrarias pueden tener en NL. Se identificaron 44 artículos científicos que se clasificaron en cuatro estrategias principales (mejora del manejo de agua y mejora manejo de fertilizantes, uso de cultivos cubierta y tecnología de los fertilizantes). Las estrategias que ajustaban la aplicación de agua redujeron NL en una media del 80%. Mejorar el manejo de los fertilizantes redujo NL en un 40%. Utilizar cubiertas vegetales en el intercultivo redujo NL en un 50% si eran noleguminosas y no tuvo efecto si eran leguminosas. Nuevas tecnologías de fertilizantes fueron las que menos redujeron NL. Se recomienda implementar primero el manejo de agua y fertilizantes. El uso de otras estrategias como cubiertas vegetales y nuevos fertilizantes puede suponer una reducción añadida de NL.

ABSTRACT. Nitrate leaching (NL) imposes a cost on the farmer and the environment. A meta-analysis of published results from agricultural irrigated systems was conducted to quantify the reduction in NL that can be achieved by agricultural strategies. Forty-four scientific articles were identified which investigated four main strategies (water and fertilizer management, use of cover crops and fertilizer technology). Management practices that adjust water application to crop needs reduced NL by a mean of 80%. Improved fertilizer management reduced NL by 40%. Replacing a fallow with a non-legume cover crop reduced NL by 50% while using a legume did not have any effect on NL. Improved fertilizer technology was the least effective of the selected strategies. Overall, we recommend that the primary approaches used should be optimization of water and fertilizer management. More innovative methods including the use of cover crops and improved fertilizer technologies may offer additional reductions in NL.

## 1.- Introducción

La agricultura de regadío representa el 16% de la tierra cultivada en el mundo y más del 40% de la producción agrícola. El riego contribuye a la diversificación de cultivos y, utilizando prácticas agrarias adecuadas, puede mejorar la sostenibilidad de las zonas rurales. Sin embargo, el regadío tiene potencial para la contaminación de aguas debido a que los cultivos son fertilizados abundantemente para alcanzar rendimientos elevados (Isidoro et al. 2006). En la legislación actual de los países desarrollados orientada a preservar la calidad del agua es imperativo reducir la cantidad de nitratos aportada desde las tierras de cultivo a las aguas subterráneas y superficiales. Los mecanismos de pérdida de N son comunes en la agricultura de secano y regadío; sin embargo, las estrategias y las opciones para asegurar la sostenibilidad medioambiental y económica son muy diferentes (Vázquez et al., 2006). Por lo tanto, se realizó un MA de la información publicada en revistas científicas sobre estrategias para reducir NL en sistemas de regadío. El objetivo fue la identificación de estrategias para el control de la NL y la cuantificación de su efecto en la reducción de NL, en el rendimiento de los cultivos y en la eficiencia de uso del N (NUE). Pueden encontrarse más detalles sobre este trabajo en Quemada et al. (2013).

### 2.- Materiales y métodos

Se realizó una revisión en la ISI-Web of Science de la literatura científica publicada para identificar los artículos que reportaban NL en sistemas de cultivo de regadío. Se obtuvieron 234 artículos publicados entre 1963 y 2012 en revistas del Journal Citation Report. Los artículos fueron revisados e incluidos en el MA si cumplían los siguientes criterios: i) estudio en condiciones de campo durante al menos una estación de crecimiento; ii) NL medido como pérdida de masa de N; iii) diseño experimental detallado para determinar aspectos críticos de los tratamientos, manejo de riego y fertilización; iv) estudios que reflejan prácticas características de una región. Después de la selección quedaron un total de 44 artículos para el MA.

Los datos de NL fueron extraídos de los artículos que comparaban las diferentes estrategias de mitigación. Cuando estaban disponibles, se extrajeron también datos de rendimiento del cultivo (Y) y el N aplicado como fertilizante (Nap) para cada observación. Además, se calculó NUE cómo Y por unidad de Nap (kg kg<sup>-1</sup> N). El número total de observaciones de NL en la base de datos fue de 279, de las cuales 166 contenían datos de Y. La base de datos se completó con información de los artículos sobre los principales factores ambientales (clima y suelo) y de manejo (cultivo y tecnología del riego). Se identificaron cuatro estrategias para el control de la NL (Mejora del manejo del agua (IWM, siglas en inglés), Mejora del manejo de fertilizantes (IFM), Uso de cultivos cubierta (UCC) y Mejora de la tecnología de fertilizantes (IFT)) que fueron divididas en tratamientos (Tabla 1). Cada observación fue asignada a un tratamiento y estrategia.

 Tabla 1. Categorías (estrategias y tratamientos) obtenidas de los artículos analizados para controlar la lixiviación de nitratos en sistemas de regadío

Estrategias	Tratamientos
Mejora del manejo del agua (IWM)	Ajustar aplicación agua a necesidades cultivo Riego deficitario controlado Mejora programación del riego Mejora tecnología del riego Suelos acolchados
Mejora del manejo de fertilizantes (IFM)	Uso de la dosis de fertilizante recomendada Reducción en la dosis recomendada Optimizar momento aplicación del fertilizante Fertirrigación
Uso cultivos cubierta (UCC)	Reemplazar barbecho por CC no-leguminosa Remplazar barbecho por CC leguminosa
Mejora tecnología de los fertilizantes (IFT)	Fertilizantes de liberación controlada Inhibidores de la nitrificación

Los datos fueron analizados empleando técnicas de MA para estudiar la respuesta de NL y las otras variables a las estrategias y tratamientos identificados. Para cada observación los datos se presentaron como la media de las repeticiones del experimento de campo y el número de repeticiones no fue utilizado para ponderar. El tamaño del efecto (effect size, en inglés) de cada observación fue calculado como la respuesta relativa (r = Xe/Xc), siendo Xe la media del tratamiento y Xc la media del testigo para cada variable. Para normalizar la distribución y realizar el MA, se empleó la raíz cuadrada de la respuesta relativa, R = sqrt(r) = sqrt (Xe/Xc). Los valores transformados fueron empleados para comparar los tamaños del efecto entre todas las estrategias y tratamientos, para posteriormente obtener el valor medio del tamaño del efecto mediante la transformada inversa (Johnson and Curtis, 2001). Para cada variable de interés y categoría de datos, se calcularon tamaños medios del efecto e intervalos de confianza (CI) del 95% en torno a los valores medios mediante un proceso de remuestro (bootstrapping, en inglés) de 5000 iteraciones. Los tamaños medios fueron considerados significativamente diferentes de cero si el CI del 95% no solapaba el valor cero, y diferentes entre si cuando los respectivos CI no se solapaban (Hedges et al., 1999). También se analizó el efecto de los factores ambientales y de manejo del cultivo.

Se creó una submuestra de la base de datos para analizar con detalle la relación entre NL y Nap. La submuestra contenía 150 pares de datos. Las aplicaciones de fertilizante se dividieron en seis grupos: no aplicación, cuatro grupos cada 100 kg N ha<sup>-1</sup> aplicados hasta 400 kg N ha<sup>-1</sup>, y un sexto grupo para Nap> 400 kg N ha<sup>-1</sup>. Para intentar relacionar Nap y la demanda del cultivo, en la misma submuestra de datos la fracción de la dosis de fertilizante recomendada fue calculada dividiendo Nap por la dosis recomendada para el estudio y los datos fueron divididos en cinco grupos. El rendimiento relativo se calculó dividiendo Y a un Nap específico por Y a la dosis recomendada para ese experimento. Para todos los grupos de las submuestras de datos se calcularon las medias y los CI del 95% mediante un proceso de remuestreo como el anteriormente indicado.

## 3.- Resultados

La literatura científica seleccionada representa una base de datos global, siendo la distribución geográfica como sigue: América del Norte (44%), Europa (38%), Asia (14%) y América del Sur (4%). Las observaciones de NL de la estrategia IWM (82) e IFM (106) dominaban la literatura (Fig. 1). El uso de cultivos cubierta fue la única estrategia basada en diversificación de cultivos en el MA. La IFT recibió una atención moderada en la literatura pero la gran mayoría de los artículos relacionados con esta estrategia pasaron los criterios de calidad establecidos. El efecto de los factores medioambientales fue de escasa relevancia en nuestra base de datos, por lo que nos centramos en el tamaño del efecto de las estrategias de manejo para el control de NL.

Todas las estrategias de manejo seleccionadas para el MA redujeron NL pero con distinto nivel de éxito (Fig. 1). El mayor efecto fue alcanzado por IWM (58%) que fue significativamente diferente de las otras estrategias. La IFM (39%) tuvo mayor efecto que IFT (24%), y el efecto de UCC estuvo entre ambas estrategias. El potencial de las prácticas agrarias para reducir NL se pone de manifiesto con estos resultados, siendo el correcto manejo del agua la más efectiva. Dentro de IWM, el tratamiento ajustar la aplicación del agua a las necesidades del cultivo tuvo el mayor efecto (Fig.2a). El riego deficitario, la mejora de la programación, la mejora de la tecnología del riego y el uso de acolchados también disminuyeron NL pero en menor medida.



**Fig. 1.** Efecto del conjunto de las prácticas de manejo (Todas) y efecto del de cada estrategia en la reducción de la lixiviación de nitratos expresado en porcentaje con respecto al control. IWM: Mejora del manejo del agua; IFM: Mejora del manejo del fertilizante; UCC: Uso de cultivos cubierta; IFT: Mejora tecnología de los fertilizantes. Se muestran los valores medios del tamaño del efecto y CI 95%. El número de observaciones se muestra a la derecha de los CI

Utilizar la dosis recomendada de fertilizante redujo NL en un 43% con respecto a aplicaciones excesivas (Fig. 3). Una reducción en la dosis recomendada produjo una disminución adicional de NL del 50%. El número de observaciones en estos dos tratamientos fue cerca de la mitad de las de la estrategia IFM y suficientes como para realizar un análisis más detallado que permita comprender mejor la relación entre el ajuste de la dosis y NL. La NL media de los tratamientos que no recibieron fertilizante fue 16 kg NO<sub>3</sub>-N ha<sup>-1</sup> en el período de medida, después aumentó con Nap hasta una media de 106 kg NO<sub>3</sub>-N ha<sup>-1</sup> para aplicaciones mayores a 400 kg N ha<sup>-1</sup> (Fig. 4a). Hubo un aumento lineal de NL hasta aplicaciones igual a la dosis recomendada, pero cuando Nap fue mayor que la dosis recomendada las pérdidas de NL se potenciaron (Fig. 4b). Sorprendentemente, la fertirrigación, práctica que permite ajustar la aplicación del fertilizante a la demanda del cultivo, no tuvo un efecto significativo en el control de NL (Fig. 3a).



**Fig. 2.** Efecto de la estrategia IWM y de los tratamientos de la misma en la lixiviación de nitratos (a) y en el rendimiento del cultivo (b) expresado en porcentaje con respecto al control. Se muestran los valores medios del tamaño del efecto y CI 95%. El número de observaciones se muestra a la derecha de los CI.

El efecto de UCC dependió del tipo de CC (Fig. 5a). Mientras reemplazar el barbecho por un CC no leguminosa disminuyó NL en un 50%, reemplazarlo por una leguminosa no redujo NL. Los resultados para las leguminosas CC no son concluyentes, con un aumento de NL en nueve de las 20 observaciones y un descenso en las otras once.

De media, la estrategia IFT disminuyó NL en un 27%, no habiendo diferencia entre los dos tratamientos (Fig. 6a). El conjunto de la estrategia IFT no tuvo un efecto en Y, pero la aplicación de fertilizantes de liberación lenta puede incluso producir una pequeña disminución (Fig. 6b).

Mejorar el manejo del agua no redujo Ycon respecto al riego excesivo (Fig. 2b). Mientras que los cultivos en riego deficitario disminuyeron su Y, la programación adecuada de la aplicación de agua lo aumentó. El acolchado del suelo tuvo un efecto beneficioso en Y.

El Y medio de los tratamientos que no recibieron fertilizante nitrogenado fue del 63% del obtenido en los que recibieron la dosis recomendada (Fig. 4b). Por encima de la dosis recomendada, sólo se observó una ligera respuesta en el rendimiento a incrementos de Nap. Como consecuencia, en la estrategia IFM el mayor efecto en NUE se observó para el tratamiento Uso de la dosis de fertilizante recomendada. La reducción de Nap con respecto a la dosis recomendada permitió un mayor aumento en NUE. Los tratamientos Fertirrigación y Optimización del momento de aplicación del fertilizante no tuvieron un efecto en el Y o en NUE. Detalles de los resultados de NUE pueden encontrarse en Quemada et al. (2013).



**Fig. 3.** Efecto de los tratamientos de la estrategia Mejora del manejo de fertilizantes (IFM): Uso de la dosis de fertilizante recomendada (Recomendada), Reducción en la dosis recomendada (Reducida), Optimizar momento aplicación del fertilizante (Optimizar momento) y Fertirrigación en el control de la lixiviación de nitratos (a) y en el rendimiento del cultivo (b). Se muestran los valores medios del tamaño del efecto y CI 95%. El número de observaciones se muestra a la derecha de los CI.

En los experimentos de los artículos seleccionados se

estudiaban un total de 16 cultivos de producción diferentes, de los cuales 63% fueron asignados a cereales y 37% a hortalizas. El tamaño del efecto de las estrategias para el control de NL fue mayor para los cereales (48%) que para las hortalizas (33%). Estos resultados deben ser tomados con precaución ya que la clasificación de los cultivos fue simplificada y en ocasiones aparecen intercalados en rotaciones cereales y cultivos hortícolas. Adoptar una estrategia para el control de NL tuvo un efecto positivo en todos los tipos de riego. Los efectos mayores se alcanzaron cuando las estrategias se implementaron en el riego por superficie y los menores cuando se hicieron en riego por goteo, estando el riego por aspersión y los pivotes en una situación intermedia.



**Fig. 4.** Lixiviación de nitratos de las observaciones de los tratamientos Uso de la dosis de fertilizante recomendada y Reducción en la dosis recomendada frente al nitrógeno aplicado como fertilizante (a) y al porcentaje de la dosis recomendada (b). Los puntos del gráfico (a) representan los datos originales de todas las observaciones y los círculos muestran los valores medios para cada grupo de dosis de aplicación de fertilizantes. El gráfico (b) muestra la media de la lixiviación de nitratos (círculos) y rendimiento relativo del cultivo (triángulos) para cada grupo de porcentaje de dosis recomendada. Las barras de cada gráfico representan los CI 95% en torno a la media del tamaño del efecto.



Fig. 5. Efecto de utilizar leguminosas y no leguminosas como cultivos cubierta en la lixiviación de nitratos (a) y en el rendimiento (b). Los gráficos superiores muestran los valores medios del tamaño del efecto y CI 95%. Los gráficos inferiores muestran la distribución de la frecuencia de las observaciones para cada rango de porcentaje con respecto al control.



Fig. 6. Efecto de la estrategia Mejora tecnología de los fertilizantes (IFT) y los tratamientos Fertilizantes de liberación controlada y con inhibidores de la nitrificación en la lixiviación de nitratos (a) y en el rendimiento del cultivo (b). Se muestran los valores medios del tamaño del efecto y CI 95%.

#### 4.- Discusión

La reducción en NL obtenida por Ajustar la aplicación de agua a las necesidades del cultivo depende del nivel original del riego excesivo, pero de acuerdo a nuestros resultados es el tratamiento con un efecto mayor y puede llevar a reducciones en NL superiores al 80%. En los seis artículos con este tratamiento, el riego excesivo fue entre el 10% y el 30% superior a las necesidades del cultivo. La aplicación de agua en exceso es una práctica común para compensar la variabilidad del suelo y asegurar que el rendimiento potencial puede alcanzarse en toda la finca, pero como facilita las pérdidas de N frecuentemente se acompaña de fertilización nitrogenada excesiva, lo que conduce a un círculo vicioso con efectos medioambientales perjudiciales (Diez et al., 2000). La eficiencia de uso del agua y el N estuvieron altamente relacionadas en todos los artículos de este tratamiento y ajustar el riego a las necesidades del cultivo fue una buena estrategia para minimizar NL sin sacrificar Y. En algunos de los artículos se observó que al ajustar el riego en exceso disminuía Y por un aumento de la salinidad en la zona radical, lo que pone de manifiesto la necesidad de desarrollar técnicas que permitan controlar NL sin que se acumulen sales en los horizontes superficiales del suelo (Gabriel et al. 2012a).

El riego deficitario, una práctica común donde el agua es escasa, permite una reducción adicional en NL con respecto a ajustar el riego a las necesidades del cultivo. Cuando el Y se reduce por el riego deficitario, la aplicación de fertilizante N debe ser también reducida para ajustarse a la menor demanda del cultivo; si no, se favorecería la acumulación de N residual en el suelo y el riesgo de aumentar NL. Incluso cuando la aplicación de agua no fue reducida con respecto a las necesidades del cultivo, la Mejora de la programación del riego permitió controlar NL y aumentar Y. Esta práctica fue particularmente importante en cultivos hortícolas, en los que la frecuencia de riego fue un factor muy relevante para asegurar la supervivencia de las plantas y controlar NL durante el periodo de establecimiento del cultivo (Vázquez et al., 2006). Una reducción adicional en NL puede ser lograda con un uso apropiado de sensores del estado hídrico del suelo o de la planta, que pueden permitir mejorar el ajuste entre la aplicación de agua y la demanda del cultivo (Zotarelli et al., 2011).

El acolchado, aparte de otras ventajas agronómicas, favorece la absorción de N por el cultivo debido a un aumento de la temperatura del suelo y la eficiencia de uso del agua y N, lo que conduce a una reducción de NL (Vázquez et al., 2005). Además, el acolchado evita la infiltración directa de la lluvia a través del surco o la meseta durante el crecimiento del cultivo, lo que podría ocasionar un aumento de NL (Romic et al., 2003).

La estrategia IFM alcanzó una reducción de NL de casi un 40%, lo que hace de ella una prioridad adicional al implementar políticas destinadas al control de la contaminación por nitratos. La aplicación de fertilizante N a un sistema de regadío aumentó NL, incluso cuando se aplicó a la dosis recomendada NL se dobló al compararlo con el testigo no fertilizado. La mejor relación entre Y y NL se obtiene cuando se aplica la dosis de fertilizante recomendada. Valores por debajo de la dosis recomendada, a la vez que reducen NL también reducen Y. Fertilizaciones por encima de la dosis recomendada llevaban a un aumento en la lixiviación sin producir aumentos significativos de Y. Es recomendable para los artículos futuros reportar el N absorbido por el cultivo y los diferentes aportes de N (agua de riego, suelo, deposición) al estudiar NL, de forma que se puedan realizar análisis basados en el N en exceso (N surplus, en inglés) además de de los basados en la dosis recomendada (Perego et al., 2012).

La fertirigación no redujo NL en comparación con las aplicaciones convencionales de fertilizante granulado en cobertera. La fertirrigación ha sido frecuentemente recomendada en cultivos hortícolas (normalmente asociada a riego por goteo) con el objetivo de aumentar NUE y reducir las pérdidas, debido a una mejora en la sincronización entre la disponibilidad de N y la absorción del cultivo (Stark et al. 1983). Sin embargo, en nuestro estudio para crear una observación seleccionamos pares de datos en los que se aplicaban iguales cantidades de agua y N, y en la mayoría de casos no se observó un efecto significativo de la fertirrigación en NL, Y o NUE. Nuestros estrictos criterios de selección aplicados a los experimentos de fertirrigación podría haber resultado en una subestimación del potencial de esta tecnología. Son necesarios estudios comparativos entre fertirrigación y fertilización convencional que permitan obtener el máximo beneficio de estas técnicas.

La reducción de NL que resultó de reemplazar el barbecho por un CC puede estar relacionada con uno o varios de los siguientes factores: el aumento de la evapotranspiración, la disminución de la percolación por debajo del sistema radical, un cambio en la concentración de nitrato en la solución del suelo y con el N absorbido por el CC (Gabriel et al., 2012b). Como era de esperar, las no leguminosas tuvieron mayor efecto que las leguminosas y sus resultados fueron consistentes. Sin embargo, en la mayoría de los estudios al reemplazar el barbecho por una leguminosa aumentó la retención de N por el suelo sin que se produjese un aumento de NL, lo que sugiere un aumento del N orgánico en la materia orgánica del suelo. De acuerdo con este proceso, los resultados de este MA muestran que el uso de leguminosas como CC en sistemas de regadío puede aumentar el rendimiento y NUE sin aumentar el riesgo de NL, siempre que los cultivos siguientes absorban el N liberado por el CC (Gabriel et al., 2011).

El uso de IFT también contribuyó a reducir NL, aunque de manera moderada. La principal razón fue la menor liberación de nitrato a la solución del suelo que se alcanza con estas nuevas tecnologías en comparación con los fertilizantes convencionales. La eficiencia de IFT es normalmente mayor en condiciones que favorecen un elevado drenaje o altos insumos de fertilizante N (Cui et al., 2011). En ocasiones el uso de IFT produjo una reducción del rendimiento, al no sincronizar bien la demanda de N por parte de la planta con el ritmo de liberación del nutriente. Actualmente los precios para los nuevos fertilizantes es mayor que el de los convencionales (Trenkle, 2010). La diferencia depende del precio de la materia prima, pero mientras que los fertilizantes con inhibidores de la nitrificación están en un rango atractivo para el agricultor, los de liberación lenta sólo son rentables en la agricultura en ocasiones muy excepcionales.

Uno de los objetivos del MA fue el aprender de la experiencia en áreas en las que ya se está utilizando el riego para evitar repetir los problemas de contaminación ocasionados en nuevas zonas de regadío o en zonas que serán desarrolladas en el futuro. Siempre se debe tener cuidado al extrapolar los resultados, pero el MA aumenta la confianza para extrapolar resultados con respecto a los estudios individuales (Jeffery et al., 2011). La inclusión de datos de cuatro zonas climáticas diferentes y de suelos con texturas variadas permite la reducción del sesgo (bias, en inglés) y fortalecer la fiabilidad de los resultados. Sin embargo, otras características del suelo que podrían ser relevantes como profundidad, pedregosidad o contenido de material orgánica no se incluyeron en el MA. Igualmente, características topográficas o hidrológicas de la zona de estudio eran rara vez descritas con detalle en los artículos y no fueron incluidas. En consecuencia, se debe tener cuidado a la hora de extrapolar los resultados y prestar atención a las condiciones e información local.

# 5.- Conclusiones

Este estudio ha resaltado el potencial de cuatro estrategias

diferentes para reducir NL en los sistemas de regadío, proporcionando información para el diseño de medidas destinadas a mitigar la contaminación difusa por nitratos. También se analizó el impacto de estas estrategias en el rendimiento de los cultivos, proporcionando una indicación sobre las implicaciones económicas para los agricultores.

Las prácticas relacionadas con la Mejora del manejo del agua ofrecen el mayor potencial para reducir NL y el ajuste de la cantidad de agua aplicada a las necesidades del cultivo debe ser la primera técnica de manejo a implementar. Reducciones adicionales en NL pueden conseguirse mediante mejoras en la programación del riego. También pueden lograrse mediante el riego deficitario pero esto podría conllevar a una reducción en el rendimiento del cultivo.

La Mejora del manejo de fertilizantes reduce NL en un 40% de media comparando con manejos en los que no se había optimizado el uso de los fertilizantes N, lo que indica que debe ser también una prioridad cuando se diseñen políticas destinadas a mitigar NL. Nuestros resultados sugieren que un buen manejo del agua combinado con la aplicación de la dosis recomendada de fertilizantes debería ser además la opción más rentable para el agricultor y por lo tanto se convierte en una combinación doblemente beneficiosa.

Otras estrategias que proporcionan beneficios en la reducción de NL pueden suponer un coste para el agricultor. El uso de CC leguminosas no reduce NL con respecto al barbecho pero aumenta Y y NUE, abriendo la oportunidad de reducir la aplicación de fertilizantes. El uso de CC no leguminosas ofrece un buen potencial con reducciones de NL del 50% con respecto al barbecho. Sin embargo, la implantación de los CC requiere un trabajo adicional y los costes de la semilla, que pueden no ser compensados por las pequeñas ganancias en rendimiento proporcionadas por los CC. De forma similar, la utilización de nuevas tecnologías de fertilizantes, como inhibidores de la nitrificación o liberación lenta, mientras que reducen NL entre un 20-30% comparado con los fertilizantes convencionales, pueden suponer un costo para el agricultor. Los fertilizantes de liberación lenta pueden reducir el rendimiento ligeramente mientras que los que contienen inhibidores de la nitrificación no producen un aumento elevado comparado con los convencionales, por lo que la rentabilidad del uso de estos nuevos fertilizantes queda restringida a condiciones muy concretas.

En conjunto, recomendamos una aproximación secuencial para la selección de estrategias destinadas al control de NL en sistemas de regadío. La aproximación inicial debe basarse en una optimización del uso de agua y fertilizantes. Técnicas más innovadoras, como el uso de CC o fertilizantes de nuevas tecnologías, pueden permitir reducciones adicionales de NL pero no siempre resultan en un beneficio económico para el agricultor. Finalmente, los costes y beneficios de las estrategias para la reducción de NL deben ser calculados para un sistema de cultivo específico, de forma que se asegure que se realiza la mejor elección para el agricultor y el medio ambiente.

*Agradecimientos*. Este trabajo fue cofinanciado por el proyecto N-TOOLBOX (N-TOOLBOX-227156) de la Comisión Europea en el 7 programa Marco, por la CICYT (proyecto AGL2011-24732) y por la Comunidad de Madrid (proyecto S2009/AGR-1630).

#### **6.- References**

- Diez, J.A., R. Caballero, R. Roman, A. Tarquis, M.C. Cartagena, y A. Vallejo, 2000. Integrated fertilizer and irrigation management to reduce nitrate leaching in Central Spain. J. Environ. Qual. 29, 1539-1547.
- Cui, M., X. Sun, C. Hu, H.J. Di, Q. Tan, y C. Zhao, 2011. Effective mitigation of nitrate leaching and nitrous oxide emissions in intensive vegetable production systems using a nitrification inhibitor, dicyandiamide. J. Soils Sedim. 11, 722-730.
- Gabriel, J.L., P. Almendros, C. Hontoria, y M. Quemada, 2012a. The role of cover crops in irrigated systems: Soil salinity and salt leaching. *Agric. Ecosyst. Environ.* 158, 200-207.
- Gabriel, J.L., R. Muñoz-Carpena, y M. Quemada, 2012b. The role of cover crops in irrigated systems: Water balance, nitrate leaching and soil mineral nitrogen accumulation. *Agric. Ecosyst. Environ.* 155, 50-61.
- Gabriel, J.L. y M. Quemada, 2011. Replacing bare fallow with cover crops in a maize cropping system: Yield, N uptake and fertiliser fate. *Eur. J. Agron.* 34, 133-143.
- Hedges, L.V., J. Gurevitch, y P.S. Curtis, 1999. The meta-analysis of response ratios in experimental ecology. *Ecology*. 80, 1150-1156.
- Isidoro, D., D. Quilez, y R. Aragües, 2006. Environmental impact of irrigation in La Violada district (Spain): II. Nitrogen fertilization and nitrate export patterns in drainage water. J. Environ. Qual. 35, 776-785.
- Jeffery, S., F.G.A. Verheijen, M. Van Der Velde, y A.C. Bastos, 2011. A quantitative review of the effects of biochar application to soils on crop productivity using meta-analysis. *Agric. Ecosyst. Environ.* 144, 175-187. Johnson, D.W. y P.S. Curtis, 2001. Effects of forest management on soil C
- and N storage: Meta analysis. *Forest Ecol. Manag.* 140, 227-238.
- Perego, A., A. Basile, A. Bonfante, R. De Mascellis, F. Terribile, S. Brenna, y M. Acutis, 2012. Nitrate leaching under maize cropping systems in Po Valley (Italy). *Agric. Ecosyst. Environ.* 147, 57-65.
- Quemada, M., M. Baranski, M.N.J. de Lange, A. Vallejo, y J.M. Cooper, 2013. Meta-analysis of strategies to control nitrate leaching in irrigated agricultural systems and their effects on crop yield. *Agric. Ecosyst. Environ.* 174, 1-10.
- Romic, D., M. Romic, J. Borosic, y M. Poljak, 2003. Mulching decreases nitrate leaching in bell pepper (Capsicum annuum L.) cultivation. Agr. Water Manage. 60, 87–97.
- Stark, J.C., W.M. Jarrell, J. Letey, y N. Valoras, 1983. Nitrogen use efficiency of trickle-irrigated tomatoes receiving continuous injection of N. Agron. J. 75, 672-676.
- Trenkel, M.E., 2010. Slow- and Controlled-Release and Stabilized Fertilizers: An Option for Enhancing Nutrient Efficiency in Agriculture. IFA, Paris, France.
- Vázquez, N., A. Pardo, M.L. Suso, y M. Quemada, 2005. A methodology for measuring drainage and nitrate leaching in unevenly irrigated vegetable crops. *Plant Soil.* 269, 297-308.
- Vázquez, N., A. Pardo, M.L. Suso, y M. Quemada, 2006. Drainage and nitrate leaching under processing tomato growth with drip irrigation and plastic mulching. *Agric. Ecosyst. Environ.* 112, 313-323.
- Zotarelli, L., M.D. Dukes, J.M.S. Scholberg, K. Femminella, R. Muñoz-Carpena, 2011. Irrigation scheduling for green bell peppers using capacitance soil moisture sensors. J. Irrig. Drain. E-Asce. 137, 73-81.

# CALIBRATION AND VALIDATION OF THE NEW WAVE<sub>MATLAB</sub> VERSION IN A FALLOW FIELD PLOT

J.L. Gabriel<sup>1</sup>\*, M. Quemada<sup>2</sup>, J. Vanteenkiste<sup>3</sup>, J. Diels<sup>3</sup> and M. Vanclooster<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Earth and Life Institute (ELIE), Université Catholique de Louvain (UCL), Croix du Sud, 2 bte L7.05.02, B-1348 Louvain-la-Neuve, Belgium. e-mail: jose.gabriel@uclouvain.be

<sup>2</sup>Escuela Técnica Superior de Ingenieros Agrónomos, Universidad Politécnica de Madrid, Avd. Complutense s/n, 28040 Madrid. e-mail: <u>miguel.quemada@upm.es</u>

<sup>3</sup>Division Soil and Water Management, Department of Earth and Environmental Sciences, KU Leuven, Celestijnenlaan 200E – box 2411, B-3001 Leuven, Belgium. email: jan.diels@ees.kuleuven.be

**RESUMEN**. El lavado de nitratos disminuye su disponibilidad para los cultivos e incrementa la contaminación del agua. Pero la cuantificación del lixiviado por debajo de la zona de absorción radical es dificil sin alterar el suelo. Una versión en Matlab del modelo mecanístico WAVE para el balance de agua y nutrientes se ha aplicado para calcular el drenaje y el balance de N, comparándose con resultados previos.

El modelo mostro buena precisión en la estimación del balance de agua y temperatura del suelo, aunque ligeramente menor al estimar el ciclo del N. Sin embargo, las estimaciones concordaron con la dispersión observada en campo. Por tanto, aunque es necesario un mayor esfuerzo para mejorar el módulo del N, WAVE<sub>Matlab</sub> es una herramienta muy útil para evaluaciones de diferentes técnicas agronómicas, para reducir pérdidas de fertilizantes y lixiviado de nitratos en la región mediterránea, donde la cantidad y distribución de precipitación es incierta.

**ABSTRACT.** Nitrate leaching decreases crop available N, increasing water contamination. But quantification of NO<sub>3</sub><sup>-</sup> leaching below the root zone is difficult to measure without disturbing the soil in order to determine the contribution of each agricultural practice. A new Matlab version of the mechanistic nutrient and water balance model WAVE was applied in order to calculate drainage and N balance and compared with previous estimations.

The model showed the capacity for the estimation, with very high accuracy, the water balance and soil temperature. This accuracy was lightly reduced when the N cycle was estimated. However, estimations were in accordance with observed data dispersion. So, further research is necessary in the N module of this new Matlab version, but it can be a very interesting tool for evaluation of different agronomic techniques, reducing fertilizer losses and NO<sub>3</sub><sup>-</sup> leaching in the Mediterranean regions, where the amount and precipitation timing are often very uncertain.

# **1.- Introduction**

Agriculture in irrigated semiarid areas is often a source of groundwater contamination. Indeed the great yield potentials driven by extended frost-free periods and abundant solar radiation often results in large fertilization rates which are often unbalanced with the crop assimilation capacity (Vázquez et al., 2006). A good example of such a problematic cultivation system is maize cropping in the Mediterranean area (Díez et al., 1997; Causapé et al., 2004). Although adjustments of N applications to the maize crop requirements can reduce  $NO_3^-$  losses (Gehl et al., 2005), fertilizer recovered by the maize plants is usually less than 50% (Bundy and Andraski, 2005), leaving a large residue of mineral N (N<sub>min</sub>) in the soil after harvesting that it is prone to leaching.

The quantification of NO<sub>3</sub><sup>-</sup> leaching below the root zone allows determining the contribution of agricultural practices to the  $NO_3^-$  contamination of groundwater. Yet leaching is difficult to measure without disturbing the soil (Webster et al., 1993). Various methods have been used to collect water samples from the unsaturated zone: profile soil sampling (Lidon et al., 1999), tile drains (Strock et al., 2004), drainage from watersheds (Isidoro et al., 2006), pan and wick lysimeters (Feaga et al., 2010), and monolith lysimeters (Salmeron et al., 2010). All of these methods have advantages and disadvantages, but no single, direct method exists for soil solution sampling under most soil conditions (Gehl et al., 2005). Indirect methods based on a detailed knowledge of soil water dynamics combined with measuring soil water NO<sub>3</sub><sup>-</sup> using ceramic cup samplers allows for the quantification of NO3<sup>-</sup> leaching with minimal soil disturbance and is practical for use in studies with multiple replications and treatments (Normand et al., 1997; Paramasivam et al., 2001; Vazquez et al., 2005). The calculation of drainage or water percolation below the root zone is one of the main factors determining NO<sub>3</sub><sup>-</sup> leaching in indirect methods (Arregui and Quemada, 2006). Physically based numerical models for soil water movement are useful tools to quantify the different terms of the water and nutrient balances in agro-ecosystems (Muñoz-Carpena et al., 2008). However, the large number of parameters needs appropriate identification before such models can be used in a predictive mode (Simunek et al., 1999). Inverse calibration can help to identify the parameters by an iterative process. This procedure has the advantage of results that are based on variables monitored under field conditions (Ritter et al., 2003). The development of multisensor probes, allowing continuous monitoring of soil water content at different depths with minimum soil disturbance (Fares and Alva, 2000), and

periodical measurements of the  $N_{\text{min}}$  concentration in the soil solution provide data sets over large time scales that can reduce the uncertainties in a model's predictions.

The main objective of this study was to evaluate the WAVE model as a useful tool in order to estimate the nitrate leaching and soil  $N_{min}$  accumulation during the intercrop period in an irrigated maize system.

# 2.- Materials and methods

# 2.1.- Experimental setup

The study was conducted on a monoculture of maize (*Zea maize* L., G-98 Pioneer) in an experimental field station located in Aranjuez (Madrid, Spain) in the Tajo river basin, from October 2006 to April 2010. The soil was a Typic Calcixerept (silty clay loam; Soil Survey Staff, 2003) and the site is characterized by a Mediterranean semi-arid climate (Papadakis, 1996). Temperature, humidity, wind speed, precipitation and solar radiation were recorded hourly with a Campbell Scientific CR23X micrologger (Logan, UT, USA) situated in the experimental field during the study period.

Although in this experiment only the fallow plots were considered, they were located inside a broader experiment with four cover crop treatments and four replications randomly distributed in sixteen plots (12 m x 12 m). The three other treatments were a barley treatment (Hordeum vulgare L., cv. Vanessa), a vetch treatment (Vicia villosa L., cv. Vereda) and a rapeseed treatment (Brassica napus L., cv. Licapo). All the plots, fallow included, were subjected to a shallow cultivator treatment after maize harvest and stubble removing, for covering hand broadcast cover crop seeds, on the following dates: 5/10/2006, 11/10/2007, 9/10/2008 and 5/10/2009. Maize was again sown on 17/04/2007, 16/04/2008, 03/04/2009 and 13/04/2010. During the maize period the plots were fertilized with 210 kg N ha<sup>-1</sup> (ammonium nitrate). Irrigation was only applied during the maize session and was adjusted to the evapotranspiration, thereby trying to avoid drainage during these periods. A more detailed description of the experimental site and design can be found in Gabriel and Quemada (2011).

EnviroSCAN® capacitance probes (Sentek Pty Ltd, Stepney, Australia) were used for the daily monitoring of soil water content. Three probes were installed at three of the four fallow replications. Each probe consisted of six sensors placed every 20 cm from 10 to 110 cm depth. Every sensor was calibrated (Gabriel et al., 2010) and readings were registered every hour. Three ceramic suction cups were installed at 120 cm depth in the four plots in order to analyze soil solution, and were sampled every 15 days or when larger than 20 mm rainfall events occurred. Soil N<sub>min</sub> was measured each 20 cm in the four plots at the beginning and at the end of each fallow period. The nitrate in the soil solution and in the soil samples was determined by spectrophotometry after reduction with a cadmium column (Keeney and Nelson, 1982), and ammonium was measured using the method of Solorzano (1969). A more detailed

description of the direct measurements can be found in Gabriel et al. (2012).

# 2.2.- WAVE model use

The WAVE model (Vanclooster et al., 1996) solves the Richards equation parameterized with a conceptual model for the soil hydraulic properties (van Genuchten, 1980). A previous nitrate leaching estimation was obtained with the Fortran version of the WAVE model by Gabriel et al. (2012). In that case, only the soil water module of the WAVE model was inverted, using data from the first fallow period (calibration period: October 2006-April 2007), thereby comparing observed and simulated soil water content at different depths. The optimized parameters were soil water content at saturation, residual soil water content, saturated hydraulic conductivity and the van Genuchten constants *n* and  $\alpha$ . After that, the model was validated for the rest of the fallow periods (October 2007-April 2008, October 2008-April 2009 and October 2009-April 2010), obtaining the different terms of the water balance. Final nitrate leaching was estimated by multiplying drainage volume obtained with WAVE with the nitrate concentration obtained in the suction cups.

In this study a new Matlab<sup>®</sup> (The MathWorks Inc., Natick, MA, USA) open source version of WAVE model has been used. This version presents improvements in the water module such as the introduction of an ET<sub>o</sub> module, that is now directly calculated from energy balance considerations in the soil-crop continuum, following the dual crop coefficient described by Allen et al. (1998). This module implies that solar radiation, relative humidity and wind speed are now required as climatic data inputs. The N module remains similar to the Fortran version but the solute transport (including nitrate and ammonia) includes the immobile fraction concept, the possibility of solute application as defined concentration or known mass application and some changes in the time step after applications in order to maintain the balance. Moreover, the generic crop module has been changed by another with a continuous interaction between climate, photosynthesis and plant development stage, based on the Acock formula (Acock et al., 1978). A more detailed description of the Matlab<sup>®</sup> WAVE version can be found in Van Loon et al. (2011).

An automatic inversion was implemented for retrieving the soil hydraulic parameters from observations for the period October 2006-April 2007. The soil was divided in four homogeneous layers (0-20, 20-40, 40-80 and 80-120). The observed water content in the middle of each layer was obtained as the direct reading in the 10 and 30 cm depth sensors for the two upper layers and as the average of the 50-70 and the 90-110 cm depth readings for the two deeper ones. The predicted soil water content in the middle of the each layer was then compared with the soil water content observed as in Gabriel et al. (2012). Subsequently an inversion was implemented for retrieving following Ν balance related the parameters: hydrodynamic dispersivity, the ratio of the mobile - total water content, the decaying constant of  $NO_3^-$  and  $NH_4^+$ , the sorption constant for  $NO_3^-$  and  $NH_4^+$ , the *a* and *b* coefficients for the calculation of dispersion coefficient for  $NO_3^-$  and  $NH_4^+$ , the nitrification rate, the denitrification rate, the hydrolysis rate, the volatilization rate, the decaying rate for manure, litter and humus, the humification rate, the turn-over efficiency of the organic matter and the biomass C/N ratio of the organic matter. The objective function was the  $N_{min}$  concentration observed in the 12 suction cups installed in the four plots. For validation soil temperature at 5, 10 and 20 cm depth and final  $N_{min}$  in the soil profile were compared with observed data.

For the automatic inversion, WAVE was coupled to the Shuffled Complex Evolution Metropolis algorithm for optimization and uncertainty assessment of hydrological model parameters (SCEM-UA, Vrught et al., 2003). This global optimization algorithm is a Bayesian method based on the Markov chain Monte Carlo method (Gilks et al., 1998) that uses the Metropolis Hastings strategy (Metropolis et al., 1953) for population evolution, reaching within a single optimization run both the most likely parameter set and its underlying posterior probability distribution. The fit of the simulations to the observed data was evaluated by the coefficient of efficiency ( $C_{eff}$ ; Nash and Sutcliffe, 1970) and the root mean squared error (RMSE), as Ritter and Muñoz-Carpena (2013) suggest for hydrological models.

# 3.- Results

The distribution and amount of rainfall and the winter temperatures varied greatly between years, affecting soil water content and drainage. This variability is very appropriate for testing the model under very different conditions. The results of both inverse calibrations for the two WAVE model versions showed an improvement in the Matlab version with respect to the Fortran one, not only during the calibration period but also during the validation period (Fig. 1 and 2). The C<sub>eff</sub> was equal to 0.896 during the calibration period obtained for the Fortran version, and 0.933 for the Matlab version when the water content along the entire profile was considered. This improved the RMSE from 6.8 mm along the 1.2 m depth profile to 5.6 mm. When the four periods of simulation were compared, the  $C_{eff}$  improved from 0.776 with the Fortran version to 0.925 with the Matlab version, and also the RMSE from 8.6 mm in the 1.2 m profile to 8.3.

The optimal parameters set for both WAVE versions was very similar, but with some larger differences in the residual water content in the upper layers (Table 1) and in the  $\alpha$  parameter in the bottom. In both cases the results were inside the ranges observed for this soil by Gabriel et al. (2012).

**Table 1.** Soil parameters obtained in the inverse calibration of both Matlab and Fortran versions of WAVE.  $\theta_r$  was the residual water content,  $\theta_s$  the saturated water content,  $\alpha$  the inverse of the air entry value, n curve shape parameter of the water retention model described by Van Genuchten and K<sub>s</sub> the saturated hydraulic conductivity

Depth	(cm <sup>3</sup>	) <sub>r</sub> cm <sup>-3</sup> )	(cm <sup>3</sup>	) <sub>s</sub> cm <sup>-3</sup> )	(cr	α n <sup>-1</sup> )	1	1	K (cm c	L <sub>s</sub> lay <sup>-1</sup> )
(m)	Fort.	Mat.	Fort.	Mat.	Fort.	Mat.	Fort.	Mat.	Fort.	Mat.
0-0.2	0.060	0.034	0.50	0.50	0.012	0.013	1.44	1.42	1009	1064
0.2-0.4	0.070	0.098	0.42	0.42	0.011	0.015	1.28	1.31	510	547
0.4-0.8	0.105	0.088	0.33	0.34	0.015	0.015	1.17	1.17	979	936
0.8-1.2	0.128	0.129	0.30	0.29	0.034	0.012	1.19	1.16	525	529

The new water balance obtained with the Matlab version (Table 2) suggested an increase of the evaporation with respect to the previous simulations (Gabriel et al., 2012), combined with a lightly reduction of the drainage during these fallow periods. Moreover, this increase in the evaporation was more in accordance with previous estimations made of the global evapotranspiration in these fallow plots using the dual method of the FAO for soils no completely covered, and considering soil water stress (Allen et al., 1998). The mass error in the water balance was for all periods smaller than 1 mm using both models.

 Table 2. Rainfall measured and water balance obtained with WAVE

 Matlab version (mm)

Period	Rainfall	Evaporation	Drainage
2006/07	306.1	154.8	101.2
2007/08	155.3	189.4	18.0
2008/09	310.7	164.9	149.0
2009/10	498.5	195.7	267.7



Fig. 1. The soil water content in the entire profile during the four fallow studied periods simulated using WAVE Fortran and Matlab versions versus the average soil water content observed using the capacitance sensors



Fig. 2. Rainfall and soil water content at different depths during the calibration period simulated using WAVE Fortran and Matlab versions versus the average soil water content observed using the capacitance sensors during the calibration period

Soil temperature is an important variable for modeling soil biological processes. In this case, the WAVE Matlab version simulated well the temperature estimated at 5, 10 and 20 cm soil depth. The  $C_{eff}$  at each depth was 0.846, 0.480 and 0.792 for the 5, 10 and 20 cm depth respectively, with a RMSE equal to 3.2, 3.1 and 3.5°C.



Fig. 3. The NO<sub>3</sub> concentration in the drainage in mg N  $L^{-1}$  measured during the four experimental periods with the suction cups versus the simulated with WAVE Matlab

Nitrate concentration in the drainage water was well adjusted to the measurements with a Ceff equal to 0.62 and a RMSE close to 22 mg N-NO<sub>3</sub><sup>-</sup> L<sup>-1</sup> (Fig. 3). The amount of NH<sub>4</sub><sup>+</sup> leached was negligible, with concentrations ranging from 0.006 to 1.1 mg N-NH<sub>4</sub><sup>+</sup> L<sup>-1</sup>, which is similar to the observations in the suction cups, ranging from 0.0003 to 0.77. The validation made with the  $N_{min}$  observed at the end of each fallow period presented a loss in the accuracy, which is reflected in a global  $C_{\text{eff}}$  equal to 0.125 and a RMSE equal to 10.7 kg N ha<sup>-1</sup> for the N<sub>min</sub> amount during the whole studied period. However, some periods, like the first fallow, presented better simulations, reaching a C<sub>eff</sub> adjustment close to 0.9, and in almost all the sampling dates the profiles simulated were within or very close to the observed range (Fig. 2). This reduction in the accuracy as compared to the water balance and the soil temperature was due to the N cycle complexity.

## 4.- Conclusions

The Matlab version of the physically based agrohydrological model WAVE was implemented for evaluating the field scale water balance, thermal balance and nutrient leaching during a fallow period. The Matlab version allowed easy data analysis, facilitated advanced modeling analysis (inverse modeling, sensitivity analysis, uncertainty propagation analysis). Although further research is needed with the new Matlab version of the model, it is a very interesting tool for evaluating the environmental performances of different agronomic techniques. The implementation of a more advanced crop module allows to increase the opportunities of application of the model, not only for water and nitrogen balance studies, but also for evaluating crop response processes. Other enhancements of this version are the possibility of running the model during more than a year and including rotations with more than one plant species.

The model showed an appropriate simulation of different terms of the water balance, not only during the calibration period but also during the validation period. The availability of observed nitrate concentrations in suction cups, combined with measured  $N_{min}$  along the profile at different moments, allowed a first approximation to the N turnover rates through inverse modeling and the quantification of the NO<sub>3</sub><sup>-</sup> leaching. However, more improvements in the N modules are necessary in order to get better accuracy.

Acknowledgment. Financial support by Spain CICYT (ref. AGL 2011-24732), Comunidad de Madrid (project AGRISOST, S2009/AGR-1630), Belgium FSR 2012 (ref. SPER/DST/340-1120525) and Marie Curie actions. Special thanks to the technicians working with us at "La Chimenea" field station (IMIDRA).

#### **5.- References**

- Allen, RG., L.S. Pereira, D. Raes, and M. Smith, 1998. FAO 56 Irrigation and drainage paper: crop evapotranspiration. Food and Agriculture Organization, Rome.
- Acock, B., D.A. Charles-Edwards, D.J. Fitter, D.W. Hand, J. Ludwig, J. Warren Wilson, and A.C. Withers, 1978. The contribution of leaves from different levels within a tomato crop to canopy net photosynthesis: an experimental examination of two canopy models. J. Exp. Bot. 29, 815–827.
- Arregui, L.M., and M. Quemada, 2006. Drainage and nitrate leaching in a crop rotation under different N-fertilizer strategies: application of capacitance probes. *Pl. Soil.* 288, 57-69.
- Bundy, L.G., and T.W. Andraski, 2005. Recovery of fertilizer nitrogen in crop residues and cover crops on an irrigated sandy soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 69, 640-648
- Causapé, J., D. Quilez, and R. Aragues, 2004. Assessment of irrigation and environmental quality at the hydrological basin level - II. Salt and nitrate loads in irrigation return flows. *Agric. Water Manag.* 70, 211-228.
- Díez, J.A., R. Roman, R. Caballero, and A. Caballero, 1997. Nitrate leaching from soils under a maize-wheat-maize sequence, two irrigation schedules and three types of fertilisers. *Agric. Ecosyst. Environ.* 65, 189-199.
- Fares, A., and A.K. Alva, 2000. Evaluation of capacitance probes for optimal irrigation of citrus through soil moisture monitoring in an Entisol profile. *Irrig. Sci.* 19,57–64.
- Feaga, J.B., J.S. Selker, R.P. Dick, and D.D. Hemphill, 2010. Long-term nitrate leaching under vegetable production with cover crops in the Pacific Northwest. *Soil Soc. Sci. Am. J.* 74, 186-195.
- Gabriel, J.L., J.I. Lizaso, and M. Quemada, 2010. Laboratory versus field calibration of Capacitance Probes. Soil Sci. Soc. Am. J. 74, 593–601.
- Gabriel, J.L., and M. Quemada, 2011. Replacing bare fallow with cover crops in a maize cropping system: Yield, N uptake and fertiliser fate. *Eur. J. Agron.* 34, 133-143.
- Gabriel, J.L., R. Muñoz-Carpena, and M. Quemada, 2012. The role of cover crops in irrigated systems: water balance, nitrate leaching and soil mineral nitrogen accumulation. *Agric. Ecosyst. Environ.* 155, 50– 61.
- Gehl, R.J., J.P. Schmidt, L.R. Stone, A.J. Schlegel, and G.A. Clark, 2005. In situ measurements of nitrate leaching implicate poor nitrogen and irrigation management on sandy soils. *J. Environ. Qual.* 34, 2243-2254.

- Gilks, W., G. Roberts, and S. Sahu, 1998. Adaptive Markov Chain Monte Carlo through regeneration, J. Am. Statist. Assoc. 443, 1045-1054.
- Isidoro, D., D. Quílez, and R. Aragues, 2006. Environmental impact of irrigation in La Violada District (Spain): II. Nitrogen fertilization and nitrate export patterns in drainage water. J. Environ. Qual. 35, 776-785.
- Keeney, D.R., and D.W. Nelson, 1982. Nitrogen inorganic forms. En Page, A L. Methods of soil analysis. Part 2: chemical and microbiological properties. American Society of Agronomy, Soil Sci. Soc. Am., Madison, WI, USA. 643-698.
- Lidon, A., C. Ramos, and A. Rodrigo, 1999. Comparison of drainage estimation methods in irrigated citrus orchards. *Irrig. Sci.* 19, 25-36.
- Metropolis, N., A.W. Rosenbluth, M.N. Rosenbluth, A.H. Teller, and E. Teller, 1953. Equations of state calculations by fast computing machines. J. Chem. Phys. 21, 1087-1091.
- Muñoz-Carpena, R., A. Ritter, D.D. Bosch, B. Schaffer, and T.L. Potter, 2008. Summer cover crop impacts on soil percolation nitrogen leaching from a winter corn field. *Agric. Water Manag.* 95, 633-644.
- Nash, J.E., and J.V. Sutcliffe, 1970. River flow forecasting through conceptual models. Part 1. A discussion of principles. J. Hydrol. 10, 282–290.
- Normand, B., S. Recous, G. Vachaud, L. Kengni, and B. Garino, 1997. Nitrogen-15 tracers combined with tension-neutronic method to estimate the nitrogen balance of irrigated maize. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61, 1508–1518.
- Papadakis, J., 1966. Climates of the world and their agricultural potentialities. DAPCO, Rome, Italy.
- Paramasivam, S., A.K. Alva, A. Fares, and K.S. Sajwan, 2001. Estimation of nitrate leaching in an entisol under optimum citrus production. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 65, 914-921.
- Ritter, A., F. Hupet, R. Muñoz-Carpena, S. Lambot, and M. Vanclooster, 2003 Using inverse methods for estimating soil hydraulic properties from field data as an alternative to direct methods. *Agric. Water Manage.* 59, 77-96.
- Ritter, A., and R. Muñoz-Carpena, 2013 Performance evaluation of hydrological models: Statistical significance for reducing subjectivity in goodness-of-fit assessments. J. Hydrol. 480, 33-45.
- Salmerón, M., J. Cavero, D. Quílez, y R. Isla, 2010. Winter cover crops affect monoculture maize yield and nitrogen leaching under irrigated Mediterranean conditions. *Agron. J.* 102, 33-42.
- Simunek, J., O. Wendroth, and M.Th. van Genuchten, 1999. Soil hydraulic properties from laboratory evaporation experiments by parameter estimation, en: Ed. van Genuchten, M.Th., F.J. Leij, L. Wu, Proceedings of the International Workshop, Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media. University of California, Riverside, CA, 713-724.
- Soil Survey Staff, 2003. Keys to soil taxonomy. Ninth Edition. USDA, Natural Resources Conservation Service. Madison, WI, USA.
- Solorzano, L., 1969. Determination of ammonia in natural waters by the phenolhypoclorite method. *Limnol. Oceanogr.* 14, 799-801.
- Strock, J.S., P.M. Porter, and M.P. Russelle, 2004. Cover cropping to reduce nitrate loss through subsurface drainage in the northern US Corn Belt. J. Environ. Qual. 33, 1010-1016.
- van Genutchen, M.T., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 892-898.
- Van Loon, J., J. Vansteenkiste, J. Diels, and E. Schrevens, 2011. Developing and testing a model for open field horticultural crops to enable use of a 'just-in-time' fertilization management. 19th International Congress on Modelling and Simulation, Perth, Australia. 1016-1022.
- Vanclooster, M., P. Viaene, J. Diels, and K. Christiaens, 1996. WAVE: a mathematical model for simulating water and agrochemicals in the soil and vadose environment. In: Reference and user's manual (Release 2.0), Institute for Land and Water Management, Katholieke Universiteit Leuven, Belgium.
- Vázquez, N., A. Pardo, M.L. Suso, and M. Quemada, 2006. Drainage and nitrate leaching under processing tomato growth with drip irrigation and plastic mulching. *Agric. Ecosyst. Environ.* 112, 313-323.
- Vrugt, J.A., H.V. Gupta, W. Bouten, and S. Sorooshian, 2003. A Shuffled Complex Evolution Metropolis algorithm for optimization and uncertainty assessment of hydrologic model parameters. *Water Resour. Res.* 39, SWC11-SWC116.

Webster, C.P., M.A. Shepherd, K.W.T. Goulding, and E. Lord, 1993. Comparisons of methods for measuring the leaching of mineral nitrogen from arable land. J. Soil Sci. 44, 49–62.
# COMPORTAMIENTO DEL FÓSFORO AL PASAR DE UNA MASA DE AGUA DULCE (RÍO PRIMERO) A OTRA SALADA (LAGUNA DEL PLATA), CÓRDOBA, ARGENTINA

C. Oroná<sup>1</sup>, O. Duarte<sup>2</sup> y J. Paz-Ferreiro<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Química Industrial y Aplicada, Universidad Nacional de Córdoba. Avenida Vélez Sarsfield, 1611, Córdoba, Argentina. e-mail: <u>claudia.orona@gmail.com</u>

<sup>2</sup> Facultad de Ciencias Agropecuarias, Universidad Nacional de Entre Ríos. Ruta Nacional 11, Km 10,5, Oro Verde, Paraná. Entre Ríos, Argentina. e-mail: <u>oduarte@fca.uner.edu.ar</u>

<sup>3</sup>Departamento de Edafología, Escuela Técnica Superior de Ingenieros Agrónomos. Universidad Politécnica de Madrid. e-mail: <u>jpaz@upm.es</u>

RESUMEN. La laguna del Plata está dentro de la Mar Chiquita, un cuerpo de agua salada que forma parte de un sistema hidrológico cerrado en el noreste de la provincia de Córdoba, Argentina. Dicha laguna recibe aportes de agua dulce a través del Río Primero. Este trabajo tuvo como objetivo la evaluación del comportamiento de algunas formas de fósforo cuando dicho elemento es transferido de un sistema de agua dulce a otro de agua salada. Se tomaron muestras de agua a intervalos trimestrales, durante los años 2006 y 2007, cerca la desembocadura del Río Primero y en cuatro puntos dentro de la laguna del Plata, en esta fueron muestreados sedimentos. La concentración fosforo total (PT) y de fósforo reactivo soluble (PRS) en el agua salada de la Laguna del Plata resultó ser muy baja en comparación con la del agua dulce. Los sedimentos de la laguna actúan como sumidero, reteniendo gran parte del fósforo que ingresa por su único tributario y acumulándolo principalmente en forma de fosfato de calcio.

ABSTRACT. The "laguna del Plata" is a part of a saline water body known as "La Mar Chiquita", which in turn belongs to an endorreic hydrological system located at the northwest of the Córdoba province, Argentina. This lacuna receives fresh water only from the Primero River. The aim of this work was to assess the comportment of selected phosphorus forms when this element is delivered from a fresh water system to a saline water system. Water samples were taken quarterly during 2006 and 2007 both, near the river outlet and in four points located inside the "laguna del Plata". In addition sediments were sampled in the studied lacuna. The concentrations of total phosphorus (TP) and soluble reactive phosphorus (PRS) was much lower in the saline water of "laguna del Plata" than in the fresh water provided by the Primero River. It was also verified that sediments of the saline lacuna act as a sink and retain most of the phosphorus coming from the sole tributary stream and that this element is mostly accumulated as calcium phosphate.

## 1.- Introducción

Una laguna y su área de captación son una unidad básica del ecosistema ya que las porciones terrestres y acuáticas de

la cuenca están íntimamente vinculadas por los movimientos de materiales de la tierra al agua. Por consiguiente, la composición geológica, el tamaño, la topografía y otras características de la cuenca de drenaje pueden influir en gran medida sobre la composición química y propiedades de las aguas de la laguna. Dado que casi todas las sustancias componentes del cuerpo de agua se originan en los alrededores de su cuenca de drenaje, es de esperar que el contenido de iones, moléculas y partículas minerales de las aguas dulces y saladas varíen dentro de un amplio intervalo de concentraciones, reflejando, por tanto, las propiedades geoquímicas de la región.

Entre todas las sustancias químicas que están presentes en un cuerpo de agua, el fósforo y el nitrógeno ocupan un lugar destacado, ya que son los nutrientes que, en general, controlan el desarrollo de organismos microbiológicos afectando el grado de eutrofización del ecosistema. La eutrofización de las aguas continentales es uno de los problemas ambientales más comunes y ejerce impactos ecológicos, sanitarios y económicos significativos en un recurso primario y finito: el agua. Cada organismo necesita agua para sustentar su existencia y genera a diario fósforo, nitrógeno y carbono orgánico.

Cuando se especifican las fuentes de contaminación del agua, la agricultura ocupa cada vez con mayor frecuencia un lugar destacado a causa de la introducción de nutrientes utilizados en forma de fertilizantes, que si bien son indispensables para una mejor y mayor producción agrícola, también pueden ser vectores fundamentales en la eutrofización de los cuerpos de agua.

Además de la masa de agua propiamente dicha, un cuerpo de agua natural posee sedimentos, cuyo material participa activamente en la regulación de la concentración y biodisponibilidad de los nutrientes necesarios para la vida acuática, en especial el fósforo. A través de esta regulación, los sedimentos pueden influir notablemente en la variación de la calidad del agua y, en definitiva, en su eutrofización.

Debido a la importancia del fósforo como nutriente que acelera la productividad biológica de las aguas, se ha prestado mucha atención al contenido del mismo en los sedimentos y el agua (Song y Muller, 1999). En el caso particular de lagos y lagunas, los sedimentos contienen concentraciones de fósforo mucho más elevadas que el agua, pudiendo ser varios órdenes de magnitud superior (Wetzel, 1981). Gran parte del fósforo que ingresa a un lago es retenido por los sedimentos, una fracción del mismo sedimenta como materia orgánica particulada formando parte de microorganismos muertos; otra fracción es adsorbida por las partículas de arcillas, óxidos y otros minerales; el resto precipita con hierro, calcio y otros metales formando partículas de dimensiones coloidales (Golterman, 1988). Los estados de anoxia, por otra parte, tienden a contrarrestar esta acumulación porque provocan la disolución reductiva de los óxidos de hierro y manganeso permitiendo la liberación hacia la fase acuosa del fosfato que ellos puedan contener. Esto indica que dependiendo de las condiciones del medio el material del sedimento actuará como sumidero o como fuente de nutrientes, participando activamente en los procesos que regulan la concentración y biodisponibilidad de los mismos en el cuerpo de agua.

El objetivo del presente trabajo consiste en el estudio del comportamiento del fósforo cuando pasa de un sistema de agua dulce, como el Río Primero, a uno de agua salada, como la Laguna del Plata. Si bien existen trabajos a nivel internacional con cuerpos de agua de Norteamérica, Europa, Asia y Australia, no se encontraron antecedentes locales al respecto.

#### 2.- Material y métodos

## 2.1.- Área de estudio

La Laguna del Plata, de agua salada, se encuentra en la zona Sur-Oeste de la Mar Chiquita, que a su vez se ubica al noreste de la provincia de Córdoba (Fig. 1). Forma parte de un sistema hidrológico cerrado y del mayor lago salado de América del Sur y quinto a nivel mundial, constituyendo un área de importante valor biológico. Los Bañados del Río Dulce y la laguna Mar Chiquita, incluyendo la Laguna del Plata, fueron declarados Reserva de uso Múltiple por la provincia de Córdoba (1994).



Fig. 1. Ubicación de la Laguna Mar Chiquita - Laguna del Plata

Además, en el plano internacional, estos lugares han sido denominados Sitio de Valor Hemisférico por la Red de Aves Playeras (1991), forman parte de la red internacional de Living Lakes y declarado "Humedal de importancia internacional" por la convención RAMSAR (2002).

La Laguna del Plata tiene aproximadamente una superficie de 20 km<sup>2</sup>, y su único afluente es el Río Primero o Suquía. En períodos secos, durante la década de los años 70, esta laguna no tenía conexión hidrológica con la Laguna Mar Chiquita, de modo que entre ellas existían diferencias significativas en términos de salinidad.



Fig. 2. Imagen Landsat donde se señala el área de estudio

En períodos húmedos, la Laguna del Plata, se transforma en una bahía (Fig. 2). En su entorno existe poca actividad antrópica, que está asociada a dos camping en la costa sur y cultivos de soja en algunos campos aledaños.

## 2.2.- Toma de muestra y análisis

Para realizar el monitoreo se establecieron cuatro puntos sobre la Laguna del Plata (LP1, LP2, LP3 y LP4), uno sobre el Río Primero (RS2) y otro en la Laguna Mar Chiquita (LMC), todos ellos ubicados de acuerdo a las características morfológicas del sistema estudiado (Fig. 3).



Fig. 3. Ubicación de los puntos de monitoreo

Se llevaron a cabo cuatro campañas estacionales de muestreo de agua y sedimentos durante los años hidrológicos 2005-2006 y 2006-2007, de modo que dichas campañas se iniciaban durante la primavera austral y terminaban en el invierno austral (Oroná, 2013).

Los parámetros físico-químicos medidos en agua, fueron: iones mayoritarios; conductividad, material en suspensión (MES), fósforo total (PT), fósforo reactivo soluble (PRS), clorofila–a y fitoplancton. Las técnicas de análisis utilizadas para agua, son las recomendadas por APHA, AWWA (1995) y están descritas en Oroná (2013), por lo que a continuación solo se resume el método empleado para determinar fósforo total y fósforo reactivo soluble.

El análisis de las dos formas de fósforo estudiadas PT y PRS, incluye dos pasos generales: a) conversión de la forma fosforada en ortofosfato disuelto y b) determinación por medio de espectrofotometría del ortofosfato disuelto. Para la determinación del fósforo total (PT) se realizó una hidrólisis o una digestión oxidante previa de la muestra con el fin de transformar todo el fósforo a la forma de ortofosfato soluble. La fracción de fósforo soluble se separó de las formas en suspensión por filtración a través de un filtro de membrana de 0,45  $\mu$ m de diámetro; el PRS corresponde por tanto a las formas de fósforo solubles determinadas sin digestión previa.

Para medir el contenido de fósforo, tanto el ortofosfato originado por digestión del fósforo total (PT) como el asociado a las formas solubles (PRS) se hacen reaccionar con molibdato de amonio (Murphy y Riley, 1962) de modo que se forma un complejo fosfomolibdato de color azul. La concentración de fósforo se determinó colorimétricamente

Además, se extrajo sedimento con una draga tipo Ekman. En el sedimento muestreado se determinó la composición elemental por Fluorescencia de Rayos X, se efectuaron análisis del contenido de fósforo total e inorgánico y, se llevó a cabo, además, un fraccionamiento secuencial. Las formas total e inorgánica de fosforo se obtuvieron según la técnica de NAQUADAT 1550 (Froelich et al., 1988; Aigars, 2001, Selig, 2003), y la determinación se llevó a cabo por colorimetría con azul de molibdeno según (Murphy y Riley, 1962), con algunas modificaciones sugeridas por Golterman (1988).

Para el fraccionamiento del fósforo de los sedimentos se empleó el método del EDTA propuesto por Golterman y Booman (1988). La extracción secuencial, está basada en la diferente solubilidad del mismo durante extracciones sucesivas con soluciones ácidas, alcalinas o complejantes; esto permite disolver secuencialmente óxidos y sales y extraer su fósforo asociado. Se obtuvieron las siguientes fracciones: asociada al hierro, asociada al calcio, orgánica asociad a ácidos, orgánica asociada a álcalis y residual.

Se calculó, para cada campaña de monitoreo, el valor de la mediana de PT y de PRS para relacionarlas con la concentración que presentaban estos parámetros en el agua que ingresaba por el río Primero.

## 3. Resultados y discusión

Al comparar la concentración de PT que ingresaba por el único tributario, el Río Primero, con la mediana de la concentración presente en aguas de la laguna del Plata, se pudo observar un considerable descenso de la segunda con respecto a la primera. La relación entre dichas concentraciones llegó a ser de 9,7 veces en la campaña realizada en el invierno austral de 2007, mientras que en el resto de las campañas varió entre 3 y 6 veces menos que el ingreso (Tabla 1). La medición del PT incluye a iones ortofosfato en solución, fósforo particulado orgánico o inorgánico y, también, el incorporado a estructuras de organismos acuáticos, como por ejemplo el fitoplancton.

 Tabla 1. Relación entre el PT del río Primero y la mediana del PT de la Laguna del Plata

Campaña de muestreo	PT Río Primero	PT Laguna del Plata (mediana)	PT río/ PT laguna
	µg/L	µg/L	
Primavera-05	890	139	6,4
Verano -06	556	92	6,0
Otoño - 06	860	146	5,9
Invierno – 06	1092	200	5,5
Primavera-06	984	195	4,9
Verano - 07	820	269	3,0
Otoño - 07	424	138	3,1
Invierno - 07	1000	103	9,7

La relación entre la concentración del PRS medido en el Río Primero frente al medido la laguna del Plata (Tabla 2) fue más elevada que la que corresponde al PR (Tabla 1), indicando una disminución mucho mayor de esta forma de fósforo entre el agua dulce y el agua salada. El mayor valor de esta relación se cifra en 63,9, para la campaña realizada en primavera de 2005, mientras que en el resto de las campañas osciló entre 6,6 y 52,8 (Tabla 2).

 Tabla 2. Relación entre el PRS del río Primero y la mediana del PRS de la Laguna del Plata

Campaña de muestreo	PRS Río Primero	PRS Laguna del Plata (mediana)	PRS río/ PRS laguna
	μg/L	μg/L	
Primavera - 05	831	13	63,9
Verano - 06	164	13	13
Otoño - 06	740	14	52,8
Invierno - 06	s/d	13	s/d
Primavera - 06	340	15	22,6
Verano - 07	565	85	6,6
Otoño - 07	182	19	9,6
Invierno - 07	670	13	51,5

El hecho de que en términos relativos el PRS disminuya en mayor proporción que el PT podría deberse a que la primera de estas formas de fósforo reacciona con mayor rapidez con los iones presentes en el agua salada en mayor proporción, como son calcio, hierro, manganeso, etc. Esta hipótesis también viene avalada por el hecho de que el agua de la Laguna del Plata, presentó concentraciones elevadas de calcio (entre159 mg/L y 747 mg/L) y un pH que osciló entre 8,4 y 9,7. Esta situación favorecería la formación de fosfato de calcio, de escasa solubilidad (Kps  $= 2,07 \cdot 10^{-33}$ ), por lo cual precipitaría pasando a formar parte de los sedimentos. Además, el incremento de pH lleva a la formación de carbonato de calcio, provocando la coprecipitación de fosfato junto a él.

Para corroborar la hipótesis anterior también se dispone de los análisis de los sedimentos, y más en particular de la cuantificación de elementos mayoritarios en los mismos, así como a de la determinación de la características texturales y de las fracciones de fósforo.

El análisis granulométrico indicó que los sedimentos tienen una textura limo – arcillosa. El análisis de los componentes mayoritarios arrojo como resultado el siguiente orden: silicio, aluminio, calcio y hierro (Fig. 4). La composición elemental encontrada se corresponde con la característica textural del sedimento, ya que las fracciones finas como limos y arcillas poseen principalmente óxido de silicio y óxido de aluminio en su estructura. El calcio podría provenir de la precipitación de compuestos que lo contienen, incluyendo caparazones de organismos calcáreos y está de acuerdo con la importante concentración del mismo que presenta el agua de la laguna.



Fig. 4. Porcentaje de los elementos mayoritarios presentes en los sedimentos de la Laguna del Plata

Con respecto a las formas de fósforo en el sedimento se pudo observar que la fracción unida al calcio fue la mayoritaria, de modo que su concentración resultó ser un poco más del doble de la concentración de la fracción de fósforo unido al hierro (Tabla3).

En el caso particular del fósforo unido al calcio, es sabido que es susceptible de ser liberado del sedimento cuando el pH del agua sobrenadante se encuentra en valores inferiores a 4. Esta situación es prácticamente imposible que se produzca en el ecosistema estudiado, debido a la gran capacidad amortiguadora (buffer) que posee el agua salada en sí misma.

A partir de estos resultados se confirmaría la hipótesis planteada respecto a que la notable disminución de la concentración de PT y PRS en la laguna, con relación a la que ingresa a través del agua del Río Primero, se debería a la precipitación del fósforo al combinarse con el calcio presente en el agua. Además de la posibilidad de coprecipitación con el carbonato de calcio.

Tabla 3. Resultados del fraccionamiento del fósforo en sedimentos

Fracción o fase	Reactivo extractante	Resultado (mg/g P)
Fe (OOH) - P	25 ml EDTA - Ca + 1% Ditionito	0,167
CaCO <sub>3</sub> - P	25 mL EDTA - Na <sub>2</sub>	0,351
Org - P (ácida)	15 mL H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> 0,5 M	0,187
Org - P (alcalina)	15 mL NaOH 2M	0,19
Residual	Digestión con mezcla HCl: HNO <sub>3</sub> : HClO <sub>4</sub> (5:3:29 en caliente)	0,342

\* Fe (OOH)-P = Fósforo asociado al hierro. CaCO3-P = fósforo asociado a carbonato de calcio. Org-P (acida) = fósforo orgánico extraído en medio ácido. Org-P (alcalina) = fósforo orgánico extraído en medio alcalino. Residual = fósforo residual medido tras digestión ácida

## 4. Conclusiones

Se observó una gran disminución de la concentración fosforo total (PT) y de fósforo reactivo soluble (PRS) en el agua salada de la Laguna del Plata con respecto a la del agua dulce que ingresa por el Río Primero. Dicha disminución es más notoria en el caso del PRS.

Al pasar de la masa de agua dulce (Rio Primero) al cuerpo de agua salada (Laguna del Plata) el fósforo precipita, sobre todo como fosfato de calcio, lo que viene favorecido por la concentración de este elemento en el agua de la laguna y por el pH de la misma.

En consecuencia, los sedimentos de la laguna del Plata están actuando como sumidero, es decir, reteniendo gran parte del fósforo que ingresa en dicha laguna por su único tributario, el rio Primero.

## 5. Bibliografía

- Aigars, J., 2001. Seasonal variations in phosphorus species in the surface sediments of the Gulf of Riga, Baltic Sea. *Chemosphere*. 45, 827-834.APHA, AWWA, 1995. *Standard Methods for the Examination of Water*
- and Wastewater, 17° Edición. American Public Health Association.
- Froelich, P.N., M. A. Arthur, W.C. Burnet, M. Deakin, V. Henley, R. Jahnke, L. Kaul, K. H. Kim, K. Roe, A. Soutar, y C. Athakanon, 1988. Early diagenesis of organic matter in Peru continental margin sediments: phosphorite precipitation. *Mar. Geol.* 80, 309-343.
- Golterman, H., 1988. Reflection on fractionation and bioavailability of sediments bound phosphate. *Arch. Hydrobiol. Beih. Ergebn. Limnol.* 30, 1–4.
- Golterman, H.L., y A. Booman, 1988. Sequential extraction of ironphosphate and calcium–phosphate from sediments by chelating agents *Verh.Internat. Verein. Limnol.* 23, 904 – 909.
- Murphy, J. y J. P. Riley, 1962. A modified single solution method for the determination of phosphate in natural waters. *Analytica Chimica Acta*. 27, 31-36.
- Oroná, C., 2013. Caracterización limnológica de un cuerpo de agua salada de una cuenca endorreica. Tesis Doctoral. Universidad de A Coruña. 472.
- Selig, U., 2003. Particle size related phosphate binding and P release at the sediment water interface in a shallow German lake. *Hydrobiologia*. 492(1-3), 107 –118.
- Song, Y., y G. Muller, 1999. Sediment-water interactions in anoxic freshwater sediments. Mobility of heavy metals and nutrients. Springer, Berlin.
- Wetzel, R., 1981. Limnología. Ediciones Omega. Barcelona. 679.

ÁREA TEMÁTICA 5

Estudios sobre la recarga y la interacción entre atmósfera, suelo y acuífero

# MEDIDA DE FLUJOS DE ENERGÍA EN SUPERFICIE EN UN SISTEMA ADEHESADO Y ANÁLISIS DE SU DISTRIBUCIÓN ESPACIAL CON VISTAS A LA INTEGRACIÓN CON SENSORES REMOTOS.

A. Andreu<sup>1</sup>\*, A. Graf<sup>2</sup>, M.J. Polo<sup>3</sup> y M.P. González-Dugo<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Departamento de producción ecológica y recursos naturales. IFAPA, Instituto de Investigación y Formación Agraria y Pesquera de Andalucía, Apdo. 3048 ES-14071 Cordoba, España. email: <u>ana.andreu.mendez@juntadeandalucia.es</u>.

<sup>2</sup>Forschungszentrum Jülich IBG-3, Wilhelm-Johnen-Straße, 52428 Jülich, Alemania.

<sup>3</sup>Grupo de Investigación de Dinámica Fluvial e Hidrológía del Instituto Interuniversitario del Sistema Tierra en Andalucia, Universidad de Córdoba, Campus Rabanales, Edificio Leonardo Da Vince, ES-147071, Córdoba, España.

**RESUMEN.** Se ha instalado un sistema de medida de flujos de energía en superficie, con especial atención a la evapotranspiración, en una dehesa localizada en la cuenca del rio Guadalquivir. Mediante un sistema de covarianza de torbellinos, junto con medidas complementarias e integrando datos ofrecidos por sensores a bordo de satélites, se modelarán y validarán los balances de agua y energía en la zona no saturada del suelo. Esto permitirá profundizar en la comprensión de los procesos hidrológicos, atmosféricos y fisiológicos que afectan al funcionamiento de dicho ecosistema, mejorando su gestión y conservación. Los datos se han procesado usando la aplicación TK3 (Mauder y Foken, 2004), obteniendo un cierre de balance del 86% para el periodo de verano, con una contribución pico a los flujos de energía localizada dentro del área comprendida en un radio de 500 metros.

**ABSTRACT.** A surface energy fluxes measurement system, with a special focus on the evapotranspiration component, has been implemented over a dehesa ecosystem located in the Guadalquivir river basin. An eddy covariance system with complementary ground measurements and the integration of remote sensing data will assist the modelling and validation, in the unsaturated soil zone of the water and surface energy balance. This may provide a better understanding of the hydrological, atmospheric and physiological processes which affect the dynamics of this ecosystem, improving the management and conservation. After processing the data using TK3 software package (Mauder and Foken, 2004), the closure of the energy balance during the summer season was around 86%, with the pick fluxes contribution around 500 meters.

# 1.- Introducción

La dehesa es el sistema agroforestal más extenso de Europa, cubriendo más de tres millones de hectáreas en la Peninsula Ibérica y Grecia (Grove y Rackham, 2001; Papanastis, 2004). Es reconocido como ejemplo de uso sostenible de los recursos naturales y juega un papel fundamental en el desarrollo rural y territorial. Se trata de un sistema agro-silvo-pastoral formado por árboles dispersos (predominantemente quercíneas) combinados con cultivos, pastos y arbustos (Diaz et al., 1997; Plieninger y Wilbrand, 2001).

Las dehesas se localizan bajo un clima Mediterráneo con unas condiciones extremas que unidas a una gran variabilidad en las precipitaciones (Le Houerou, 1987) provocan fuertes sequías periódicas. Aun siendo definidas las especies de roble ibérico como "reguladoras" en términos de uso de agua (Rambal, 1993), con mecanismos de control frente a las sequía, la dinámica del agua en el suelo tiene un papel central en la disminución de las masas forestales (Brasier et al., 1993;. Gallego et al., 1999; Sánchez et al., 2002), existiendo actualmente pocos estudios relativos a este tipo de problemática. Además, en las últimas décadas la dehesa se ha enfrentado a múltiples amenazas ambientales derivadas de un uso intensivo de la tierra y de cambios socioeconómicos (Schnabel y Ferreira, 2004; Pulido y Díaz, 2005).

La comprensión de los procesos hidrológicos, atmosféricos y fisiológicos que afectan al funcionamiento de este ecosistema contribuiría a mejorar su gestión y conservación. En este sentido la dinámica de la evapotranspiración (ET) de sus cubiertas es un indicador clave para evaluar el estado del sistema, especialmente en un entorno limitado de agua como es la zona de estudio, en la Sierra Morena de la provincia de Córdoba.

Para el seguimiento del estado hídrico de este tipo de cubiertas se ha diseñado una experiencia que combina la medida directa de los flujos de energía en superficie mediante un sistema de covarianza de torbellinos instalado en una torre a gran altura, con medidas complementarias en tierra como la temperatura de la superficie, la humedad del suelo o la escorrentía registrada en un embalse cercano, con datos de sensores remotos a bordo de satélites de observación de la tierra. El sistema de covarianza de torbellinos proporciona una base sólida para la medida de flujos de energía en superficie, permitiendo obtener directamente los diferentes componentes del balance medidos de manera independientemente (Itier y Brunet, 1996; Twine et al., 2000).

En este trabajo se presenta una evaluación preliminar de este sistema, incluyendo el procesamiento y análisis de los primeros resultados y el estudio del área portadora de flujo a la torre o *footprint* para determinar la homogeneidad de la zona y cuantificar la aportación de los elementos espaciales de las imágenes de satélite dentro del estudio posterior. Se ha evaluado la calidad de los datos de los flujos de energía mediante el criterio del cierre del balance (Li et al., 2004; Leuning et al., 2005), realizándose una estimación del flujo de almacenamiento de calor en la biomasa (Steward y Thom, 1973; Steward, 1978) para comprobar la importancia relativa de éste en el balance total, dado que en ecosistemas forestales con vegetación alta puede no ser despreciable (Foken et al., 2006).

## 2.- Material y métodos

## 2.1.- Área de estudio

El área de estudio se encuentra dentro de la cuenca hidrográfica del Guadalquivir, en una subcuenca perteneciente al arroyo Martín Gonzalo (48.26 km<sup>2</sup> de superficie), en el municipio de Cardeña. La torre de medida se localiza en la finca Santa Clotilde (38.210:-4.2876,740 m.s.n.m.), una dehesa típica (con predominancia de Quercus Ilex L.) con paisaje alomado y pendientes suaves, con cabaña ganadera en extensivo vacuna y porcina. La finca está dividida en cuatro áreas y cada año se ara y se siembra una de ellas. La fertilización es ocasional.



Fig. 1. Localización del área de estudio

El clima Mediterráneo continental de este área está caracterizado por una precipitación media de 720 mm anuales (entre 570 y 970 mm), con inviernos fríos y veranos secos y largos, expuesto a sequías periódicas. La temperatura media anual es de 15,3 °C, siendo enero el mes más frio, con medias de 7 °C y Julio el más caluroso, con 25,4 °C de media.

2.2.- Descripción del equipo de medida de flujos de energía en superficie

La ET es uno de los principales componentes del balance de energía en superficie (eq.1), pudiendo definirse como la energía empleada para transportar el vapor de agua desde el interior de las hojas o el suelo hasta la atmósfera y denominándose en ese caso flujo de calor latente [Wm<sup>-2</sup>]. El resto de componentes del balance son el flujo de radiación neta que llega a la superficie (Rn), el flujo de energía en forma de calor que se intercambia por conducción entre la superficie del cultivo y el suelo (G) y el flujo de calor sensible (H), que es el flujo de energía en forma de calor intercambiado por convección entre la superficie y la atmósfera:

$$Rn = G + LE + H + S + P \tag{1}$$

En la ecuación 1 solo se consideran flujos verticales, ignorando la energía que se transfiere por advección y se simplifica atendiendo al valor relativo de los flujos despreciando la fotosíntesis (P) o el almacenamiento de calor en el seno del sistema (S).

En este trabajo todos los componentes del balance de energía, Rn, G, H y LE son medidos directamente en campo. Los flujos turbulentos se miden mediante un sistema de covarianza de torbellinos, basado en la covarianza estadística entre la concentración de interés y la velocidad vertical de los remolinos turbulentos ascendentes y descendentes. Al ser estas fluctuaciones muy rápidas, los cambios en la concentración, en la densidad o en la temperatura han de ser medidos a mucha velocidad y con gran precisión.

En un flujo turbulento, el flujo vertical se puede representar como el producto de la densidad media del aire ( $\rho_a$ ) y la covarianza media entre las desviaciones instantáneas de la velocidad del viento vertical (w) y el cociente de mezcla (s):

$$F = \overline{\rho_a w' s'} \tag{2}$$

Este método calcula la media del flujo de calor latente para un intervalo de tiempo a partir de la covarianza entre w y la desviación instantánea de la humedad específica del aire (q) respecto al valor medio, mediante la expresión:

$$LE = \lambda \rho_a \overline{w' q'} \tag{3}$$

siendo  $\lambda$  el calor latente de vaporización. Análogamente, el flujo de calor sensible es igual a  $\rho_a$  multiplicada por la covarianza entre las desviaciones instantáneas de la velocidad del viento vertical (w) y la temperatura (T).

$$H = \rho_a C_p \overline{w' T'} \tag{4}$$

siendo C<sub>p</sub> el calor específico del aire a presión constante.

Esta metodología es muy robusta y su uso se ha extendido con rapidez en todo el mundo en los últimos años (Baldocchi et al., 2001), pero requiere de una instrumentación relativamente frágil y costosa, con un mantenimiento constante. Las áreas adecuadas para instalar una torre de covarianza de torbellinos (ECT) deben tener una pendiente reducida, con una zona suministradora de flujo (*fetch*) suficientemente extensa y una vegetación homogénea y uniforme.



Fig. 2. Mapa de pendiente del área de estudio

El equipo de medida está situado en una torre con una altura de 18 metros, adecuada a la altura media de los árboles (7 metros), a la baja pendiente, a la cobertura vegetal uniforme y a la frecuencia de respuesta de los instrumentos. El *fetch* es de al menos 1000 metros en todas las direcciones.

Para obtener las componentes turbulentas del balance de energía en superficie, se ha medido la velocidad del viento con un anemómetro sónico tridimensional (modelo CSAT3, Campbell Scientific) y la humedad específica con un higrómetro de respuesta rápida (modelo Krypton KH20, Campbell Scientific).

La temperatura se determina sónicamente, siendo corregida posteriormente por los efectos de la humedad (Schotanues et al., 1983). El anemómetro se orientó en la dirección del viento predominante (suroeste). La separación entre los sensores es de 20 cm, de acuerdo con las recomendaciones del fabricante (Campbell Scientific) y la altura de la torre. Estas medidas son registradas en un datalogger (modelo CR1000, Campbell Scientific) a 10 Hz de frecuencia. Para el procesamiento de los datos en alta frecuencia, la temperatura y la humedad son medidas de manera independiente utilizando una sonda (modelo Vaisala HMP155).

Un radiómetro neto (modelo NR-Lite, Kipp & Zonen) emplazado en la torre mide la radiación solar neta, asegurando la no interferencia de los demás instrumentos en la medida. La radiación neta es registrada cada 5s almacenándose los promedios cada media hora. El flujo de calor del suelo se determina mediante placas de flujo de calor calibradas por el fabricante (modelo HFP01, Hukseflux Thermal Sensors) instaladas a 0,08 m de profundidad, enterradas junto a dos termopares a 0,02 y 0,06 m (Fuch y Tanner, 1967). Para representar la heterogeneidad de la zona, dichas medidas han de tomarse en al menos dos localizaciones, en la zona de exclusión situada en el pasto abierto y debajo de una encina, habiendo sido instalado el equipo de medida en esta última zona en el mes de marzo, con posterioridad al resto del equipamiento. Se registran los promedios cada media hora de las medidas

tomadas cada 5s en un datalogger similar al instalado en la torre (modelo CR1000, Campbell Scientific).



Fig. 3. Torre de covarianza de torbellinos. Zona de exclusión en pasto abierto. Zona de contribución al flujo

2.3.- Procesado de los datos de las componentes del balance de energía en superficie

El conjunto de datos de los flujos turbulentos (LE y H) requiere de un procesado posterior que incluye la extracción de anomalías (Vickers y Mahrt, 1997), la transformación del sistema de coordenadas para evitar fallos derivados del alineamiento del equipo (Wilczak et al., 2011), la corrección de las fluctuaciones en la densidad del aire (Webb et al., 1980), la corrección para el higrómetro de la absorción del oxígeno (Tanner et al., 1993) y por último la debida a la separación espacial entre sensores (Moore et al., 1986). Para vegetación alta con alturas de medida elevadas, el tamaño de los torbellinos se incrementa con la altura (Kaimal y Finningan, 1994; Lee et al., 2004; Foken, 2006), siendo menor la influencia que tiene la separación de los sensores en los resultados. En este trabajo se ha realizado el procesado de los datos mediante la aplicación TK3 (Mauder y Foken, 2004), que incluve las correcciones necesarias facilitando la obtención de los resultados finales y su posterior análisis.

El flujo de calor en la superficie del suelo se calcula añadiendo a la medida directa del flujo a una profundidad determinada la energía almacenada en la capa situada encima de los platos de flujo. La capacidad calorífica del suelo y el cambio en la temperatura durante el intervalo son necesarias para calcular la energía media almacenada (Sg, Wm<sup>-2</sup>):

$$S_{g} = \frac{(T_{i} - T_{i-1})C_{s}D}{t}$$
(5)

siendo  $T_i$  la temperatura actual,  $T_{i-1}$  la temperatura anterior, D la profundidad del plato de flujo en metros,  $C_s$  la capacidad calorífica del suelo  $[Jm^{-3o}C^{-1}]$ , y t el intervalo de tiempo en segundos. Para calcular la capacidad calorífica es necesario conocer el valor de la densidad, del contenido de agua en el suelo y del calor específico del suelo seco. Las medidas del radiómetro neto son

corregidas por la velocidad del viento medida con el anemómetro sónico siguiendo las recomendaciones del fabricante (Campbell Scientific).

2.4.- Cálculo de las componentes del balance de energía en superficie

El balance de energía ha de quedar cerrado, siguiendo la ecuación 1, sin embargo los flujos turbulentos obtenidos por el procedimiento descrito son normalmente subestimados si la suma se compara con la energía disponible (Rn - G). El error medio se encuentra alrededor del 20 - 30 % (Twine et al., 2000; Wilson et al., 2002; Foken, 2008; Hendricks Franssen et al., 2010), siendo este el umbral que se usa como criterio para determinar la calidad de los datos. Las causas aun no están claras y parecen derivar de varios factores como la influencia que ejerce la advección horizontal, el almacenamiento de calor en la vegetación alta, las divergencias de flujo, el proceso de la fotosíntesis, los errores de medida en la Rn y G o en los flujos turbulentos, de la frecuencia de respuesta de los sensores o de la separación de los instrumentos.



Fig. 4. Sistema de medida. CSAT3 y KH20. Radiómetro Neto

Twine et al. (2000) compararon diferentes métodos para forzar el cierre de balance, bien manteniendo la relación de Bowen (ratio entre H y LE) o asumiendo que H se mide con precisión y resolviendo LE como residuo de la ecuación de balance de energía (ec. 1). Brotzge y Crawford (2003) sugieren que el mejor modo de cierre del balance de energía en superficie con el método de covarianza de torbellinos es el método del residuo, puesto que la técnica del cociente de Bowen tiende a subestimar LE bajo condiciones altamente evaporativas. Por ello en este caso se han calculado los valores de ET forzando el cierre de balance de energía utilizando el método del residuo.

Una vez realizadas las correcciones descritas y habiendo forzado el cierre de balance mediante el método de los residuos, se obtienen valores promediados cada media hora de las cuatro componentes del balance de energía para el periodo de verano analizado (11 de junio a 31 de agosto de 2012).

2.5.- Área portadora de flujo a la torre (*footprint*)

Para determinar donde se sitúa el área que contribuye en mayor medida a los flujos medidos, se ha calculado una solución aproximada para la contribución relativa al flujo vertical de acuerdo a Schuepp et al., (1990). Se ha realizado asimismo un análisis mediante el software TK3, usando el modelo de Kormann y Meixer (2001) y determinando la influencia de la cubierta objetivo en los flujos.

2.6.- Caracterización en campo del área de estudio y medidas complementarias

Para la correcta medida de los flujos de energía y la posterior estimación de los balances de agua y energía es necesario una precisa caracterización de la zona, determinando las propiedades del suelo y realizando un seguimiento periódico de su humedad, de la temperatura y humedad del aire, de la radiación solar total, de la temperatura de la cubierta arbórea y del pasto, y de la fracción de suelo cubierto con cada uno de los estratos de vegetación.

La textura del suelo ha sido determinada mediante el método del Hidrómetro de Bouyoucos, adaptado de Gee y Bauder (1986). La densidad se ha determinado mediante el método del cilindro impulsado en el suelo, como el promedio de 5 puntos seleccionados al azar, obteniendo un valor de 1,57 g/cm<sup>3</sup>. La profundidad máxima es de 1.5 m, siendo la profundidad media de 0.6 m. El contenido de agua en suelo fue calculado como la diferencia entre peso húmedo y seco de cinco muestras tomadas al azar cada 15 días, extraídas cada 30 cm hasta una profundidad máxima de 90 cm. El peso directo de las muestras representa el peso húmedo. Las muestras son secadas en una estufa a 105º durante dos días, obteniendo el peso seco.

La fracción de cobertura ha sido calculada con técnicas de análisis de imágenes aéreas, obteniendo un valor de 0,19 para la cobertura arbórea en el periodo de verano. Estas medidas se complementan con estimaciones derivadas de índices de vegetación mediante imágenes de satélite y medidas del índice de área foliar (LAI) en campo. Las medidas en campo se toman con un ceptómetro lineal AccuPAR (modelo LP-80, Decagon Devices) siguiendo la distribución del ecosistema, integrando el LAI de las encinas, relativamente constante durante todo el año, junto con el de la capa herbácea, con una marcada variación estacional.

Se han determinado en campo parámetros significativos para la descripción de la estructura de la vegetación, como el tamaño de hoja (0,02m), la altura del pasto medido de manera periódica y el diámetro medio del tronco de los árboles medido a la altura del pecho, situado a 1,3m (DBH = 1,52m).

Los datos meteorológicos necesarios para la posterior integración de datos de sensores remotos se miden de manera continua mediante la sonda de humedad y temperatura localizada en la torre, un piranómetro (modelo LP02, Campbell Scientific) para la radiación solar y un pluviómetro (modelo ARG100 Tipping Bucket Raingauge, EML) instalados en el área de exclusión. La temperatura superficial de la cobertura arbórea y el pasto, cuya medida en tierra está destinada a contrastar las medidas de temperatura proporcionadas por las imágenes, se realiza con dos radiómetros de infrarrojos (SI 111, Campbell Scientific) localizados en la ECT y en la zona de exclusión en el pasto. Al estar influida la altura del pasto por la cabaña ganadera en extensivo, la medida de la temperatura de la capa herbácea se realiza fuera de la zona de exclusión.

# 3.- Resultados y discusión

Se han calculando los valores diarios de las cuatro componentes del balance, obteniéndose para el periodo analizado un valor medio de cierre del 86%, con una desviación típica del 6%. El error medio del cierre de balance de los flujos de energía medidos en la torre de covarianza de torbellinos se encuentra dentro del intervalo indicado por otros autores, estando alrededor de un 14% (Twine et al., 2000; Wilson et al., 2002; Foken, 2008; Hendricks Franssen et al., 2010). La figura 5 muestra la comparación entre la energía disponible y la suma del flujo de calor sensible y latente, siendo el coeficiente de determinación  $r^2$  de 0,95. Cuando los valores de los flujos de energía son bajos, existe una sobreestimación de LE+H o una subestimación de Rn-G, tendencia que se invierte cuando los valores son altos.



**Fig. 5.** Comparación entre la media semi-horaria de la suma del flujo de calor sensible y latente medidos en la ECT y la radiación neta menos el flujo de calor al suelo

El patrón diurno de variación de los flujos de energía para un día típico seco (21 de Julio 2012) con cielos claros se representa en la figura 6, donde se ha forzado el cierre de balance mediante el método del residuo. Típicamente, durante periodos secos, el calor sensible alcanza su máximo valor a mitad de la tarde, mientras que el flujo de calor al suelo lo hace más temprano, para llegar al mínimo después del anochecer. El calor latente aumenta durante el día, pero se mantiene bajo reflejando la falta de agua disponible en el suelo para ser transpirada y/o evaporada, siendo la razón de Bowen mucho mayor que para un día con el suelo húmedo.



**Fig. 6.** Flujo diario de cada componentes del balance de energía en superficie medidas en la ECT para un día seco típico con cielos claros (21 de julio de 2012)

Normalmente y debido a la pequeña magnitud del flujo de calor del suelo comparado con los demás componentes, en muchos estudios de balance de energía se estima de manera simplificada o se desprecia a escala diaria.

Flujos de energía diarios [MJm <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> ]							
Día del año	Rn	G	Н	LE			
199	13,72	1,43	9,28	3,01			
200	13,27	1,53	8,51	3,23			
201	12,06	1,43	7,42	3,21			
202	11,47	1,31	8,26	1,90			
203	12,54	1,08	8,46	3,00			
204	13,00	1,34	9,29	2,37			
205	13,56	1,32	10,49	1,75			
206	13,33	1,14	10,60	1,59			
207	8,68	1,07	7,23	0,38			
208	12,84	0,53	10,06	2,26			
209	13,59	0,89	9,98	2,72			
210	14,01	0,77	10,95	2,29			
211	13,13	0,98	9,99	2,16			
212	12,12	1,04	9,43	1,64			
213	11,13	1,07	8,06	2,00			

En esta zona, sin embargo, G supone un 10% del total de radiación neta disponible, con una media de 1,07 MJ m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup> para el periodo analizado.

El flujo de calor sensible supone un porcentaje medio del 73% ( $\sigma = 6\%$ ), mientras que el calor latente representa únicamente un 17% del total de la energía disponible ( $\sigma = 5\%$ ). Ambas cantidades son consistentes con la escasez de agua derivada de las condiciones climáticas de la zona de estudio, con altas temperaturas y ausencia de precipitación en un periodo prolongado (acentuado por la sequía del año de estudio) y con el control que la humedad del suelo ejerce sobre la partición de la energía disponible entre el flujo de calor sensible y latente (Entekhabi y Rodriguez-Iturbe, 1994).



Fig. 7. Rosa de los vientos

Se ha realizado una estimación del flujo de almacenamiento de calor en la biomasa (Steward y Thom, 1973; Steward, 1978) para comprobar la importancia relativa de éste en el balance total, dado que en ecosistemas forestales con vegetación alta puede no ser despreciable (Foken et al., 2006).



Fig. 8. Contribución del área portadora al flujo medido en la ECT según Schuepp et al., (1990)

Contabilizando el flujo de almacenamiento de calor en la biomasa en este ecosistema en el cierre de balance, este no mejora perceptiblemente, suponiendo el almacenamiento un 1% del total de la radiación neta. Sin embargo su determinación requeriría un análisis más profundo en el caso de dehesas con una densidad arbórea mayor a la de la zona de estudio.

Se ha analizado la dirección del viento en el periodo estudiado, para determinar con precisión el área portadora de los flujos que más contribuye a las medidas realizadas en la ECT, comprobándose que la componente suroeste es la predominante, siendo la intensidad media de 2,24 m/s con máximos localizados al mediodía.

El área con una contribución máxima a los flujos de energía medidos en la torre se encuentra, según la solución aproximada de Schuepp et al., (1990), antes de llegar a los 500 metros (Fig. 8), a una distancia media de 110 metros del punto de medida. El 60% del flujo captado por la ECT proviene de la superfície comprendida entre 0 y 500 m, llegando al 80% en los 1000 primeros metros.



Fig. 9. Localización del área de contribución máxima al flujo medido en la ECT según Kormann y Meixer (2001)

Según el análisis realizado con el modelo de Kormann y Meixer (2001) el 76% del área que contribuye al flujo de energía se encuentra dentro de los 1000 primeros metros para el periodo estudiado. Las fracciones más bajas, en las cuales el área dentro de los 1000 metros apenas contribuye a los flujos, se obtienen durante la noche. La contribución máxima se localiza en los primeros 200 metros (Fig. 9).

Esto indica que las diferencias en la cobertura vegetal no son un problema en esta zona, porque el sistema dehesa se encuentra extendido de manera homogénea y uniforme al menos 1000 metros en todas direcciones. De la misma manera será posible integrar información proveniente de satélites de observación de la tierra de media resolución espacial (tamaño de pixel entre 30 y 120 metros) e incluso de baja resolución (250m – 1km de tamaño de pixel) (Fig. 10).

#### **4.-** Conclusiones

Debido a que el error medio del cierre del balance de los flujos de energía medidos en la torre de covarianza de torbellinos se encuentra dentro del intervalo aceptado por la comunidad científica, se puede concluir que los datos posee una calidad adecuada para su posterior uso como medidas directas de flujos de energía en superficie.

El patrón de los flujos de energía responde a un periodo típico seco con baja humedad en el suelo y altas temperaturas, con valores muy altos de flujo de calor sensible (73% de la Rn), bajos de flujo de calor latente (17% de la Rn) y un flujo de calor del suelo no despreciable a escala diaria y de una importancia similar a LE (10% de la Rn). Se ha comprobado que el almacenamiento de calor en la biomasa es despreciable en este caso.



Ortofoto vuelo sobre Andalucía 1999

Metros Fig. 10. Área de estudio (la ECT está localizada con un punto) visualizada mediante satélites con diferente resolución espacial

Con los dos métodos utilizados en el análisis del área portadora de flujo, la contribución máxima se encuentra antes de llegar a los 500 metros y al menos un 76% del área que contribuye al flujo se encuentra dentro de los 1000 metros de radio. Por lo tanto, la zona que contribuye al flujo medido por la torre se sitúa en el uso de suelo caracterizado como dehesa, con cubierta vegetal homogénea y uniforme, siendo adecuada para analizar los procesos localizados en este tipo de ecosistema y para comparar las mediciones con satélites de resolución media (tamaño de píxel entre 30 y 120 metros) e incluso con sensores de baja resolución (250m - 1 km de tamaño de píxel).

El análisis de las series obtenidas constituye una valiosa base de datos para la caracterización del balance de energía en la zona no saturada del suelo, permitiendo profundizar en el estudio de los mecanismos de resistencia al estrés hídrico que posee este tipo de vegetación y en la importancia como factor regulador en ecosistemas semi áridos de la humedad del suelo, desde escala detalle hasta nivel regional mediante el uso de series de imágenes por satélite.

## 5.- Bibliografía

- Baldocchi, D.D., E. Falge, y Coautores, 2001. FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystems-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities [Review]. Bull. Am. Met. Soc. 82 (11): 2415-2434.
- Brasier, C.M., F. Robredo, y J. Ferraz, 1993. Evidence for Phytophthora cinnamomi involvement in Iberian oak decline. Plant Pathol. 42, 140-145.
- Brotzge, J. A., y K. C. Crawford, 2003. Examination of the surface energy budget: A comparison of eddy correlation and Bowen ratio measurement systems, J. Hydrometeorol., 4, 160-178.
- Díaz, M., P. Campos, y F.J. Pulido, 1997. Spanish Dehesas: a diversity in land-use and wildlife, en Farming and birds in Europe, ed. Pain D.J. y Pienkowski, M.W., Academic, London.
- Entekhabi, D., e I. Rodriguez-Iturbe, 1994. Analytical framework for the characterization of the space-time variability of soil moisture, Adv. Water Res. 17, 35-45.
- Foken, T., 2008a. Micrometeorology. Springer, Berlin, Heidelberg, 308.
- Foken, T., 2008b. The energy balance closure problem-An overview. Ecolog Appl. 18, 1351-1367.
- Foken, T., F. Wimmer, M. Mauder, C. Thomas, y C. Liebethal, 2006. Some aspects of the energy balance closure problem, Atmos. Chem. Phys., 6, 4395-4402, doi:10.5194/acp-6-4395-2006.
- Fuchs, M., and Tanner, C. B., 1967. Evaporation from a drying soil, J. Appl. Meteorol., 6, 852-857.
- Gallego, F.J., A. Pérez de Algaba, y R. Fernández-Escobar, 1999. Etiology of oak decline in Spain. Eur. J. For. Pathol. 29, 17-27
- Gee, G.W., y J.W. Bauder, 1986. Particle-size Analysis en Methods of Soil Analysis Part 1. Physical and Mineral Methods Second Edition. ed. Klute, A., American Society of Agronomy- Soil Science Society of America, 677 South Segoe Road, Madison, WI 53711, USA.
- Grove, A. T., y O. Rackham, 2001. The nature of Mediterranean Europe: an ecological history. Yale University Press, New Haven, CT
- Hendricks Franssen, H.J., R. Stöckli, I. Lehner, E. Rotenberg, y S. I. Seneviratne, 2010. Energy balance closure of eddy-covariance data: A multisite analysis for European FLUXNET stations. Agric. Forest Met. 150 (12), 1553-1567.
- Itier, B. y Y. Brunet, 1996. Recent developments and present trends in evaporation research: a partial survey, en Evapotranspiration and Irrigation Scheduling. Proceedings of the International Conference. Nov. 3 6, 1996. San Antonio, Texas. ASAE.

Kaimal, J.C., y J.J. Finnigan, 1994. Atmospheric boundary layer flows: Their structure and measurement. Oxford University Press, New York, NY, 289.

- Kormann, R. y F.X. Meixner, 2001. An analytical footprint model for non-neutral stratification. *Boundary-Layer Meteorol.* 99, 207-224.
- Le Houerou, H.N., 1987. Indigenous shrubs and trees in the silvopastoral systems of Africa, en *Agroforestry: A Decade of Development*, ed. Steppler, H.A., y Nair, P.K.R. International Cuncil for Research in Agroforestry, Nairobi, 139–156.
- Lee, X., W.J. Massman, y B. Law, 2004. Handbook of Micrometeorology: A Guide for Surface Flux Measurement and Analysis. Kluwer, Dordrecht, 250.
- Leuning, R., H.A. Cleugh, S. Zegelin y D. Hughes, 2005. Carbon and water fluxes over a temperate Eucalyptus forest and a tropical wet/dry savanna in Australia: measurements and comparison with MODIS remote sensing estimates. *Agric. For. Meteorol.* 129, 151–173.
- Li, F., T. J. Jackson, W. P. Kustas, T. J. Schmugge, A. N. French, M. H. Cosh, y R. Bindlish, 2004. Deriving land surface temperature from Landsat 5 and 7 during SMEX02/SMACEX. *Remote sensing of environment*, 92, 521-534, DOI: 10.1016/j.rse.2004.02.018
- Mauder, M., y T. Foken, 2004. Documentation and instruction manual of the eddy covariance software package TK2, Universitaet Bayreuth, Abt. Mikrometeorologie, Arbeitsergebnisse, 26.
- Moore, C. J., 1986. Frequency response corrections for eddy correlation systems. Boundary-Layer Meteorol. 37,17-35.
- Papanastasis, V.P., 2004. Vegetation degradation and land use changes in agrosilvopastoral systems, en *Sustainability of agrosilvopastoral systems*, ed. Schnabel, S., y Ferreira, A. Advances in GeoEcology, 37. Catena Verlag, Reiskirchen, Germany,1–12.
- Plieninger, T., y C. Wilbrand, 2001. Land use, biodiversity conservation, and rural development in the dehesas of Cuatro Lugares, Spain. *Agroforest. Syst.* 51, 23–34.
- Pulido, F., y M. Diaz, 2005. Regeneration of a Mediterranean oak: a whole cycle approach. *Ecoscience*. 12, 92–102.
- Rambal, S., 1993. The differential role of mechanisms for drought resistance in a Mediterranean evergreen shrub: a simulation approach. *Plant Cell Environ.* 16, 35–44.
- Sánchez, M.E., P. Caetano, J. Ferraz, y A. Trapero, 2002. Phytophthora disease of Quercus ilex in south-western Spain. For. Pathol. 32, 5–18.
- Schnabel, S., y A. Ferreira, 2004. Prolog, en Sustainability of agrosilvopastoral systems, ed. Schnabel, S., y Ferreira, A. Advances in GeoEcology, vol 37. Catena Verlag, Reiskirchen, Germany, 1–2.
- Schotanus P, F.T.M. Nieuwstadt, y H.A.R. DeBruin, 1983. Temperature measurement with a sonic anemometer and its application to heat and moisture fluctuations. *Boundary-Layer Meteorol.* 26, 81-93.
- Schuepp, P.H., M.Y. Leclerc, J.I. MacPherson, y R.L. Desjardins, 1990 .Footprint prediction of scalar fluxes from analytical solutions of the diffusion equation. *Boundary-Layer Meteorology*, 50(1-4), 355-373. DOI: 10.1007/BF00120530
- Stewart, J. B., y A. S. Thom, 1973. Energy Budgets in pine forest. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 99,154-170.
- Stewart, J. B., 1978. A micrometeorological investigation into the factors controlling the evaporation from a forest. Unpublished PhD Thesis. Reading University. 211.
- Tanner, B.D., E. Swiatek, y J. P. Green, 1993. Density fluctuations and use of the krypton hygrometer in surface flux measurements, en *Management of Irrigation and Drainage Systems: Integrated Perspectives*, ed. Allen, R.G., y Neale, C.M.U., Proceedings of National Conference on Irrigation and Drainage Engineering. ASCE, Park City, UT, July, 945–952.
- Twine, T. E., W. P. Kustas, J. M. Norman, D. R. Cook, P. R. Houser, T. P. Meyers, J. H. Prueger, P. J. Starks, y M. L. Wesely, 2000. Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. *Agric. Forest. Meteor.* 103, 279–300.
- Vickers, D., y L. Mahrt, 1997. Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data. J. Atmos. Oceanic Technol. 14, 512–526.
- Webb, E.K., G.I. Pearman, y R. Leuning, 1980. Correction of the flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Quart J Roy Meteorol Soc.* 106,85-100.
- Wilczak, J.M., S.P. Oncley, y S.A. Stage, 2001. Sonic anemometer tilt correction algorithms. *Boundary-Layer Meteorol.* 99, 127-150.

Wilson, K. B., A. H. Goldstein, y F. Falge, 2002. Energy balance closure at FLUXNET sites. Agric. Forest. Meteorol. 113, 223–243.

# EVALUACIÓN DE LOS IMPACTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LOS RECURSOS Y EN LAS DEMANDAS AGRARIAS DE LA CUENCA DEL RÍO JALÓN

B. Pisani<sup>1</sup>, J. Samper<sup>1</sup> y M.A. García-Vera<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Grupo de Agua y Suelo, Escuela de Caminos, Universidade da Coruña, Campus Elviña s/n, 15071, La Coruña, España. e-mail: <u>bpisani@udc.es</u>, jsamper@udc.es

<sup>2</sup>Oficina de Planificación Hidrológica, Confederación Hidrográfica del Ebro, Paseo de Sagasta 24, 50071, Zaragoza, España. email: <u>mgarciave@chebro.es</u>

**RESUMEN.** Se presentan los resultados de la evaluación de los efectos del cambio climático en los recursos hídricos de la cuenca del río Jalón en el periodo 2071-2100 para los escenarios de emisión A2 y B2 utilizando un modelo hidrológico semidistribuido. Se prevé que la temperatura media anual aumente entre 2 y 4 °C, la precipitación anual disminuya entre un 14% y un 18%, la recarga de los acuíferos disminuya entre un 60% y un 80% y las aportaciones totales disminuyan entre un 59% y un 77%. Se estima que las necesidades hídricas brutas podrían aumentar entre un 12% y un 16% y las necesidades netas entre un 25% y un 33%. Se prevé que la concentración de Cl<sup>-</sup> del agua de escorrentía aumente en un factor comprendido entre 1.45 y 5. Estos resultados se deben tomar con cautela dadas las considerables incertidumbres de los datos de partida y de las predicciones de los modelos numéricos.

**ABSTRACT.** The impact of climate change on the water resources of the Jalón River basin has been evaluated for the period 2071-2100 for the A2 and B2 emission scenarios by using a semi-distributed water balance model. The results indicate that the mean annual temperature will rise from 2 to 4 °C while the mean annual precipitation will decrease from 14% to 18%. Groundwater recharge will decrease from the 60% and 80% while the total stream flow will decrease from 59% to 77%. The increase in crop water demand will range from 12% to 16% while the net crop water demand will increase from 25% to and 33%. The concentration of Clin the runoff will increase by a factor from 1.45 to 5. These results must be taken with caution given the large uncertainties of the hydrologic data and the predictions of the numerical models.

# 1.- Introducción

La evaluación de los efectos del cambio climático en los recursos hídricos y los usos de agua está siendo uno de los temas que más preocupación está generando en la sociedad en los últimos años. Para la estimación de estos efectos el *Plan Nacional de Adaptación al Cambio Climático* (2006) preveía la realización por parte del Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX) de una serie

de estudios. Además de los estudios que se están realizando a escala nacional dentro del *Plan Nacional de Adaptación al Cambio Climático* (2006) es necesario realizar estudios locales para abordar los aspectos específicos de los efectos del cambio climático a pequeña escala.

La cuenca del río Jalón, afluente del río Ebro en su margen derecha, es una de las cuencas que previsiblemente serán más afectadas por el cambio climático (CHE, 2005; Álvares y Samper, 2009; Álvares et al., 2009 y Álvares, 2010). La cuenca del Jalón está situada en el sector centro oriental de la Península Ibérica, ocupa una superficie aproximada de 10187 km<sup>2</sup> (12% de la superficie de la cuenca del Ebro) y está situada en las comunidades de Castilla y León, Castilla La Mancha y Aragón (Fig. 1).

CHE (2005) contiene la evaluación de los posibles efectos del cambio climático en varias subcuencas del río Ebro, incluyendo la cuenca del río Jalón. Álvares y Samper (2009), Álvares et al. (2009) y Álvares (2010) ampliaron el estudio de CHE (2005) y presentaron la evaluación de los impactos del cambio climático en las subcuencas de los ríos Jiloca hasta Daroca, y Jalón hasta Cetina y hasta Grisén (Fig. 1). Hay que tener en cuenta que CHE (2005), Álvares y Samper (2009), Álvares et al. (2009) y Alvares (2010) consideraron escenarios climáticos que en promedio son más optimistas que los A2 y B2 utilizados en este estudio.

MAGRAMA (2011) incluye el estudio hidrológico y las actuaciones previstas por el Plan Hidrológico de la Cuenca del Ebro para la cuenca del río Jalón.

CEDEX (2011) presenta la evaluación de los impactos del cambio climático en todo el territorio español basadas en una resolución espacial de  $1 \text{ km}^2$ .

En 2010 la Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE) encargó a la Universidad de La Coruña una evaluación de detalle de los efectos del cambio climático en la cuenca del río Jalón. En este trabajo se presenta un resumen de los resultados de dicha evaluación. Se ha utilizado un modelo hidrológico semidistribuido con el programa VISUAL-BALAN, ampliamente contrastado en numerosas cuencas del Ebro y de otras muchas partes de España y Latinoamérica (Samper et al. 1999; CHE, 1997; Samper et al., 2007). El modelo calibrado ha sido la referencia básica para la estimación de los efectos del cambio climático. La evaluación de los efectos del cambio climático en los recursos hídricos de la cuenca del río Jalón se ha realizado utilizando los resultados de dos modelos climáticos del proyecto PRUDENCE (http://prudence.dmi.dk) que consideran los escenarios de emisión A2 y B2.

Los escenarios climáticos futuros se obtienen mediante la combinación de un escenario de emisión de CO<sub>2</sub>, un Modelo de Circulación General (MCG) y un Modelo de Circulación Regional (MCR) (Xu y Singh, 2004). Los MCG resuelven las ecuaciones de la dinámica atmósfera-océano en todo el planeta utilizando entre otros datos de entrada las concentraciones de CO2 en la atmósfera. Trabajan con tamaños de malla muy grandes ( $\approx 10^2$  km) que dificultan su aplicación a escala local. Los MCR resuelven las ecuaciones de la dinámica atmosférica a escala regional con tamaños de malla del orden de  $10^1$  km y utilizan como condiciones de contorno los resultados de los MCG (Van der Linden y Mitchel, 2009; van Roosmalen et al., 2010). A pesar de que la resolución espacial de los MCR es adecuada para muchos estudios, sus predicciones no siempre reproducen adecuadamente los datos medidos en las estaciones meteorológicas. Por ello, es necesario corregir las predicciones del MCR a escala local utilizando los parámetros deducidos para el periodo de control (Fowler et al., 2007; Stoll et al. 2011). En este proceso se introducen incertidumbres que se deben tener en cuenta al analizar los resultados.

Se han analizado los efectos del cambio climático en los recursos hídricos, en las demandas hídricas de los cultivos y en la calidad del agua de la cuenca utilizando la concentración del ión Cl<sup>-</sup> como indicador de la calidad.

Se presentan los resultados de los efectos del cambio climático, se analizan las principales incertidumbres y se dan recomendaciones para mejorar la gestión de los recursos hídricos.

## 2.- Zona de estudio

La cuenca del río Jalón tiene una superficie de 10187 km<sup>2</sup>. Está situada en el sector sur-central de la cuenca del río Ebro (Fig.1). Los principales afluentes del río Jalón por la margen izquierda son los ríos Nájima, Deza, Manubles, Aranda e Isuela, y por la margen derecha los ríos Blanco, Piedra, Jiloca, Perejiles, Grío y Cariñena (Fig.1).

La topografía de la cuenca del río Jalón corresponde a una zona de montañas y valles de altitudes moderadas que varían entre 230 y 1600 msnm. Las zonas altas y de mayor pendiente las ocupan mayoritariamente bosques de encinas, coscojas, pinos y hayas. Las zonas medias y bajas de la cuenca corresponden a los valles de los ríos, en los cuales se cultivan maíz, alfalfa, cebada, trigo, frutales, huertos y otros cultivos minoritarios.

La precipitación anual en la cuenca es escasa. Varía entre 350 mm en las zonas media y baja del río Jalón y la cabecera del Jiloca, y 640 mm en las cabeceras de los ríos Mesa y Piedra. Las nevadas son escasas y afectan marginalmente a las zonas más altas. Las precipitaciones son más abundantes en primavera y otoño. En el verano, la mayor parte de las precipitaciones se produce en forma de tormentas y chubascos.

La cuenca presenta importantes contrastes térmicos entre el verano, en que hay una marcada insolación, y el invierno, en que son frecuentes las heladas. Asimismo, existe un considerable gradiente térmico entre las zonas de valle y de montaña.

Las cabeceras de los ríos Jalón y Jiloca pertenecen al dominio hidrogeológico del Alto Jalón-Alto Jiloca, un ámbito integrado por formaciones calcáreas permeables que descargan en manantiales y en los cañones que excavan los ríos (CHE, 1997). La zona media y baja de la cuenca pertenecen al dominio hidrogeológico del macizo central ibérico. En la cuenca se identifican 16 masas de agua subterránea. Entre la variedad de materiales geológicos que componen el subsuelo de la cuenca destacan las calizas, dolomías, yesos, conglomerados, gravas y arenas en los aluviales y los materiales paleozoicos del alto Jalón y de las sierras paleozoicas de Ateca y de la Virgen y Vicort.

La demanda de agua en la cuenca se satisface tanto con aguas superficiales como subterráneas. La demanda más significativa es para los regadíos. Las aguas superficiales se aprovechan en los numerosos embalses que hay en la cuenca. Hay además varios embalses en fase de construcción.



**Fig. 1.** Situación de la cuenca del río Jalón y sus subcuencas. Los nombres de los ríos se indican en letra blanca. Las estaciones de aforo se indican con los cuadrados blancos que tienen letra negra

Hay regadíos con aguas subterráneas en la cabecera del Jiloca y en el campo de Cariñena (Fig. 1). En esta última zona los bombeos son especialmente intensos. Los acuíferos de Alfamén y del Campo de Cariñena llegaron a estar sobrexplotados.

## 3.- Modelo de balance hidrometeorológico

El modelo numérico de balance hidrometeorológico se realizó con el programa VISUAL-BALAN v2.0 (Samper et al., 1999; Pisani, 2008; Espinha Marques et al., 2011). Este código resuelve diariamente el balance de agua en el suelo edáfico, la zona no saturada y el acuífero, utilizando como entrada la información meteorológica. Las componentes del balance se resuelven secuencialmente comenzando por las correspondientes al suelo edáfico y finalizando por las del acuífero. El programa permite obtener los valores diarios de todas las componentes del balance así como de las fluctuaciones del nivel freático.

CHE (1997) presenta una evaluación de los recursos hídricos en las cabeceras de los ríos Jalón y Jiloca, situadas en el dominio hidrogeológico Alto Jalón-Alto Jiloca. La información que contiene CHE (1997) es de especial interés para este estudio y se ha utilizado para la recopilación y el contraste de datos, la caracterización geológica e hidrogeológica, la elaboración del modelo conceptual de balance hídrico, la asignación de valores iniciales a los parámetros del modelo y para el contraste de resultados del modelo de balance en el periodo 1950-1990.

La cuenca del río Jalón se ha dividido en 20 subcuencas que cuentan con estaciones de aforo con un periodo de datos superior a 10 años. A su vez, las 20 subcuencas se han dividido en 62 zonas homogéneas de parámetros. Las zonas homogéneas son áreas o dominios dentro de una subcuenca que se caracterizan por su uniformidad. Una zona homogénea tiene topografía y meteorología uniformes, el mismo tipo de suelo y sustrato geológico y un único uso del suelo. Las zonas homogéneas se han delimitado a partir de las variaciones de los usos del suelo (monte, secano, regadío), la hidrogeología (masas de agua subterránea), la altitud, la pendiente y la precipitación media anual. El balance hídrico se ha resuelto con VISUAL-BALAN en cada zona homogénea de forma independiente. Posteriormente, los resultados de las zonas se han agregado para cada subcuenca y para el conjunto de subcuencas.

El modelo de balance se ha calibrado con datos de aportaciones mensuales restituidas al régimen natural en 20 estaciones de aforo del periodo comprendido entre octubre de 1980 y septiembre de 2000. En algunas zonas, además el modelo se ha calibrado con datos de niveles piezométricos. En la calibración se ha procurado también que los resultados de evapotranspiración del modelo fuesen coherentes con los valores estimados para los cultivos más representativos de la cuenca. Dado que el modelo se ha calibrado en régimen natural, no se han tenido en cuenta las derivaciones de agua de los embalses ni las extracciones de agua subterránea.

Se han calibrado primero las zonas homogéneas pertenecientes a las subcuencas de cabecera y posteriormente se han ido calibrando las zonas situadas aguas abajo. La calibración se ha realizado por tanteos sucesivos evaluando la bondad del ajuste mediante la siguiente función objetivo, ELn:

$$ELn = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{N} (Ln O_i - Ln C_i)^2}{\sum_{i=1}^{N} (Ln O_i - \overline{Ln O})^2}$$
(1)

donde LnO<sub>i</sub> y LnC<sub>i</sub> son los logaritmos neperianos de las aportaciones mensuales restituidas al régimen natural (O<sub>i</sub>) y de las aportaciones calculadas (Ci), respectivamente, en el mes i, y N es el número de meses con datos entre 1980 y 2000. La función ELn también se conoce como la función de eficiencia de Nash-Sutcliffe con valores logarítmicos (Krause et al., 2005). La función ELn varía entre  $-\infty$  y 1. Es igual a 1 para un ajuste perfecto, mientras que toma valores negativos cuando los ajustes son malos. Valores superiores a 0.2 se pueden considerar aceptables. La utilización de logaritmos hace disminuir el peso de los valores muy grandes en el valor de la función objetivo. Los valores grandes corresponden a aportaciones restituidas grandes. que suelen tener grandes incertidumbres. La utilización de la función ELn ha conducido a un buen ajuste de las aportaciones en la mayoría de las estaciones de aforos. Para toda la cuenca del Jalón (hasta Grisén) ELn=0.02, lo que indica un ajuste regular. Sin embargo, si se analiza por estaciones de aforo, el ajuste es de mejor calidad. De las 20 cuencas calibradas, se considera muy bueno el ajuste en 3, bueno en 10, regular en 6 y malo en 1. Los valores de ELn para cada una de las cuencas calibradas están comprendidos entre -2.82 y 0.64.

# 4.- Escenarios climáticos

Para cuantificar los efectos del cambio climático en las componentes del balance hídrico se ha seleccionado el periodo 1960-1990 como periodo de referencia o de control. A su vez, se ha adoptado el periodo 2071-2100 como el periodo de simulación. Por lo tanto, los cambios en el periodo de simulación hacia finales del siglo XXI están referidos siempre al periodo de control 1960-1990.

Para este estudio se han utilizado las proyecciones climáticas de la AEMet (2008) que incluyen series meteorológicas diarias que cubren el periodo de simulación 2071-2100. Dichas proyecciones se han realizado considerando los escenarios de emisión A2 (más pesimista) y B2 (más optimista), que determinan una horquilla razonablemente amplia de posibilidades (Nakicenovic et al., 2000). En este estudio se han seleccionado las simulaciones realizadas con el modelo de circulación global HadCM3 y la regionalización del modelo RCM-PROMES-UCM (AEMet, 2008). Para elegir los escenarios climáticos se ha tenido en cuenta la disponibilidad de información de buena calidad y que permita comparar y contrastar los resultados de este estudio con otros, en particular con el estudio "Evaluación del impacto del cambio climático en los recursos hídricos en régimen natural" realizado por el CEDEX (2011).

Las series meteorológicas generadas por el modelo climático RCM-PROMES-UCM se presentan a una escala relativamente detallada (0.5° o aproximadamente 50 km). Sin embargo, los resultados de los modelos climáticos incluso en el periodo histórico en el que se calibraronpresentan desviaciones respecto a los datos registrados de las estaciones meteorológicas. Para soslayar estas desviaciones existen distintas técnicas (Kilsby et al., 2007; Lenderink et al., 2007; Vidal v Wade, 2008). La técnica que se ha aplicado en este trabajo consiste en calcular el balance hidrológico en el periodo histórico utilizando los datos medidos en las estaciones meteorológicas. Para el cálculo en el periodo de simulación se ha procedido de la siguiente manera: 1) Se ha calculado la desviación del modelo climático regional en el periodo histórico mediante una regresión lineal; 2) Se ha utilizado dicha regresión para trasladar los resultados del modelo climático a la escala local de la cuenca en el periodo de simulación; 3) Las series generadas por el modelo climático se han reducido de escala para trabajar a la escala local de la cuenca en el periodo de simulación. De esta forma se han podido calcular los cambios relativos y también los resultados absolutos del balance hídrico.

Se ha hecho un análisis en la cuenca del río Mesa (Fig. 1) para evaluar las incertidumbres en las predicciones introducidas por la regresión lineal utilizada para corregir las desviaciones de las series de precipitación. Se han contrastado las predicciones obtenidas a partir de la corrección mediante la regresión lineal con las predicciones obtenidas utilizando directamente en el modelo hidrológico las series generadas por el modelo climático regional tanto en el periodo histórico como en el de predicción. Esta técnica consiste en comparar los resultados del balance en los dos periodos y calcular las diferencias, sin considerar los resultados absolutos. Aunque las series de precipitación generadas por el modelo climático para el periodo histórico pueden no coincidir con los valores históricos medidos en la cuenca, la comparación de los resultados del balance en el periodo histórico y en el de simulación permite evaluar el efecto del cambio climático en los recursos hídricos.

# 5.- Efectos del cambio climático en la evapotranspiración y las demandas agrarias de agua

Se han evaluado las necesidades hídricas de los cultivos mayoritarios de la cuenca del río Jalón, tanto para el periodo histórico 1960-1990 como para el periodo de simulación 2071-2100. Se han seleccionado para el cálculo los cultivos de maíz y alfalfa, que son

representativos en las principales comarcas agrícolas de las cuencas de los ríos Jalón y Jiloca. Las superficies regadas se han obtenido de la base de datos de la CHE. Se ha supuesto que dichas superficies se mantienen constantes durante el siglo XXI.

Se han evaluado las necesidades hídricas brutas y netas de los 2 cultivos seleccionados. La necesidad hídrica bruta de un cultivo es su máximo consumo de agua, sin ninguna escasez y en condiciones óptimas, y se denomina evapotranspiración del cultivo (ET<sub>c</sub>). La  $ET_c$  se ha calculado mediante el método de Blaney-Criddle en su versión modificada por la FAO (Allen et al., 2006). Los coeficientes de cultivo se han calculado siguiendo la metodología de Faci (1986).

Se denomina necesidad hídrica neta de un cultivo a la fracción de la demanda potencial de agua  $(ET_c)$  que no es satisfecha por la humedad aportada al suelo por las precipitaciones. La necesidad hídrica neta es por lo tanto el déficit respecto a la  $ET_c$  cuando no se aplican regadíos. Se puede estimar como la diferencia entre la  $ET_c$  y la evapotranspiración real ETR correspondiente al cultivo cuando no hay riego. Además de estimar las necesidades hídricas brutas y netas del maíz y de la alfalfa en el periodo histórico, se han calculado los cambios previstos en las necesidades hídricas para el periodo de simulación 2071-2100 para los escenarios de emisión A2 y B2.

# 6.- Estimación de los efectos del cambio climático en la calidad del agua mediante el balance de ión Cl<sup>-</sup>

Se ha utilizado la concentración del ión Cl<sup>-</sup> en el agua como indicador de su calidad y se ha calculado el cambio previsto de la concentración media en las aguas de escorrentía y de recarga subterránea para los periodos 1960-1990 y 2071-2100. El cálculo se ha realizado en régimen natural para estimar cuantitativamente los efectos del cambio climático en la concentración de sales (conservativas) en las aguas de recarga y escorrentía de la totalidad de la cuenca.

Para calcular el balance de Cl<sup>-</sup> se ha utilizado un procedimiento simplificado que consiste en estimar la concentración de Cl en el agua de recarga en cada una de las subcuencas del río Jalón a partir de la relación P/(FH+R), siendo P, FH y R los valores medios anuales de la precipitación, del flujo hipodérmico y de la recarga, respectivamente. Este método se basa en suponer que la concentración de Cl en el flujo hipodérmico es igual a la concentración de Cl en el agua de recarga. El balance interanual de masa de Cl en régimen estacionario se puede plantear mediante:

$$PC_{P} = FH C_{R} + R C_{R}$$
(2)

donde  $C_P$  y  $C_R$  son las concentraciones medias de Cl<sup>-</sup> en las aguas de precipitación y de recarga, respectivamente. En la Ecuación (2) se han despreciado las salidas de Cl<sup>-</sup> del sistema debidas a la escorrentía superficial ya que no son significativas en la cuenca del Jalón. De la Ecuación (2) se deduce que:

$$\frac{P}{FH+R} = \frac{C_R}{C_P}$$
(3)

El cociente  $C_R/C_P$  es aproximadamente igual a  $C_T/C_P$ ( $C_T$  es la concentración media de Cl<sup>-</sup> en la escorrentía total) ya que la contribución de la escorrentía superficial es despreciable. La variación temporal del cociente P/(FH+R) se puede utilizar como un indicador de la variación de la calidad del agua subterránea como de la escorrentía total. Se han calculado los valores de la relación P/(FH+R) para el periodo histórico y para el de simulación para los 2 escenarios climáticos considerados y para cada una de las subcuencas.

#### 7.- Resultados e incertidumbres

Se prevé que la temperatura media anual en el periodo 2071-2100 aumente entre 2 y 4 °C. La precipitación media anual disminuirá entre 9% y 23% en las distintas subcuencas. En el conjunto de la cuenca del río Jalón se espera que la precipitación disminuya en promedio entre 14% y 18%.

Se estima que la evapotranspiración potencial (ETP) aumentará entre 14% y 24% como consecuencia del aumento de la temperatura. Si se considera toda la cuenca del Jalón, la previsión es que la ETP aumente entre un 15% y un 20%. La ETR, en cambio, disminuirá debido al efecto combinado de una mayor ETP y una menor disponibilidad de humedad en el suelo. En el conjunto de la cuenca del Jalón se prevé que la ETR disminuya en promedio un 7%.

Se estima que la interceptación no cambiará o disminuirá levemente.

Se prevé una importante disminución de la recarga que podría variar entre un 36% y más del 90%. Los valores porcentuales más altos corresponden a las subcuencas que tienen muy poca recarga en el periodo histórico como las de los ríos Nájima y Deza (Fig. 1), que tienen recargas medias anuales de 6 y 23 mm/a, respectivamente. En la zona del campo de Cariñena y de Alfamén (Fig. 1) se prevé una disminución de la recarga entre el 65% y el 85%. Además de las subcuencas del Nájima y del Deza, las subcuencas más afectadas por la disminución de la recarga serán las del río Jiloca (Fig. 1). Globalmente, en toda la cuenca del Jalón se prevé una disminución de la recarga del 60% para el escenario B2 y del 80% para el escenario A2.

Las previsiones indican que las aportaciones totales podrían disminuir entre el 36% y el 96% (Fig. 2). Las mayores disminuciones se prevén en las subcuencas de los ríos Nájima y Deza, mientras que las menores en las subcuencas de los ríos Aranda e Isuela (Fig. 1) y en la cabecera del río Jalón (subcuencas del río Blanco y del Jalón hasta Jaraba, Fig.1. Globalmente, para toda la cuenca del río Jalón se prevé una disminución de las aportaciones del 77% en el escenario A2 y del 59% en el escenario B2. Las disminuciones previstas de las aportaciones en la subcuenca del río Jiloca son de 87% en el escenario A2 y 64% en el B2.

Los resultados obtenidos son globalmente coherentes con los presentados por Alvares (2010) y por CHE (2005). No ha sido posible comparar los resultados del presente estudio con los obtenidos por CEDEX (2011) ya que presenta sólo los resultados globales para toda la cuenca del Ebro. Se espera que en un futuro cercano el CEDEX haga públicos los resultados a una escala de mayor resolución espacial.

El estudio realizado en la cuenca del río Mesa permite observar que la corrección de las desviaciones de las series de precipitación mediante regresiones lineales conduce a la reducción de la varianza de las series de precipitación y temperatura, lo que a su vez puede ocasionar que se subestimen los recursos hídricos del periodo 2071-2100 (pero no en el periodo histórico, porque las regresiones sólo se aplican para corregir las desviaciones en el periodo de predicción). Se ha constatado también que la reducción de la varianza de la precipitación debida a las regresiones lineales no es mayor que la reducción de la varianza introducida por el modelo climático utilizado.

Se prevé que el aumento de la temperatura media hacia finales del siglo XXI conduzca a un aumento de las necesidades hídricas brutas de los cultivos  $(ET_c)$ . Adicionalmente, la disminución de la precipitación media provocará una disminución de la humedad disponible en el suelo.



**Fig. 2.** Disminuciones porcentuales de la aportación media anual de las subcuencas para los escenarios B2 y A2 en el periodo de simulación respecto a las aportaciones del periodo histórico

Por lo tanto, el cambio en los valores medios de temperatura y precipitación conducirá a un aumento en las necesidades hídricas netas de los cultivos (Fig. 3), que en porcentaje será mayor que el aumento de las necesidades hídricas brutas. Se debe tener en cuenta que el modelo utilizado no considera los efectos de los cambios de la concentración atmosférica de  $CO_2$  en la transpiración estomática y el crecimiento vegetal.

Se estima que la  $ET_c$  media anual aumentará en el periodo 2071-2100 entre 9% y 15% en el escenario B2 y entre un 12% y un 20% en el escenario A2. Las necesidades hídricas netas de los cultivos podrían aumentar entre un 18% y un 33% en el escenario B2 y entre un 25% y un 41% en el escenario A2. Se prevé que el aumento de las necesidades hídricas sea más o menos homogéneo en toda la cuenca del río Jalón, aunque los resultados de los modelos indican que los aumentos en las necesidades hídricas serán mayores en las subcuencas situadas en las zonas más altas de la cuenca del Jalón.

Se prevé que para el periodo 2071-2100 en la cuenca del río Jalón se produzca un aumento de la concentración media del ión Cl<sup>-</sup> en la escorrentía total,  $C_T$ , que podría duplicarse (escenario B2) o incluso triplicarse (escenario A2). Como es de esperar, el escenario más desfavorable es el A2 porque prevé disminuciones mayores de los recursos hídricos.

En las cuencas de cabecera del río Jalón (Jalón hasta Jubera y Blanco hasta Barrio Blanco)  $C_T$  aumentará en factores comprendidos entre 1.45 y 1.9, mientras que en la cabecera del río Jiloca (Jiloca hasta Calamocha) se prevé que  $C_T$  aumente en factores comprendidos entre 2.45 y 5. Los aumentos de  $C_T$  previstos en las subcuencas del curso medio del río Jalón (Jalón entre Ateca y Huérmeda, Fig.1) están comprendidos entre 1.8 y 4.43. En la subcuenca del río Jiloca entre Daroca y Morata de Jiloca el aumento previsto varía entre 1.7 y 5.85.

En las cuencas de los ríos Nájima y Deza, situadas mayoritariamente sobre materiales paleozoicos y con escasos recursos subterráneos, se prevé un aumento considerable de la concentración de Cl<sup>-</sup> en la escorrentía y en la recarga. Pero hay que tener en cuenta que en estas dos cuencas la estimación de  $C_T$  tiene una incertidumbre grande porque se ha estimado a partir de P/(FH+R), cuyo denominador es un número pequeño.

Finalmente, en la subcuenca del río Jalón situada entre Huérmeda y Grisén (Fig. 1), que comprende al campo de Cariñena y a la zona de Alfamén, se prevén aumentos de  $C_T$  con factores comprendidos entre 2.45 y 5.

Las predicciones de los efectos del cambio climático tienen incertidumbres debidas a:

- Los modelos climáticos, que contienen incertidumbres sobre la representación numérica de los fenómenos climatológicos.
- Las predicciones de los modelos climáticos que se basan en diferentes proyecciones y escenarios de la previsible evolución de la sociedad global y de sus hábitos de consumo energético en el siglo XXI.
- La resolución espacial y temporal de los modelos

climáticos que proporcionan las simulaciones para grandes celdas. De hecho, los modelos climáticos actuales no son capaces todavía de reproducir ni la media ni la varianza de las series hidroclimáticas medidas en las estaciones meteorológicas de la red de la AEMet. La reducción de la varianza de la precipitación puede producir una subestimación de los recursos hídricos.

- Los métodos de reducción de escala y de corrección de desviaciones, que tienden a reducir la varianza de las precipitaciones y con ello a subestimar la magnitud de la recarga y de los recursos totales.
- Los balances hidrológicos que se han realizado considerando que la cuenca se encuentra en régimen natural y trabajando con caudales restituidos. Esta hipótesis ha permitido simplificar los cálculos, sin embargo, ha introducido incertidumbres en los resultados de los modelos. Además, existen incertidumbres en los datos de caudales restituidos al régimen natural. Este tipo de incertidumbres son especialmente importantes en las zonas de regadío con aguas subterráneas en las que no se cumplen las hipótesis del método de restitución de caudales. Estos son los casos del Alto Jiloca y del Campo de Cariñena. En estas zonas los modelos no se pueden calibrar usando los datos de caudales restituidos. Hay que tener en cuenta además las incertidumbres en los parámetros de los modelos hidrológicos de balance que se deben calibrar para cada zona homogénea.



**Fig. 3.** Necesidades hídricas netas (mm/a) de los cultivos mayoritarios en las zonas homogéneas con regadío. Las zonas homogéneas analizadas son bandas situadas en ambas márgenes de los principales ríos. El valor superior de cada cuadro corresponde al periodo 1960-1990, el del medio al escenario A2 del periodo 2071-2100 y el valor inferior al escenario B2 del periodo 2071-2100

- La complejidad hidrogeológica de los sistemas acuíferos que es especialmente importante en la zona de Cariñena y Alfamén.
- Los efectos de los cambios de la concentración atmosférica de CO<sub>2</sub> en la transpiración estomática y el crecimiento vegetal, que no se han tenido en cuenta y añaden incertidumbre a las estimaciones de la ETR para finales del siglo XXI.

# 8.- Conclusiones

Se han evaluado los efectos del cambio climático en los recursos hídricos y las necesidades hídricas de los cultivos en la cuenca del río Jalón en el último tercio del siglo XXI. Los cálculos se han realizado con un modelo semidistribuido de balance hidrometeorológico calibrado con las aportaciones mensuales restituidas al régimen natural en 20 estaciones de aforos para un periodo de 20 años. Se han utilizado las predicciones climáticas del modelo de circulación global HadCM3 y la regionalización del modelo RCM-PROMES-UCM, que consideran los escenarios de emisión A2 (más pesimista) y B2 (más optimista).

Se prevé que la temperatura media anual aumente entre un 2 y un 4 °C. La precipitación media anual disminuirá entre un 14% y un 18%. Se prevé que la recarga de los acuíferos disminuya entre un 36% y más del 90%. En toda la cuenca del Jalón se prevé una disminución de la recarga del 60% para el escenario B2 y del 80% para el escenario A2. Las aportaciones totales podrían disminuir en promedio en la cuenca del río Jalón un 77% en el escenario A2 y un 59% en el escenario B2. Se prevé que las necesidades hídricas brutas de los principales cultivos de la cuenca del Jalón aumenten en el periodo 2071-2100 entre un 9% y un 15% en el escenario B2 y entre un 12% y un 20% en el escenario A2. Se estima que las necesidades hídricas netas de los cultivos podrían aumentar entre un 18% y un 33% en el escenario B2 y entre un 25% y un 41% en el escenario A2.

Se han evaluado también los efectos del cambio climático en la evolución de la calidad del agua. Se prevé que para el periodo 2071-2100 se produzca un aumento de la concentración media de Cl<sup>-</sup> en la escorrentía total,  $C_T$ , que podría duplicarse o incluso triplicarse. Los aumentos de  $C_T$  previstos están comprendidos entre 1.8 y 5.

Los resultados de los impactos del cambio climático se deben interpretar con cautela ya que contienen incertidumbres importantes debidas a las predicciones de los modelos climáticos y de los métodos de reducción de escala y de corrección de desviaciones de las series meteorológicas. Además de reducir las incertidumbres de las previsiones climáticas se deberá profundizar el estudio de las zonas con mayores demandas de agua utilizando modelos más detallados que tengan en cuenta la relación entre las aguas superficiales y las subterráneas

A la luz de las previsiones de los efectos del cambio

climático en la cuenca del Jalón, se considera que serán especialmente beneficiosas las siguientes medidas contempladas en el Plan Hidrológico de la cuenca: 1) Modernización y mejora de la eficiencia de los regadíos; 2) El aumento de la regulación de los recursos de la cuenca que proporcionarán los embalses en construcción; 3) El aumento de los recursos en la zona del Campo de Cariñena mediante el bombeo de aguas desde el Canal Imperial y la infiltración de las aguas de escorrentía de los barrancos de Aguarón y Cosuenda mediante técnicas de recarga artificial; 4) La mejora de la garantía del abastecimiento de agua de boca en los pueblos del Bajo Jalón con su incorporación al Plan de Abastecimiento de Zaragoza y su entorno.

*Agradecimientos*. Se ha contado con financiación de la Confederación Hidrográfica del Ebro (Proyecto 2010-PH-02.I) y con un proyecto de la CICYT (CGL2012-36560). En las fases finales del trabajo, el primer autor ha contado con financiación de un proyecto de la Xunta de Galicia del Programa "Consolidación e Estruturación de unidades de investigación competitivas para grupos de referencia competitiva" (Expediente nº. 2012/181). Se agradece el apoyo prestado por la Oficina de Planificación Hidrológica de la Confederación Hidrográfica del Ebro.

#### 9.- Bibliografía

- AEMet (Agencia Estatal de Meteorología) 2008. Generación de escenarios regionalizados de cambio climático para España. <u>http://escenarios.inm.es/escenarios/Documentacion/AEMET\_Escenari</u>os\_Regionalizados.pdf [consulta: mayo 2011]
- Allen, R.G., L. Pereira, D. Raes, y M. Smith 2006. Evapotranspiración del cultivo. Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO). Roma. ftp://ftp.fao.org/docrep/fao/009/x0490s [consulta: agosto 2012].
- Álvares, D., 2010. Acoplamiento de modelos hidrológicos semidistribuidos y GIS: Aplicación a la evaluación de los efectos del cambio climático. Tesis Doctoral. Universidade da Coruña.
- Álvares, D., y J. Samper, 2009. Evaluación de los recursos hídricos de la cuenca hidrográfica del Ebro mediante GISBALAN. En: IX Jornadas de Zona no Saturada, Barcelona. Vol IX. 491-498.
- Álvares D., J. Samper, y M.A. García Vera, 2009. Evaluación del efecto del cambio climático en los recursos hídricos de la cuenca hidrográfica del Ebro mediante modelos hidrológicos. En: IX Jornadas de Zona no Saturada, Barcelona. 499-506.
- CEDEX (Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas), 2011. Evaluación del impacto del cambio climático en los recursos hídricos en régimen natural. Encomienda de Gestión de la Dirección General del Agua (MARM) al CEDEX para el estudio del cambio climático en los recursos hídricos y las masas de agua. 281 pp.
- CHE (Confederación Hidrográfica del Ebro), 1997. Estudio metodológico piloto para la evaluación de la recarga de los acuíferos, primera fase (Plan Hidrológico). Zaragoza, informe inédito.
- CHE, 2005. Evaluación preliminar de la incidencia del cambio climático en los recursos hídricos de la cuenca del Ebro: www.chebro.es/contenido.streamFichero.do?idBinario=6163 [consulta: septiembre 2012].
- Espinha Marques, J., J. Samper, B. Pisani, D. Alvares, J.M. Carvalho, H.I. Chaminé, J.M. Marques, G.T. Vieira, C. Mora, y F. Sodré Borges, 2011. Evaluation of water resources in a high-mountain basin in Serra da Estrela, Central Portugal, using a semi-distributed hydrological model. *Environ. Earth Sci.* 62(6),1219-1234.
- Faci, J.M., 1986. Necesidades hídricas de los cultivos. Servicio de Investigación Agraria de Zaragoza. Doc. Inédito.
- Fowler, H.J., S. Blenkinsopa, y C. Tebaldib, 2007. Linking climate change to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling. *Int. J. Climatol.* 27, 1547–1578.
- Kilsby C.G., S.S. Tellier, H.J. Fowler, y T.R. Howels, 2007. Hydrological impacts of climate change on the Tejo and Guadiana

Rivers. Hydrol. Earth Syst. Sci. 11(3), 1175-1189.

- Krause, P., D. P. Boyle, v D.F. Base, 2005. Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. ADGEO (5), 89-97.
- Lenderink G, A. Buishand, y W. Van Deursen, 2007. Estimates of future discharges of the river Rhine using two scenario methodologies: direct versus delta approach. Hydrol. Earth. Syst. Sci. 11(3): 1145-1159.
- MAGRAMA (Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente), 2011. Proyecto de Plan Hidrológico de la Cuenca del Ebro. Anejo VI. Estudio de los Sistemas de Explotación. Sistema Jalón.
- Nakicenovic, N., J. Alcamo, G. Davis, B. de Vries, J. Fenhann, S. Gaffin, K. Gregory, A. Grübler, T.Y. Jung, T. Kram, E.L. La Rovere, L. Michaelis, S. Mori, T. Morita, W. Pepper, H. Pitcher, L. Price, K. Riahi, A. Roehrl, H-H. Rogner, A. Sankovski, M. Schlesinger, P. Shukla, S. Smith, R. Swart, R. van Rooijen, N. Victor, y Z. Dadi, 2000. IPCC Special Report on Emission Scenarios. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Plan Nacional de Adaptación al Cambio Climático, 2006. Marco para la coordinación entre administraciones públicas para las actividades de evaluación de impactos, vulnerabilidad y adaptación al cambio climático. Oficina Española de Cambio Climático. Ministerio de Medio Ambiente. http://www.magrama.gob.es/es/cambio-climatico/temas/impactosvulnerabilidad-y-adaptacion/pna v3 tcm7-12445.pdf [consulta: septiembre 2011].
- Pisani, B. 2008. Acoplamiento de modelos hidrológicos semidistribuidos y sistemas de información geográfica. Tesis Doctoral. Universidade da Coruña.

http://ruc.udc.es/dspace/bitstream/2183/1102/1/PisaniVeiga td.pdf [consulta: marzo 2013].

- Samper, J., Ll. Huguet, J. Ares, y M.A. García Vera, 1999. Manual del usuario del programa VISUAL BALAN v1.0: código interactivo para la realización de balances hidrológicos y la estimación de la recarga. ENRESA (05/99). Madrid. 134.
- Samper, J., M.A. García Vera, B. Pisani, D. Alvares, J. Espinha Marques, A. Varela, y J.A. Losada, 2007. Using Hydrological models and Geographic Information Systems for water resources evaluation: GIS-VISUAL-BALAN and its application to Atlantic basins in Spain (Valiñas) and Portugal (Serra da Estrela) en Water in Celtic Countries: Quantity, Quality and Climate Variability (Proc. of the IV InterCeltic Colloquium on Hydrology and Management of Water Resources), Guimaraes, Portugal, IAHS Publ. 310 (Red Book).
- Stoll, S., H.J. Hendricks Franssen, M. Butts, y W. Kinzelbach, 2011. Analysis of the impact of climate change on groundwater related hydrological fluxes: a multi-model approach including different downscaling methods. Hydrol. Earth Syst. Sci. 15, 21-38.
- Van Der Linden, P., y J.F.B. Mitchell, 2009. ENSEMBLES: Climate Change and its Impacts: Summary of research and results from the ENSEMBLES project. Met Office Hadley Centre, Exeter, UK.
- Van Roosmalen, L., J. Christensen, M.B. Butts, K.H. Jensen, y J. Refsgaard, 2010. An intercomparison of regional climate model data for hydrological impact studies in Denmark. J. Hydrol. 380 (3-4), 406-419.
- Vidal, J.P. y S.D. Wade, 2008. Multimodel projections of catchment-scale precipitation regime. J. Hydrol. 353,143-158.
- Xu, C-Y, y V.P. Singh, 2004. Review on Regional Water Resources Assessment Models under Stationary and Changing Climate. Water Resour. Manag. 18, 591-612.

# SIMULACIÓN MULTIESCALA DE LA HUMEDAD DEL SUELO MEDIANTE UN MODELO DE BALANCE DE AGUA EN LA CUENCA DEL DUERO

A. Gumuzzio<sup>1</sup>, L. Brocca<sup>2</sup>, J. Martínez-Fernández<sup>1</sup>, T. Moramarco<sup>2</sup> y N. Sánchez<sup>1</sup>.

<sup>1</sup>Centro Hispano Luso de Investigaciones Agrarias. Universidad de Salamanca. c/ Duero, 12. 37185 Villamayor. e-mail: angela.gumuzzio@usal.es

<sup>2</sup>Research Institute for Geo-Hydrological Protection, National Research Council, Italia. Via della Madonna Alta, 126 Perugia I-06128.

RESUMEN. En este trabajo se aplica un modelo de balance de agua (SWBM-GA) para simular el comportamiento de la humedad del suelo en la cuenca del Duero. El modelo ha sido calibrado y validado sucesivamente a tres niveles de escala y a diferentes profundidades. Asimismo, con el objeto de evaluar su aplicación para grandes áreas, el modelo ha sido aplicado en dos versiones, una normal y otra reducida en cuanto a los parámetros de calibración. Los resultados obtenidos por el modelo son considerados satisfactorios en la estimación de la humedad del suelo en superfície y también, para los casos de estudio correspondientes a las capas más profundas analizadas. La aplicación del modelo extendido a otras escalas, en sus dos versiones, ofrece buenos resultados para la calibración en periodos cortos. Este aspecto es de especial interés en relación con una futura aplicación del modelo de forma distribuida a la cuenca del Duero.

**ABSTRACT**. In this work, a soil water balanced model (SWBM-GA) is applied for simulating the behavior of soil moisture in the Duero basin. A calibration and validation was carried out at three scale levels and at different depths of the soil profile. Also, the model has been implemented in two versions, one normal and one reduced in terms of the calibration parameters in order to encourage their application on large scales. The model results are considered satisfactory to estimate the soil moisture in the surface layers and in the analyzed deeper layers. The application of the model extended to large areas, both in its normal as reduced version, provides good results for calibration over short periods. This aspect is relevant to the future implementation of a distributed model of the Duero basin.

#### 1.- Introducción

Actualmente es reconocida la importancia de la humedad del suelo para mejorar el conocimiento sobre el funcionamiento de los sistemas hidrológicos, en particular en cuencas que, como la del Duero, están sometidas a una incertidumbre hidrológica creciente y afectadas por una fuerte presión debida fundamentalmente a las actividades agrícolas y factores ambientales (Martínez-Fernández et al., 2001; Moran Tejeda et al., 2011).

Diversos estudios realizados sobre la humedad del suelo

(McMillan, 2012; Martínez-Fernández et al., 2003, 2005, 2007; Gómez-Plaza et al., 2001; Martínez et al., 2008; Martínez et al., 2013; Brocca et al., 2007, 2009, 2012) han demostrado que uno de los problemas más importantes para el conocimiento del comportamiento del sistema hidrológico y la gestión de las grandes cuencas reside en la variabilidad espacio-temporal que presenta la humedad del suelo, controlada por un amplio número de factores interrelacionados como el clima, la topografía, las propiedades del suelo (p.e., textura y materia orgánica), los usos del suelo y la vegetación.

El estudio de las variaciones de la humedad del suelo en grandes cuencas constituye un aspecto de especial dificultad que parece no estar totalmente resuelto (Döll et al., 2008). Este tipo de estudios generalmente conlleva un elevado gasto de tiempo y recursos asociado a las campañas de campo, constituyendo en sí mismo un reto (Brocca et al., 2012; Choi y Jacobs, 2011; Martínez et al., 2008). En consecuencia, son escasos los trabajos en los que se dispone de datos de la humedad del suelo obtenidos mediante experiencias de campo suficientemente prolongadas en el tiempo y extendidas en el espacio (Brocca et al., 2010, 2012; Martínez-Fernández et al., 2003, 2005).

En las últimas décadas, la utilización de técnicas de teledetección y la modelización se han mostrado como alternativas viables frente a la obtención intensiva de datos *in situ*, siempre que estén convenientemente soportadas por una buena base de datos recogidos en condiciones experimentales de campo, bien distribuidos espacialmente sobre un periodo de tiempo suficientemente largo (Chen et al., 2012).

En este trabajo, se explora la vía de la modelización con objeto de simular el comportamiento de la humedad del suelo en zonas representativas de la cuenca del Duero. Se pretende extraer información acerca de las variaciones de la humedad del suelo a nivel de grandes cuencas y, en determinados casos, en profundidades relacionadas con el sistema radicular.

## 2.- Modelo de Balance de Agua: Soil Water Balance Model (SWBM-GA)

En este estudio se aplica un modelo de balance de agua del suelo agrupado y parsimonioso (SWBM-GA), que ha sido ampliamente testeado para estimar la humedad del suelo en diferentes zonas de estudio de Europa obteniendo resultados satisfactorios (Brocca et al., 2013, 2010, 2011a, 2011b; Lacava et al., 2012). El modelo fue desarrollado por Brocca et al. (2008) y simula el contenido de humedad para una capa de suelo en la que la ecuación de balance del agua es:

$$\begin{cases} Z \frac{d\theta(t)}{dt} = f(t) - e(t) - g(t) & \theta(t) < \theta_s \\ \theta(t) = \theta_s & \theta(t) \ge \theta_s \end{cases}$$
(1)

Donde t es el tiempo,  $\theta(t)$  es la cantidad de agua en términos volumétricos de la capa de suelo investigada con una profundidad Z, f(t) es la fracción de precipitación que se infiltra en el suelo, e(t) es la tasa de evapotranspiración, g(t) es el drenaje debido al interflujo y/o la percolación en profundidad, and  $\theta_s$  es el valor de la humedad del suelo en saturación.

La tasa de infiltración f(t) es estimada mediante la ecuación de Green-Ampt (1911);

$$\begin{cases} f(t) = K_s \left[ 1 - \frac{\psi_b(\theta_s - \theta_i)}{F} \right] & f(t) < r(t) \\ f(t) = r(t) & f(t) \ge r(t) \end{cases}$$
(2)

Donde  $K_s$  es la conductividad hidráulica saturada,  $\psi_b$  es el potencial matricial en el frente de humectación,  $\theta_i$  es la humedad del suelo al comienzo del evento de precipitación, F es la profundidad de la infiltración acumulada desde el inicio de la precipitación y r(t) es la intensidad de la lluvia.

La tasa de drenaje g(t) está representada mediante la siguiente ecuación (Famiglietti y Wood, 1994):

$$g(t) = K_s \left[ \frac{\theta(t) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right]^{3+2/\lambda}$$
(3)

Donde  $\lambda$  es el índice de distribución de tamaño de poro y  $\theta_r$  es la humedad residual del agua en el suelo.

La ecuación de la evapotranspiración potencial adoptada por el modelo es la de Blaney y Criddle modificada por Doorenbos y Pruitt (1977):

$$ET_{p}(t) = K_{c} \left\{ -2 + 1.6 \left[ \xi \left( 0.46T_{a}(t) + 8.13 \right) \right] \right\}$$
(4)

En esta ecuación  $T_a(t)$ es la temperatura del aire en °C,  $\xi$  es el porcentaje del total de horas de luz diaria para el periodo usado (diario o mensual) respecto al periodo de horas de luz anuales y  $K_c$  es un factor de corrección que tiene en cuenta la naturaleza empírica de la ecuación; la evapotranspiración e(t) es una fracción de la evapotranspiración potencial de acuerdo con el grado de saturación de la capa de suelo:

$$e(t) = ET_p(t) \left[ \frac{\theta(t) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right]$$
(5)

El modelo emplea como variables de entrada la precipitación y la temperatura, variables muy comunes y de las que generalmente se dispone de largas series de datos.

La aplicación del modelo requiere la estimación de siete parámetros  $\theta_s$ ,  $\theta_r$ , Z,  $K_c$ ,  $K_s$ ,  $\psi_b$  y  $\lambda$ . Los parámetros  $\theta_s$  y  $\theta_r$ son obtenidos de los valores máximo y mínimo de la serie completa de datos de humedad del suelo y, la profundidad Z se determina considerando la profundidad de los sensores de medición de la humedad. Los cuatro parámetros restantes ( $K_c$ ,  $K_s$ ,  $\psi_b$  y  $\lambda$ ) son calibrados a partir de los datos de precipitación y temperatura y los correspondientes valores de la humedad del suelo.

En determinadas estaciones de medición de la humedad del suelo de la cuenca del Duero ha sido aplicado un procedimiento (Brocca et al., 2013) para reducir el número de parámetros que han de ser calibrados en el modelo SWBM-GA. De esta forma, se pretende reducir la incertidumbre del modelo y favorecer su aplicación al estudio de la variabilidad de la humedad del suelo en grandes cuencas (Beven, 2008). Este procedimiento, que hemos denominado versión reducida del modelo (SWBM-GA<sub>red</sub>), consiste en optimizar la conductividad hidráulica saturada  $K_s$  y obtener los parámetros  $\psi_b$  y  $\lambda$  en función de  $K_s$  mediante las siguientes relaciones empíricas de ajuste, extraídas a partir de valores experimentales obtenidos en diferentes suelos por Rawls et al. (1982):

$$\psi_b = 54,727\log(K_s) - 323,9 \tag{6}$$

$$\lambda = 0,085\log(K_s) + 0,1574 \tag{7}$$

El factor de corrección K<sub>c</sub> es fijado *a priori* a partir de las simulaciones obtenidas mediante la versión no reducida del modelo. Los parámetros del modelo  $\theta_s$ ,  $\theta_r$  y Z se estiman del mismo modo que en la versión no reducida.

#### 3.- Área de estudio y adquisición de datos

El modelo ha sido calibrado y validado, en su caso, para diversas estaciones de medición de la humedad del suelo de la cuenca del Duero (Fig. 1), evaluando su funcionamiento a tres niveles de detalle espacial.

#### 3.1.- Cuenca experimental de Villamor

En esta pequeña cuenca (1 km<sup>2</sup>) localizada al sureste de Zamora, se procedió a probar y evaluar el modelo SWBM-GA durante el periodo de enero de 2009 a diciembre de 2011 con datos representativos de las condiciones medioambientales características del área de estudio. Para esto, se utilizaron como variables de entrada datos de precipitación y temperatura procedentes de una estación meteorológica automática, con una resolución temporal de 10 minutos, y datos de humedad del suelo con resolución temporal horaria, medidos, en la misma estación, con una sonda de capacitancia (Stevens Water, HydraProbe) situada a 5 cm de profundidad.

## 3.2.- Área experimental de REMEDHUS

La Red de Estaciones de Medición de la Humedad del Suelo (REMEDHUS), localizada en el sector central de la cuenca del Duero con una superficie de 1285 km<sup>2</sup>, dispone de 23 estaciones de medición horaria de la humedad del suelo con sondas de capacitancia que obtienen datos a 5 cm de profundidad (Stevens Water, HydraProbe), 15 de las cuales disponen de sondas (Sentek Technologies, EnviroSMART) que miden la humedad del suelo a 25 y 50 cm de profundidad, (Martínez-Fernández y Ceballos, 2005). Adicionalmente, la zona tiene cuatro estaciones meteorológicas automáticas que recogen datos cada diez minutos de las principales variables climáticas (Fig. 1).

En REMEDHUS se pretendió extender la aplicación del modelo a una superficie mayor y evaluar los resultados de la calibración y validación en un periodo de tiempo más largo (desde enero del 2008 a junio del 2012) en diferentes profundidades del perfil, relacionadas con el enraizamiento de los principales cultivos de la región, fundamentalmente de uso cerealístico.

De las 23 estaciones de REMEDHUS se seleccionaron aquellas que disponían de mediciones de la humedad a varias profundidades con suficiente calidad de los datos disponibles. Posteriormente, fueron agrupadas en función de las principales características de los suelos y de los principales usos del área de estudio. Finalmente, se seleccionaron para el estudio estaciones representativas de cada grupo (Tabla 1).

 Tabla 1. Clasificación en grupos de las estaciones REMEDHUS y estación representativa de cada grupo

Grupos	Clases de textura	Materia Orgánica (%)	Uso del suelo	Estaciones
1	Gruesa	Muy baja (< 0,5)	Viñedo	L03
2	Moderadam. gruesa	Baja (0,5-1,0)	Secano	N09
3	De franca a moderadam. fina	Moderada (1-2)	Secano	M09 y Villamor
4	Moderadam. fina	Moderadam. alta (>2)	Pasto	H09

## 3.3.- Extensión del modelo a la cuenca del Duero

En el tercer nivel de detalle, el estudio se extendió a otras estaciones de medición de la humedad del suelo representativas de la cuenca del Duero. Para esto, el modelo fue calibrado utilizando como variables de entrada datos de precipitación y temperatura recogidos cada 30 minutos procedentes de estaciones meteorológicas automáticas de la red de Inforiego (Instituto Tecnológico Agrario de la Junta de Castilla y León). Los datos horarios de la humedad del suelo fueron obtenidos mediante la instalación de 17 nuevas estaciones de medición de la humedad, asociadas a las correspondientes estaciones de Inforiego, y equipadas con sondas Hydra a 5 cm de profundidad, a lo largo de un periodo de entre 2 y 4 meses (entre julio y diciembre del 2012).

Los criterios considerados para la selección de las 17 nuevas estaciones de medición de la humedad del suelo en la cuenca del Duero fueron: la distribución y localización en las principales sub-cuencas de la cuenca del Duero; la calidad de los datos y su representatividad con respecto a características ambientales de la cuenca del Duero (tipos de suelo, uso, permeabilidad y características hidrogeológicas).



**Fig.1.** Localización de las estaciones meteorológicas automáticas (EMA) y de medición de humedad del suelo del área de REMEDHUS y de la cuenca del Duero

Para la aplicación del modelo se procedió a la selección de parámetros no involucrados en la calibración. Los valores de humedad del suelo saturada y residual se obtuvieron por identificación del máximo y el mínimo del valor observado de la humedad del suelo. La profundidad de la capa de suelo Z ha sido evaluada considerando el volumen de suelo monitorizado por los sensores. En el caso de las estaciones de REMEDHUS, para evaluar la humedad del suelo a profundidades de 30 y 60 cm se ponderaron las medidas de humedad del suelo según las siguientes funciones:

$$\overline{\theta_{30}} = \frac{1}{3}\theta_5 + \frac{2}{3}\theta_{25} \tag{8}$$

$$\overline{\theta_{60}} = \frac{1}{6}\theta_5 + \frac{3}{6}\theta_{25} + \frac{2}{6}\theta_{50} \tag{9}$$

Donde  $\overline{\theta_{30}}$  y  $\overline{\theta_{60}}$  son los valores de humedad del suelo

ponderados a 30 y 60 cm respectivamente y  $\theta_5$ ,  $\theta_{25}$  y  $\theta_{50}$  son los valores medidos por las sondas a profundidades de 5, 25 y 50 cm.

En todas las experiencias realizadas, los valores de la humedad del suelo asignados a 10 cm de profundidad se corresponden directamente con los obtenidos por las sondas a 5 cm.

Finalmente, para la aplicación del modelo SWBM- $GA_{red}$ el parámetro  $K_c$  es fijado al valor de 1 a partir de las simulaciones obtenidas mediante la versión no reducida del modelo.

Para evaluar el funcionamiento del modelo han sido utilizados los siguientes coeficientes:

- La raíz del error cuadrático medio (RMSE) se empleó para cuantificar el error en las predicciones del modelo en términos de las unidades de la variable calculada.

 Como indicadores adimensionales de la bondad de ajuste se han utilizado el coeficiente de determinación de Pearson (R<sup>2</sup>) y el coeficiente de eficiencia (NS) de Nash y Sutcliffe (1970).

## 4.- Resultados y discusión

# 4.1.- Cuenca experimental de Villamor

Los resultados obtenidos para la cuenca de Villamor (Tabla 2) muestran que el modelo simula correctamente la evolución del contenido de humedad de la capa superficial del suelo, a partir de los datos de precipitación y temperatura (Fig. 2). Para la calibración y la validación, los valores de los indicadores para cuantificar la bondad del ajuste son satisfactorios para los coeficientes de Nash-Sutcliffe (NS) y de determinación ( $R^2$ ) y muy buenos para RMSE.



Fig. 2. Valores de humedad del suelo a 10 cm observados (gris) frente a los simulados (negro) para la calibración (p. sup.) y validación (p.inf.)

# 4.2.- Area experimental de REMEDHUS

En esta zona se realizaron 30 simulaciones de la humedad del suelo a varias profundidades (10, 30, 60 cm) en estaciones representativas (Tabla 1).

En términos de funcionamiento del modelo en el periodo de calibración, se observan unos valores satisfactorios en los indicadores para cuantificar la bondad del ajuste (Tabla 4). Estos valores se corresponden con los obtenidos en aplicaciones similares por el modelo SWBM-GA (Brocca et al., 2011a, 2013). En el caso de la validación, estos valores son generalmente satisfactorios para los grupos de las estaciones representativas 3 y 4, correspondientes a suelos de textura franca a moderadamente fina y contenidos de materia orgánica superiores al 1%, tanto en secano como en pasto (Tabla 2).

 Tabla 2. Indicadores de la bondad de ajuste para la calibración y validación en REMEDHUS

ID/	Periodo	Calibr	ación		Valida	ción	
Prof, (cm)	Cal/Val	NS	R <sup>2</sup>	RMSE	NS	R <sup>2</sup>	RMSE
L3/10	08-09 /10-12	0,68	0,69	0,02	-0,13	0,46	0,03
L3/30	08-09 /10-12	0,71	0,73	0,02	0,49	0,58	0,02
L3/60	08-09/ 10-12	0,72	0,73	0,01	0,46	0,56	0,02
N9/10	08-09/ 10-12	0,73	0,80	0,04	0,43	0,69	0,06
N9/30	08-09/ 10-12	0,75	0,78	0,03	0,55	0,64	0,05
N9/60	08-09 /10-12	0,81	0,82	0,03	0,50	0,56	0,05
M9/10	08-09 /10-12	0,82	0,84	0,03	0,57	0,79	0,04
M9/30	08-09 /10-12	0,84	0,87	0,02	0,79	0,82	0,03
M9/60	08-09 /10-12	0,89	0,90	0,02	0,86	0,89	0,02
Vill./10	09- 10/11	0,73	0,74	0,03	0,72	0,73	0,04
Vill./30	09- 10/11	0,66	0,67	0,06	0,70	0,70	0,06
Vill./60	09- 10/11	0,69	0,69	0,06	0,75	0,75	0,05
H9/10	08-09 /10-12	0,71	0,72	0,10	0,67	0,69	0,10
H9/30	08-09 /10-12	0,9	0,9	0,03	0,81	0,81	0,05
H9/60	08-09 /10-12	0,82	0,84	0,04	0,81	0,81	0,04

NS, coeficiente de eficiencia de Nash-Sutcliffe;  $R^2$  coeficiente de determinación; RMSE es del error cuadrático medio  $(m^3m^{-3})$ 

En la Figura 3 se muestran series con resolución temporal de 30 minutos para las profundidades de simulación de 10, 30 y 60 cm en los periodos de calibración y validación correspondiente a la estación del grupo 3. Se puede observar que el modelo representa sumamente bien el ciclo anual de la humedad del suelo y que captura correctamente la mayoría de los picos y valles del patrón de la humedad del suelo.



Fig. 3. Humedad volumétrica simulada (negro) frente a la observada (gris) para la calibración (izquierda) y la validación (derecha) a 3 profundidades de la capa de suelo (10, 30, 60 cm) para la estación M09 representativa del grupo 3

En el caso de la estación L03 (Fig. 4), representativa del grupo 1, caracterizada por suelos de textura gruesa y muy bajo contenido en materia orgánica, los valores de NS y  $R^2$  son menos satisfactorios (Tabla 4), especialmente para la simulación a 10 cm de profundidad. Este resultado, probablemente, puede ser atribuido a una variabilidad temporal significativa de la humedad del suelo (Brocca et al., 2013). Esto, asociado a eventos intensos de precipitación, podría explicar los problemas de funcionamiento del modelo. Para la estación N9 representativa del grupo 2 asociado a suelos de textura moderadamente gruesa y materia orgánica baja, esta situación se aprecia de un modo más atenuado.



**Fig. 4.** Humedad volumétrica simulada (negro) frente a la observada (gris) a 10 cm de profundidad para la estación del grupo 1 (L03)

En el periodo de validación de abril a junio de 2011 el modelo parece sobreestimar las pérdidas de humedad del suelo (Fig. 2, 3 y 4). Este efecto es más acusado a 10 cm y puede deberse a una sobreestimación de la evapotranspiración obtenida por una ecuación empírica basada sólo en la temperatura del aire.

La aplicación del modelo en el área experimental REMEDHUS permite el estudio de la variación de la humedad del suelo con respecto a la profundidad. Los resultados obtenidos en la calibración y validación de los indicadores de bondad de ajuste NS y  $R^2$  presentan una tendencia general a aumentar con la profundidad respecto a la capa superficial. En el caso del indicador RMSE, la tendencia general es a disminuir con la profundidad con respecto a la capa superficial. Se detectan dos excepciones correspondientes a la estación N9 para el indicador  $R^2$  y para la estación de Villamor que no siguen una pauta significativa.

Esto parece demostrar que el funcionamiento del modelo es mejor a medida que aumenta la profundidad de la simulación, tal vez relacionado con una menor variabilidad de la humedad del suelo a estas profundidades y con la menor influencia de la evapotranspiración. Según Martínez et al. (2012), existe una menor relación entre la humedad del suelo de las capas próxima a la superficie y de la zona de enraizamiento debido a su diferente comportamiento frente a las precipitaciones y factores que controlan la humedad del suelo a esas profundidades.

#### 4.3.- Extensión del modelo a la cuenca del Duero

En la tabla 5 se observa que las estaciones seleccionadas recogen una amplia diversidad, tanto en lo que se refiere a usos del suelo, como a características edáficas, a lo largo de la cuenca del Duero.

Las simulaciones realizadas en estas estaciones han permitido observar el comportamiento de los modelos SWBM-GA y SWBM-GA<sub>red</sub> sobre periodos cortos de calibración.

Los valores obtenidos para los indicadores cuantitativos de bondad del ajuste (Tabla 6) de ambos modelos son altamente satisfactorios (> 0,80 para NS y R<sup>2</sup> y ≤0,04 para RMSE), con la excepción de dos casos (≥0,59 para NS y R<sup>2</sup> y ≤0,04 para RMSE). Esto hace aconsejable, en principio, el empleo del modelo SWBM-GA reducido ya que tiene una fiabilidad similar al SWBM-GA, pero con la ventaja de ser menos exigente en cuanto a los parámetros de calibración (Brocca et al., 2013) y, en consecuencia, facilita la extensión del modelo a grandes cuencas.



Fig.5. Calibración de la versión normal (izquierda) y reducida (derecha) del modelo en las estaciones SA03 (Salamanca) y SO3 (Soria)

**Tabla 5.** Características de los suelos y usos de las estaciones de la cuenca del Duero

Tabla	6.	Indicadores	de	la	bondad	de	ajuste	para	la	calibración	en
diferen	tes	puntos de la	cuei	nca	del Duer	0					

ID Uso del suelo		Textura USDA	MO
ID	eso del suelo	Textulu ODDIT	(%)
AV01	Cereal	Franca	7,2
BU04	Cereal	Franco arcillosa	8,0
BU05	Cereal	Franco arcillosa	3,2
LE03	Maíz y rastrojo	Franco arenosa	5,1
LE04	Rastrojo, chopos, maíz	Franca	5,3
P03	Carrizo, pastizal, cereal.	Franco arcillosa	2,9
P06	Girasol, cereal, chopos	Franco arenosa	3,3
P07	Maíz. cereal	Franca	7,8
SA01	Pastizal-erial	Franco arenosa	1,5
SA03	Maíz, chopos, regadío	Franco arenosa	3,9
SG02	Maíz y cereal	Arenosa	2,3
SO03	Barbecho	Franco arcillo limosa	2,2
VA05	Cereal	Arcillosa	6,5
VA06	Cultivo herbáceo	Franco arenosa	2,1
ZA01	Maíz	Franco arcillosa	2,4
ZA02	Maíz. cereal	Franco arenosa	2,1
ZA04	Cereal	Franco arcillo limosa	2,1

ID/Periodo	SWI	SWBM-reducido			SWBM-GA		
(meses)	NS	R <sup>2</sup>	RMSE	NS	R <sup>2</sup>	RMSE	
AV1/2	0,59	0,66	0,03	0,78	0,78	0,02	
BU4/4	0,96	0,96	0,02	0,95	0,96	0,02	
BU5/4	0,94	0,94	0,02	0,93	0,93	0,02	
LE3/4	0,97	0,98	0,01	0,98	0,98	0,01	
LE4/4	0,92	0,93	0,03	0,93	0,94	0,02	
P3/4	0,81	0,82	0,04	0,81	0,83	0,04	
P6/4	0,92	0,95	0,03	0,97	0,97	0,02	
P7/4	0,85	0,87	0,04	0,85	0,86	0,04	
SA1/2	0,96	0,97	0,02	0,97	0,98	0,01	
SA3/4	0,98	0,98	0,01	0,99	0,99	0,01	
SG2/4	0,90	0,90	0,01	0,91	0,91	0,01	
SO3/4	0,95	0,95	0,02	0,95	0,95	0,02	
VA5/4	0,60	0,64	0,04	0,71	0,76	0,03	
VA6/4	0,96	0,96	0,02	0,98	0,98	0,02	
ZA1/4	0,94	0,95	0,02	0,96	0,96	0,02	
ZA2/4	0,87	0,87	0,02	0,88	0,88	0,02	
ZA4/4	0,94	0,97	0,02	0,94	0,96	0,02	

#### **5.-** Conclusiones

En este estudio se aplica un modelo de balance de agua en el suelo en sus versiones normal (SWBM-GA) y reducida (SWBM-GA<sub>red</sub>), a diferentes profundidades y en periodos comprendidos entre dos meses y cuatro años y medio de duración. El estudio realizado alcanza las siguientes conclusiones:

- Las pruebas realizadas en la cuenca experimental de Villamor demuestran la aplicabilidad del modelo a la zona de estudio.
- En términos de funcionamiento del modelo, los resultados obtenidos en el área experimental de REMHEDUS son satisfactorios. En esta zona, el modelo es sensible a variaciones significativas en las propiedades de los suelos de las estaciones representativas. Por otra parte, en las capas más profundas, los resultados de los indicadores cuantitativos de la bondad del modelo son generalmente mejores con respecto a los obtenidos en la capa superficial.
- La aplicación del modelo en la cuenca del Duero, tanto en su versión reducida como normal, ofrece buenos resultados para la calibración en periodos cortos. Se considera viable el empleo del modelo reducido, aspecto que es de especial interés en relación con la futura aplicación del modelo de forma distribuida a la Cuenca del Duero.

A la vista de los resultados obtenidos, la utilización de un modelo como el que se ha empleado en este estudio, abre una vía de aplicación esperanzadora para poder conseguir mapas de humedad del suelo a diferentes escalas espaciales. La obtención de dichos mapas puede resultar de gran ayuda para la gestión de los recursos hídricos y de los riesgos hidrológicos en la cuenca del Duero, y en cualquier otra donde se requieran.

*Agradecimientos.* Los autores desean expresar su agradecimiento al Ministerio de Economía y Competitividad (proyectos AYA2010-22062-C05-02 y AYA2012-39356-C05-05) y al Instituto Tecnológico Agrario de la Junta de Castilla y León y, en especial al responsable de Inforiefo Francisco Javier Antolín Martínez.

#### 6.- Referencias

- Beven KJ. 2008. On doing better hydrological science. *Hydrol. Process.* 22(17), 3549–3553.
- Brocca, L., R. Morbidelli, F. Melone, y Moramarco, T. 2007. Soil moisture spatial variability in experimental areas of central Italy. J. Hydrol. 333(2–4), 356–373.
- Brocca, L., F. Melone, y T. Moramarco, 2008. On the estimation of antecedent wetness condition in rainfall-runoff modelling. *Hydrol. Process.* 22(5), 629-642.
- Brocca, L., F. Melone, T. Moramarco, y R. Morbidelli, 2009. Soil moisture temporal stability over experimental areas of Central Italy. *Geoderma*, 148(3-4), 364-374.
- Brocca, L., F. Melone, T. Moramarco, y R. Morbidelli, 2010. Spatial– temporal variability of soil moisture and its estimation across scales. *Water Resour. Res.* 46, W02516.
- Brocca, L., F. Melone, T. Moramarco, D. Penna, M. Borga, P. Matgen, y S. Heitz, 2011a. Investigation of the hydrologic response of three experimental basins across Europe. *Journal for Land Management*, *Food and Environment*, 62(1-4), 31-37.

- Brocca, L., S. Hasenauer, T. Lacava, F. Melone, T. Moramarco, W. Wagner, W. Dorigo, P. Matgen, J. Martínez-Fernández, P. Llorens, J. Latron, C. Martin, y M. Bittelli, 2011b. Soil moisture estimation through ASCAT and AMSR-E sensors: An intercomparison and validation study across Europe. *Remote Sens. Environ.*, 115, 3390-3408.
- Brocca, L., T. Tullo, F. Melone, T. Moramarco, y R. Morbidelli, 2012. Catchment scale soil moisture spatial-temporal variability. J. Hydrol. 422-42, 63-75.
- Brocca, L., C. Camici., F. Melone, T. Moramarco, J. Martínez-Fernández, F. Didon-Lescot, y R. Morbidelli, 2013. Improving the representation of soil moisture by using a semi-analytical infiltration model. *Hydrol. Process. En prensa.* DOI:10.1002/hyp.9766
- Chen, X., S. Chen, R. Zhong, Y. Su, J. Liao, D. Li, L. Han, Y. Li, y X. Li, 2012. A semi-empirical inversion model for assessing surface soil moisture using AMSR-E brightness temperatures. J. Hydrol. 456-457, 1-11.
- Choi, M y J.M. Jacobs, (2011). Spatial soil moisture scaling structure during Soil Moisture Experiment 2005. *Hydrol. Process.* 25, 926-932.
- Döll, P., K. Berkhoff, H. Bormann, N. Fohrer, D. Gerten, S. Hagemann, y M. Krol, 2008. Advances and visions in large-scale hydrological modelling: findings from the 11th Workshop on Large-Scale Hydrological Modelling. *Adgeo.* 18, 51-61.
- Doorenbos J y W.O. Pruitt, 1977. Background and development of methods to predict reference crop evapotranspiration (ETo). In FAO-ID-24, Appendix II, 108–119.
- Famiglietti J.S., y E.F. Wood, 1994. Multiscale modeling of spatially variable water and energy balance processes. *Water Resour. Res. 11*, 3061-3078.
- Gómez-Plaza, A., M. Martínez-Mena, J. Albaladejo, y V. Castillo, 2001. Factors regulating spatial distribution of soil water content in small semiarid catchments. *J. Hydrol.* 253, 211-226.
- Lacava, T., P. Matgen, L. Brocca, M. Bittelli, y T. Moramarco, 2012. A first assessment of the SMOS soil moisture product with in-situ and modelled data in Italy and Luxembourg. *IEEE TGARS*, 50(5), 1612-1622.
- Martinez, C., G.R. Hancock, J.D. Kalma, y T. Wells, 2008. Spatiotemporal distribution of near-surface and root zone soil moisture at the catchment scale. *Hydrol. Process.* 22, 2699-2714.
- Martínez, G., A. Yakov, Y.A. Pachepsky, y H. Vereecken, 2013. Temporal stability of soil water content as affected by climate and soil hydraulic properties: a simulation study. *Hydrol. Process.* DOI: 10.1002/hyp.9737
- Martinez-Fernandez, J., A. Ceballos-Barbancho, y M.A. Luengo Ugidos, 2001. La sequía edáfica en la Cuenca del Duero. *Ecosistemas. AEET*. *10*, 3-7.
- Martínez-Fernández, J., y A. Ceballos, 2003. Temporal stability of soil moisture in a large-field experiment in Spain. Soil Sci. Soc. Am. J. 67, 1647-1656.
- Martínez-Fernández, J., y A. Ceballos, 2005. Mean soil moisture estimation using temporal stability analysis. J. Hydrol. 312, 28-38.
- Martínez-Fernández, J., A. Cano, V. Hernández-Santana, y C. Morán, 2007. Evolución de la humedad del suelo bajo diferentes tipos de cubierta vegetal de la cuenca del Duero. *Estudios de la Zona No-Saturada del Suelo Vol. VIII.* J.V. Giráldez Cervera y F.J. Jiménez Hornero, 275-280
- McMillan, H.K. 2012. Effect of spatial variability and seasonality in soil moisture on drainage thresholds and fluxes in a conceptual hydrological model. *Hydrol. Process.* 26, 2838–2844.
- Morán-Tejeda, E., J.I. López-Moreno, A. Ceballos-Barbancho, y S.M. Vicente-Serrano, 2011. River regimes and recent hydrological changes in the Duero basin (Spain). J. Hydrol. 404, 241–258.
- Nash, J.E., y J.V. Sutcliffe, 1970. River flow forecasting through conceptual models Part 1- A discussion of principles. J. Hydrol. 10 (3), 282-290.
- Rawls W.J., D.L.Brakensiek, y K.E. Saxton, 1982. Estimation of soil water properties. *Transaction of the ASAE 25(5)*, 1316–1320.

# BALANCE HIDROMETEOROLÓGICO E HIDROQUÍMICO PARA EL ESTUDIO DE LOS RECURSOS HÍDRICOS Y LA EVOLUCIÓN DE LA CALIDAD QUÍMICA DEL AGUA EN PEQUEÑAS CUENCAS DE GALICIA

## J. Samper y B. Pisani

Grupo de Agua y Suelo, Escuela de Caminos, Universidade da Coruña, Campus Elviña s/n, 15071, La Coruña, España. e-mail: jsamper@udc.es , bpisani@udc.es

**RESUMEN**. Se ha construido un modelo semidistribuido de balance hidrometeorológico de la cuenca granítica del río Valiñas (A Coruña). Aunque el ajuste del modelo semidistribuido es muy bueno, meiora no sustancialmente el ajuste obtenido con un modelo agregado. Los resultados medios del balance hídrico entre 1992 y 2012 indican la importancia del flujo hipodérmico, que constituye el 81% las aportaciones totales al cauce. Se ha estimado la variación temporal de la concentración de ión Cl<sup>-</sup> del agua de escorrentía de la cuenca del río Valiñas mediante la realización de balances de masa diarios a partir de los resultados del modelo hidrológico. Los valores calculados por el modelo se han contrastado con los valores medidos en el río en los últimos años. Los resultados sugieren que podrían existir otras fuentes de Cl<sup>-</sup> en la cuenca además de la precipitación que no han sido tenidas en cuenta.

**ABSTRACT.** We report the results of a semidistributed hydrological model of the Valiñas granitic basin (A Coruña). Although the model fit is excellent, it does not improve significantly the fit of a lumped model. The mean annual values of the water balance for the period 1992 to 2012 show the importance of the interflow, which accounts for 81% of the total streamflow. In addition to the water balance, we report the results of the time evolution of the concentration of Cl<sup>-</sup> in the runoff water computed from a daily mass balance. The model reproduces the measured Cl<sup>-</sup> concentrations in the river. However, there could be other Cl<sup>-</sup> sources in addition to rainfall.

## 1.- Introducción

La evaluación de los recursos hídricos requiere la realización de balances hidrológicos. Las componentes del balance de agua en el suelo se pueden medir in situ mediante lisímetros que permiten cuantificar directamente la cantidad de agua que alcanza el nivel freático con mucha fiabilidad, pero que sólo proporcionan información de carácter puntual. En la práctica habitual sólo la precipitación se mide de forma directa. El resto de las componentes sólo se pueden estimar indirectamente mediante fórmulas semiempíricas, como por ejemplo la evapotranspiración potencial (ETP) y la real (ETR). Por consiguiente, las ecuaciones del balance se deben resolver normalmente

mediante modelos de balance (Samper et al., 1998). Habitualmente estos balances se suelen realizar de forma periódica (diaria, mensual) en la zona más superficial del terreno, en la que tienen lugar los procesos de evapotranspiración, o también incluyendo la zona no saturada y el acuífero (Fig. 1). La escala de tiempo más adecuada para la realización de los balances de agua es la duración de cada suceso de precipitación. Puesto que los mecanismos que determinan los flujos de agua en el terreno no son lineales, los resultados del balance de agua en periodos grandes de tiempo se debe obtener integrando los resultados correspondientes a cada uno de los sucesos de precipitación. Dado que en zonas áridas y semiáridas la precipitación suele concentrarse en unos pocos eventos anuales, es recomendable realizar balances diarios en lugar de los usuales balances mensuales.

Los métodos de balance presentan una serie de ventajas tales como: (1) La disponibilidad de datos (pluviometría, niveles piezométricos, caudales,..., etc), (2) La facilidad y rapidez de aplicación, (3) El reducido coste de realización, (4) El hecho de que suelen considerar todas las componentes, fuentes y sumideros de agua y (5) Su aplicabilidad a todo tipo de fuentes de recarga. Por ello, en muchos casos son los únicos métodos viables. Los resultados de los balances deben ser contrastados y calibrados con datos de oscilaciones freáticas y de aforos en los puntos de salida de la cuenca. También es recomendable comprobar su coherencia con los resultados obtenidos con métodos hidroquímicos (balance de cloruros), isotópicos y con modelos numéricos de flujo en el acuífero (Custodio et al., 1997). Los métodos de balance, sin embargo, tienen algunas limitaciones causadas fundamentalmente por las dificultades e incertidumbres existentes en la estimación de ciertos parámetros y componentes del balance, especialmente la reserva útil y la ETR. La recarga se obtiene como la diferencia entre las componentes del balance numéricamente mucho mayores, lo cual origina que los errores en el cálculo de estas componentes tiendan a acumularse en el valor estimado de la recarga, pudiendo ocasionar grandes errores en la recarga calculada (Samper, 2011).

El balance hidrometeorológico cuantifica cada uno de los componentes del balance para cada uno de los periodos. Para ello se parte unas condiciones iniciales de humedad y piezometría conocidas y, tomando como entradas la precipitación y el volumen de riego para cada periodo, se calcula el resto de los componentes del balance de agua.



Fig. 1. Esquema con las principales componentes del balance hidrológico en el suelo edáfico, la zona no saturada y el acuífero

La mayoría de los componentes del balance dependen de forma no lineal del contenido de humedad del suelo. Por ello, la resolución exacta de la ecuación requeriría la utilización de métodos iterativos. En la práctica se suelen utilizar incrementos de tiempo  $\Delta t$  suficientemente pequeños y se suelen imponer restricciones para evitar que el contenido de humedad no supere los límites mínimos (punto de marchitez) y máximo (saturación total). En estas condiciones la ecuación del balance se resuelve evaluando de forma secuencial y por separado cada uno de los términos del balance.

En este trabajo se presenta un modelo de balance hidrometeorológico de la cuenca del río Valiñas resuelto con el programa VISUAL-BALAN (Samper et al., 1999; Pisani, 2008). Se describe la metodología utilizada para definir 3 zonas homogéneas de parámetros a partir de un modelo agregado de una zona homogénea. Se presentan además los valores de los parámetros del balance que se han calibrado ajustando los niveles y los caudales calculados a las medidas en campo. Finalmente, se presentan los resultados del balance diario de masa del ión Cl<sup>-</sup> en el agua de recarga y en el acuífero, que se ha calibrado considerando los datos diarios de concentraciones de Cl<sup>-</sup> medidos en el rio Valiñas entre 2002 y 2008.

# 2.- Zona de estudio

La cuenca del río Valiñas, afluente del río Mero, está situada cerca de la ciudad de La Coruña (Fig. 2). Se trata de una pequeña cuenca de 35 km<sup>2</sup> de superficie. Limita con los montes de la Zapateira al Norte, el Coto de Bregua al Oeste, el coto de Santa Leocadia al Suroeste y los Montes de Xalo al Sur, en donde se alcanza la altitud máxima (527 m s.n.m.). La altitud en el punto de desagüe de la cuenca es 15 m s.n.m.

El curso principal tiene una longitud de 12 km. El 85% de la cuenca se enmarca en rocas graníticas. En el 15%

restante, hacia el Noreste, se encuentran esquistos de la serie de Órdenes. La cuenca se encuentra próxima a la Autovía N VI, de cuyo proyecto de construcción se han utilizado los datos de los sondeos geotécnicos.

Los macizos rocosos cristalinos, como la cuenca del río Valiñas, se caracterizan por presentar una estratificación horizontal correspondiente a distintas superficies de meteorización (Wyns et al., 2004; Raposo, 2012). Por lo general, en este tipo de zonas se pueden distinguir tres zonas de diferentes características acuíferas. La capa superior está formada por la roca granítica muy alterada y no consolidada, que se denomina saprolita o regolito. Debajo del regolito se encuentran dos capas: una zona rocosa fracturada superior y una zona poco fracturada y poco alterada inferior. La base del acuífero está constituida por el basamento rocoso fresco.

El acuífero superior, situado en el regolito de alteración superficial, tiene espesores que pueden oscilar entre 5 y 20 m (Samper et al., 1997; Soriano y Samper, 2000). La mayoría de los sondeos y pozos se encuentran en esta zona alterada. El regolito suele presentar una alta porosidad debido a su composición arenosa-arcillosa. Cuando esta capa está saturada, desempeña una importante función capacitiva y suele ser explotada por la mayoría de los pozos perforados (Dewandel et al., 2006).

Debajo del regolito superficial se encuentra una capa que se suele denominar capa laminada. Se trata de una capa de roca fracturada menos alterada que el regolito, de menor porosidad y que suele presentar espesores comprendidos entre 50 y 100 m (Molinero et al., 1998). Los primeros metros de la capa laminada presentan una densa fisuración horizontal que disminuye en profundidad. La densidad, distribución y conectividad de la red de fracturas determinan las propiedades del acuífero. Esta capa laminada es la que explotan la mayoría de los pozos más profundos perforados en la roca (conocidos como pozos de barrena).

La capa inferior corresponde a la roca poco fracturada. La densidad de fracturas es mucho menor que en la capa laminada. La capa inferior sólo es permeable en las zonas de falla tectónicas importantes. La base de la capa inferior está constituida por la roca sana que se puede considerar como muy poco permeable a todos los efectos.

En la cuenca del Valiñas se han inventariado un total de 74 puntos de agua, de los cuales 18 son fuentes y manantiales públicos, 14 son pozos perforados, 37 son pozos excavados y 5 son sondeos realizados con fines de investigación (Soriano y Samper, 2000). Además de medidas de niveles se dispone de aforos de caudal en manantiales y en el cierre de la cuenca. Desde octubre de 1997 se han medido niveles de forma continua en un pozo excavado. Hasta septiembre de 1998 el registro tenía una periodicidad quincenal. Los datos disponibles de aforos en el cierre de la cuenca abarcan un periodo más amplio, desde finales de 1995 hasta septiembre de 1998.



Fig. 2. Situación de la cuenca del río Valiñas. Se indican las 3 zonas homogéneas en que se ha dividido la cuenca para calcular el balance hidrometeorológico

#### 3.- Modelo de balance hidrometeorológico

El modelo numérico de balance hídrico se ha realizado con el código VISUAL-BALAN v2.0 (Samper et al., 1999; Pisani, 2008; Espinha Marques et al., 2006, 2011). Este programa calcula balances diarios de agua en el suelo edáfico, la zona no saturada y el acuífero, utilizando como datos entrada los datos meteorológicos y los parámetros del medio físico. Las componentes del balance se resuelven secuencialmente comenzando por las correspondientes al suelo edáfico y finalizando por las del acuífero. El programa permite obtener los valores diarios de todas las componentes del balance así como de las oscilaciones del nivel freático en el acuífero.

La cuenca del río Valiñas se ha utilizado desde hace más de una década con fines docentes y como banco de prueba de las sucesivas mejoras de los códigos BALAN, VISUAL-BALAN y GIS-BALAN (Samper et al., 2007). Primeramente se desarrolló un modelo de balance agregado, considerando parámetros constantes y meteorología uniforme en toda la cuenca (Soriano y Samper, 2000). El balance se calculó utilizando los datos meteorológicos diarios de la estación de Alvedro (A Coruña) y los parámetros del modelo se calibraron utilizando los datos diarios de niveles medidos en un piezómetro y de caudales medidos en el punto de desagüe de la cuenca. Los datos de niveles abarcaban un periodo aproximado de 1 año y los de caudales de 3 años. El ajuste final obtenido fue excelente, tanto para niveles freáticos como para caudales (Samper et al., 2000).

A partir del modelo agregado de balance se ha desarrollado un modelo semidistribuido, que considera las variaciones más importantes de las características del terreno de la cuenca. Se ha extendido además el periodo de cálculo 14 años, abarcando desde octubre de 1992 hasta septiembre de 2012.

Se ha dividido la cuenca en 3 zonas homogéneas de parámetros (Fig. 2). Para ello se han tenido en cuenta las variaciones de la altitud, pendiente del terreno, vegetación y geología. Las variaciones de la meteorología no se han tenido en cuenta ya que no se dispone de datos. Sin embargo, se supone que la variación de la meteorología en la cuenca es muy poco importante ya que se trata de una cuenca pequeña y con altitudes moderadas.

La zona 1 (Fig. 2) es la de mayor superficie y menor altitud media (116 msnm). Incluye el cauce principal y sus afluentes, que discurren mayoritariamente sobre granitos. La zona 2 se sitúa en el sector S de la cuenca y es la de mayor altitud, entre 195 y 527 msnm. Está ocupada mayoritariamente por bosques. La zona 2 también está asentada sobre granitos. Finalmente, la zona 3 está ubicada hacia el E y NE de la cuenca, y se distingue de las otras dos porque se asienta sobre los esquistos de la serie de Órdenes. La altitud y la pendiente del terreno en la zona 3 tienen valores intermedios entre los de las zonas 1 y 2.

Para calibrar los parámetros de las tres zonas se han utilizado los datos diarios de caudales y niveles que ya se habían utilizado en el modelo agregado. Dichos caudales comprenden las aportaciones de las tres zonas, mientras que los niveles medidos en el piezómetro corresponden a las oscilaciones del nivel freático en la zona más grande. Por lo tanto los datos permiten calibrar los parámetros de la zona 1, pero sólo de manera aproximada los de las zonas 2 y 3 ya que sólo se cuenta con los valores de la escorrentía total de la cuenca para calibrarlos. Como punto de partida, para estas dos zonas se han adoptado los valores de los parámetros calibrados en la zona 1. Posteriormente se han modificado para tener en cuenta las diferencias entre las zonas. Los parámetros que se han modificado son la reserva útil, el tipo de cubierta vegetal, los parámetros de la interceptación, el número de curva (para el cálculo de la infiltración y la escorrentía superficial), el coeficiente de agotamiento del flujo hipodérmico en la zona no saturada y los parámetros del acuífero (coeficientes de agotamiento y almacenamiento y nivel de referencia). Los valores finalmente adoptados se presentan en la Tabla 1.

#### 4.- Balance de masa del ión cloruro

Se han calculado las variaciones diarias de la concentración de Cl<sup>-</sup> en la escorrentía total de la cuenca

mediante la realización del balance de masa de Cl<sup>-</sup> en el suelo y en la zona no saturada. El balance se ha realizado en la zona homogénea más grande (Fig.2) y se ha calibrado utilizando los datos de concentración de Cl<sup>-</sup> medidos en muestras de agua tomadas en el río Valiñas de forma manual cada 3 o 4 días entre 2003 y 2008. El balance de Cl<sup>-</sup> se ha calculado a partir de los valores diarios de las componentes del balance hídrico en el suelo y en la zona no saturada.

La ecuación básica del balance de agua en el suelo se expresa mediante:

$$\Delta H^{i} = H^{i} - H^{i-1} = P^{i} - I^{i} - ETR^{i} - ES^{i} - RT^{i}$$
(1)

donde  $\Delta$ H<sup>1</sup> es la variación de humedad del suelo, H, entre los días *i-1* e *i*; P es la precipitación, I es la interceptación, ETR es la evapotranspiración real, ES es la escorrentía superficial y RT es la recarga en tránsito. Todos estos términos están evaluados en el día *i*.

El balance de masa de Cl<sup>-</sup> en el suelo viene dado por:

$$H^{i}C_{S}^{i} - H^{i-1}C_{S}^{i-1} = P^{i}C_{p} - ES^{i}C_{ES} - RT^{i}\frac{C_{S}^{i-1} + C_{S}^{i}}{2}$$
 (2)

donde los superíndices *i* e *i*-1 indican el día en el que se evalúan las componentes,  $C_S$  es la concentración de Cl<sup>-</sup> en el suelo,  $C_P$  es la concentración de Cl<sup>-</sup> en la precipitación (constante), y  $C_{ES}$  es la concentración de Cl<sup>-</sup> en la escorrentía superficial (constante). Se supone que la concentración del agua en la recarga en tránsito es igual a la semisuma de las concentraciones del suelo  $C_S$ al principio y al final del día.

A partir de la Ecuación (2) se puede obtener la concentración de Cl<sup>-</sup> en el suelo,  $C_s$ , mediante:

$$C_{S}^{i} = \frac{P^{i} C_{P} - ES^{i} C_{ES} + H^{i-1} C_{S}^{i-1} - 0.5 RT^{i} C_{S}^{i-1}}{H^{i} + 0.5 RT^{i}}$$
(3)

Para resolver la Ecuación (3) es necesario conocer los valores de las concentraciones de Cl<sup>-</sup> en la precipitación y en la escorrentía superficial. Se ha supuesto que estas concentraciones son constantes en el tiempo.

El balance hídrico en la zona no saturada subyacente al suelo se plantea mediante:

$$\Delta V^{i} = V^{i} - V^{i-1} = RT^{i} - R^{i} - FH^{i}$$
(4)

donde  $\Delta V^i$  es la variación de humedad de la zona no saturada, V, entre los días *i*-1 e *i*; RT es la recarga en tránsito, R es la recarga al acuífero y FH el flujo hipodérmico. El balance de masa de Cl<sup>-</sup> en la zona no saturada viene dado por:

$$V^{i}C_{R}^{i} - V^{i-1}C_{R}^{i-1} = RT^{i}C_{S}^{i} - R^{i}C_{R}^{i} - FH^{i}C_{R}^{i}$$
 (5)

donde  $C_R$  es la concentración de Cl<sup>-</sup> en la zona no saturada, en el flujo hipodérmico y en la recarga, y  $C_S$  es la concentración de Cl<sup>-</sup> en la recarga en tránsito. Despejando en la Ecuación (5) la concentración de Cl<sup>-</sup> de la recarga al acuífero, se obtiene:

$$C_{R}^{i} = \frac{RT^{i} C_{S}^{i} + V^{i-1}C_{R}^{i-1}}{V^{i} + R^{i} + FH^{i}}$$
(6)

En las ecuaciones (2), (3), (5) y (6) se supone que tanto la concentración de  $Cl^-$  en el suelo como en la zona no saturada son uniformes, es decir, que se produce la mezcla total de las aguas. Para tener en cuenta que pueden existir gradientes verticales de concentración, en el cálculo de las funciones de tiempo de la concentración de  $Cl^-$  se han modificado ligeramente las Ecuaciones (3) y (6) de modo que consideren un volumen de humedad "residual", constante, que actúa como modulador de la concentración de  $Cl^-$ . De esta forma se consigue suavizar las funciones de tiempo.

La escorrentía total de la cuenca, Q<sub>T</sub>, viene dada por:

$$Q_{T}^{i} = ES^{i} + FH^{i} + Q_{S}^{i}$$
(7)

donde  $Q_s$  es el flujo subterráneo. La ecuación del balance de Cl<sup>-</sup> en el punto de salida de la cuenca viene dado por:

$$Q_{T}^{i} C_{T}^{i} = ES^{i} C_{ES}^{i} + FH^{i} C_{R}^{i} + Q_{S}^{i} C_{R}^{i}$$
 (8)

donde se ha supuesto que la concentración de Cl<sup>-</sup> en el agua subterránea es igual a la de la recarga,  $C_R$ . La concentración del agua de la escorrentía total se calcula mediante:

$$C_{T}^{i} = \frac{ES^{i} C_{ES}^{i} + FH^{i} C_{R}^{i} + Q_{S}^{i} C_{R}^{i}}{ES^{i} + FH^{i} + Q_{S}^{i}}$$
(9)

Se realizó un detallado análisis de sensibilidad de la concentración de Cl<sup>-</sup> en la escorrentía total a la variación de las concentraciones en la precipitación y en la escorrentía superficial. Se han calibrado los valores de: 1) Las concentraciones iniciales de Cl<sup>-</sup> en el suelo y en la zona no saturada; 2) Las concentraciones en el agua de precipitación y escorrentía superficial y 3) Los valores de humedad residual en el suelo y en la zona no saturada.

## 5.- Resultados y discusión

La Tabla 1 contiene los valores de los parámetros calibrados del balance hídrico en cada una de las tres zonas homogéneas en que se ha dividido la cuenca del Valiñas.

La zona 1 (Fig. 2), que es la de mayor extensión y menor altitud y pendiente, está cubierta mayoritariamente por praderas. El valor calibrado de la reserva útil del suelo en esta zona es un poco menor que los calibrados en las otras dos zonas. Por un lado, la longitud de las raíces de la vegetación de pradera es menor que la longitud de las raíces de los árboles que constituyen la vegetación mayoritaria de las zonas 2 y 3. Por otro lado, la superficie del terreno de las zonas 2 y 3 presenta fuertes pendientes y por tanto menores espesores de suelo. Por ello, el efecto de mayor longitud de raíces se compensa en cierta forma con el menor espesor de suelo. De esta forma los valores de la reserva útil en las tres zonas son similares.

En la zona 1 se ha calibrado un número de curva menor que para las otras dos zonas homogéneas. Por lo tanto la magnitud de la escorrentía superficial calculada es menor que para las otras dos zonas, lo que es coherente con la topografía de las tres zonas.

También se han calibrado los valores del coeficiente de agotamiento del flujo hipodérmico en las tres zonas para tener en cuenta las diferencias de altitud y pendiente que suelen favorecer el flujo hipodérmico.

Los valores calibrados de los parámetros que caracterizan el acuífero también son diferentes en las 3 zonas. Se han distinguido las zonas en granitos (1 y 2) de la zona de esquistos (3) (ver los valores del coeficiente de almacenamiento en la Tabla 1). Cabe destacar también que mientras que el flujo subterráneo en la zona más grande (zona 1) se ha calculado mediante un esquema de diferencias finitas simplificado, en las otras dos zonas se ha calculado mediante un modelo de acuífero de una sola celda.

La Fig. 3 muestra el ajuste de los niveles piezómetricos calculados a las medidas en el piezómetro indicado en la Fig. 1. Como puede se puede observar, el ajuste del modelo es muy bueno. También es muy bueno el ajuste de caudales (Fig. 4).

La bondad del ajuste del modelo de balance con tres zonas homogéneas se ha cuantificado mediante el coeficiente de determinación, R<sup>2</sup>, y el error cuadrático medio, RMSE, de los caudales y de los niveles (Tabla 2). Los altos valores de  $R^2$  (0,82 para los caudales y 0,95 para los niveles) reflejan que los ajustes son muy buenos. La Tabla 2 también muestra la comparación de los valores  $R^2$  y RMSE para el modelo agregado y el semidistribuido de tres zonas. Los valores son prácticamente iguales. Por lo tanto, el modelo semidistribuido no mejora los resultados de la simulación de niveles y caudales, al menos en el periodo de calibración. Este resultado es coherente con los resultados de los estudios de Smith et al. (2004a, 2004b, 2006). Sin embargo, es importante destacar que el modelo semidistribuido es una mejor representación de la realidad física.

La Tabla 3 presenta los resultados medios anuales del balance entre 1992 y 2012. De los 1081 mm de precipitación media anual, el 50% corresponde a la evapotranspiración e interceptación y el otro 50% a los

excedentes. La aportación media anual al cauce es de 541 mm (18,77 hm<sup>3</sup>). El flujo hipodérmico es el componente mayoritario, el 81% (437 mm) del total, mientras que el flujo subterráneo sólo aporta el 18% (98 mm). La escorrentía superficial estimada es muy pequeña (1% de las aportaciones) y sólo tiene importancia en episodios muy lluviosos que corresponden a los picos de caudal en la Fig. 4.

 Tabla 1. Valores de los parámetros del balance en las 3 zonas homogéneas del modelo. Ver Samper *et al.* (1999) para una descripción completa de los parámetros

Zona	1	2	3
Uso del suelo	Praderas y bosques	Montes	Montes
Área (km <sup>2</sup> )	24,69	7,22	2,78
Suelo			
Reserva útil (mm)	204	236	236
Conductividad hidráulica vertical (mm/d)	164,16	164,16	164,16
Interceptación	Horton	Horton	Horton
Tipo de cubierta	Praderas	Pinares	Pinares
Altura de la planta (m)	0,4	-	-
Factor de capacidad de	1	0.8	0.8
almacenamiento	1	0,0	0,0
intercepción	1	0,8	0,8
	Curva	Curva	Curva
Recarga en transito diferida	logística	logística	logística
Flujo preferente	No	No	No
ETP	Penman- Monteith	Penman- Monteith	Penman- Monteith
ETR	Penman- Grindley	Penman- Grindlev	Penman- Grindlev
CRPG (mm)	100	100	100
CEPG	0,26	0,26	0,26
Escorrentía			
Número de curva	47	55	50
Zona no saturada	Método	Método	Método
	explícito	explícito	explícito
Coeficiente de agotamiento del flujo hipodérmico $(d^{-1})$	0,50	0,55	0,52
Conductividad hidráulica vertical $(mm d^{-1})$	0,01	0,01	0,01
Coeficiente de agotamiento de la	0.24	0.24	0.24
percolación (d <sup>-1</sup> )	0,24	0,24	0,24
Acuífero	Método multicelda	Método unicelda	Método unicelda
Material	Granitos	Granitos	Esquistos
Número de celdas	2	1	1
Transmisividad (m <sup>2</sup> d <sup>-1</sup> )	18,5	-	-
Coeficiente de almacenamiento	0,011	0,011	0,02
Coeficiente de agotamiento (d <sup>-1</sup> )	-	0,04	0,05
Nivel de referencia (m)	17	15	200
Longitud del acuífero (m)	2000	-	-



el modelo de balance (arriba: periodo 1992-2012; abajo: 1995-1999)



Fig. 4. Valores diarios de la escorrentía total de la cuenca medidos y calculados por el modelo de balance (arriba: periodo 1992-2012; abajo: 1995-1999)

**Tabla 2.** Coeficientes de determinación R<sup>2</sup> y RMSE para los ajustes de niveles y caudales de los modelos de balance con 1 zona y con 3 zonas homogéneas

¥	F	2 <sup>2</sup>	RMSE		
	1 zona	3 zonas	1 zona	3 zonas	
Caudal total	0,81	0,82	0,26 m <sup>3</sup> /s	0,26 m <sup>3</sup> /s	
Nivel piezométrico	0,95	0,95	0,25 m	0,26 m	

Los elevados valores del flujo hipodérmico son habituales en cuencas graníticas y con una topografía como la del río Valiñas. Las causas son las pronunciadas pendientes del terreno hacia los límites de la cuenca y la presencia de un suelo de permeabilidad alta sobre los granitos de baja permeabilidad con densa fracturación sub-horizontal a poca profundidad (Samper et al., 2011; Espinha Marques et al., 2011). La densa fracturación subhorizontal de los primeros 5-20 m contribuye a aumentar la permeabilidad horizontal de la zona no saturada y a favorecer la salida del flujo hipodérmico.

Los resultados del balance diario de masa de Cl<sup>-</sup> en la cuenca conducen a un ajuste muy bueno de las concentraciones medidas en el río (Fig. 5). El descenso abrupto en las concentraciones calculadas en un día de octubre de 2003 se debe a un pico de escorrentía superficial. Las medidas no acusan este descenso. La Tabla 4 muestra los valores de las variables R<sup>2</sup> y RMSE que miden la calidad del ajuste para valores de la concentración de Cl<sup>-</sup> en el agua de lluvia, C<sub>P</sub>, de 8, 10 y 12 mg/L. El coeficiente de determinación  $R^2$  es igual en los tres casos (0,56), pero el RMSE es mínimo (2,98 mg/L) para  $C_P = 10$  mg/L. El análisis de sensibilidad de  $C_T$  a la variación de  $C_P$  permite concluir que el valor óptimo de C<sub>P</sub> se encuentra muy probablemente entre 8 y 12 mg/L (Fig. 5), siendo 10 mg/L el valor más probable. Los estudios regionales de la distribución de los valores de C<sub>P</sub> en Galicia-Costa apuntan a una concentración de Cl<sup>-</sup> en las aguas de precipitación en la cuenca del río Valiñas entre 2 y 6 mg/L (Raposo et al. (2012). El valor calibrado de  $C_P = 10 \text{ mg/L}$  es mayor que el que correspondería según los estudios regionales. Esta discrepancia podría ser debida a la existencia de otras fuentes de Cl- en la cuenca del Valiñas no identificadas en el balance. Sin embargo, también podría suceder que el valor de C<sub>P</sub> en la cuenca del Valiñas sea mayor que el estimado por los estudios previos debido a que la cuenca del Valiñas se encuentra muy cerca de la costa. Hay que tener en cuenta que en Galicia existen importantes gradientes decrecientes de la deposición del ión cloruro desde la costa hacia el interior (Silva et al., 2007; Antelo y Díaz-Fierros, 2011).

Se ha realizado también un análisis de sensibilidad de  $C_T$  a la variación de  $C_{ES}$  y se ha comprobado que no es sensible, excepto en los escasos episodios muy lluviosos como el de octubre de 2003 (Figs. 4 y 5). El valor estimado de  $C_{ES}$  se sitúa entre 11 y 14 mg/L, coherente con que 1,1C<sub>P</sub><C<sub>ES</sub><1,4C<sub>P</sub> (Alcalá, 2005; Raposo et al., 2012).
El uso combinado de los balances diarios de agua y de masas de Cl<sup>-</sup> aporta robustez al cálculo y contribuye a reducir las incertidumbres de ambos métodos. Los buenos ajustes de ambos balances apuntan en esta dirección. Sin embargo, el modelo se podría mejorar mediante: 1) La incorporación de más datos de niveles en más puntos del acuífero para calibrar los parámetros de las zonas más pequeñas; 2) La utilización de datos temporales de la concentración del agua de lluvia; y 3) La utilización de datos de concentración de Cl<sup>-</sup> en el agua subterránea de la cuenca para contrastar los resultados del balance de masa en otros puntos además del río.

### **6.-** Conclusiones

Se ha desarrollado un modelo de balance hídrico semidistribuido a partir de un modelo agregado previo que consideraba parámetros constantes en toda la cuenca. Se han delimitado tres zonas homogéneas de parámetros teniendo en cuenta las variaciones de la altitud, pendiente del terreno, vegetación y geología predominante.

Tabla 3. Resultados medios anuales entre 1992 y 2012 del balance hídrico en la cuenca del río Valiñas

ch la cuenca del 110 v annas	
Precipitación (mm)	1081
Interceptación (mm)	163
Escorrentía superficial (mm)	5
ETP (mm)	928
ETR (mm)	376
Recarga en tránsito (mm)	536
Flujo hipodérmico (mm)	437
Recarga al acuífero (mm)	99
Flujo subterráneo (mm)	98
Escorrentía total (mm)	541



**Fig. 5.** Concentraciones de Cl<sup>-</sup> medidas en el río y calculadas en el agua de escorrentía total cuando la concentración en la precipitación ( $C_P$ ) es 8, 10 y 12 mg/L. El descenso abrupto en las concentraciones calculadas en un día de octubre de 2003 se debe a un pico de escorrentía superficial. Las medidas no acusan este descenso

El modelo se ha calibrado con datos de caudales a la salida de la cuenca y niveles medidos en un pozo situado en la zona homogénea más grande. Esta limitación en la disponibilidad de datos tiene como consecuencia que los parámetros calibrados en la zona más grande tienen menos incertidumbres que los parámetros de las restantes zonas.

**Tabla 4.** Coeficientes de determinación  $R^2$  y RMSE para el ajuste de la concentración de Cl<sup>-</sup> en el agua de escorrentía total para 3 valores de la concentración de Cl<sup>-</sup> en la precipitación

Concentración de Cl- en la			
precipitación (mg/L)	8	10	12
$R^2$	0,56	0,56	0,56
RMSE (mg/L)	6,06	2,98	4,61

El ajuste del modelo de balance a las medidas de niveles y caudales es muy bueno, tanto si se evalúa de forma gráfica como cuantitativamente mediante los coeficientes de determinación  $R^2$  y RMSE. Se ha obtenido  $R^2 = 0.95$  para los niveles y  $R^2 = 0.82$  para los caudales.

El modelo semidistribuido no ha mejorado el ajuste del modelo agregado previo, al menos en el periodo de calibración. Este resultado concuerda con muchos otros estudios realizados en los que se ha comparado la eficiencia de los modelos distribuidos con la de los modelos agregados. Aún así, en la mayoría de los casos un modelo semidistribuido o distribuido es una mejor aproximación a la realidad física que un modelo agregado.

Los resultados del balance hídrico entre 1992 y 2012 indican que la interceptación y la ETR constituyen un 50% de la precipitación media anual. De los 541 mm/a (18,77 hm<sup>3</sup>/a) de aportación media anual, el 81% corresponde al flujo hipodérmico, el 18% al flujo subterráneo y sólo el 1% a la escorrentía superficial. La recarga subterránea representa 9,2% de la precipitación anual, un valor normal en zonas graníticas de Galicia y del norte de Portugal.

Los elevados valores del flujo hipodérmico son habituales en cuencas graníticas con pendientes acusadas la del río Valiñas. Las pronunciadas pendientes del terreno y la presencia de suelos de permeabilidad alta sobre capas de granitos de baja permeabilidad con densa fracturación sub-horizontal aumentan la permeabilidad horizontal de la zona no saturada y favorecen la salida del flujo hipodérmico.

Los resultados del balance diario de masas de Cl<sup>-</sup> en la cuenca se ajustan muy bien a las concentraciones medidas en el río. El valor calibrado de  $C_P$  es 10 mg/L, superior a los publicados en estudios regionales. En futuros estudios habrá que analizar las posibles causas de esta discrepancia.

El uso combinado de los balances diarios de agua y de masas de Cl<sup>-</sup> aporta robustez al cálculo y contribuye a reducir las incertidumbres de ambos métodos.

Para mejorar el estudio se deberá contar con medidas de niveles en más puntos del acuífero para calibrar los parámetros de las zonas más pequeñas. También se deberá extender el periodo con datos de caudales y niveles, lo que permitirá contrastar el modelo de balance. Finalmente, se podrían utilizar también datos de concentración de Cl<sup>-</sup> en el agua subterránea para contrastar los resultados del balance de masa en más puntos de la cuenca.

Se han presentado los resultados del estudio realizado en una pequeña cuenca piloto de la que se posee una buena cantidad de información hidrogeológica e hidroquímica. La metodología aplicada y los resultados serán útiles como referencia para otras zonas graníticas similares del noroeste de la Península Ibérica en donde existan menos datos y no se puedan realizar estudios hidrológicos e hidroquímicos detallados.

*Agradecimientos*. El desarrollo del programa VISUAL BALAN fue financiado por la Empresa Nacional de Residuos Radiactivos (ENRESA). Una gran parte de las mejoras de VISUAL BALAN v2.0 se ha hecho en el marco de varios proyectos conjuntos entre la Confederación Hidrográfica del Ebro y la Universidad de La Coruña y con la financiación de la Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología (proyectos: CGL2006-09080; REN 2003-8882. Se ha contado con financiación de la Xunta de Galicia dentro del Programa "Consolidación e estruturación de la Xunta de investigación competitivas", modalidad de Grupos de referencia competitiva nº expte. 2012/181. Agradecemos a todos los que han contribuido a las mejoras del código. También se agradece la colaboración del Prof. Antonio Paz González del Grupo Agua y Suelo de la UDC por facilitar los datos de Cl<sup>-</sup> del rio Valiñas.

### 7.- Bibliografía

- Alcalá, F. J., 2005. Recarga a los acuíferos españoles mediante balance hidrogeoquímico. Tesis doctoral, Universidad Politécnica de Cataluña. <u>http://www.tdx.cat/handle/10803/6240;jsessionid=A4C27AD702E6C205</u> <u>80EED864246D3A1C.tdx2</u> [consulta: febrero 2013].
- Antelo, J.M., y F. Díaz-Fierros, 2011. As augas de Galicia. Ed. Consello da Cultura Galega. Santiago de Compostela, 611.
- Custodio, E., 1997. Evaluación de la recarga por la lluvia mediante métodos ambientales químicos, isotópicos y térmicos. En: Congreso de la AIH-GE, Las Palmas de Gran Canaria, España. Editorial Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid. 83-109.
- Dewandel, B.P., Lachassagne, R. Wyns, J.C. Maréchal, y N.S. Krishnamurthy, 2006. A generalized 3-D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. J. Hydrol. 330, 260–284.
- Espinha Marques, J., J. Samper, B. Pisani, D. Alvares, J.M. Carvalho, H.I. Chaminé, J.M. Marques, G.T. Vieira, C. Mora, y F. Sodré Borges, 2011. Evaluation of water resources in a high-mountain basin in Serra da Estrela, Central Portugal, using a semi-distributed hydrological model. *Environ. Earth Sci.* 62:6, 1219-1234.
- Espinha Marques J., J. Samper, B. Pisani, D. Álvares, G.T. Vieira, C. Mora, J. M. Carvalho, Helder I. Chaminé, José Manuel Marques, y F. Sodré Borges, 2006, Avaliação de recursos hídricos através de modelação hidrológica: aplicação do programa VISUAL BALAN v2.0 a uma bacia hidrográfica na Serra da Estrela (Centro de Portugal), *Cadernos Lab. Xeoloxico de Laxe*, 31, 43-65.
- Molinero, J., G. Soriano, y J. Samper, 1998. Calidad y contaminación de las aguas subterráneas en Galicia: situación actual y estudio de detalle en la cuenca del Valiñas, en Jornadas sobre la contaminación de las aguas subterráneas: un problema pendiente, eds. Samper, J., Sahuquillo, A., Capilla, J.E., Gómez Hernández, J.J., AIH-GE, Valencia, 255-260.
- Pisani, B., 2008. Acoplamiento de modelos hidrológicos semidistribuidos y sistemas de información geográfica. Tesis Doctoral. Universidade da Coruña.
- http://ruc.udc.es/dspace/bitstream/2183/1102/1/PisaniVeiga\_td.pdf
- Raposo, J.R., J. Molinero y J. Dafonte, 2012. Parameterization and quantification of recharge in crystalline fractured bedrocks in Galicia-Costa (NW Spain). *Hydrol. Earth. Syst. Sc.*, 16, 1667–1683.
- Samper, J., 1998. Evaluación de la recarga por la lluvia mediante balances de agua: Utilización, Calibración e Incertidumbres. *Bol. Geológico y Minero*, 109-4, 31-54.
- Samper J, G. Soriano y J. Molinero, 1997. Las aguas subterráneas en Galicia: Resultados en la cuenca piloto del río Valiñas, en: Hydrogeology

of Hard Rocks, some experiences from Iberian Peninsula and Bohemian Massif, eds. J. Yélamos, y F. Villarroya. A.I.H. Grupo español. Madrid. 149-157.

- Samper J, Ll. Huguet, M.A. García Vera, y J. Ares, 1999. Manual del usuario del programa VISUAL BALAN V.1.0: Código interactivo para la realización de balances hidrológicos y la estimación de la recarga. Piblicación Técnica de ENRESA nº 5/99. Madrid. 205.
- Samper, J., B. Pisani, y J. Espinha-Marques, 2011. Estudio del flujo hipodérmico en zonas de montaña. Actas de las X Jornadas de Estudios en la Zona No Saturada, ZNS'11. Salamanca. 365-370.
- Samper, J., M.A. García Vera, B. Pisani, D. Alvares, J. Espinha Marques, A. Varela, y J.A. Losada, 2007. Using Hydrological models and Geographic Information Systems for water resources evaluation: GIS-VISUAL-BALAN and its application to Atlantic basins in Spain (Valiñas) and Portugal (Serra da Estrela), en: Water in Celtic Countries: Quantity, Quality and Climate Variability. Proc. of the IV InterCeltic Colloquium on Hydrology and Management of Water Resources, Guimaraes, Portugal, IAHS Publ. 310 (Red Book).
- Samper, J, 2011. Avances en la estimación de la recarga a los acuíferos, En: *Tomo Homenaje a E. Custodio*, Ed. IGME, 361-372.
- Silva, B., T. Rivas, E. García-Rodeja, y B. Prieto, 2007. Distribution of ions of marine origin in Galicia (NW Spain) as a function of distance from the sea. *Atmos. Environ.* 41, 4396-4407.
- Smith, M.B., K.P. Georgakakos y X. Liang, 2004a. The distributed model intercomparison project (DMIP). J. Hydrol. 298, 1-3.
- Smith, M.B., D. Seo, V. Kore, S. Reed, Z. Zhang, Q. Duan, F. Moreda, y S. Cong, 2004b. The distributed model intercomparison project (DMIP): motivation and experiment design. *J. Hydrol.* 298, 4-26.
- Smith, M.B., V. Koren, S. Reed, Z. Zhang, F. Moreda, Z. Cui, Z. Lei, D. Cong, D. Seo, y J. Schaake, 2006. The Distributed Model Intercomparison Project: Phase 2 .Science Plan. *Geophys. Res. Abstr.* 8, 10308.
- Soriano G., y J. Samper, 2000. Hidrogeología de una pequeña cuenca piloto en medios graníticos: Cuenca del Valiñas (A Coruña). Jornadas hispano-lusas sobre las aguas subterráneas en el noroeste de la península ibérica, eds. Samper, Leitao, Fernández y Ribeiro. 73-81.
- Wyns, R., J.M. Baltassat, P. Lachassagne, A. Legchenko, J. Vairon, y F. Mathieu, 2004. Application of SNMR soundings for groundwater reserves mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bull. Soc. Géol. Fr.*. 175, 21–34.

# Índice de Autores

Α		G		Ν	
Andreu, A.	211	Gabriel, J.L.	199	Nobel-de Lange, M.N.J.	191
Aragüés, R.	1	García-Vera, M.A.	219		
Arencibia, M.T.	119	Giráldez, J.V.	7, 99, 113, 169	0	
Armas Espinel, S.	43	Gómez, J.A.	7, 99		100
D		Gómez-Beas, R.	1/5	Ochoa, J.	133
В		Gómez-Macpherson, H.	99	Oroná, C.	205
Dañón C	122	Gonzalez-Cebollada, C.	9, 25	Orriols Fernandez, I.	83 145
Danon, S. Barrón V	133	González-Dugo, M.F. González Naranio V	211	Oszusi, J.	145
Bazarra IM	31 127	Graf A	211	D	
Bionos Allas R	130	Guarra IC	110	1	
Blanco N	25	Gumuzzio A	227	Pachensky VA	10
Boulal H	29 99	Gurmán G	99	Palacios-Díaz M P	37
Bouzas Cid. Y.	85			Paz González, A.	69. 145
Branski. M.	191	н		Paz-Ferreiro, J.	205
Brocca, L.	227			Pedrera, A.	113
		Hermosín, M.C.	7	Peña, C.	1, 9, 25
С		Hernández Moreno, J.M.	43	Pérez-Alborés, R.M.	159
		Himi, M.	51, 37	Pisani, B.	219, 235
Cabrera, M.C.	37			Polo, M.J.	175, 211
Calaza-Martínez, P.	159	K			
Campo-Bescós, M.A.	183			Q	
Cancela, J.J.	57, 153	Kemerer, A.	145		
Cañasveras, J.C.	99	Kiker, G.	183	Quemada, M.	77, 191, 199
Casalí, J.	7	_		_	
Casas, A.	37, 51	L		R	
Castiglioni, M.	145	7 A	00	מז מ	57 (0
Castro-Orgaz, O.	/, 109	Laguna, A.	99	Raposo, J.R. Booglado, C.M	57, 09 12, 110
Contreras, E.	173	Lanni, L.A. Latorra B	91	Regalado, C.M. Ray B I	43, 119
Cooper, J.M.	191	Latorre, B. Leal M	9, 25 107	Rey, D.J. Rittor A	57, 155
D		Leui, M. Lora F	25	<i>Millel</i> , <i>1</i> 1.	11)
		Lillo I	107	S	
da Silva R	69	Lino, J.	77	5	
Dafonte I	57 69	Lizuso, 5.1. Loewy M	91	Samper I	219 235
de Bustamante. I.	107	López, M.V.	1. 25	Sánchez Blanco. M.J.	133
de Miguel, A.	107	López-Fabal, A.	159	Sánchez, N.	227
Díaz Losada, E.	85	López-Lopez, N.	159	Sasal, C.	145
Diels, J.	199	López-Urrea, R.	77	Sastre Merlín, A.	139
Duarte, O.	205	Lovera, R.	37,51	Silva, E.F.F.	127
Dufilho, A.C.	91			Silva, J.S.	127
		$\mathbf{M}$		Siqueira, G.M.	31, 127
E				Soldevilla-Martinez, M.	77
		Martínez Pérez, S.	139		
Encinas, C.	139	Martínez, E.M.	57, 153	Т	
Espejo-Pérez, A.J.	113	Martinez, G.	19, 113		110
Estevez, E.	3/	Martínez de Baroja, L.	139	Taguas, E.V.	113
F		Martínez-Fernández, J. Martínez Hornández V	227	Tapias, J.C.	37,31
Γ		Martínez Molina I	77	Trigo Coraoba, E.	65
Fandiño M	57 153	Martinez-Motina, L. Mateos I.	7 169		
Fatás. E.	25	Miralles, J.	133		
Folch, M.	23 51	Mirás Avalos, J.M.	63.85		
Font, X.	51	Montenegro, A.A.A.	127		
		Moramarco, T.	227		
		Moret-Fernández, D.	1, 9, 25		
		Morón, M.	113		
		Muñoz-Carpena, R.	183		

## V

Valcárcel, M.	57, 69
Valdés, R.	133
Vallejo, A.	191
Vanclooster, M.	199
Vanderlinden, K.	19, 113
Vanteenkiste, J.	199
Vereecken, H.	19
Vicente, J.	25
Vidal Vázquez, E.	69
Viñals, V.	25
***	

### W