Estudios en la Zona No Saturada Vol. XII ZNS'15 Alcalá de Henares, 18-20 noviembre 2015

Editores



Estudios en la Zona No Saturada. Vol. XII

Editores

Silvia Martínez Pérez Antonio Sastre Merlín

Revisores científicos de los artículos

Ramón Bienes Allas Jorge Dafonte Dafonte Juan Vicente Giráldez Juan José López José Martínez Fernández David Moret Fernández Rafael Muñoz Carpena Antonio Paz González María José Polo Miguel Quemada Carlos Regalado Axel Ritter Javier Samper Calvete Susanne Schnabel Karl Vanderlinden Eva Vidal

Trabajos presentados en las XII Jornadas de investigación en la Zona No Saturada del Suelo. Alcalá de Henares, 18-20 de noviembre de 2015



Comité organizador

Antonio Sastre Merlín (UAH) – Coordinador Silvia Martínez Pérez (UAH) – Secretaría Técnica Loreto Martínez de Baroja Villalón (UAH) Ramón Bienes Allas (IMIDRA) Samuel García Díaz (UAH) Eugenio Molina Navarro (UAH) Mario Ballesteros Olza (UAH)

Comité científico

Jorge Dafonte Dafonte (Univ. Santiago de Compostela; Campus de Lugo) Juan Vicente Giráldez (Univ. Córdoba) Juan José López (Univ. Pública de Navarra; Pamplona) José Martínez Fernández (Univ. Salamanca) David Moret Fernández (Estación experimental de Aula Dei-CSIC) Rafael Muñoz Carpena (Univ. Florida, USA) Antonio Paz González (Univ. A Coruña) María José Polo (Univ. Córdoba) Miguel Quemada (UPM, Madrid) Carlos Regalado (ICIA, Tenerife) Axel Ritter (Univ. La Laguna) Javier Samper Calvete (U. A Coruña) Susanne Schnabel (Univ. Extremadura) Karl Vanderlinden (IFAPA, Junta de Andalucía) Ramón Bienes Allas (IMIDRA, Comunidad de Madrid) EvaVidal (Facultad Ciencias, Univ. La Coruña)



La reproducción total o parcial de este libro (incluido su diseño), su alquiler, su incorporación a un sistema informático, su transmisión o trasformación en cualquier forma o por cualquier medio, sea este electrónico, mecánico, por fotocopia, por grabación u otros métodos, sin la autorización previa y por escrito de los titulares del *copyright*, vulnera derechos reservados.

© de los textos: sus autores © de esta edición: Universidad de Alcalá • Servicio de Publicaciones, 2015 Plaza de San Diego, s/n • 28801, Alcalá de Henares (España). Página web: www.uah.es

I.S.B.N.: 978-84-16133-91-8 Depósito legal: M-36240-2015 Impresión y encuadernación: Cimapress, S.L. Impreso en España (Unión Europea)

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

Prefacio

Los investigadores que de una manera u otra trabajamos sobre ese singular dominio del suelo y subsuelo que denominamos *zona no saturada*, acudimos por duodécima vez a la ya tradicional cita otoñal bienal para exponer, comentar y contrastar las aportaciones que hemos sido capaces de armar desde nuestro anterior cónclave en Lugo. Un total de cuarenta y una aportaciones conforman el presente volumen, que supone el decimosegundo de la colección "*Investigación en la zona no saturada*", superando en una decena a las que concurrieron a la reunión lucense; teniendo en cuenta las circunstancias económicas reinantes en este bienio, ello permite entrever una moderada perspectiva optimista tras estos duros años de contracción económica de los presupuestos para la investigación científica.

Cabe reseñar que todos los trabajos aquí recogidos han sido sometidos a la revisión de uno o más evaluadores antes de la decisión de su inclusión en el volumen final que el lector tiene en sus manos; en la mayor parte de los casos han sido los miembros del Comité Científico propuestos por el Comité Organizador los que desinteresadamente han realizado esa tarea, por lo que es procedente hacer constar desde estas líneas el más sincero agradecimiento.

No es frecuente que un grupo heterogéneo de investigadores, sólo aglutinados por el denominador común de su interés acerca de los procesos que tienen lugar en aquel dominio del suelo y subsuelo, sin el soporte de una asociación aglutinadora específica, haya sido capaz de mantener el pulso vital durante los veintidós años transcurridos desde la iniciática reunión de Castellón, allá por el algo lejano año de 1993. Ello está, sin duda, en el haber de todos los que nos sentimos miembros de esta inespecífica familia.

Siguiendo parcialmente las directrices de anteriores reuniones y las indicaciones vertidas en las circulares de esta reunión, los trabajos presentados –para ser defendidos ya oralmente, ya en formato póster– se han agrupado en las siguientes áreas temáticas:

- Caracterización y análisis de la zona no saturada;
- Infiltración-retención hídrica en el suelo y/o adsorción de sustancias en el sistema suelo-planta;
- Recarga e interacción entre atmósfera, suelo y acuífero;
- Contaminación y métodos de remediación;
- Investigaciones sobre procesos de transferencia de masa y energía en la zona no saturada, a escala tanto de laboratorio como de campo y/o invernadero;
- Modelos descriptivos y predictivos de los procesos que acontecen en la zona no saturada.

No obstante, cabe señalar un cierto halo de heterogeneidad temática en los trabajos presentados en relación con lo que en sentido estricto se considera "zona no saturada", que será bueno limar para convocatorias futuras de estas reuniones.

Preciso es agradecer a la Universidad de Alcalá –y particularmente al Decanato y a la Administración-Gerencia de la Facultad de Biología, Ciencias Ambientales y Química, así como a los Servicios Administrativos Centrales, las facilidades administrativas y materiales para materializar esta reunión. Obligado resulta mencionar la profesional labor de Elisa Borsari y Ronda Vázquez Martí en la maquetación y revisión del volumen, y el apoyo prestado por el Servicio de Publicaciones de la Universidad de Alcalá para la edición del volumen.

Procede mencionar la colaboración prestada por el Instituto Madrileño de Investigación y Desarrollo Agrario y Alimentario (IMIDRA) para el desarrollo del recorrido post-congreso, así como a la empresa LAB-Ferrer, que puntualmente colabora con los sucesivos comités organizadores, desde varias ediciones atrás de estas reuniones, asumiendo íntegramente el coste de la participación del ponente invitado. También hay que incluir en las menciones al Área de Gobierno de Medio Ambiente y Movilidad (Dirección General de Gestión del Agua y Zonas Verdes) del Ayuntamiento de Madrid, por las facilidades dadas para la visita al Parque Garrigues Walker.

Esperando que tanto esta reunión científica –a la que aplicamos el acrónimo ZNS'15–, como este volumen mismo satisfaga las expectativas en ambos depositadas, sólo queda hacer votos para que la estancia en Alcalá de Henares resulte grata a los participantes y que contribuya a incrementar las relaciones científicas y personales entre éstos.

El Comité Organizador Alcalá de Henares, noviembre 2015

Índice de trabajos

Área temática I

Caracterización y análisis de la zona no saturada

Área temática II

Infiltración/retención hídrica en el suelo y/o adsorción de sustancias en el sistema suelo-planta

NUEVAS TÉCNICAS PARA DETERMINAR EL CONTENIDO DE HUMEDAD EN MUESTRAS DE SUELO 105 M. Fontanet, G. Rodrigo, F. Ferrer, M.J. Escoriuhela, X. Petit

Área temática III

Recarga e interacción entre atmósfera, suelo y acuífero

Área temática IV

Contaminación y métodos de remediación

Área temática V

Investigaciones sobre procesos de transferencia de masa y energía en la zona no saturada, a escala tanto de laboratorio como de campo y/o de invernadero

SPATIAL ANALYSIS OF THE SOIL WATER BALANCE WITHIN AN EXPERIMENTAL CATCHMENT...... 191 A.J. Espejo-Pérez, J.V. Giráldez, A. Pedrera, K. Vanderlinden

Área temática VI

Modelos descriptivos y predictivos de los procesos que acontecen en la zona no saturada

UN NOVEDOSO ENFOQUE EN LA MODELIZACIÓN DEL FLUJO PREFERENTE: EVALUACIÓN DE CAMPO.. 237 J.B. van der Zwann, M.A. Campo-Bescós, R. Muñoz-Carpena, R. Giménez

Área temática I

Caracterización y análisis de la zona no saturada

UN MÉTODO SENCILLO PARA LA ESTIMACIÓN DE LA POROSIDAD DE UN AGREGADO DE SUELO

D. Moret-Fernández, M.V. López¹

¹ Departamento de Suelo y Agua. Estación Experimental de Aula Dei. Consejo Superior de Investigaciones Científicas (EEAD-CSIC). Avda. Montañana 1005, 50059 Zaragoza, Spain. <u>david@eead.csic.es; vlopez@eead.csic.es</u>

RESUMEN. Este trabajo presenta un nuevo método (AM) para estimar la porosidad de agregados de suelo, ϕ , expresada como el cociente entre el volumen interno de poros (V_i) y el volumen externo del agregado (V_T) . V_T se calcula a partir de la densidad de partícula, el peso del agregado y el Vi, estimado este último a partir del peso del agregado saturado en alcohol. El método se validó comparando V_T por AM con el V_T medido por fotogrametría (PHM), sobre 36 agregados de 8-16 mm procedentes de un suelo bajo laboreo tradicional (CT), reducido (RT) y no laboreo (NT). Los resultados muestran una buena relación entre el V_T medido con PHM y AM (y = 0,94 x + 0,01; R^2 = 0,99). El método fue suficientemente sensible para detectar diferencias entre los sistemas de laboreo. Los agregados de suelo bajo NT y RT presentaron una ϕ significativamente mayor que bajo CT.

ABSTRACT. This work presents a new method (AM) to estimate the soil aggregate porosity, ϕ , expressed as the quotient between the internal pore volume (V_i) and the aggregate volume (V_T). V_T is calculated from the particle soil density, and the aggregate weight and V_i , the last one estimated form the weight of the ethanol-saturated agregate. The method was validated by comparing the V_T estimated with AM with the corresponding value estimated by the photogrammetry technique (PHM), on 36 aggregates of 8-16 mm size collected from conventional tillage (CT), reduced tillage (RT) and no tillage (NT). Results show a good relationship between V_T measured with PHM and with AM (y = 0.94 x + 0.01, $R^2 = 0.99$). The ϕ values were significantly higher in soil aggregates under NT and RT than those under CT.

1.- Introducción

Una adecuada estructura del suelo es un requisito esencial para un uso sostenible del mismo, ya que de ello depende la mayoría de los procesos físicos, químicos y biológicos que ocurren en su interior (Horn *et al.*, 1994; Nunan *et al.*, 2006). En suelos con una cierta cantidad de arcilla (>15%), las partículas minerales tienden a formar unidades estructuradas denominadas agregados. De las propiedades de estos agregados depende la emergencia de plántulas y el crecimiento radical, la transferencia de agua y gas, la protección y dinámica de la materia orgánica y la susceptibilidad del suelo a la erosión (Horn *et al.*, 1994; Blanco-Moure *et al.*, 2012). La estructura del agregado puede caracterizarse a partir su tamaño, configuración externa o distribución de poros. De entre estas posibilidades, la información concerniente a la porosidad interna es la que resulta más útil a la hora de caracterizar el suelo como medio para el crecimiento de las plantas (Danielson y Sutherland, 1986).

La porosidad total de una muestra de suelo (ϕ), se define como el cociente entre el volumen del espacio poroso (V_i) y el volumen total de la muestra (V_T) . Actualmente, hay tres métodos principales para estimar la porosidad de una muestra de suelo: usando la relación entre ésta y las densidades real y aparente del suelo; por diferencia de peso de la muestra de suelo completamente saturada de agua y completamente seca; y midiendo la densidad de la muestra evaluando el volumen con un picnómetro de gas (Danielson y Sutherland, 1986). La estimación de la porosidad del suelo a partir de las densidades necesita conocer la densidad de partículas del suelo, cuyo valor es aproximadamente 2,65 Mg m⁻³ (Blake y Hartge, 1986). El método gravimétrico, que calcula la porosidad a partir del volumen de agua que ocupan los poros, resulta útil si no se dispone de datos de densidad de partículas. Sin embargo, este método no puede aplicarse a agregados de suelo sin desplazar el aire ocluido en los poros pues puede causar la explosión, (slaking) de aquellos tras la inmersión en agua. Finalmente, el método de medida del volumen con el picnómetro de gas puede dar errores si las muestras están total o parcialmente húmedas (Flint y Flint, 2002). De forma alternativa, ϕ puede ser estimado por microtomografía de rayos X (micro-CT) en combinación con técnicas de procesamiento de imágenes. Sin embargo, esta técnica no destructiva que permite cuantificar la porosidad total y la distribución del tamaño de los poros (Hainsworth y Aylmore, 1983), es demasiado costosa por el equipo de medida requerido.

El objetivo de este trabajo es presentar un método sencillo (AM) para estimar la porosidad de un agregado individual calculada como el cociente entre los volúmenes de poros, V_i , y total del mismo, V_T . El valor V_i se mide a partir del volumen de alcohol que satura el espacio poroso, y el del volumen total sumando V_i y el volumen de partículas de suelo, V_r , estimado este último a partir de la densidad real de partículas. Para validar este método, el V_T de un agregado medido con AM se comparó con el correspondiente volumen medido con la técnica de fotogrametría. Para ello, se emplearon 18 agregados de 8-16 mm de diámetro procedentes de un suelo bajo tres sistemas de laboreo diferentes (tradicional, reducido y no laboreo). Finalmente se utilizó el método AM para estudiar el efecto de los tres tratamientos de laboreo sobre ϕ .

2.- Material y métodos

2.1.- Teoría

La porosidad se expresa como

$$\phi = \frac{V_i}{V_T} \tag{1}$$

con V_i como volumen del espacio poroso y V_T como el el volumen total,

$$V_T = V_i + V_r \tag{2}$$

en donde V_r es el volumen de las partículas sólidas

$$V_r = \frac{M}{\rho_r} \tag{3}$$

siendo *M* la masa del agregado seco y ρ_r la densidad de éstas.

2.2.- Descripción del método

La técnica AM requiere los siguientes pasos. El agregado seleccionado se seca a temperatura ambiente durante varias semanas, se pesa y se sumerge en alcohol durante 20 minutos. La baja tensión superficial del alcohol impide la desintegración del agregado por explosión a medida que el líquido va ocupando los poros internos del agregado (Le Bissonnais, 1996). El burbujeo observado en la superficie del agregado sumergido en alcohol indica que el aire atrapado está siendo liberado. Una vez saturado, el agregado se coloca sobre una toalla de papel saturada en alcohol y se pesa inmediatamente a temperatura ambiente (≈20 °C). Este proceso se realiza en menos de 10 segundos. El volumen interno del agregado, V_i , se calcula convirtiendo la diferencia de masas del agregado saturado de alcohol, M_{ag-al} y del agregado seco en volumen usando la densidad del alcohol, ρ_{al} ,

$$V_i = \frac{M_{ag-al} - M_{ag}}{\rho_{al}} \tag{4}$$

El agregado saturado en alcohol se seca a 40 °C durante 8 horas y se pesa de nuevo para comprobar si se han producido pérdidas de suelo durante el proceso. Conocido V_i , V_T se estima según Ec. (2). El valor de ρ_r se determina por el método picnómetro (Flint y Flint, 2002) a partir de submuestras de diez gramos de agregados triturados. Una vez estimada V_T , ϕ se calcula según Ec. (1).

2.2.- Validación del método

Los agregados utilizados para validar el método procedían de un campo experimental de laboreo de larga duración ubicado en la Estación Experimental de Aula Dei (Consejo Superior de Investigaciones Científicas), en Zaragoza. Se compararon tres tratamientos de laboreo bajo la rotación tradicional de cereal-barbecho: laboreo tradicional con arado de vertedera (CT), laboreo reducido con *chisel* (RT) y no laboreo (NT). Las parcelas estaban dispuestas según un diseño de bloques completos al azar con tres repeticiones por tratamiento de laboreo (López y Arrúe, 1995). El suelo es de clase textural franca (29% arena, 46% limo y 23% arcilla.), alcalino (pH = 8,4) y con bajo contenido de carbono orgánico (OC \approx 10 g kg⁻¹ a 0-40 cm de profundidad) (Blanco-Moure *et al.*, 2012). Las muestras se tomaron en los primeros 5 cm de suelo. Una vez en laboratorio, las muestras de suelo se secaron al aire a temperatura ambiente (\approx 20 °C) y se tamizaron para obtener agregados de 8-16 mm de diámetro. Se tomaron también dos submuestras de suelo de diez gramos para la posterior medida de ρ_r . (7)

Para validar la técnica AM, se comparó el V_T estimado con la Ec. (2) con el correspondiente volumen medido con la técnica de fotogrametría (PHM) (Stewart et al(2012). Para tal fin, se utilizaron 18 agregados de suelo (seis por tratamiento de laboreo). En el análisis PHM, cada agregado se colocó en un soporte rotativo y fue fotografiado con una cámara Nikon D80 de seis megapíxeles y un objetivo de 105-mm (Micro Nikkor 105 mm1: 2.8 G). Se tomaron un total de 40 imágenes por rotación. La reconstrucción 3D del agregado se realizó utilizando los programas Agisoft PhotoScan y MeshLab, y el V_T se calculó mediante un programa de cálculo numérico (Moret-Fernández et al., 2015). A fin de comprobar la posible influencia del alcohol sobre el volumen total, el método PHM se aplicó dos veces sobre el mismo agregado, antes y después de ser sumergido en alcohol. La comparación entre los valores de V_T y ϕ estimados con AM y PHM se realizó mediante un análisis de varianza (ANOVA) para un diseño aleatorio.

El método AM se utilizó finalmente para estudiar el efecto del sistema de laboreo sobre la porosidad. Para ello, se emplearon 36 agregados de 8-16 mm de diámetro procedentes de los tres sistemas de laboreo (doce agregados por tratamiento). La comparación de medias se efectuó mediante un análisis de varianza (ANOVA) para un diseño de bloques al azar.

3.- Resultados y discusión

La consistente relación entre el peso del agregado (y = $0.98x, R^2 = 0.99, p < 0.0001)$ y el volumen medido con PHM (y = 0.97x, $R^2 = 0.97$, p < 0.0001) antes y después de sumergir el agregado en alcohol indica que las pérdidas de suelo durante las medidas fueron despreciables y que el alcohol no tuvo un efecto significativo sobre el volumen de los agregados. Estos últimos resultados coinciden con los obtenidos por Le Bissonnais (1996), quien observó que la baja tensión superficial del alcohol impide la desintegración del agregado cuando éste está sumergido en alcohol. Aunque se obtuvo una muy buena relación entre el V_T medido con PHM y el estimado con AM (Fig. 1), los valores provenientes de AM fueron ligeramente inferiores: 0,72 y 0,70 cm³ para PHM y AM, respectivamente, lo que significa un error de 2,85%. Estas diferencias pueden deberse a la evaporación del alcohol durante los primeros 10 segundos en los que el agregado saturado en alcohol se coloca en la balanza. Estas pérdidas hacen que disminuya el valor de V_i y, en consecuencia y según la Ec. (2), se reduzca el valor de V_T .



Fig. 1. Relación entre el volumen total (V_T) y la porosidad total (ϕ) medidos con los métodos de PHM y AM.

Las porosidades de los agregados medidas con el método AM oscilaron entre 0,30 y 0,45 (Fig. 2). Estos valores son comparables a los estimados por Park y Smucker (2005) para agregados de 2-9,5 mm de diámetro bajo NT, y por Wertz et al. (2008) para agregados de 2-4 mm procedentes de un suelo agrícola (porosidad media 0,33). De forma similar, Nunan et al. (2006) calcularon porosidades promedio del 0,29-0,35 para agregados de 1-3 mm procedentes de suelos de pasto. Lipiec et al. (2012) también estimaron una ϕ del mismo orden de magnitud (0,31-0,38). En cuanto a los efectos del laboreo sobre la porosidad de los agregados, el método AM demostró ser suficientemente sensible para detectar diferencias significativas entre CT y los tratamientos de laboreo de conservación, RT y NT (Fig. 2). En general, los valores de porosidad aumentaron al disminuir la intensidad de la alteración del suelo (CT<RT<NT). Estos resultados coinciden con los valores de resistencia a la rotura de agregados por compresión (tensile strength, TS) obtenidos por Blanco-Moure et al. (2012) sobre muestras de suelo procedentes de las mismas parcelas experimentales. Según este estudio, los valores más bajos de TS correspondían a los suelos de NT y se explican por una mavor bioporosidad (fauna y canales de raíces), consecuencia de una mayor actividad biológica promovida por la mínima alteración del suelo bajo NT. Por el contrario, en CT, la labor rompe la continuidad de los poros, causando una rápida consolidación del agregado post-laboreo y un incremento de TS (Blanco-Moure et al., 2012)



Fig. 2. Porosidad total (ϕ) de agregados de suelo (8-16 mm de diámetro) medida con los métodos (a) PHM y (b) AM. CT, laboreo convencional (CT), laboreo reducido (RT) y no laboreo (NT).

4.- Conclusiones

Este artículo presenta un método sencillo (AM) para estimar la porosidad total (ϕ) de agregados individuales del suelo. El valor de V_T se obtiene a partir de una ecuación que relaciona la densidad de la partícula, la masa y el V_i del agregado del suelo, este último estimado a partir del peso cuando está saturado de alcohol. El V_T estimado con AM en agregados individuales se comparó con el correspondiente volumen medido con la técnica fotogramétrica (PHM). Los resultados mostraron que el método AM era preciso y suficientemente sensible para detectar diferencias significativas entre las porosidades de agregados de 8-16 mm de diámetro procedentes de un suelo bajo tres diferentes sistemas de laboreo. Estos resultados muestran que AM puede ser una alternativa prometedora, precisa, simple y barata para estimar la porosidad total de un agregado. Sin embargo, deben tomarse ciertas precauciones a la hora de utilizar este método ya que la evaporación del alcohol durante los primeros 10 segundos antes de que el agregado saturado en alcohol sea pesado, puede dar lugar a una subestimación de V_T . Este problema puede ser minimizado pesando el agregado en cámaras isotérmicas a baja temperatura.

Agradecimientos. Este trabajo ha sido financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad de España (AGL2010-22050-C03-02). Agradecer también la colaboración técnica de M. Josefa Salvador y Ricardo Gracia.

Moret-Fernández y López. Un método sencillo para la estimación de la porosidad de un agregado de suelo

7.- Bibliografía

Blanco-Moure, N., L.A. Angurel, D. Moret-Fernández, y M.V. López, 2012. Tensile strength and organic carbon of soil aggregates under longterm no tillage in semiarid Aragon (NE Spain). *Geoderma* 189-190, 423-430.

- Blake, G.R., y K.H. Hartge, 1986. Particle density, en Methods of Soil Analysis, Part I. Physical and Mineralogical Methods: Agronomy Monograph no. 9 (2nd ed.), pp. 377-382.
- Danielson, R.E., y P.L:M. Sutherland, 1986. Porosity, en Methods of Soil Analysis, Part I. Physical and Mineralogical Methods: Agronomy Monograph n. 9 (2nd ed.), pp. 443-461.
- Flint, L.E., y AL. Flint, 2002. Porosity, en *Methods of Soil Analysis. Part* 4. SSSA Book Ser. 5. SSSA, Madison, WI. pp. 241-255.
- Hainsworth, J.M., y L.A.G. Aylmore, 1983. The use of computer assisted tomography to determine spatial distribution of soil water content. *Aust. J. Soil Res.* 21, 435-443.
- Horn, R., H. Taubner, M. Wuttke, y T. Baumgartl, 1994. Soil physical properties related to soil structure. *Soil Till. Res.* 30, 187-216.
- Le Bissonnais, Y., 1996. Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility: I. Theory and methodology. *Eur. J. Soil Sci.* 47, 425-437.
- Lipiec, J., M. Hajnos, y R. Swieboda, 2012. Estimating effects of compaction on pore size distribution of soil aggregates by mercury porosimeter. *Geoderma* 179-180, 20-27.
- López, M.V., y J.L. Arrúe, 1995. Efficiency of an incomplete block design based on geostatistics for tillage experiments. *Soil Sci. Soc. Am. J* 59, 1104-1111.
- Moret-Fernández, D., B. Latorre, C. Peña, C. González-Cebollada, y M.V. López, M.V. 2015. Applicability of the photogrammetry technique to determine the volume and the bulk density of small soil aggregates. *Soil Res.* (en prensa)
- Nunan, N., K. Ritz, M. Rivers, D.S. Feeney, y I.M. Young, 2006. Investigating microbial micro-habitat structure using X-ray computed tomography. *Geoderma* 133, 398-407.
- Park, E.J., y A.J.M Smucker, 2005. Saturated hydraulic conductivity and porosity within macroaggregates modified by tillage. *Soil Sci. Soc. Am. J* 69, 38-45.
- Stewart, R.D., M.R.A Najm, D. Rupp, y J.S Selker, 2011. An image-based method for determining bulk density and the soil shrinkage curve. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 76, 1217-1221.
- Wertz, S., S. Czarnes, F. Bartoli, P. Renault, C. Commeaux, N. Guillaumaud, y A. Clays-Josserand, A., 2008. Early-stage bacterial colonization between a sterilized remoulded soil clod and natural soil aggregates of the same soil. *Soil Biol. Bioch.* 39, 3127-3137.

COMPARACIÓN Y VALIDACIÓN DE LAS PROPIEDADES HIDRÁULICAS DEL SUELO MEDIANTE DIFERENTES EQUIPOS DE LABORATORIO

M. Biel-Maeso^{1*}, J. Valdes-Abellan², K. Tamoh³, C. Corada-Fernández¹, L. Candela³

¹ Departamento de Química-Física, Facultad de Ciencias del Mar y Ciencias Ambientales, Universidad de Cádiz, Campus de Excelencia Internacional del Mar (CELMAR), Río San Pedro, Puerto Real 11510, Cádiz, España, miriam.biel@uca.es;

² Departamento de Ingeniería Civil, Escuela Polítécnica Superior, Universidad de Alicante, San Vicente del Raspeig 03690, Alicante, España;

³ Departamento de Ingeniería del Terreno, Cartográfica y Geofísica, Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona 08034, España.

RESUMEN. La caracterización de las propiedades hidráulicas del suelo es fundamental para estudios relacionados con la agronomía, hidrología y ciencias ambientales. No todos los equipos son igualmente aplicables para dichas caracterizaciones, siendo clave el conocimiento previo del tipo de suelo para elegir la técnica más adecuada. Este trabajo compara los resultados obtenidos para la determinación en laboratorio de las curvas de retención de agua del suelo, pF, y la conductividad hidráulica saturada, K_s, mediante diferentes equipos. La conductividad hidráulica fue calculada con una cámara triaxial (GDS Instrument®) y con el equipo KSAT (UMS®). La curva de retención se obtuvo mediante la cámara de Richards (Soil Moisture Equipment Corp.) y el equipo HYPROP (HYdraulic PROPerty analyzer de UMS®), que mide directamente el potencial mátrico en función de la pérdida de contenido de humedad por evaporación. Los resultados obtenidos se evaluaron mediante técnicas estadísticas.

ABSTRACT. Characterization of soil hydraulic properties fundamental for agronomical, hydrological and is environmental sciences studies focusing. Nevertheless, appropriate equipment selection is a key issue as parameters determination depends on the type of used soil. A comparison of the soil water retention curve pF, and the hydraulic conductivity, K_s , obtained in laboratory by different devices is presented. The hydraulic conductivity was determined with a triaxial test cell (GDS Instrument®) and in the KSAT equipment, (UMS®). The water retention curves were measured through a Volumetric Pressure Plate Extractor (Soil Moisture Equipment Corp.). The HYPROP equipment (UMS®), which measures the matric potential as a function of the soil water content during an evaporation process, was also used. The results were evaluated by statistical techniques.

1.- Introducción

La correcta determinación de las propiedades hidráulicas del suelo es una condición previa para el análisis de procesos relacionados con el flujo de agua, el transporte de solutos, o la disponibilidad de agua para las especies vegetales en la zona no saturada (ZNS), además de la recarga de los acuíferos. Las propiedades hidráulicas que definen estos procesos son: (i) la curva de retención, pF, que describe la relación entre el contenido volumétrico de agua θ (cm³ cm⁻³) y el potencial mátrico del suelo, h (cm), frecuentemente expresado en forma adimensional ($pF = \log_{10} (-h)$) (Schelle *et al.*, 2013), y (ii) la conductividad hidráulica saturada o permeabilidad, K_S que es la capacidad que posee un material (suelo en este caso) para permitir el paso de un fluido (agua) a través del mismo. Tanto el almacenamiento como el flujo del agua a través del suelo son de vital importancia en los ecosistemas asociados, por lo que el diseño y el funcionamiento de sistemas de drenaje dependerán en gran medida de estas propiedades.

Actualmente existen diversos métodos para la determinación de las propiedades hidráulicas del suelo, tanto en campo como en laboratorio (Klute y Dirksen, 1986; Dane y Hopmans, 2002). La cámara de Richards, es el más empleado para obtener la curva de retención de agua del suelo en laboratorio (de Rooij *et al.*, 2004; Cresswell *et al.*, 2008). Sin embargo, el tiempo necesario para alcanzar el equilibrio y las posibles fluctuaciones de presión constituyen una limitación para su aplicación (Dane y Hopmans, 2002). Por ello, se está observando un aumento de diversas metodologías que permitan la obtención de la curva de retención. Entre éstas cabe citar el método de evaporación simplificado, el del punto de rocío o el de columna colgante (Schelle *et al.*, 2013).

La conductividad hidráulica saturada de una muestra de suelo se puede obtener en laboratorio mediante diversas técnicas. La metodología más empleada es la del permeámetro de carga constante o carga variable y la posterior aplicación de la ecuación de Darcy (Reynolds *et al.*, 2002). Sin embargo, en el caso de la conductividad hidráulica no saturada, debido a que medidas directas y fiables de éste parámetro son difíciles de obtener, se han propuesto diversos modelos estadísticos basados en la distribución del tamaño de poros a partir de los datos de retención de agua en el suelo (Childs y Collis-George, 1950; Burdine, 1953; Mualem, 1976).

El objetivo de este trabajo es comparar diferentes metodologías (Tabla 1) para la obtención de las propiedades hidráulicas del suelo: (i) la cámara de Richards y el método de evaporación simplificado para la determinación de la curva de retención de agua del suelo, pF; (ii) la célula de ensayo triaxial de carga constante y KSAT de UMS® que puede emplear tanto carga variable como constante, para la estimación de la conductividad hidráulica saturada, K_s .

	Equipos empleados			
	Normas ASTM	Normas DIN		
Conductividad	Cámara triaxial	KSAT		
hidráulica, K _s	GDS Instrument®	UMS®		
Curva de retención de la humedad, pF	Volumetric pressure plate extractor Soilmoisture®	HYPROP UMS®		

2.- Material y métodos

2.1.- Área de estudio

El área de estudio pertenece a una parcela experimental cedida por la Estación Depuradora de Aguas Residuales (E.D.A.R.) Guadalete en Jerez de la Frontera (Cádiz), en los márgenes del tramo final del río Guadalete (36°38'36.4"N, 6°07'43.9"W).

2.2.- Toma de muestras y análisis previos

En febrero 2014 se tomaron muestras alteradas e inalteradas de suelo (cilindros de 5 cm de diámetro y 5 cm de altura) mediante el equipo de sondeo manual de Eijkelkamp® a 20, 40 y 60 cm de profundidad. Previamente a la caracterización hidráulica del suelo se realizó una caracterización físico-química (Tabla 2).

Tabla 2. Caracterización físico-química y granulométrica de las muestras (n=3)

Profundidad	Arena	Limo	Arcilla	Clase Textural	C.O.	**	ρ	Porosidad
cm	%	%	%	USDA	%	рн	g cm ⁻³	cm ³ cm ⁻³
20	19.57	54.26	26.17	Franco limoso	0.93	7.20	1.64	0.40
40	13.73	41.11	45.16	Arcilloso limoso	0.76	7.20	1.55	0.41
60	10.24	47.63	42.13	Arcilloso limoso	0.69	7.25	1.64	0.22

* 1:1 (suelo:H2O); n: número de muestras

2.3.- Conductividad hidráulica saturada

El funcionamiento de los dos equipos analizados (célula triaxial y KSAT) se basa en la medida del flujo y gradiente de conductividad hidráulica a temperatura ambiente a partir del paso por la sección transversal de la muestra de un caudal constante de agua desgasificada, y la aplicación de la ley de Darcy (1956):

$$K_{S} = \frac{Q \cdot L}{A \cdot \Delta H} \tag{1}$$

donde K_s es la conductividad hidráulica saturada [m s⁻¹], Q caudal [m³ s⁻¹], A es el área de la sección transversal perpendicular al flujo [m²], H es la variación de potencial [m], y L es la longitud de la muestra por la que atraviesa el flujo [m].

Célula triaxial

Los ensayos de conductividad hidráulica se llevaron a cabo siguiendo el procedimiento descrito por el protocolo normalizado ASTM D 5084-90 para una célula de ensayo triaxial (GDS instrument mini dyn 2 Hz) mediante la aplicación de una carga de presión constante a la muestra inalterada.

En el ensayo triaxial se imponen dos presiones correspondientes a la inyección de agua, mediante pistones automáticos de un volumen máximo de 200 cm³. Una de estas presiones se aplica de forma constante durante todo el ensayo a la cámara donde se encuentra la muestra; y la otra presión (menor a la de cámara) se aplica en el extremo inferior de la muestra (presión de cola).

Las presiones aplicadas (de cámara y cabezales) se miden con transductores de presión. Los transductores y los pistones están conectados a un sistema de adquisición de datos que permite poner a cero los transductores, controlar las etapas del ensayo y almacenar en tiempo real las diferentes variables para el posterior procesado de datos. Los pistones permiten un control de presiones en el rango de 0 a 200 kPa con una resolución de 1 kPa y un control de flujo de hasta 0.5 mm³/ paso (Fig. 1).



Fig. 1. Esquema de la célula de ensayo triaxial

El ensayo se realizó por triplicado para cada muestra, manteniendo unas presiones en la cámara de 100, 150 y 220 kPa, en el cabezal inferior de 50, 100 y 150 kPa respectivamente y en el cabezal superior la atmosférica (0 kPa). El ensayo se mantuvo en estas condiciones durante 48 h para asegurar un caudal constante. La toma de datos se realizó en intervalos de 300 segundos. La selección de este intervalo se basó en la baja permeabilidad de las muestras que condicionaron el escaso volumen recogido para cada intervalo de tiempo.

Dispositivo KSAT

El equipo, que puede utilizarse para carga de presión variable y carga constante, está basado en las Normas estandarizadas Alemanas DIN 19683-9 y DIN 18130.

Para el método de carga variable, el dispositivo funciona de forma automatizada durante todo el ensayo, mientras que para el método de carga a presión constante requiere la medida y registro manual de dos lecturas a lo largo del proceso. Esta segunda opción se considera semiautomática, y se optó por la utilización del método en carga variable. Debido al carácter limoso-arcilloso del suelo estudiado, para algunas muestras la duración del ensayo se prolongó durante varios días.

Dadas las características del dispositivo el ensayo se realizó con muestras reconstruidas en los anillos de acero inoxidable (\emptyset 8 cm, y 5 cm de altura) del equipo. Posteriormente y previo a su ensayo, se saturaron con agua desgasificada, un proceso que se prolongó durante 3 semanas. La muestra se conecta a una bureta que ejerce una presión de hasta 20 cm de columna de agua (1.96 kPa) conectada a un sistema de adquisición de datos (Fig. 2).

El agua procedente de la bureta circula a través de la muestra en sentido ascendente, a medida que se vacía el contenido de la bureta disminuye la presión ejercida. Los datos fueron almacenados en el ordenador.



Fig. 2. Esquema y funcionamiento del dispositivo KSAT

2.4.- Metodología y equipos empleados para la determinación de las curvas pF

La determinación de las curvas de retención se realiza a partir de la estimación simultánea de los contenidos de humedad (θ ; [cm³ cm⁻³]) y la succión del suelo en equilibrio. La función que relaciona estos dos parámetros

de suelo, puede realizarse a partir de diversas expresiones teóricas, siendo la relación de van Genuchten, (1980), la más utilizada:

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + \left|\alpha \cdot h\right|^n\right]^m}$$
(2)

donde θ_r y θ_s [cm³ cm⁻³] son el contenido volumétrico de agua residual y a saturación respectivamente, α es el parámetro inversamente proporcional al diámetro del medio de poro [cm⁻¹], n es un parámetro adimensional de ajuste, y m=1-1/n (0 <m <1).

La determinación de la curva de retención se realizó mediante el método establecido en la Norma ASTM D 2325 con una cámara de Richards de Soilmoisture® (model 1250 volumetric pressure plate extractor), y con el equipo de última generación HYPROP, basado en el principio de evaporación de humedad de una muestra de suelo.

Cámara de Richards

El procedimiento consiste en someter a las muestras de suelo a diferentes escalones de presión y determinar la humedad de equilibrio (Fig. 3). Las muestras pasan de un contenido volumétrico de agua a saturación θ_s , a un contenido de agua residual θ_r .

Muestras de suelo inalteradas, previamente saturadas, se sometieron a una presión máxima de 2 bares. La placa cerámica (ref. 1253B02M1 Soilmoisture Equipment Corp.) se saturó con agua desgasificada a una presión constante de 100 kPa durante 24 horas hasta que se observó un cierto volumen de agua en el desagüe y se comprobó que para presiones inferiores a la máxima de trabajo la cámara no perdía presión (o existían zonas de la placa porosa sin saturar). Las muestras de suelo se saturaron en una cubeta de laboratorio con agua desgasificada durante 3 semanas.

La cámara de Richards se sometió a las siguientes presiones hasta que las muestras alcanzaron el equilibrio, 33, 66, 100, 133 y 166 kPa (= pF 2.5, 2.8, 3, 3.1 y 3.2) durante 5, 6, 7, 7 y 7 días respectivamente. Una vez alcanzado el equilibrio para cada escalón de presión, las muestras fueron retiradas y se determinó el contenido volumétrico de agua gravimétricamente.



Fig. 3. Muestras de suelo dentro de la placa de presión extractora

Método de evaporación simplificado

El procedimiento empleado por HYPROP, se basa en la medida directa del potencial del agua en el suelo mediante la inserción en la muestra de tensiómetros de reducido tamaño, mientras el contenido de humedad de la muestra se evapora progresivamente. El contenido de humedad es registrado y almacenado de forma automatizada en un ordenador a través de la conexión con la balanza donde está depositada la muestra.

Las muestras de suelo fueron reconstituidas en los anillos de acero inoxidable con la densidad natural medida en laboratorio dada a la imposibilidad de obtener muestras inalteradas a las profundidades estudiadas con los anillos requeridos por el equipo HYPROP.

La Fig. 4 muestra la configuración experimental del dispositivo. Previamente a la instalación de los tensiómetros, las muestras de suelo se saturaron en una cubeta con agua desgasificada durante un periodo de 3 semanas. Durante el periodo de saturación, el recipiente se cubrió con un film protector para evitar pérdidas por evaporación. Una vez llenos los tensiómetros con agua desgasificada y emplazados en las muestras de suelo, se colocó toda la unidad del sensor sobre la balanza. En este proceso es fundamental tanto la adecuada desgasificación del agua ubicada en el interior de los tensiómetros, como el correcto contacto tensiómetro-transductor.

El intervalo de medida se realizó entre 10 min y varias horas en función de la muestra ensayada. Las medidas se realizaron a temperatura ambiente del laboratorio (18– 25 °C) y presión atmosférica.



Fig. 4. Esquema del dispositivo HYPROP

3.- Resultados y discusión

3.1.- Conductividad hidráulica saturada, K_S

La Fig. 5 muestra los resultados de la conductividad hidráulica obtenidos con los dos métodos a las diferentes profundidades. El valor más alto se obtuvo con KSAT para la muestra de suelo que se encuentra a 20 cm de profundidad compuesta por 19.57 % de arena y un 80.43 % de limos-arcillas. El valor más bajo se obtuvo con el ensayo triaxial para la muestra de 60 cm de profundidad formada por 90% de limos-arcillas y con menor porosidad.

Se evidencian notables diferencias entre ambos equipos. Los resultados obtenidos fueron más homogéneos e inferiores con la célula triaxial. Se debe comentar que dadas las especificaciones de ambos equipos resulta imposible que las muestras de suelo ensavadas para el cálculo de K_S sean las mismas. Para el ensayo triaxial las muestras de suelo inalteradas son de 5 cm de diámetro y 5 cm de altura, extraídas con barrena Eijkelkamp®. Las muestras para KSAT son de 8 cm de diámetro y 5 cm de altura, que no pueden obtenerse mediante muestreador Eijkelkamp®, y en consecuencia se tuvieron que reconstituir al tamaño de los anillos cilíndricos que utiliza el dispositivo de UMS®. Por otro lado, al tratarse de muestras con un alto porcentaje de arcillas y limos (superior al 85 %), el ensayo con KSAT se prolongó durante varios días, pudiendo estar expuesto a pérdidas por evaporación por la parte superior de la muestra. Este hecho no sucede en la célula triaxial debido a que la muestra estuvo totalmente saturada y bajo presión dentro de la cámara. Las posibles pérdidas por evaporación en el método KSAT pueden ser despreciables en suelos permeables, sin embargo, en suelos poco permeables pueden llegar a ser significativas. Esto es debido a que la tasa de evaporación por la superficie del suelo puede llegar a ser del mismo orden de magnitud que el flujo de agua ascendente a través de la muestra.

Otra de las evidencias encontradas que puede influir en la elección de uno u otro método, es la carga de presión a la que trabajan y su aplicación. El ensayo triaxial se realiza con carga de presión constante y con una presión efectiva de 50 kPa (o mayores); para el ensayo con KSAT la máxima presión efectiva es de 2 kPa y la carga, que es variable, disminuye a medida que el flujo atraviesa la muestra. Este hecho no es relevante si la muestra a analizar es relativamente permeable, pero sí lo es cuando se trabaja con muestras poco transmisoras.

El último factor a considerar es la compresión lateral a la que está sometida la muestra en el ensayo triaxial. Esta compresión puede estar reduciendo el espacio poroso efectivo para el flujo en el interior de la muestra, que conduciría a resultados de conductividad inferiores en comparación con su valor inicial cuando el suelo esta normalmente consolidado (Whalley *et al.*, 2012). Este hecho explicaría los valores mayores de K_s obtenidos con KSAT que comparándolos con los resultados de otros estudios (Bagarello *et al.*, 2012), resultan del mismo orden de magnitud en muestras con la misma clase textural y profundidad.



Fig. 5. Comparación de los resultados obtenidos de Ks para los dos métodos

3.2.- Curvas de retención, pF

Los parámetros estimados por el modelo de van Genuchten a partir de los datos de curva de retención medidos con la cámara de Richards y las respectivas curvas de retención están reflejados en la Tabla 3 y Fig. 6, respectivamente. Debido a que las muestras de suelo estudiadas presentan una clase textural similar, no se evidencian diferencias notables entre las curvas y los parámetros de van Genuchten. El ajuste entre los valores experimentales y el modelo obtuvo siempre un coeficiente de correlación \mathbb{R}^2 superior al 0.99.

Los parámetros θ_s , α y n son similares a los reportados en bibliografia para muestras arcilloso-limosas (Solone et al., 2012). Las muestras presentan valores de n normales para este tipo de suelo (Leij et al., 1996; Carsel y Parrish, 1988). El contenido volumétrico de agua residual (θ_r) se fijó en base a los porcentajes de arena, limo y arcilla, la densidad aparente y al contenido volumétrico de agua a 33kPa de presión mediante el empleo de la función de pedotransferencia Rosetta (Schaap et al., 2001). No pudo obtenerse experimentalmente debido a que la placa cerámica empleada para el ensayo soportaba un máximo de 200 kPa (= pF 3.3) de presión y en ese rango de presiones para las muestras ensayadas no se alcanzó la condición requerida del gradiente $d\theta/dh=0$ (van Genutchen, 1980). La bibliografia consultada mantiene que para alcanzar el contenido volumétrico residual (θ_r) en muestras de elevado contenido arcilloso son necesarias presiones superiores a los 1500 kPa (= pF 4.2) en cámaras de Richards, o el empleo de otro método como el del punto de rocío con presiones que oscilen entre pF 3.5 - 6.5 (Schelle et al., 2013).

 Tabla 3. Parámetros del modelo van Genuchten obtenidos a partir de la curva de retención. Placa de Richards

Profundidad	θ_s	θ_r	α	n	\mathbf{p}^2
cm	$\mathrm{cm}^3\mathrm{cm}^{-3}$	$\mathrm{cm}^3\mathrm{cm}^{-3}$	cm^{-1}	(-)	K
20	0.462	0.089	0.0664	1.178	0.998
40	0.462	0.095	0.0591	1.173	0.999
60	0.471	0.099	0.0460	1.184	0.998

Para la determinación de las curvas de retención hay que tener en cuenta el rango de presiones a las que se trabaja para alcanzar el equilibrio y la clase textural del suelo, pues de acuerdo a la bibliografía, muestras de suelo con alto contenido en arena se estabilizan más rápido que muestras con clase textural fina (Cresswell *et al.*, 2008). Además uno de los inconvenientes para alcanzar el equilibrio en muestras con alto contenido en arcillas y limos es la pérdida del contacto suelo-placa cerámica debido a la retracción de las muestras a medida que aumenta la presión, a partir de 490 kPa (= *pF* 3.7) (Gee *et al.*, 2002). Para alcanzar el equilibrio en el rango seco (potenciales hídricos > 490 kPa), otros autores proponen la técnica de la psicrometría (Campbell y Shiozawa, 1992).

El tiempo necesario para alcanzar el equilibrio está fuertemente condicionado por la altura de la muestra (es proporcional al cuadrado de la altura), la clase textural del suelo (Cresswell *et al.*, 2008) y las presiones de trabajo aplicadas. El establecimiento del equilibrio en placas de presión requiere para muestras con alto contenido en arcillas y limos de 1 a 14 días para muestras de 2 a 3 cm de alto (Klute y Dirksen, 1986; Burke *et al.*, 1986) y tiempos de equilibrio de 25 días para muestras de 7 cm de altura (Topp *et al.*, 1993).



Fig. 6. Curvas de retención mediante cámara de Richards

Los resultados obtenidos con HYPROP (Fig. 7), no fueron satisfactorios. La composición de las muestras (clase textural fina) y el tiempo necesario para realizar el ensayo (varios días) junto con la evaporación en las muestras, conllevó la aparición de grietas en las muestras de suelo, lo cual resultó en una deficiente conectividad tensiómetro-suelo y la exposición del tensiómetro a la atmósfera. El resultado fue el secado del tensiómetro (Fig. 8), el consiguiente cavitado y la imposibilidad de tomar lecturas. Los datos registrados de variación del peso de la muestra indican la pérdida de 80 g en una semana (Fig. 7).



Fig. 7. Resultados obtenidos con HYPROP para la muestra de 40 cm de profundidad

En una medición óptima con HYPROP, se obtiene una aumento exponencial de las tensiones, más pronunciada para el tensiómetro superior, que es seguido de un repentino colapso con valores más pequeños. Este colapso se produce tras la cavitación de la fase acuosa que contiene el tensiómetro, que provoca que la presión en el interior del tensiómetro pase inmediatamente a la presión de vapor de agua. Para medir la cavitación se necesitan tensiones superiores 1000 hPa. En consecuencia, el punto de cavitación del tensiómetro superior marca el final del ensayo y por tanto la obtención de los datos que pueden ser evaluados directamente (Pertassek *et al.*, 2011).

Según la bibliografía revisada para muestras arcillosas, el dispositivo HYPROP necesita un tiempo relativamente corto, entre 3 días para alcanzar la cavitación (Schindler *et al.*, 2015). Sin embargo, en los resultados obtenidos (Fig. 7) se puede observar que la cavitación no se alcanzó a los 3 días, debido a que el tensiómetro superior dejó de resgistrar correctamente en cuanto quedó expuesto al aire (Fig. 8).



Fig. 8. Retración de las muestras en el dispositivo HYPROP, donde se observa la punta cerámica del tensiómetro

4.- Conclusiones

De acuerdo a los resultados presentados, se detecta una diferencia significativa de las conductividades hidráulicas obtenidas por los distintos equipos empleados. Se debe añadir la necesidad de realizar mayor número de ensayos para una mayor confirmación de los resultados. Estas diferencias también pueden ser atribuibles a los procesos de preparación de las muestras. La reconstitución de las muestras en los anillos empleados por KSAT es una limitación dificilmente salvable para la toma de muestras inalteradas en profundidad con los tomamuestras habitualmente utilizados.

Otros de los aspectos observados con KSAT en muestras de suelo de textura fina o baja permeabilidad es la posibilidad de pérdida del estado de saturación en las muestras ensayadas, debido a que el flujo a través de la muestra podría ser inferior a la propia evaporación. En la cámara triaxial la muestra permanece totalmente saturada sin posibles pérdidas.

Adicionalmente, el tiempo necesario para realizar el ensayo puede llegar a ser notablemente superior con KSAT para suelos poco permeables, debido al escaso gradiente hidráulico que puede aplicarse a la muestra. La ventaja de este dispositivo frente al triaxial es fundamentalmente para muestras con alto contenido en arena o franco arenosas ya que el tiempo de adquisición de datos se reduce (apenas 10 minutos) frente al ensayo con célula triaxial (48 horas). Se debe destacar que el ensayo con KSAT no se realiza a presión de confinamiento, no produciendo ninguna compactación de las muestras.

Se debe enfatizar que el dispositivo HYPROP de UMS®, no ha podido utilizarse en las muestras ensayadas para la obtención de la curva de retención, debido a la retracción del suelo durante los ensayos.

Se concluye que el método de la cámara de Richards para muestras con alto contenido en arcillas y limos está indicado sólo para la obtención de los primeros puntos de la curva debido a la pérdida de contacto entre suelo-placa porosa a medida que aumenta la presión. *Agradecimientos*. Este trabajo forma parte de los proyectos CGL2011-27349, y CGL2013-48802-C3-3-R financiados por el Ministerio de Economía y Competitividad.

5.- Bibliografía

- Bagarello, V., D'Asaro, F., y Iovino, M., 2012. A field assessment of the Simplified Falling Head technique to measure the saturated soil hydraulic conductivity. *Geoderma*. 187-188, 49-58.
- Burdine, N.T., 1953. Relative permeability calculations from pore-size distribution data. Trans. Am. Inst. Min. Metall. Pet. Eng. 198, 7-77.
- Burke, W., Gabriels, D., y Bouma, J., 1986. Soil structure assessment. A.A.Balkema, Rotterdam, the Netherlands.
- Campbell, G.S., y Shiozawa, S., 1992. Prediction of hydraulic properties of soils using particle-size distribution and bulk density data. In M.Th. van Genuchten *et al.* (ed.). Indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils. 317-328.
- Carsel, R.F., y. Parrish., R.S. 1988. Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resour. Res.* 24, 755-769.
- Childs, E.C. y Collins-George, N., 1950. The permeability of porous materials. Proc. R. Soc. London. 201, 392-405.
- Cresswell, H.P., Green, T.W., y McKenzie, N.J., 2008. The adequacy of pressure plate apparatus for determining soil water retention. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55(72), 41-49.
- Dane, J.H., y Hopmans J.W., 2002. Pressure plate extractor. Methods of soil analysis. Part 4. Physical methods. SSSA Book. 688-690.
- de Rooij, G.H., Kasteel, R.T.A., Papritz, A., y Flühler H., 2004. Joint distributions of the unsaturated soil hydraulic parameters and their effect on other variates. *Vadose Zone J.* 3, 947-955.
- Gee, G.W., Ward, Z.F., Zhang, G.S., Campbell, y Mathison, J. 2002. The influence of hydraulic nonequilibrium on pressure plate data. *Vadose Zone J. 1*, 172-178.
- Klute, A., y Dirksen, C., 1986. Hydraulic conductivity and diffusivity: Laboratory methods. Methods of soil analysis. Part 1. 635-632, 687-734.
- Leij, F.J., Alves, W.J., y van Genuchten M.Th., 1996. The unsaturated soil hydraulic database 1996. UNSODA: U.S. Salinity Lab., Riverside, CA.
- Mualem, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 12, 513-522.
- Pertassek, T., Peters, A. y Durner, W., 2011. HYPROP Data Evaluation Software User's Manual, V.1.0. 20 -25.
- Reynolds, W.D., Elrick, D.E., Youngs E.G., Amoozegar A., Booltink H.W.G., y Bouma, J., 2002. Saturated and field-saturated water flow parameters. In: Methods of Soil Analysis, Part 4 Physical Methods. 797-878.
- Schaap, M.G., F.J. Leij, y M. Th. van Genuchten. 2001. Rosetta: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. J. Hydrol. 251, 163-176.
- Schelle H., Heise L., Jänicke K., y Durner W., 2013. Water retention characteristics of soils over the whole moisture range: a comparison of laboratory methods. *Eur. J. Soil Sci.* 64, 814-821.
- Schindler, U., Doerner, J., y Mueller, L., 2015. Simplified method for quantifying the hydraulic properties of shrinking soils. J. Plant Nutr. Soil Sci. 178, 136-145.
- Solone, R., Bitelli, M., Tomei, F., y Morari, F., 2012. Errors in water retention curves determined with pressure plates: Effects on the soil water balance. *J Hydrol.* 470, 65-74.
- Topp, G.C., Galganov, Y.T., Ball, B.C., y Carter, M.R., 1993. Soil water desorption curves. In Soil sampling and methods of analysis. Lewis Publ., Ann Arbor, MI. 569-579.
- Van Genuchten, M.Th., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 892-898.
- Whalley, W.R., Matthews, G.P., y Ferraris, S., 2012. The effect of compaction and shear deformation of saturated soil on hydraulic conductivity. *Sol. Till. Res.* 125, 23-29.

DOS MÉTODOS PARA ESTIMAR LAS PROPIEDADES HIDRÁULICAS DEL SUELO A PARTIR DE UN PROCESO DE: (I) HUMECTACIÓN POR CAPILARIDAD MAS EVAPORACIÓN, Y (II) HUMECTACIÓN POR CAPILARIDAD CON MULTITENSIÓN: ANÁLISIS TEÓRICO

Carolina Peña-Sancho¹, Teamrat A. Ghezzehei², Borja Latorre¹ y David Moret-Fernández¹

¹Estación Experimental Aula Dei, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (EEAD-CSIC), Zaragoza, Spain. <u>carolina.pena@csic.es</u> ² University of California (UCMerced), Merced, CA, USA. <u>TAGhezzehei@ucmerced.edu</u>

RESUMEN. La determinación de la curva de retención $\theta(h)$ y conductividad hidráulica saturada (K_s) del suelo es fundamental para caracterizar la zona no saturada. Esta comunicación presenta dos métodos para estimar K_s y los parámetros α y n de $\theta(h)$ a partir de: (i) un proceso de humectación por capilaridad a saturación seguido de una sobre-presión, más un proceso de evaporación, considerando el fenómeno de histéresis, y (ii) un proceso de humectación por capilaridad a tensión negativa seguida de una tensión a saturación. El análisis inverso se realizó sobre un cilindro de 5 cm de altura y 5 cm de diámetro con suelo franco, utilizando el programa HYDRUS-2D. Los mapas de error de la función objetivo $\Phi(K_s, \alpha, n)$ para los planos $K_{s-\alpha}$, α -n y K_{s-n} obtenidos para ambos métodos mostraron un único mínimo, lo que indica que estos métodos permiten estimar de forma precisa los parámetros hidráulicos del suelo.

ABSTRACT. The determination of the soil water retention curve, $\theta(h)$, and the saturated hydraulic conductivity, K_{s} . are of paramount importance to correctly characterize the vadose zone. This communication presents two methods to estimate K_s and the water retention curve α and nparameters from: (i) a capillary rise wetting process at saturation followed by an overpressure step, plus an evaporation process, taking into account the hysteresis phenomena; and (ii) a capillary wetting process at negative tension plus a saturation step. The theoretical analysis was performed on a 5-cm diameter and 5 cm high cylinder of loam soil, using the HYDRUS-2D software. The responses surfaces of the objective function $\Phi(K_s, \alpha, n)$ for the planes $K_{s}\alpha$, α -n and K_{s} -n obtained with both methods showed a unique and well defined minimum, which indicates these methods allow accurate estimates of the soil hydraulic properties.

1.- Introducción

La determinación de las propiedades hidráulicas del suelo (conductividad hidráulica saturada, K_s , y curva de retención de agua, $\theta(h)$), es un requisito fundamental para describir los procesos de infiltración y escorrentía de agua en el suelo. Entre los diferentes procedimientos desarrollados para estimar las propiedades hidráulicas del suelo, los

métodos numéricos que implican el análisis inverso de la ecuación de Richards (Simunek *et al.*, 1996; Simunek y van Genuchten, 1997) son cada vez más utilizados. Una ventaja de este enfoque es que las funciones de retención y la conductividad hidráulica se estiman simultáneamente a partir de datos de flujo transitorios (Rashid *et al.*, 2015).

Así por ejemplo, Simunek y van Genuchten (1997) aplicando métodos de optimización numérica a la técnica de infiltrometría de disco de multitensión demostraron que este procedimiento proporciona no sólo información sobre la K_s , como sucede cuando se utilizan métodos cuasi-analíticos, sino también de $\theta(h)$. Para ello, debe utilizarse una combinación de datos de infiltración acumulada a tensión múltiple, conductividades hidráulicas insaturadas obtenidas con el modelo de Wooding (1968) y el contenido inicial y final de agua del suelo. Aunque esta técnica ha sido exitosamente empleada en numerosos trabajos (Simunek y van Genuchten 1997; Simunek et al, 1998; Ramos et al, 2006; Rashid et al, 2015), la larga duración de los muestreos puede limitar su uso si, por ejemplo, se pretende una caracterización intensiva del suelo. En estos casos, la toma de muestras de suelo inalterado para su posterior análisis en laboratorio puede ser preferible. De forma similar, Simunek et al. (1998) utilizaron técnicas de optimización numérica para estimar las propiedades hidráulicas utilizando el método de evaporación. Para tal fin. se definió una función objetivo en términos de evaporación acumulada de agua y potencial mátrico medido con uno o varios tensiómetros. Los resultados mostraron que era posible estimar los parámetros hidráulicos a partir del análisis inverso de una combinación de curvas de evaporación acumulada y potencial mátrico a diferentes profundidades.

A pesar de los grandes esfuerzos realizados para estimar los parámetros hidráulicos a partir de datos de infiltración de agua del suelo o evaporación, los métodos basados en los procesos de ascenso capilar del agua del suelo son actualmente inexistentes. Utilizando las técnicas de optimización numérica, esta comunicación presenta y hace un análisis teórico de dos métodos para estimar los parámetros hidráulicos de una muestra cilíndrica de suelo, utilizando (i) un proceso de humectación por capilaridad a saturación seguido de una sobre-presión, más un proceso de evaporación, considerando el fenómeno de histéresis, y (ii) un proceso de humectación por ascenso capilar a diferentes tensiones. Dicho estudio consiste en el análisis de los mapas de error de la función objetivo $\Phi(K_s, \alpha, n)$ para los planos $K_s.\alpha, \alpha-n$ y K_s-n .

2.- Material y métodos

2.1.- Teoría

2.1.1.- Flujo de agua del suelo en 1D

La ecuación que gobierna el flujo unidimensional en un medio poroso rígido variablemente saturado viene dada por la ecuación de Richards.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial h}{\partial z} + K \right) \tag{1}$$

Las condiciones iniciales se fijan en el contenido de agua.

$$\theta(z,t) = \theta_i(t) \qquad t = t_0 \tag{2}$$

Las condiciones de contorno se fijan en la superficie y en la parte inferior del cilindro:

$$h(z,t) = h_0(t)$$
 en $z = 0$ y $z = L$ (3)

donde θ es el contenido volumétrico de agua en el suelo [L³ L⁻³], *h* es el potencial del agua impuesto en la base y en la superficie del cilindro [L], *K* es la conductividad hidráulica [LT⁻¹], *z* es una coordenada vertical (L) positiva hacia arriba, y *t* es el tiempo [T]. La condición de contorno se corresponde a una tensión variable de suelo en la parte inferior de la muestra y las condiciones atmosféricas en la parte superior. Las condiciones iniciales varían entre suelo saturado para los procesos de evaporación, o de humedad próxima a humedad residual para los procesos de capilaridad. Las funciones hidráulicas del suelo quedan descritas según (van Genuchten, 1980).

$$S_e(h) = \frac{\theta(h) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[1 + (\alpha h)^n\right]^m \tag{4}$$

$$K(S_{e}) = K_{s} S_{e}^{0.5} \left[1 - \left(1 - S_{e}^{\frac{1}{2}m} \right)^{m} \right]^{2}$$
(5)

donde S_e es la saturación efectiva $[-], \theta_s$ y θ_r son los contenidos de agua a saturación y residual, respectivamente $[L^3 L^{-3}]$, K_s es la conductividad hidráulica saturada $[LT^{-1}]$, n $[-] y \alpha [L^{-1}]$ son parámetros de forma, y m = 1 - (1/n).

Las características hidráulicas definidas por las Ec. (4) y (5) contienen cinco parámetros desconocidos: θ_s , θ_r , α , n y K_s . Sin embargo, debido a que θ_s y θ_r son fácilmente medibles al principio y al final del experimento, las características hidráulicas definidas por dichas ecuaciones se reducen a tres parámetros desconocidos: α , n y K_s . El proceso de ascenso capilar es un proceso de humectación, lo que significa que los parámetros hidráulicos representan ramas de humectación de propiedades hidráulicas. De forma similar, la evaporación es un proceso de desecación, por lo que los parámetros hidráulicos representan ramas de drenaje de propiedades hidráulicas.

Para suelos saturados y condición de estado estacionario, la ecuación (1) se reduce a la ley de Darcy (Lichtner *et al.*, 1996).

$$q = -K_s \frac{dH}{dz} \tag{6}$$

donde q es la densidad de flujo de agua [L T⁻¹] y H = h + zes el potencial total de agua en el suelo. Nótese que para los suelos saturados el potencial del agua en el suelo es h > 0.

Los parámetros hidráulicos (α , n y $K_{s.}$) se estiman minimizando una función objetivo que representa la diferencia entre los datos experimentales (o teóricos) y simulados, tales como el ascenso capilar y/o la evaporación acumulada

$$\Phi(K_s, \alpha, n) = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n_i} w_i [c_e(t_i) - c_s(t_i)]^2}{n - 1}}$$
(7)

donde n_i es el número valores (c,t) medidos, $c_e(t_i)$ es la medida específica en el tiempo t_i , $c_s(t_i)$ la predicción del modelo para el vector de parámetros optimizados, y w_i es el peso asociado un conjunto particular de medidas o puntos. En este estudio w_i = 1. La minimización de la función objetivo Φ se consigue mediante un método de optimización global (Horst y Romeijn, 2002), que enumera todas las combinaciones posibles de los parámetros hidráulicos con una cierta precisión y seleccionando el mejor resultado.

2.2. Experimentos numéricos

Los datos de ascenso capilar y evaporación de agua del suelo utilizado en este trabajo fueron generados numéricamente con el programa HYDRUS-2D (Simunek *et al.*, 1996). Para tal fin, se utilizó un suelo franco (Carsel y Parrish, 1988), cuyos parámetros hidráulicos son: $\theta_r = 0.078$, $\theta_s = 0.43$, $\alpha = 0.036$ cm⁻¹, n = 1.56 y $K_s = 0.017333$ cm min⁻¹. El volumen de suelo se representó como un plano (radio de 2.5 cm y 5 cm altura) en geometría axisimétrica con una malla triangular 2-D de 1034 elementos. Análisis numéricos previos demostraron que, en virtud de esta discretización, la solución es independiente del tamaño del elemento. El contenido inicial de agua del suelo homogéneo e isótropo fue 0.08 para los procesos de humectación, y de 0.429 para los procesos de evaporación.

Para el método de capilaridad a saturación-sobrepresiónevaporación se consideraron tres escenarios: a) uno en el que en la primera fase, el suelo inicialmente seco es humectado por la base a saturación hasta que el frente de humectación alcanzó la superficie del cilindro, momento en el cual se aplicó una sobrepresión de 5 cm respecto de la superficie del mismo cilindro. b) Un proceso de evaporación a 60°C realizado sobre un cilindro inicialmente saturado. c) Al proceso de humectación por capilaridad más sobrepresión le sigue un proceso de evaporación a 60°C. El proceso de evaporación fue simulado en HYDRUS 2D de forma independiente, y a continuación se procedió a la fusión sintética de ambas curvas. Finalmente se representaron los mapas de error para los dos escenarios, para los planos K_{s} . α , α -n y K_{s} -n.

En el método de humectación por ascenso capilar aplicando una multitensión sobre la base del cilindro, se consideraron dos escenarios diferentes: a) tensión de -10 cm seguida de una tensión de 0 cm (S_{10}), y b) tensión de -100 cm seguida nuevamente por una tensión de 0 cm (S_{100}). (Tabla 1).

 Tabla 1. Tensiones en la base del cilindro y tiempos de medida para cada tensión para el experimento de humectación por capilaridad en multitensión.

Escenario	Tensiones en la base del	Tiempo		
	cilindro (cm)	(min)		
S ₀₋₁₀	-10	80		
S ₀₋₁₀	0	30		
S ₀₋₁₀₀	-100	470		
S ₀₋₁₀₀	0	30		

Se calculó la función objetivo (Ec. 7) entre las curvas simuladas y la curva teórica. Los valores de dicha función se resumieron en forma de mapas de error para los planos $K_{s}.\alpha$, α -n y K_{s} -n. Para los procesos de capilaridad a saturación + sobrepresión y capilaridad + sobrepresión+ evaporación, se realizó una optimización global sobre una malla de 70x70 combinaciones, que corresponde a un mapa de error con 4.900 puntos. Para el proceso de multitensión, y con el objetivo de mejorar la resolución de los mapas de error, se utilizó una malla de 140 x 140 combinaciones, es decir, 19.600 puntos por mapa de error.

En situaciones reales, los datos experimentales están sujetos a fuentes de incertidumbre (i.e., la medida del nivel de agua, el contenido inicial y final de agua, etc.), que se propagan a los parámetros hidráulicos a estimar. En estos análisis teóricos consideramos únicamente la incertidumbre debida a la medida del nivel del agua y su influencia en las curvas de absorción acumulada. Un experimento preliminar realizado con un transductor de presión ±0.5 psi mostró un error experimental de ±0.1 mm. Para traducir este error experimental, se realizó un análisis de sensibilidad en torno a cada solución inversa como parte de un primer análisis de incertidumbre. El cambio de la función objetivo (Ec. 7) asociado a la fuente de incertidumbre se superpuso a las superficies de respuesta en forma de una línea de contorno (0,1 mm).

3.- Resultados y discusión

3.1.- Capilaridad-Evaporación

La Figura 1 muestra un ejemplo de curvas de ascensión capilar a saturación + sobrepresión + evaporación generadas por HYDRUS-2D.



Fig. 1. Curva de ascenso capilar a saturación + sobrepresión + evaporación simulada por HYDRUS 2D.



Fig. 2. Mapas de error para los planos $K_{s.}\alpha$, α -n y $K_{s-}n$ de la función objetivo $\Phi(K_s, \alpha, n)$ definida para un proceso de capilaridad a saturación + sobrepresión. La línea roja corresponde a la línea de contorno para una incertidumbre experimental de 0,1 mm.

La Figura 2 muestra los mapas de error de Φ para los planos K_s -a, a-n y K_s -n de un proceso de humectación por capilaridad a saturación + sobrepresión. En ésta, se observa cómo los planos a-n y K_s -n presentan una forma de valle, que indica que existen infinitas combinaciones de parámetros K-n y n- α que producen curvas de ascenso capilar casi idénticas a la curva teórica. Las simulaciones, sin embargo, muestran un comportamiento totalmente diferente para el plano K_s -a, en el que se observa un único y bien definido mínimo. Estos resultados indican que los parámetros a, n y K_s no pueden ser estimados a partir de la optimización inversa de una única curva de capilaridad a saturación + sobrepresión.

Los mapas de error para la función objetivo de una curva de evaporación (Fig. 3) muestran como, excepto para el plano α -K que presenta forma de valle, los mapas n- K_s y n- α presentan un mínimo relativamente bien definido, si bien la zona de incertidumbre experimental de 0.1 mm sigue siendo amplia. Estos resultados indican que los parámetros α , n y K_s tampoco pueden ser estimados por análisis inverso de una única curva de evaporación.



Fig. 3. Mapas de error para los planos $K_{s.a.}$, α -*n* y K_{s-n} de la función objetivo $\Phi(K_{s.a.}, \alpha, n)$ definida para un proceso de evaporación. La línea roja corresponde a la línea de contorno para una incertidumbre experimental de 0.1 mm.



Fig. 4. Mapas de error para los planos K_{s-} *a*, *a*-*n* y K_{s} -*n* de la función objetivo $\Phi(K_{s}, a, n)$ definida para un proceso de capilaridad + sobrepresión + evaporación. La línea roja corresponde a la línea de contorno para una incertidumbre experimental de 0.1 mm.

Finalmente, la figura 4 muestra como la forma de las líneas de contorno de los mapas de error cambia significativamente cuando se analiza la curva resultante de unir una curva de capilaridad a saturación + sobrepresión y la correspondiente curva de evaporación (Fig. 4). En este caso, los resultados muestran como los mapas de error $n-K_s$, α -n y K_s . α presentan una forma de pozo con un único y bien definido mínimo. Esto indica que la optimización de dicha función objetivo permite estimar de forma simultánea los parámetros α , n y K_s . Para este último caso, los valores de α y n optimizados, para el plano α -n (K_s teórica = 0.01733 cm min⁻¹), fueron 0.0367 cm⁻¹ y 1.567, respectivamente. Esto significa una desviación del 2.075 y 0.615 %, con respecto de los valores teóricos.

3.2. Capilaridad multitensión

La Figura 5 muestra un ejemplo de curvas de ascensión capilar de agua generados por HYDRUS-2D para humectaciones a -10, 0 cm y -100, 0 cm de tensión.



Fig. 5. Curvas de ascenso capilar de agua generadas por HYDRUS-2D para humectaciones a -10, 0 cm y -100, 0 cm.

Las Figuras 6 y 7 muestran los mapas de error de Φ para las humectaciones a -10, 0 y -100, 0 cm de tensión, respectivamente. En éstas se observa como los mapas de error para la humectación a -10, 0 cm (Fig.6) presentan unas regiones en forma de valle que indican que existen infinitas combinaciones de α , n y K_s dentro de la línea de contorno 0.1 mm que dan curvas humectación casi idénticas a la teórica. Sin embargo, la forma de las líneas de contorno de los mapas de error cambian drásticamente cuando los procesos de humectación son sometidos a tensiones mayores (i.e. S_{100}) (Fig. 7). Esto sugiere que tensiones más negativas proporcionan la información necesaria para hacer estimaciones más fiables de los parámetros hidráulicos del suelo, especialmente para el parámetro n. A raíz de estas discusiones, sugerimos que el método de multitensión permite estimaciones robustas de los parámetros hidráulicos si la máxima succión aplicada es mayor que $-1/\alpha$. Para la multitensión a -100 cm y 0cm, los valores de α y *n* optimizados, para el plano α -*n* (K_s teórica = 0.01733 cm min⁻¹), fueron 0.0358 cm⁻¹ y 1.566, respectivamente. Esto significa una desviación del 0.539 y 0.397 %, con respecto de los valores teóricos.



Fig. 6. Mapas de error para los planos $K_{s-}\alpha$, $\alpha-n$ y $K_{s-}n$ de la función objetivo $\Phi(K_s, \alpha, n)$ definida para un proceso de humectación por capilaridad a tensiones de -10 y 0 cm. La línea roja corresponde a la línea de contorno para una incertidumbre experimental de 0,1 mm.



Fig. 7. Mapas de error para los planos $K_{s-\alpha}$, α -n y K_{s} -n de la función objetivo $\Phi(K_s, \alpha, n)$ definida para un proceso de humectación por capilar a tensiones de -100 y 0 cm. La línea roja corresponde a la línea de contorno para una incertidumbre experimental de 0,1 mm.

4.- Conclusiones

Este trabajo presenta dos métodos para estimar los parámetros hidráulicos del suelo a partir del análisis inverso de una función objetivo Φ definida por i) una curva de humectación por capilaridad a saturación + sobrepresión + evaporación y ii) una curva de humectación por capilaridad a diferentes tensiones. Utilizando el modelo HYDRUS-2D, se realizó un análisis teórico de estos métodos sobre un hipotético suelo franco. Los resultados muestran que los parámetros hidráulicos del suelo pueden estimarse satisfactoriamente por análisis inverso de una curva de

humectación por capilaridad a saturación + sobrepresión + evaporación, o una curva de humectación a tensiones múltiples. En este último caso, debe cumplirse que la máxima succión aplicada sea mayor que $-1/\alpha$. De entre estos dos métodos, el método que arrojó valores optimizados más próximos a los reales fue el de capilaridad a multitensión a - 100 cm y 0 cm para el plano α -n.

Agradecimientos. Este trabajo ha sido financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad de España (AGL2010-22050-C03-02). Agradecer también la colaboración técnica de M. Josefa Salvador y Ricardo Gracia.

5.- Bibliografía

- Angulo-Jaramillo R, J.P. Vandervaere, S. Roulier, J.L. Thony, J.P. Gaudet, y 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., T.C. Kaspar, y R. Horton, 1988. Design for an automated tension infiltrometer. *Soil Sc. Soc. Am. J.* 52, 893-896.
- Casey F.X.M., y N.E. Derby, 2002. Improved design for an automated tension infiltrometer. *Soil Sc. Soc. Am. J.* 66, 64-67.
- Carsel, R.F., y R.S. Parrish, 1988. Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resour. Res.* 24, 755-769.
- Gebrenegus, T., y T.A. Ghezzehei, 2011. An index for degree of hysteresis in water retention. *Soil Sc. Soc. Am. J.* 75,2122-2127
- Horst, R., y H.E. Romeijn, 2002. Handbook of global optimization (Vol. 2). Springer Science & Business Media.
- Moret-Fernández, D., J.L. Arrúe, V. Pérez, y M.V. López, 2008. A TDRpressure cell design for measuring the soil water retention curve. *Soil Till. Res.* 100, 114-119.
- Mualem, Y. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 12, 513-522.
- Lichtner, P.C., C.I. Steefel, y E.H. Oelkers, 1996. Reactive Transport in Porous Media. Mineralogical Society of America, p. 5.
- Ramos, T.B., M.C. Gonçalves, J.C. Martins, M.Th. van Genuchten, y F.P. Pires, 2006. Estimation of soil hydraulic properties from numerical inversion of tension disk infiltrometer data. *Soil Sc. Soc. Am. J.* 5, 684-696.
- Rashid, N.S.A., M. Askari, T. Tanaka, J. Simunek, y M.T. van Genuchten, 2015. Inverse estimation of soil hydraulic properties under oil palm trees. *Geoderma* 241-242, 306-312.
- Seki, K., 2007. SWRC fit a nonlinear fitting program with a water retention curve for soils having unimodal and bimodal pore structure. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 4, 407-437.
- Simunek, J. y van Genuchten, M.T. 1996. Estimating unsaturated soil hydraulic properties from tension disc infiltrometer data by numerical inversion. *Water Res. Res.* 32, 2683-2696.
- Simunek, J., y M.T. van Genuchten, 1997. Estimating unsaturated soil hydraulic properties from multiple tension disc infiltrometer data. *Soil Sci.* 162, 383-398.
- Simunek, J., R. Angulo-Jaramillo, M.S. Schaapa, J.P. Vandervaere, y M.T. van Genuchten, 1998. Using an inverse method to estimate the hydraulic properties of crusted soils from tension-disc infiltrometer data. *Geoderma* 86, 61-81.
- Simunek J., Wendroth O., Van Genuchten M.Th., 1998. Parameter estimation analysis of the evaporation method for determining soil hydraulic properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62, 894-905.
- Simunek, J., M.T. van Genuchten, y M. Sejna, 2008. Development and applications of the HYDRUS and STANMOD software packages and related codes. *Vadose Zone J.* 7 (2), 587-600.
- van Genuchten, M.T., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic properties of unsaturated soils. Soil Sc. Soc. Am. J., 892-898.
- Wooding, R. A. 1968. Steady infiltration form large shallow circular pond. *Water Resour. Res.* 4, 1259-1273.

ORIGIN AND EVOLUTION OF WEATHERING MANTLES FROM THE ARDENNES MASSIF: EVIDENCE FROM MINERALOGY AND TRACE ELEMENT CONCENTRATIONS

C. Moragues Quiroga^{1, 2*}, P. Stille², J. Juilleret¹, E. Pelt², T. Perrone², A. Aubert², A. Legout³, C. Hissler¹

¹Environmental Research and Innovation, LIST, 41 Rue du Brill L-4422 Belvaux-Luxembourg. <u>cristina.moragues@list.lu</u>, <u>www.list.lu</u> ²Laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie de Strasbourg, Université de Strasbourg (UMR 7517 CNRS/EOST/UdS), 1 Rue Blessig F-67084 Strasbourg Cedex-France. <u>pstille@unistra.fr</u>, <u>https://lhyges.unistra.fr</u>

³ Unité Biogéochimie des Ecosystèmes Forestiers, INRA, Route d'Amance, 54280 Champenoux, Nancy-France. <u>legout@nancy.inra.fr</u>, <u>http://www.nancy.inra.fr</u>

ABSTRACT. Pedological and weathering processes were evaluated through a very detailed geochemical investigation on Pleistocene Periglacial Slope Deposits (PPSD) and underlying slates in the Luxembourg Ardennes Massif. Major and trace element concentration patterns together with mineralogical analyses were used as complementary tools to elucidate the origins of the different mineral components of the parent materials (PPSD and slate). Preliminary results suggest the coexistence of two different compartments with close genetic relationship but also significantly different enrichments related to later events. The significant variability of element concentrations in the soil system allow identifying and understanding the pedological processes and especially the chemical exchange at the soil-water interface.

Keywords: trace elements; mineralogy; parent materials; pleistocene periglacial slope deposits; slate; weathering mantle, anthropogenic enrichments.

1.- Introduction

Many soils of the Rhenish Slate Mountains (Western Europe) developed from Pleistocene periglacial slope deposits (PPSD). These coverbeds consist of material which has moved by lateral downslope transport generated by solifluction and/or cryoturbation processes during cold climate stages. Thus, these soils are not the result of in-situ bedrock weathering but evolved from a mixture of atmospheric dust deposition (loess) and fragmented bedrock (Semmel, 1993; Pissart 1995; Juilleret *et al.*, 2011).

A recent trace element and Pb isotope study on PPSDs collected at the south-eastern edge of the Rhenish Massif indicates that they contain not only loess and bedrock-derived compounds but also volcanic sediments from the late-Pleistocene Maria Laach eruption and ore-vein-derived elements (Stückrad *et al.* 2010).

Loess deposited during the Pleistocene is widespread throughout Europe. These deposits form a more or less continuous belt along a 2000km East-West transect from Great Britain, Brittany in Northern France to the Dnieper Valley in Ukraine (Paepe and Sommé, 1970; Catt *et al.*, 1986; Rousseau *et al.*, 2013; Rousseau *et al.*, 2014). The origin of the European loess is still a matter of discussion; nevertheless, Sr and Pb isotopic data clearly demonstrate that the sources of the loess deposits are proximal and different for each region (Rousseau *et al.*, 2014). The study of Gallet *et al.* (1998) confirms an earlier conclusion reached by Taylor *et al.* (1983) that eolian deposits reflect the chemical composition of the upper continental crust (UCC). Similarly, Chauvel *et al.* (2014) found constraints from loess on the Hf and Nd isotopic composition of the UCC.

We performed a very detailed mineralogical and geochemical investigation on the soil, the PPSD as well as on the bedrock below in order to elucidate the origins of their different components. Mineralogy together with major and trace element distribution patterns have been shown to be very suitable tools to answer this question (Aubert *et al.*, 2001; Stille *et al.*, 2009, 2011; Hissler *et al.*, 2008 and 2015).

2.- Methodological approach

The outcrop is located in the Weierbach experimental catchment (0.45 km²), in the schistous part of the Attert River basin (288 km²) in Luxembourg (figure 1). The main study site is a regolith profile (hereafter P7) located on the western plateau of the catchment at 512m altitude. P7 consists of a 70cm depth soil that is classified as Dystric Cambisol (Colluvic, Ruptic, Endoskeletic, Siltic, Protospodic) in the WRB reference (IUSS working group, 2014), directly below the soil profile a 150cm thick PPSD and a deeper slate weathering profile (SWP) that reaches the purer slate at 735cm depth. This lowermost fresh bedrock is a fine-grained, clayey black sediment from the Palaeozoic, probably Silurian age. One soil pit (0-100cm) and two distinct cores in the saprolite (140-735cm) were sampled to reach our objective.



Fig. 1. Location of the Weierbach experimental catchment.

All samples were air-dried in a clean room. The soil samples were sieved to $<63\mu$ m before the mineralization. SWP samples were fully ground in a Fritsch centrifugal ball mill pulverisette 6. Sample aliquots were analysed for mineralogical contents by X-Ray Diffractometry (XRD, diffractometer RX Brücker, D5000) and Scanning Electron Microscopy (SEM). Other aliquots from the same powders were digested by alkaline fusion using Li₂B₄O₇ for total concentration analyses. Inductively Coupled Plasma – Optical Emission Spectrometry (ICP-OES, Thermo Fischer ICap 6500) and Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry (ICP-MS, Thermo Elemental X7/Perkin-Elmer© DRC-e) were used for determining major and trace elements total concentrations respectively.

3.- Results

3.1.- Mineralogical observations

The XRD analyses show that the PPSD is enriched in illites/ micas, kaolinite, chamosite and other polymorphs of chlorite between 45 and 140 cm depth. The SWP presents illites/micas enrichments and kaolinite depletion at 320cm depth. Similar enrichments in microcline and albite can also be found at 380cm depth. SEM analyses on the PPSD present qualitatively significant rutile abundances. Monazite, xenotime and especially zircon highlight in the lowermost horizons of PPSD between 40 and 140 cm depth.

3.2.- Major and trace element data

Na₂O and TiO₂ are enriched in the PPSD respect to the SWP, whereas K_2O , Fe_2O_3 , MgO, Al_2O_3 and SiO_2 concentrations increase with depth showing a depletion in the PPSD respect to SWP. CaO and P₂O₅ concentrations decrease with depth in the PPSD and slightly increase again in the SWP. Highlight are P₂O₅ and MnO (and in lower degree also K₂O and Fe₂O₃) for their enrichment at 320cm depth. As, Sn, Sb, Hg and Pb are enriched in the uppermost A horizon of the soil that developed on the PPSD. Zr, Nb, Ba, Hf, Ta, Cr, Th, Sc, V, Rb, Sr, Cs and Y are rather enriched in PPSD below the A horizon respect to the SWP. Mo, Cd, and U are depleted in the PPSD respect to the SWP. Finally, Co, Ni, Cu and Zn are generally depleted in the PPSD (with some exception for Zn between 20-50cm depth) and show important enrichments in the SWP at 320cm depth (Fig. 2.).

Compared to the Upper Continental Crust (UCC), the PPSD and SWP show similar enrichments and depletions. However highlights are, on the one hand, the strong Sb and Pb enrichments. On the other hand, significant Mn and Co enrichments are observed at depths around 320-380cm in the SWP.



Fig. 2. Depth (cm) distribution patterns of Na_2O , K_2O and P_2O in % oxide, and Pb, Nb and U in ppm.

4.- Discussion and conclusion

PPSD and SWP show slightly different mineralogical and chemical compositions. The middle of the PPSD is enriched in chamosite, orthoclase and also albite but depleted in anorthite. This mineralogical composition differs from the SWP below, meaning there is no observable evolutionary connection between both compartments. The PPSD enrichment in heavy elements indicates for atmospheric depositions which could have occurred in two phases. Pb, Sb, As, Sn and Hg enrichments in the A horizon could be assumed to have a more recent anthropogenic origin due to local and regional industrial and traffic emissions. This anthropogenic contribution is recognized to be preferably accumulated in the upper organic layers of the soil (Stille et al., 2011; Hissler et al., 2015). On the contrary, the greater abundance of elements as Ti, Zr and Nb in the B and C horizons of the soil must be related to ancient loess atmospheric depositions. This older atmospheric deposits must have a regional origin since such heavy elements (and minerals) cannot be carried for very long distances (Chauvel et al. 2014). The Nb enrichment could be due to a possible impact of the volcanic episode on the composition of this compartment (Stückrad et al. 2010). This impact has to be further studied. The enrichment of Co, Ni, Cu, Zn, P_2O_5 and MnO at 320-380cm depth (figure 2) relates to the mobilisation of redox sensitive elements thanks to the water table fluctuation. In this process, the regolithwater interface passes through anoxic conditions which impact the fixation of these elements that have been removed from upper horizons by the overlying, downward migrating water at the first aerated levels of the SWP.

Acknowledgments. This study was funded through a PhD AFR grant from the National Research Fund (FNR) of the Grand Duchy of Luxembourg. We would like to thank F.Barnich, Jean François Iffly, Laurent Gourdol and J. Ziebel for their help in the field and laboratories.

5.- References

- Aubert D., Stille P. and Probst A. (2001) REE fractionation during granite alteration, soil formation, migration and removal by dissolved and suspended loads from small river systems in the Vosges mountains: chemical and Sr- Nd isotopic evidence. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65/3, 387-406.
- Catt J.A. (1986) Soils and Quaternary geology. A Handbook for Field Scientist, Oxford Sciences Publications, Clarendon Press, Oxford, 1986.
- Chauvel C., Garçon M., Bureau S., Besnault A., Jahn B., Ding Z. (2014) Constraints from loess on the Hf-Nd isotopic composition of the upper continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 388, 48-58.
- Hissler Ch., Stille P., Juilleret J., Iffly J.F., Perrone T., Morvan G., (2015) lucidating the formation of terra fuscas using Sr-Nd-Pb isotopes and rare earth elements. *Appl. Geochem.* 54: 85-99.
- Hissler Ch., Stille P., Krein A., Lahd Geagea M., Perrone Th., Probst J.-L. and Hoffman L. (2008) Identifying the origins of local atmospheric deposition in the steel industrial basin of the Grand-Duchy of Luxembourg using the chemical and isotopic composition of the lichen *Xanthoria parietina. Sci. Tot. Env.*, 405, 338-344.
- IUSS Working Group WRB. 2014. World Reference Base for SoilResources 2014. International soil classification system for naming soilsand creating legends for soil maps. *World Resources reports No.* 106. FAO, Rome
- Juilleret J., Iffly J.-F., Pfister L. and Hissler C. (2011) Remarkable Pleistocene periglacial slope deposits in Luxembourg (Oesling): pedological implication and geosite potential. *Bull. Soc. Nat. Luxemb.* 112, 125-130.
- Paepe R. and Sommé J. (1970) Les loess et la stratigraphie du Pléistocene récent dans le nord de la France et en Belgique. Ann. Soc. Géol. Nord 90, 191-201.
- Pissart A. (1995) L'Ardenne sous le joug du froid. Le modelé périglaciairedu massif ardennais. In: L'Ardenne, essai de Géographie physique (A. Demoulin, éd.), Département de Géographie physique, Uni. De Liège, pp. 136-154.
- Rousseau D.-D., Chauvel C., Sima A., Hatté C., Lagroix F., Antoine P., Balkanski Y., Fuchs M., Mellet C., Kageyama M., Ramstein G. and Lang A. (2014) European glacial dust deposits: Geochemical Constraints on atmospheric dust cycle modeling. *Geophys. Res. Lett.* 41,7666-7674.
- Rousseau D.-D., Ghil M., Kukla G., Sima A., Antoine P., Fuchs M., Hatté C., Lagroix F., Debret M. and Moine O. (2013) Major dust events in Europe during marine isotope stage 5 (130-74ka): A climatic interpretation of the « markers ». *Clim. Past.* 9, 2213-2230.
- Semmel, A., 1993. Grundzüge der Bodengeographie. *Teubner*, Stuttgart, 133 pp
- Stille P., Pourcelot L., Granet M., Pierret M.-C., Perrone Th, Morvan G. and Chabaux F. (2011) Deposition and migration of atmospheric Pb in soils from a forested silicate catchment today and in the past (Strengbach case; Vosges mountains); evidence from ²¹⁰ Pb activities and Pb isotope ratios. *Chem. Geol.*, 289, 140-153.
- Stille P., Pierret M.-C., Steinmann M., Chabaux, F., Gauthier-Lafaye, F., Aubert, D., Pourcelot, L., Viville, D., Boutin, R., and Morvan, G., (2009) Impact of atmospheric deposition, biogeochemical cycling and watermineral interaction on REE fractionation in acidic surface soils and soil water (the Strengbach case). *Chem. Geol.*, 264, 173-186.
- Taylor S.R., McLennan S.M. and McCulloch M.T. (1983) Geochemistry of loess, continental crust composition and crustal model ages. *Geochim. Cosmochim. Acta* 47, 1897-1905.

EFFECTS OF DIFFERENT TOPSOIL PROPERTIES ON APPARENT ELECTRICAL CONDUCTIVITY UNDER VARYING SOIL WATER CONTENTS

A. Pedrera-Parrilla^{1*}, Eric C. Brevik², Ellen Van De Vijver³ Antonio J. Espejo⁴, Encarnación V. Taguas⁵, Juan V. Giráldez^{4,6}, Sergio Martos⁷, Karl Vanderlinden¹

¹ IFAPA, Centro Las Torres-Tomejil. Ctra. Sevilla-Cazalla km 12.2, 41200 Alcalá del Río (Sevilla), Spain. <u>aura.pedrera@juntadeandalucia.es</u>, <u>karl.vanderlinden@juntadeandalucia.es</u>

² Department of Natural Sciences, 291 Campus Drive, Dickinson State University, Dickinson, ND 58601, United States. eric.brevik@dickinsonstate.edu

³ Department of Soil Management, Research Group Soil Spatial Inventory Techniques, Ghent University. Coupure links 653, Ghent, Belgium. <u>ervdevij.vandevijver@ugent.be</u>

⁴ Departamento de Agronomía, Universidad de Córdoba. Campus de Rabanales, Edificio da Vinci. Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba, Spain. <u>ajespejo@gmail.com</u>

⁵ Departamento de Ingeniería Rural, Universidad de Córdoba. Campus de Rabanales, Edificio da Vinci. Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba, Spain. <u>ir2tarue@uco.es</u>

⁶ Instituto de Agricultura Sostenible, CSIC. Avda. Menéndez Pidal s/n, 14080 Córdoba, Spain. ag1gicej@uco.es

⁷ Department of Geosciences Research and Prospective, Geological Survey of Spain, Calle de Ríos Rosas 23, 28003, Madrid, España. <u>s.martos@igme.es</u>

RESUMEN. En las últimas décadas la inducción electromagnética se ha convertido en una de las técnicas más usadas para medir espacialmente la conductividad eléctrica aparente (CEa) del suelo. Sin embargo, las contribuciones relativas de diferentes propiedades físicas y químicas del mismo están interrelacionadas y dependen de su contenido de agua (CAS) y temperatura. El objetivo de este trabajo es entender la contribución relativa a la CEa de las diferentes propiedades del suelo bajo diferentes CAS en un olivar situado al SE de España. Los resultados mostraron que las correlaciones entre CEa y las propiedades del suelo generalmente aumentan cuando el CAS es mayor, bajo las condiciones generales de suelos secos y heterogéneos. Una clasificación espacial con base en la CEa proporcionó información sobre la relación entre ECa y CAS, así como de otras propiedades como materia orgánica, pH, arcilla y densidad aparente.

ABSTRACT. During the last decades, electromagnetic induction has become one of the most popular soil sensing techniques for mapping apparent electrical conductivity (ECa), which is used as a proxy for other soil properties. However, the contributions of different soil physical and chemical properties to ECa are interrelated and depend on soil water content and temperature. The objective of this work is to understand the relative contributions of different soil properties to ECa under different soil water contents (SWC) in an olive orchard in SW Spain. The results showed that the correlations between ECa and soil properties generally increased with increasing water content in these mostly dry and heterogeneous soils. A spatial classification of the study field based on ECa provided insight into the relationships between ECa and SWC, as well as other soil properties such as organic matter, pH, clay content and bulk density.

1.- Introduction

Soil is spatially heterogeneous due to differences in origin or parent material, climate, topography, time and management practices (Sommer, 2006). In an agricultural context the spatial variability of subsoil horizons is governed by pedogenic process, while topsoil variability is predominantly influenced by farming practices (Sinegani *et al.*, 2005). Nowadays, the use of non-invasive and non-contact geophysical methods makes it easier to explore cropped areas. Electromagnetic induction (EMI) sensors express soil spatial variability in terms of spatial soil apparent electrical conductivity (ECa) variability.

The magnitude and spatial heterogeneity of ECa in a field is often dominated by one or two soil properties, and ECa can be used as a proxy for the dominant property. Several studies (Corwin and Lesch, 2003; Sheets and Hendrickx, 1995) have demonstrated the usefulness of ECa measurements as secondary information to map other soil properties such as water content, salinity and/or sodicity, clay content, organic matter content (OM), depth to contrasting soil layers, soil compaction, and organic carbon. Therefore, although ECa was historically used to evaluate soil salinity (Rhoades et al. 1976), nowadays it has emerged as an effective and rapid indicator of soil variability and soil productivity (Kitchen et al. 1999), to support decisions on soil management (Corwin and Lesch, 2005), and to evaluate spatio-temporal variability of a variety of soil properties (Doolittle and Brevik, 2014).

Soil water content (SWC) can hamper the straightforward interpretation of ECa. Rhoades *et al.* (1976), Nadler and Frenkel (1980), and Brevik *et al.* (2006) found that soils with higher water contents showed higher ECa values. Even under homogeneous soil conditions, soil water content variability can account for an important fraction of the total ECa variability. As a result, the relationship between ECa and a time-stable property (*e.g.* clay content) depends also on the status of transient properties such as soil water content. In an

attempt to reduce these effects, Brevik *et al.* (2006) recommended EMI surveys be performed under wet soil conditions, preferably close to field capacity. In dry environments, where such SWC conditions are seldom met, it will be necessary to determine which properties dominate the sensor's response in order to interpret correctly the information from the ECa data.

Numerous methods have been proposed to disentangle the contribution of soil properties to geophysical signals (ECa), including principal component analysis, time-lapse imaging, inversion, and correlation and regression analysis. A literature review shows that there is not a universal method for investigating soil property contributions to ECa, however from all proposed methods, correlation analyses and multiple regression analysis are the most commonly used to determine relationships between ECa and soil properties. Kachanoski et al. (1988) based their study on a correlation analysis between soil ECa, SWC and soil clay content. They ran a curvilinear regression analysis from which a second-order equation was used to estimate SWC from ECa. McCutcheon et al. (2006) adopted a correlation analysis and a regression analysis between soil properties, SWC and ECa, deducing from the latter an exponential equation to estimate SWC from ECa data. Siri-Prieto et al. (2006) calculated a correlation analysis between ECa and measured soil properties followed by a regression analysis; a second-order polynomial equation was used to estimate clay and phosphorous from ECa data. Abdu et al. (2008) combined an ECa map with flow paths derived from a digital elevation model, proposing two models for predicting spatial texture and water holding capacity using multiple regression. Harvey and Morgan (2009) estimated clay content from ECa based on a linear regression analysis, after results had been obtained from a correlation analysis between ECa and soil properties.

Apparent electrical conductivity is influenced by soil water content, temperature, soil texture, and salinity. These relationships have been widely used in the literature to infer soil water and clay content under wet soil conditions, but in the seasonally dry Mediterranean regions the spatiotemporal variability of SWC is too great to assume the relationships established by research in other, moister regions hold. The general objective of this work was to obtain a better understanding of the sensor response and the relative contribution of different soil properties, particularly clay content, to the geophysical signals at different water contents in the water-limited Mediterranean environment, where soil is only moist during short periods of the year. The specific objectives were 1) to describe spatial patterns of different soil properties in an olive catchment, 2) to evaluate the relationships between soil ECa and soil properties at different SWC, and 3) to explore the relationship between SWC and soil ECa in the catchment as well as the existence of regions with common features. Understanding such relationships in areas with a Mediterranean climate, where proper water management is essential for improving agricultural productivity, is important if ECa is to be used as a management tool in these regions.

2.- Material and methods

2.1.- Site description

The experimental catchment, "La Manga" (36° 52' 21" N, 5° 7' 44"W), is located in Setenil de las Bodegas, SW Spain and covers 6.7 ha of a rainfed olive orchard. The trees were planted in 1995 on a 7×7 -m grid, with an average tree density of about 200 trees ha⁻¹. The mean elevation is 740 m a.s.l. (Fig. 1) and the landscape is hilly with a mean slope near 10%. The soil subgroup is an intergrade between Lithic and Typic Rhodoxeralfs (García del Barrio et al., 1971; Soil Survey Staff, 1999) with a loamy sandy texture and a maximum depth of 1.2 m to the calcarenite bedrock. The climate is Mediterranean, with a mean annual precipitation of 700 mm, where 75% of the rainfall occurs from October to May. The field was tilled in January 2011 and in March 2012. An area of 1.2 ha in the SE of the catchment was transformed from cereal to olives in 2006, and different management practices (irrigation, fertilization and periodical tillage practices) were required for the recently established olive trees in this upslope area. A gully drains the catchment from the SE towards the catchment outlet in the NW and separates the two main subareas with different slope aspects.



Fig. 1. Topography of the catchment, drainage network and location of soil sampling points.

2.2.- Soil sampling strategy

Soil profile samples were collected at 48 locations on a pseudo-regular grid (Fig. 1) using a 0.093-m diameter steel cylinder with a percussion drill. Soil samples were taken at intervals of 0.1 m from the surface down to 1.2 m, where possible. The samples were analyzed in the laboratory for OM, pH, soil texture, electrical conductivity (EC_{1:5}) and stone content. As a result of the shallow soil depth, samples were only available for the first two and

three intervals at 90 and 52% of the locations, respectively. In order to obtain a spatially consistent soil data set for a homogeneous depth interval, the corresponding values of the first two intervals (0-0.2-m) were averaged. The catchment was sampled on 18 occasions for gravimetric SWC at the 0-0.1 and 0.1-0.2 m depth intervals, at the same 48 locations, during two hydrological years, using a 0.05-m diameter Edelman auger.

2.3.- Apparent electrical conductivity surveying

At the same 48 locations where soil properties were characterized, ECa was measured during 9 of the 18 SWC surveys using a DUALEM-21S EMI sensor (DUALEM, Milton, Canada). In addition, 7 field-wide ECa surveys were conducted. The DUALEM-21S works at a frequency of 9 kHz and is composed of four receiver coils located at distances of 1, 1.1, 2 and 2.1 meters from the transmitter coil and arranged in horizontal-coplanar (H) and perpendicular (P) configurations, allowing simultaneous ECa measurements of four different soil volumes with different depths of exploration (DOE) of approximately 1.5, 0.5, 3 and 1 m, respectively (McNeill, 1980; Callegary *et al.* 2007; Saey *et al.* 2008).

2.4.- Data analyses

All data sets were tested for normality using Normal Probability Plots and Shapiro - Wilk Tests. Pearson's correlation coefficients (R) and their significance were calculated to evaluate the effect of different SWC conditions on the linear relationships between ECa, SWC and topsoil properties, for each survey date. One effective method for analyzing temporal stability of spatially and temporally variable soil properties consists in using principal component analysis (PCA). The overall spatiotemporal variability is decomposed in principal components that represent independent spatial patterns. (Vanderlinden et al. 2012). A PCA for the 7 ECa-H1 maps was calculated to obtain the dominant spatial pattern of ECa-H1, corresponding to the first principal component (PC1). Based on the spatial distribution of this component, the 48 sampling locations were then grouped into three classes (C1-C3) which were based on the PC1 quartiles. The area with the recently established olive trees was considered as a fourth class (C4). This decision was based on several ECa survey maps where this area was clearly distinguishable as a result of the different soil management applied in this area. The underlying assumptions of normality of the distribution and homoscedasticity of the variances of the analysis of variance (ANOVA) were tested. ANOVAs were performed to check whether differences in SWC, ECa-H1 and topsoil properties between the different classified areas of the catchment were significant.

3.- Results and discussion

3.1.- Soil properties

The large range in topsoil (0-0.2 m) OM content could be associated with the different soil management practices in the catchment (Table 1). OM content was significantly lower in the older part of the olive orchard than in the area with young olive trees. The pH ranged from 7.4 to 8.8, with an average value of 8.3, and the distribution was negatively skewed and leptokurtic due to points 16 and 25 which showed pH < 7.7. These two points are located near the gully where the soil is strongly degraded. Stone content, OM content, and soil depth were positively skewed. The positive coefficients were a result of the particularly high stone contents in the northern part of the catchment, the deeper soil (> 0.5 m) observed at five locations near the southern edge of the gully, and the high OM content at location 42 pertaining to the more recently converted area with young olive trees. The soil texture was dominated by a high and spatially rather uniform sand content. The EC_{1:5} showed mean values of 0.11 dS m^{-1} and a standard deviation of 0.02 dS m⁻¹. The spatial variability of bulk density was small (CV = 7.4%). Such variations in bulk density are unlikely to significantly influence the ECa readings (Brevik and Fenton, 2004).

Table 1. Descriptive statistics of stone content (%), organic matter (OM, %), pH, clay and sand contents (%), electrical conductivity (EC_{1:5}, dS m⁻¹), bulk density (ρ_b , Mg m⁻³) and soil depth (m).

0-0.2 m	Stone	ОМ	pН	Clay	Sand	EC _{1:5}	$ ho_{ m b}$	Soil depth
N^*	48	48	48	48	48	48	24	48
Me	7.2	0.98	8.3	18.2	70.3	0.11	1.73	0.31
SD	6.4	0.31	0.2	2.5	3.4	0.02	0.13	0.17
CV	88.2	32.0	2.8	13.7	4.8	16.3	7.4	54.8
Min	0.0	0.43	7.4	12.0	61.8	0.06	1.37	0.07
Med	6.0	0.93	8.4	18.5	70.3	0.11	1.77	0.23
Max	20.7	2.10	8.8	24.0	77.3	0.14	1.97	0.80
Ske	0.5	0.85	-1.5	-0.2	0.1	-0.40	-1.01	1.30

*N number of measurements, Me mean, SD standard deviation, CV coefficient of variation (%), Min minimum, Med median, Max maximum and Ske skewness.

In areas with weakly developed soils, such as the Setenil region, the rugged relief often leads to the partial loss of the topsoil layer. This is a natural process made worse by certain agricultural practices (*e.g.* tillage) (Gómez *et al.*, 2009; Vanwalleghem *et al.*, 2011; Taguas and Gómez, 2015) leading to outcropping of the bedrock and the appearance of localized zones where the humic-rich horizon rarely exceeds 0.1 m. These features are indicative of the severe soil erosion this field has suffered. Stone content showed great spatial variability across the catchment, with higher stone contents occurring mainly on the south facing slope (Fig. 2). The lowest clay contents were found in the N part of the field, while the highest
clay contents appeared in a NE-SW fringe through the central and southernmost parts of the catchment. In the south facing area, the combined occurrence of the highest stone and the lowest clay contents is indicative of the great intensity of soil erosive processes in this area.





Fig. 2. Maps of topsoil a) clay content, b) stone content, and gravimetric soil water content (SWC) in kg kg⁻¹ for c) dry conditions (survey 16) and d) wet conditions (survey 18).

3.2.- Soil water content

Mean topsoil SWCs near or below 0.02 kg kg⁻¹ were commonly found during summer and were overall associated with the highest CVs (Table 2). Mean SWCs over 0.11 kg kg⁻¹ were observed during wet periods and corresponded with the smallest CVs. Surveys 12 and 14 showed intermediate mean SWC values and CVs. Surveys 9 and 16 showed normal distributions for SWC once data from the area with the recently planted olive trees were excluded. The higher SWC values in this area, as compared to the rest of the field, affected the normality of both data sets.

Table 2. Descriptive statistics of soil water content (kg kg⁻¹) for each survey.

Survey	9	10	11	12	14	15	16	17	18
Ν	45	47	47	48	47	46	48	47	48
Me	0.01	0.13	0.13	0.09	0.07	0.02	0.02	0.11	0.13
SD	0.00	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02
CV	35.8	12.9	13.9	21.1	39.3	51.7	34.1	14.6	14.5
Min	0.01	0.10	0.10	0.03	0.02	0.01	0.01	0.07	0.10
Med	0.01	0.13	0.13	0.09	0.07	0.02	0.02	0.11	0.13
Max	0.02	0.19	0.19	0.14	0.12	0.05	0.03	0.16	0.19
400 X	1 0					200	1 1		011

*N number of measurements, Me mean, SD standard deviation, CV coefficient of variation (%), Min minimum, Med median, and Max maximum.

Under dry and wet soil conditions (*e.g.* surveys 16 and 18, respectively) the spatial distributions of SWC (Fig. 2c and 2d) were linked with the spatial pattern of clay content (Fig. 2b). Under both dry and wet conditions, higher SWCs were found in a NE-SW fringe in the central

and southern parts of the catchment, in addition to the area with young olive trees which was subjected to different soil management practices. The highest SWCs near the southern limit of the catchment were caused by seepage losses from a neighboring irrigation water storage deposit. The lowest SWCs were found where clay content was roughly below 16%, especially under dry conditions. Clay content has a large influence on surface area and water retention at the dry end of the retention curve (Resurreccion *et al.*, 2011).

3.3.- ECa measurements

3.3.1.- Point ECa measurements

Correlation coefficients between the different ECa signals ranged from 0.75 to 0.97, indicating strong and significant (p<0.05) relationships for all survey dates. Descriptive statistics of ECa-H1 measurements (Table 3) revealed the highest mean ECa and the lowest CV for surveys 17 and 18. Surveys 10, 11 and 12 showed intermediate mean ECa and CV, while surveys 9, 14, 15 and 16 presented the lowest mean ECa and the highest CV, corresponding to dry soil conditions. These last four surveys had minimum values of 0 mS m⁻¹, which is a result from the zeroing transformation. Only 31 measurements were available for Survey 11 as a result of the failure of the equipment on that survey date.

Table 3. Descriptive statistics of apparent electrical conductivity (ECa-H1, mS $\rm m^{-1})$ for each survey.

Survey	9	10	11	12	14	15	16	17	18
Ν	46	48	31	48	48	46	48	48	48
Me	4.7	14.7	16.1	10.2	6.6	4.1	3.5	25.9	26.5
SD	2.7	4.8	5.3	4.1	3.4	2.7	2.1	5.1	5.4
CV	58.0	32.9	32.8	40.1	52.0	66.5	60.0	19.8	20.6
Min	0.0	6.3	8.3	1.5	0.0	0.0	0.0	17.2	16.7
Med	4.8	13.8	17.5	10.3	6.4	3.8	3.4	26.0	26.8
Max	14.4	30.5	30.6	20.3	15.6	15.7	10.9	36.6	39.6

*N number of measurements, Me mean, SD standard deviation, CV coefficient of variation (%), Min minimum, Med median, and Max maximum.

3.3.2.- ECa surveys

Descriptive statistics for the ECa-H1 maps (Table 4) showed that surveys 17 and 18 had the highest mean ECa and the lowest CV. Surveys 10, 12 and 13 showed intermediate mean ECa and CV, while surveys 15 and 16 presented the lowest mean ECa, corresponding to dry soil conditions.

Table 4. Descriptive statistics of apparent electrical conductivity (ECa-H1, mS m^{-1}) maps for each survey.

Survey	10	12	13	15	16	17	18	10	12	
N	54387	54387	54387	54387	54387	54387	54387	54387	54387	
Me	14.2	10.0	14.9	7.3	5.2	30.1	26.9	14.2	10.0	
SD	4.1	3.6	3.4	2.6	1.7	3.4	4.1	4.1	3.6	
CV	28.9	36.0	22.8	35.6	32.7	11.3	15.2	28.9	36.0	
Min	4.5	1.5	6.9	1.3	1.3	21.8	17.7	4.5	1.5	
Med	14.9	10.5	15.2	7.2	5.4	30.2	27.1	14.9	10.5	
Max	26.5	19.7	26.4	14.6	9.3	41.4	37.4	26.5	19.7	

*N number of measurements, Me mean, SD standard deviation, CV coefficient of variation (%), Min minimum, Med median, and Max maximum.

In case of well expressed temporal stability, the first principal components explain most of variability in data. A PCA computed for all ECa-H1 maps showed that the first principal component (PC1) accounted for 86% of the total variance. Consequently the PC1 was considered as the dominant spatial pattern of ECa-H1 (Fig. 3). The first and third quartiles, -5.2 and 4.5 respectively, were calculated from the PC1 distribution and used to group the 48 sampling locations in three classes: C1, locations with PC1 > 4.5; C2, locations with PC1 < -5.2; and C3, locations with PC1 outside the data range for C1 and C2. Literature showed that 3 is the most likely selected number of classes to represent the soil spatial variability (Hedley et al., 2009; Jiang et al., 2012; Li et al., 2013) The area with the young olive trees was considered a fourth class, C4, as a result of the differing soil and crop management.

3.4.- Relationships between ECa-H1 and soil properties

Significant correlations between topsoil (0-0.2 m) properties and ECa-H1 were mostly found for intermediate (0.02 kg kg⁻¹ SWC <0.11 kg kg⁻¹) to wet $(SWC > 0.11 \text{ kg kg}^{-1})$ soil conditions (Table 5). Overall, significant relationships were found between stone content, pH and EC_{1:5}, but all of them showed negative correlations with ECa. These three properties showed inverse relationships with soil depth, which was positively correlated with ECa. Stone content, pH, EC1:5 and soil depth showed significant correlations with ECa. Clay content was significantly correlated with ECa-H1 on all survey dates. The positive correlations between clay content and ECa-H1 under wet soil conditions doubled those found under dry conditions. Locations or areas with higher clay contents showed overall higher ECa values. This finding is in agreement with those of other researchers (Brevik and Fenton, 2002; Sudduth et al., 2005; Rodríguez-Pérez et al., 2011).

The negative correlations found between stone content and ECa-H1 indicated a decreasing ECa for increasing stone contents, in agreement with the results of Morari *et al.* (2009). Therefore locations or areas with higher stone contents will have lower ECa values, given the low conductivity of the stones. The relationship between pH and ECa found for certain surveys was not indicative of any physical phenomenon. Significant correlations between $EC_{1:5}$ and ECa-H1 suggested that the soil solution influenced ECa-H1, although the other two pathways described by Rhoades *et al.* (1989) and Rhoades and Corwin (1981) (exchange of cations associated with clay and direct and continuous contact between soil solids) were also expected to contribute to ECa-H1. The positive relationships between soil depth and ECa-H1 were indicative of the low contribution of the underlying calcarenite substrate to ECa-H1.

Table 5. Correlation coefficients between topsoil properties (0-0.2 m) and ECa-H1 (mS m⁻¹), and mean soil water content (SWC, kg kg⁻¹) for each survey.

Survey	Stone	OM	pН	Clay	Sand	$EC_{1:5}$	ρ_b
9	-0.28	0.01	-0.21	0.49*	0.23	-0.28	-0.22
10	-0.45*	-0.04	-0.23	0.52*	-0.06	-0.21	-0.06
11	-0.34	-0.23	-0.11	0.39*	0.13	-0.05	0.09
12	-0.44*	-0.33*	-0.38*	0.33*	0.28	-0.38*	-0.07
14	-0.45*	-0.14	-0.39*	0.41*	0.30*	-0.44*	-0.23
15	-0.27	-0.02	-0.16	0.36*	0.23	-0.31*	-0.30
16	-0.22	-0.01	-0.17	0.34*	0.21	-0.33*	-0.22
17	-0.45*	0.00	-0.37*	0.59*	0.08	-0.29*	-0.19
18	-0.39*	-0.19	-0.41*	0.42*	0.16	-0.23	0.00

Survey	Soil depth	SWC	Mean SWC
9	0.18	0.39*	0.01
10	0.23	0.51*	0.13
11	0.20	0.28	0.13
12	0.40*	0.20	0.09
14	0.37*	0.54*	0.07
15	0.18	0.20	0.02
16	0.13	0.40*	0.02
17	0.32*	0.44*	0.11
18	0.29*	0.28	0.13
* Signifi	cant corr	elations (p<0.05)

Although the explored soil volumes for the ECa-H1 and topsoil measurements differed by several orders of magnitude and no strong correlations were expected, significant clay – ECa-H1 relationships were found. Clay

content-ECa-H1 correlations increased with increasing SWCs (Table 5). In contrast, sand content-ECa-H1 correlation decreased with increasing SWCs. The overall low correlations indicated that it will not be possible to estimate the spatial distribution of clay content from ECa-H1 in the heterogeneous soils of this field, in contrast with the findings of other researchers (*e.g.*, Mueller *et al.*, 2003; Sudduth *et al.*, 2005; Harvey and Morgan, 2009).



Fig. 3. Map of the first principal component (PC1), derived from interpolated apparent electrical conductivity (ECa-H1) for seven ECa surveys, with the limits of clasess C1, C2 and C3. The hatched area at the bottom of the figure corresponds to class C4. (See paragraph 3.3.2 for further explanation of the classes)

3.6.- Spatial classification

3.6.1.- Spatial classification of SWC and ECa-H1 data

The spatial classification based on PC1 was evaluated. When differences for SWC among classes were studied, the ANOVA did not detect significant differences, except for surveys 12, 14 and 16. Survey 16 showed significanty higher SWC for C4 as compared to the other three areas, corresponding to the area with young olive trees. For ECa-H1 significant differences were found between C1 and C4, C1 and C2, and C3 and C4. For the intermediate SWC and ECa values in survey 14, the ANOVA showed significant differences between C1 and C4 for SWC and significantly lower ECa-H1 values for C1. The within-class spatial relationships between SWC and ECa-H1 for survey 14 (Fig. 4) are clearly different for each class, pointing out the difficulty in estimating a single spatial relationship and ECa-H1 for between SWC this spatially heterogeneous field.

3.6.2.- Spatial classification of the topsoil properties

The ANOVA showed neither significant differences between classes for stone content, sand content, EC_{1:5}, nor soil depth, but significant differences were found for OM, pH, clay content, and bulk density (Table 6). Significant differences for OM and ρ_b in C4 are related to the specific mangement practices in the area with the young olives, which increased OM due to organic fertilization and decreased ρ_b as a result of increased OM and more frequent tillage. Classes C2 and C4 showed significantly higher clay contents, causing significantly higher ECa-H1 values in these two classes as compared to C1 and C3. The significantly higher pH values in C1 could also indicate that rock fragments from the underlying bedrock are being mixed into the soil by cultural practices.



Fig. 4. Spatial relationships between soil water content (SWC) and apparent electrical conductivity (ECa-H1) from survey 14 for the four PC1-based classes C1, C2, C3 and C4.

Table 6. ANOVA test results for organic matter (OM, %), pH, clay content (%) and bulk density (ρ_b , Mg m⁻³). Different letters indicate statistically significant differences.

	OM	pН	Clay	$ ho_{ m b}$
C1	1.00 ± 0.29	8.49 ± 0.16	15.75 ± 2.34	1.83 ± 0.12
01	(a)	(b)	(a)	(b)
C^{2}	0.89 ± 0.28	8.22 ± 0.33	19.24 ± 1.97	1.79 ± 0.07
02	(a)	(a)	(b)	(b)
C3	0.89 ± 0.18	8.35 ± 0.14	18.08 ± 2.16	1.70 ± 0.11
CS	(a)	(ab)	(a)	(b)
C4	1.37 ± 0.38	8.34 ± 0.06	19.85 ± 2.10	1.54 ± 0.15
	(b)	(ab)	(b)	(a)
ALC . C.	1 1 1 1			

*Mean ± Standard deviation

4.- Conclusions

An analysis of the relationships between topsoil properties and ECa-H1 showed that clay content was the single soil property that showed consistently significant positive correlations for all survey dates. The response of other soil properties was less consistent as a result of their intertwined effects on ECa, and indicated that it will not be possible to use ECa to estimate the spatial distribution of clay content from ECa-H1 in the heterogeneous soil of this field. Spatial correlations between ECa and SWC for each survey date were generally low as a result of extremely dry soil conditions (SWCs reaching the lower physical limit) or small SWC data ranges for individual surveys. Dry soil conditions might also prevent electrical conductance through the usual soil water solution pathways. The first PC from a PCA based on seven ECa-H1 surveys was used to delimit four areas with similar soil conditions. OM, pH, clay content and bulk density were found to be significantly different in different classes, while SWC was only different for surveys at intermediate SWCs. Overall, results indicated strong interactions among the analyzed soil properties, especially soil depth and stone content; and the effects of these on the relationships of clay and SWC with ECa-H1 in the heterogeneous soils of this olive orchard. These findings showed that topsoil properties influence the SWC and ECa-H1 relationships and that more than a single valid relationship is needed to fully characterize the entire field.

Acknowledgments. Funding for this work came from the Spanish Ministry of Economy and Competitiveness and FEDER (Grants AGL2009-12936-C03-03, AGL2009-12936-C03-01 and AGL2012-40128-C03-03), and from the Junta de Andalucía (AGR-4782). Also support through PhD grant n° 8 (Res. 15/04/2010) by IFAPA and FSE 2007-2013 "Andalucía se mueve con Europa", are acknowledged. Special thanks to M. Morón, J. García, M.A. Ayala, A. Jardúo and E. Rodríguez of IFAPA Centro Las Torres-Tomejil for their assistance with the field and laboratory work. We are also very grateful to Alonso Zamudio, the owner of the "La Manga" farm, and the staff for their continuous support.

4.- References

- Brevik, E., Fenton, T. and Lazari, A., 2006. Soil electrical conductivity as a function of soil water content and implications for soil mapping. Precis. Agric. 7, 393-404.
- Brevik, E.C. and Fenton, T.E., 2004. The effect of changes in bulk density on soil electrical conductivity as measured with the Geonics EM-38. Soil Surv. Horiz. 45(3), 73-110.
- Brevik, E.C., Fenton, T.E., 2002. Influence of soil water content, clay, temperature, and carbonate minerals on electrical conductivity readings taken with an EM-38. Soil Surv. Horiz. 43, 9-13.
- Callegary, J.B., Ferré, T.P.A. and Groom, R.W., 2007. Vertical spatial sensitivity and exploration depth of low-induction-number electromagnetic-induction instruments. Vadose Zone J. 6, 58-167.
- Corwin, D.L. and Lesch, S.M., 2003. Application of soil electrical conductivity to precision agriculture. Agron. J. 95, 455-471.
- Corwin, D.L. and Lesch, S.M., 2005. Apparent soil electrical conductivity measurements in agriculture. Comput. Electron. Agric. 46, 11-43.
- Doolittle, J.A. and Brevik, E.C., 2014. The use of electromagnetic induction techniques in soils studies. Geoderma. 223-225, 33-45.
- Dualem Inc. 2007. DUALEM-21S user's manual. Dualem Inc., Milton. Canada.
- García del Barrio, I., Malvárez, L. and González, J.I., 1971. Mapas provinciales de suelos. Cádiz. Ministerio de Agricultura. Madrid.
- Gómez, J.A., Guzmán, M.G., Giráldez, J.V. and Fereres, E., 2009. The influence of cover crops and tillage on water and sediment yield and on nutrient, and organic matter losses in an olive orchard on a sandy loam soil. Soil Till. Res. 106, 137-144.
- Kachanoski, R.G., Gregorich, E.G. and Van Wesenbeeck, I.J., 1988. Estimating spatial variations of soil water content using noncontacting electromagnetic inductive methods. Can. J. Soil Sci. 68, 715-722.
- Kitchen, N.R., Sudduth, K.A. and Drummond, S.T., 1999. Soil electrical conductivity as a crop productivity measure for claypan soils. J. Prod. Agric. 12:607-617.
- McCutcheon, M.C., Faharani, H.J., Stednick, J.D., Buchleiter, G.W. and Green, T.R., 2006. Effect of soil water on apparent soil electrical conductivity and texture relationships in a dryland field. Biosyst. Eng. 94(1), 19-32.
- McNeill, J.D., 1980. Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers. Technical Note TN-6. Geonics Limited. Missisauga, Ontario, Canada.
- Morari, F., Castrignanò, A. and Pagliarin, C., 2009. Application of multivariate geostatistics in delineating management zones within a

gravelly vineyard using geo-electrical sensors. Comp. Electr. Agric. 68(1), 97-107.

- Mueller, T.G., Hartsock, N.J., Stombaugh, T.S., Shearer, S.A., Cornelius, P.L. and Barnhisel, R.I., 2003. Soil electrical conductivity map variability in limestone soils overlain by loess. Agron. J. 95, 496-507.
- Nadler, A. and Frenkel, H., 1980. Determination of soil solution electrical conductivity from bulk soil electrical conductivity measurements by the from electrode method. Soil Sci. Soc. Am. J. 44(5), 1216-1221.
- Resurreccion, A.C., Moldrup, P., Tuller, M., Ferré, T.P.A., Kawamoto, K, Komatsu, T. and de Jonge, L.W., 2011. Relationship between specific surface area and the dry end of the water retention curve for soils with varying clay and organic carbon contents. Water Resour. Res. 47, W06522, doi:10.1029/2010WR010229.
- Rhoades, J.D., Manteghi, N.A., Shouse, P.J. and Alves, W.J., 1989. Soil electrical-conductivity and soil-salinity new formulations and calibrations. Soil Sci. Soc. Am. J. 53(2), 433:439.
- Rhoades, J.D., Raats, P.A.C. and Prather, R.J., 1976. Effects of liquidphase electrical-conductivity, water-content, and surface conductivity on bulk soil electrical-conductivity. Soil Sci. Soc. Am. J. 40(5), 651-655.
- Rhoades, J.D. and Corwin, D.L., 1981. Determining soil electrical conductivity-depth relations using an inductive electromagnetic soil conductivity meter. Soil Sci. Soc. Am. J. 45, 255-260.
- Rodríguez-Pérez, J.R., Plant, R.E., Lambert, J.J. and Smart, D.R., 2011. Using apparent soil electrical conductivity (ECa) to characterize vineyard soils of high clay content. Precis. Agric. 12(6),775-794.
- Saey, T., Simpson, D., Vitharana, U.W.A., Vermeersch, H., Vermang, J. and van Meirvenne, M., 2008. Reconstructing the paleotopography beneath the loess cover with the aid of an electromagnetic induction sensor. Catena. 74, 58-64.
- Sheets, K.R. and Hendrickx, J.M.H., 1995. Noninvasive soil water content measurement using electromagnetic induction. Water Resour. Res. 31(10), 2401-2409.
- Sinegani, A.A.S., Mahboobi, A.A. and Nazarizadeh, F., 2005. The effect of agricultural practices on the spatial variability of arbuscular mycorrhiza spores. Turk. J. Biol. 29, 149-153.
- Siri-Prieto, G., Reeves, D.W., Shaw, J.N. and Mitchell, C.C., 2006. World's oldest cotton experiment: relationships between soil chemical and physical properties and apparent electrical conductivity. Commun. Soil Sci. Plan. DOI: 10.1080/00103620600564018.
- Soil Survey Staff, 1999. Soil taxonomy: A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. 2nd ed. USDA Ag. Hbk. 436. NRCS, Washington, DC. USA.
- Sommer, M., 2006. Influence of soil pattern on matter transportation in and from terrestrial biogeosystems – a new concept for landscape pedology. Geoderma. 133(1-2), 107-123.
- Sudduth, K.A., Kitchen, N.R., Wiebold, W.J., Batchelor, W.D., Bollero, G.A., Bullock, D.G., Clay, D.E., Palm, H.L., Pierce, F.J., Schuler, R.T. and Thelen, K.D., 2005. Relating apparent electrical conductivity to soil properties across the north-central USA. Comp. Electron. Agr. 46, 263-283.
- Taguas, E.V. and Gómez, J.A., 2015. Vulnerability of olive orchards under the current CAP (Common Agricultural Policy) regulations on soil erosion: a study case in Southern Spain. Land Use Policy. 42, 683-694.
- Vanderlinden, K., Vereecken, H., Hardelauf, H., Herbst, M., Martinez, G., Cosh, M.H., Pachepsky, Y.A., 2012. Temporal stability of soil water contents: A review of data and analyses. Vadose Zone J. doi:10.2136/vzj2011.0178.
- Vanwalleghem, T., Infante-Amate, J., González de Molina, M., Soto-Fernández, D. and Gómez, J.A., 2011. Quantifying the effect of historical soil management on soil erosion rates in Mediterranean olive orchards. Agr. Ecosyst. Environ. 142, 341-351.
- Hedley, C.B., Yule, I.J., 2009. A method for spatial prediction of daily soil water status for precise irrigation scheduling. Agr. water manage. 96:1737-1745.
- Jiang, H.-L., Liu, G.-S., Liu, S.-D., Li, E.-H., Wang, R., Yang, Y.-F., Hu, H.-C., 2012. Delineation of site-specific management zones based on soil properties for a hillside field in central China. Archives of Agronomy and Soil Science DOI: 10.1080/03650340.2011.570337.
- Li, Y., Shi, Z., Wu, H.-X., Li, F., Li, H.-Y., 2013. Definition of management zones for enhancing cultivated land conservation using combined spatial data. Environmental Management. DOI: 10.1007/s00267-013-0124-7.

ESTUDIO CON TOMOGRAFÍA DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA DEL EFECTO DEL TRÁFICO DE MAQUINARIA EN UN SUELO AGRÍCOLA

A. García-Tomillo¹, T. de Figueiredo², J. Dafonte Dafonte³, A. Almeida², A. Paz-González¹

¹ Área de Edafología y Química Agrícola, Universidad de A Coruña – Campus Zapateira – CP-15008 A Coruña, España. <u>aitor.garcia.tomillo@udc.es</u>

² Centro de Investigação de Montanha (CIMO), Instituto Politécnico de Bragança (ESA/IPB), Campus de Santa Apolonia, 5301-855 Bragança, Portugal. <u>tomasfig@ipb.pt</u>

³ Departamento de Ingeniería Agroforestal, Universidad de Santiago de Compostela – Benigno Ledo s/n. CP-27002, Lugo, España

RESUMEN. La compactación es un grave problema cuya incidencia aumenta ya que es difícil de localizar y revertir al tratarse de un fenómeno sub-superficial. La tomografía de resistividad eléctrica (TRE) es un método geofísico no invasivo que se puede usar para identificación de áreas compactadas, espesor de horizontes y clasificación de propiedades físicas del suelo. Este trabajo estudia la relación entre la resistividad eléctrica del suelo y la compactación del mismo. Los datos de TRE se tomaron en un transecto de 4 m en una parcela en barbecho en el Campus de la Universidad de Bragança (Portugal). Se realizaron medidas de TRE antes y después del laboreo y paso del tractor. Se tomaron muestras de suelo (0-0,05; 0,05-0,1 y 0,1-0,2 m de profundidad) antes y después del paso del tractor para estudiar: Humedad, densidad aparente, conductividad hidráulica saturada y porosidad del suelo. Se observó que el efecto del laboreo y paso del tractor afectó de manera más importante en los primeros 0,05 m de suelo. En las zonas correspondientes a las rodadas del tractor la resistividad eléctrica sufrió una reducción del orden de un 40%, la conductividad hidráulica saturada disminuyó un 70% y la densidad aparente aumentó en un 24%.

ABSTRACT. Soil compaction is a serious problem, which is aggravated because it is difficult to locate and reverse, because it is a subsurface phenomenon. The electrical resistivity tomography (ERT) is a non-invasive geophysical method that can be used to identify compacted areas, soil horizon thickness and classification of soil physical properties. This paper studies the relationship between electrical resistivity and soil compaction. ERT data were taken on a transect of 4 m on a fallow plot on the campus of the University of Bragança (Portugal). ERT measurements were performed before and after tillage and tractor passage. Soil samples (0-0.05, 0.05-0.1 and 0.1-0.2 m depth) were taken to study: soil bulk density, porosity, saturated hydraulic conductivity and soil water content before and after passage of the tractor. It was observed that the effect of tillage and tractor passage affected most important in the first 0.05 m depth. In the wheel track areas electrical resistivity suffered a reduction of about 40%, saturated hydraulic conductivity decreased by 70% and the bulk density increased by 24%.

1.- Introducción

La compactación del suelo es uno de los más graves problemas causados por la agricultura tradicional que afecta a la calidad física del suelo, la compactación ocurre aún en sistema de no laboreo debido al tráfico de maquinaria agrícola pesada (Batey, 2009). La compactación del suelo modifica la disposición espacial, tamaño y forma de la porosidad del suelo El problema se agrava debido a que es difícil de localizar y revertir, debido a que la compactación es un fenómeno sub-superficial.

La estructura del suelo es la forma en que están ordenados las partículas sólidas y los espacios entre las mismas. Los espacios de aire entre y dentro los agregados del suelo son los más importantes; distribuyen el aire, el agua y los nutrientes a través del suelo y además son usados por las raíces de las plantas para anclar y sostener el cultivo de forma adecuada. La degradación de la estructura del suelo es una reducción del espacio poroso entre los agregados. El suelo compactado no proporciona espacio adecuado para el almacenamiento o movimiento del aire y el agua del suelo. Además, la continuidad del sistema de macroporos del suelo se pierde o se reduce en sus dimensiones conduciendo a un movimiento lento del agua y a una aireación reducida. La compactación del suelo, debido al colapso o disminución de los espacios de poros, es la causa más común de restricción física para el crecimiento y desarrollo de las raíces provocando pérdida de rendimiento del cultivo que pueden ser de alto coste económico para el agricultor. Las principales causas de la degradación de la estructura del suelo son las fuerzas de las ruedas de la maquinaria y los implementos agrícolas. La compactación del suelo aparece con frecuencia al utilizarse maquinaria que produce surcos compactados por las ruedas en espacios estrechos. A diferencia de otros fenómenos como la erosión y la salinización, la compactación suelo no muestra del evidencias superficiales; es un fenómeno sub-superficial y requiere análisis físicos antes de ser identificadas su extensión, naturaleza y causa. La combinación del alto coste económico el hecho de no ser fácilmente perceptible hacen de la compactación del suelo un gran peligro para la seguridad alimentaria global. Horn y Fleige (2003) desarrollaron un método para la evaluación del efecto de la maquinaria sobre propiedades físicas del suelo por medios convencionales.

La TRE está reconocida como un método geofísico no invasivo para el estudio de la variabilidad espacial y temporal del suelo que ha sido utilizada para estudiar el efecto del laboreo en propiedades físicas del suelo (Rossi et al., 2013; Besson et al., 2013), para describir capas de suelo labrado (Besson et al., 2004), así como para estimar el contenido de agua del suelo (Samouëlian et al., 2005; Seladji et al., 2010; Dafonte el al., 2013) y la conductividad hidráulica saturada del suelo (Farzamian et al., 2015). 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,...El paso de la corriente sucede dentro de los poros rellenos de agua y en la superficie de las partículas de arcilla, la RE dependerá en cierta medida de la densidad aparente del suelo y de forma más general de la estructura del suelo (Basso et al., 2010).

El objetivo de este trabajo fue evaluar el efecto de compactación sobre el suelo como consecuencia del laboreo y el paso de maquinaria agrícola utilizando la tomografía eléctrica resistiva en una sub-parcela de ensayo en barbecho; para ello se midió la densidad aparente, porosidad y conductividad hidráulica saturada del suelo.

2.- Material y Métodos

2.1.- Área de Estudio

La parcela de estudio está situada en Bragança (Portugal) en las coordenadas geográficas N 41° 47' 802''W estando dedicada a barbecho. Dentro de la misma se eligió para este trabajo una sub-parcela de 20 m x 4 m. El suelo es un Cambisol Eútrico de rocas metabásicas (IUSS, 2014). Su textura es Franco-Arenosa con un 30,24 % de elementos gruesos (>2 mm).

2.2.- Labores

Se utilizaron dos tipos de tractores: un tractor de 90 CV John Deere 5620 de 4300 kg de peso con una distancia entre ejes de 2,20 m; neumáticos delanteros 340/85 R 24 y traseros 420/85 R 34: y otro tractor de 60 CV Fiat 55-46 de 2260 kg de peso con neumáticos delanteros 6.00-16 y traseros de 12.4/11-32.

En primer lugar se realizó una labor con un arado de vertedera reversible de 12 cuerpos (6 rejas) con un ancho de trabajo de 1,80 m. A continuación ser llevo a cabo una labor con el cultivador de 9 brazos plegables de muelle a una profundidad de 0,2 m, siendo el ancho de trabajo de 2,43 m y por último los tractores recorrieron la sub-parcela sin aperos.

2.3.- Muestras de suelo

Las 18 muestras de suelo se tomaron previamente al laboreo y al paso de los tractores el 11 de Febrero de 2015,

sin precipitaciones los días previos al muestreo. A continuación del laboreo y paso de la maquinaria, se recogieron 15 muestras de suelo; el tiempo transcurrido entre la toma de muestras suelo inicial y final fue de aproximadamente una hora. Las muestras de suelo se tomaron en 3 puntos en un transecto perpendicular al paso del tractor, donde también se midió la TRE, y en un segundo transecto a 11 m del anterior dentro de la parcela de estudio. Las muestras fueron tomadas a 3 profundidades: 0-0,05 m; 0,05-0,1 m y 0,1-0,2 m mediante cilindros metálicos de 100 cm³. Se realizó el estudio de la conductividad hidráulica saturada (Ks). Para ello se colocaron los cilindros en el permeámetro de carga constante (carga hidráulica media de 2,4 cm) y circuito cerrado para obtener el valor de K_s (cm/h) de acuerdo a la fórmula (Hillel, 1998):

$$K_{s} = \frac{V * L}{A * t * h}$$
(1)

Siendo:

- Ks-Conductividad hidráulica saturada del suelo
- V- Volumen de agua obtenido en la bureta
- L- Longitud del cilindro.
- A- Área de la superficie del cilindro.
- t- Tiempo en obtener la medida de volumen V.
- h- Diferencia del nivel del agua dentro y fuera del cilindro (en el permeámetro).

La densidad aparente se calculó en función del volumen de los cilindros metálicos utilizados para recoger las muestras. La porosidad del suelo se calculó asumiendo una densidad real de 2,65 g/cm³. Además se recogieron 8 muestras aleatoriamente distribuidas en la parcela para la determinación de la humedad gravimétrica del suelo en el momento de las medidas (TRE y muestreo del suelo) para la profundidad 0-20cm, cuyo valor medio fue de 19,5% $\pm 2,77$.

2.4.- Tomografía de Resistividad Eléctrica

Las medidas de TRE se llevaron a cabo en un mismo transecto de la sub-parcela, perpendicularmente al paso de los tractores; realizándose una medición previamente al laboreo y paso de los tractores y otra medición inmediatamente después. Se utilizó un equipo Terrameter SAS 1000 (ABEM), junto con un selector de electrodos ES 10-64; con una separación entre los 40 electrodos metálicos de 0,10 m, y una apertura de alas de 4 m. Los datos de resistividad eléctrica aparente de ambas mediciones fueron invertidos mediante el software RES2DINV para obtener un modelo 2D de los datos de resistividad real. El protocolo elegido para realizar la medida fue el Wenner (Wenner 32SX) debido a que es el más apropiado para el estudio de estructuras horizontales (Loke, 2011; Samouëlian *et al.*, 2005).

En el estudio se usaron para la comparación con las propiedades del suelo el perfil de resistividad eléctrica en la zona de una rodada del tractor de 90 CV y la interrodada adyacente; hasta una profundidad de 0,3 m.

3.- Resultados y discusión

Los resultados de las propiedades del suelo estudiadas antes y después del laboreo y paso del tractor se muestran en la tabla 1. Así mismo en la fig. 1 se presenta su variación relativa antes y después del laboreo y paso de maquinaria. Se puede observar la disminución de la conductividad hidráulica saturada del suelo después del laboreo y paso del tractor en un orden del 84% en la zona de rodada y un 81% en la zona de interrodada; lo que va en consonancia con la disminución de la porosidad total 17% en la zona de rodada y un 12,4% en la zona de interrodada y el aumento de la densidad aparente (17,5% en la zona de rodada y 13% en la de interrodada). La disminución de la conductividad hidráulica saturada del suelo, disminución de la porosidad y aumento de la densidad aparente es diferente en función de la profundidad; la capa superficial de suelo (0-0,05 m) fue la más afectada. A dicha profundidad, los valores medios de conductividad hidráulica saturada del suelo bajan de 797.4 cm/h previo al paso del tractor a 75,42 cm/h en la zona de rodada y a 111,1cm/h en la zona de interrodada; la porosidad decrece de un 55,4% previo al paso de maquinaria a un 44,61% en la zona de rodada y a un 49,1% en la zona de interrodada mientras que los valores medios de densidad aparente se incrementan de 1,18 g/cm³ previo al paso del tractor a 1,47 g/cm³ en la zona de rodada y a 1,35 g/cm³ en la zona de interrodada. Destacar la gran variabilidad de la conductividad hidráulica saturada; reflejada en los elevados de valores de Ks y de los coeficientes de variación (CV=181% previo al paso del tractor, CV=134% en la zona de rodada y CV=40,32% en la zona de interrodada).

Los datos de resistividad eléctrica tras la inversión previamente y posterior al laboreo y paso del tractor se muestran en la fig. 2. Se observa una disminución del valor de la resistividad eléctrica una vez se ha efectuado el laboreo y el paso del tractor sobre el terreno. El valor medio para los datos previos en los 23 primeros cm es de 106,24 $\Omega \cdot m$ (con un mínimo de 17,97 $\Omega \cdot m$ y un máximo de 204,08 $\Omega \cdot m$) y el valor medio de los datos posteriores es de 84.20 Ω ·m (con un mínimo de 19,62 Ω ·m y un máximo de 128.3 Ω ·m). De acuerdo con Besson *et al.*, (2004, 2013), en las zonas compactadas se observan claramente que tienen una menor resistividad eléctrica, lo que coincide con los observado. Basso et al., (2010) encontraron valores de resistividad eléctrica obtenida por TRE entre 10-80 Ω·m en suelo en barbecho. En la fig. 3 se muestra el perfil vertical de la resistividad eléctrica en las zonas de rodada del tractor y en las de interrodada; mostrando en los primeros 0,2 m del suelo una gran disminución en las zonas de rodada mientras que en las de interrodada la reducción no es tan destacable. En la fig. 4 se muestra la variación relativa de la resistividad eléctrica en profundidad, donde se observa una disminución de la resistividad eléctrica un 35% en los primeros 0,05 m del suelo en la zona de rodada, y una reducción de 21% y 22% en las zonas de rodadas en las profundidades 0,05-0,10 m y 0,1-0,2 m respectivamente. Las zonas de interrodada sufren reducciones de entre el 4-5% para las 3 profundidades. Los resultados muestran por lo tanto que la TRE es una herramienta adecuada para la valoración de la compactación del suelo debido al tráfico de maquinaria pesada sobre el suelo.

Según Seladji *et al.*, (2010) es recomendable realizar el estudio y monitorización de la compactación del suelo con el suelo seco, debido a que los datos de resistividad son sensibles a incrementos de la densidad para contenidos en humedad bajos, aunque en nuestro caso con un contenido de humedad del 19,5%, sí que se apreció una clara diferencia entre los valores de resistividad eléctrica en el suelo compactado y en el no compactado. Si bien, los valores de resistividad eléctrica tienen una variación relativa mayor en la zona de rodadas respecto a la zona interrodadas, que en el resto de propiedades físicas estudiadas.

Tabla. 1. Comparación de los valores medios (\pm desviación típica) de las propiedades del suelo estudiadas por profundidad para las situaciones previo y posterior al laboreo y paso del tractor obtenidas en la rodada e interrodada.

Prop	Uds.	Prof.	Previo	Poste	erior
_		(m)		Interrodada	Rodada
		0-0,05	1,18a±0,16	1,35ab±0,24	1,47b±0,12
δ	g/cm ³	0,05-0,1	1,29a±0,13	1,43ab±0,12	1,57b±0,04
		0,1-0,2	1,47a±0,28	1,66ab±0,64	1,58b±0,09
		0-0,05	55,4a±6,20	49,1ab±8,9	44,61b±4,4
Ν	%	0,05-0,1	51,3a±5,03	46,2ab±4,5	40,78b±1,6
		0,1-0,2	44,5a±10,55	37,3ab±1,6	40,26b±0,1
		0-0,05	797,4a±1444	111,1ab±45	75,42b±101
Ks	cm/h	0,05-0,1	364,3a±547	83,7ab±66	192,37b±38
		0,1-0,2	37,8a±39	62,3ab±34	68,57b±63

 δ =Densidad aparente, N=porosidad total, Ks =Conductividad hidráulica saturada. No fueron encontradas diferencias significativas entre profundidades para ninguna de las propiedades del suelo en ninguna de las situaciones (previo–posterior, rodada–interrodada) (p>0,05).



Fig. 1. Variación relativa (%) de la Conductividad hidráulica saturada, Porosidad y Densidad aparente: antes y después del laboreo y paso del tractor.Ks =Conductividad hidráulica saturada, N=porosidad total, δ =Densidad aparente.



Fig. 2. Perfiles del modelo inverso de resistividad eléctrica obtenidos con el RES2DINV para antes y después del laboreo y paso del tractor.



Fig. 3. Variación relativa (%) de la resistividad eléctrica en función de la profundidad del suelo. Medidas anterior/posterior al laboreo y paso del tractor.



Fig. 4. Resistividad $(\Omega \cdot m)$ por profundidad (m) en las zonas de rodada e interrodada previa y posterior al laboreo y paso del tractor.

4.- Conclusiones

La TRE ha demostrado su utilidad como herramienta para detectar la compactación provocada por el paso de maquinaria agrícola, ya que ha detectado claramente la compactación provocada en la zona de las rodadas el valor de resistividad eléctrica sufrió una reducción del orden de un 40%, la conductividad hidráulica saturada disminuyó un 70% y la densidad aparente aumentó en un 24%, con respecto a la situación antes del laboreo. Con los resultados obtenidos sería posible la utilización conjunta de medidas de propiedades físicas del suelo y de perfiles de TRE en 2D para caracterizar la variabilidad espacial en profundidad y en superficie de la compactación. Como trabajo futuro sería interesante utilizar la TRE en 3D para caracterizar mejor la variación de la resistividad eléctrica y con ello la compactación.

Agradecimientos. Este Trabajo fue financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad a través del proyecto CGL2013-47814-C2.

5.- Bibliografía

- Basso B., M. Amato, G. Bitella, R. Rossi, A. Kravchenko, L. Sartori, L. M. Carvahlo y J. Gomes. 2010. Two-Dimensional Spatial and Temporal Variation of Soil Physical Properties in Tillage Systems Using Electrical Resistivity Tomography. *Agron. J.*, 102(2), 440-449.
- Batey, T., 2009. Soil compaction and soil management a review. Soil Use Manage. 25, 335-345.
- Besson, A., Cousin, I., Samouëlian, A., Boizard, H., Richard, G. 2004. Structural heterogeneity of the soil tilled layer as characterized by 2D electrical resistivity surveying. *Soil Till Res.*79, 239-249.
- Besson, A., M. Séger, G. Giot y I. Cousin. 2013. Identifying the characteristic scales of soil structural recovery after compaction from three in-field methods of monitoring. *Geoderma*, 204-205, 130-139.
- Dafonte, D, 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. pp. 57-62. En: J. Dafonte Dafonte, J.J. Cancela Barrio, A. López Fabal, N. López López, E.M. Martínez Pérez y M. Valcárcel Armesto (eds.). Estudios en la Zona No Saturada del Suelo Vol. XI -ZNS'13. Universidade de Santiago de Compostela.
- Farzamian, M., F.A. Monteiro Santos y M.A. Khalil. 2015. Application of EM38 and ERT methods in estimation of saturated hydraulic conductivity in unsaturated soil. J. Appl Geophys. 112, 175-189.
- Friedman S. P. 2005. Soil properties influencing apparent electrical conductivity: A review. *Comput. Electron. Agr.* 46, 45-70.
- Hillel, D. 1998. Environmental Soil Physics: Fundamentals, Applications, and Environmental Considerations. Academic Press.
- Horn, R., H. Fleige. 2003. A method for assessing the impact of load on mechanical stability and on physical properties of soils. *Soil Till Res.* 73, 89-99.
- IUSS Working Group WRB. 2014. World reference base for soil resources 2014: International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World soil resources reports No. 106. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome.
- Loke, M.H. 2011. Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys. Disponible en: <u>www.geoelectrical.com</u>.
- Rossi, R., M. Amato, G. Bitella y R. Bochicchio. 2013. Electrical resistivity tomography to delineate greenhouse soil variability. *Int. Agrophys.*13 (27), 211-218.
- Samouëlian, A.; I. Cousin; A. Tabbagh; A. Bruand y G. Richard. 2005. Electrical resistivity survey in soil science: a review. *Soil Till Res.* 83, 173-193.
- Seladji, S., P. Cosenza, A. Tabbagh, A., J. Ranger y G. Richard. 2010. The effect of compaction on soil electrical resistivity: a laboratory investigation, *Eur. J. Soil Sci.*, 61(6), 1365-2389.

CARACTERIZACIÓN DE LOS PROCESOS HIDROLÓGICOS Y EROSIVOS EN UN SISTEMA DE CULTIVO ALOMADO. ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD

G. Guzmán¹, A.M. Laguna², J.A. Gómez¹ y J.V. Giráldez^{1,3}

¹ Dpto. de Agronomía, IAS, CSIC, Alameda del Obispo, 14004 Córdoba. <u>g92gudim@uco.es, joseagomez@ias.csic.es</u>

² Dpto. de Física Aplicada, Universidad de Córdoba, Ctra. de Madrid km 396, 14071 Córdoba. <u>fa1lalua@uco.es</u>

³Dpto. de Agronomía, Universidad de Córdoba, Ctra. de Madrid km 396, 14071 Córdoba. <u>ag1gicej@uco.es</u>

RESUMEN. Los procesos de generación de escorrentía y de arranque, transporte y depósito de sedimentos en un cultivo alomado han sido caracterizados con medidas experimentales. Se ha aplicado el modelo distribuido con base física KINEROS2, interpretándose la influencia de los parámetros en las salidas del modelo con la ayuda de cuatro métodos de análisis global de sensibilidad. Los parámetros más influyentes del modelo han resultado ser la conductividad hidráulica saturada del lecho del surco, para la escorrentía, y del lomo, para la producción de sedimentos. Las interacciones entre los parámetros son apreciables en la producción de sedimentos. Con esta información, que se ha incluido en el modelo, se han efectuado simulaciones en diferentes escenarios en los que se han variado longitud y pendiente e intensidad y tiempo de riego. Con los resultados, se han elaborado unos diagramas de generación de escorrentía y sedimento para asesorar el diseño y las estrategias de manejo de estos sistemas de cultivo.

ABSTRACT. Runoff and sediment yield in a furrow-ridge system have been characterized from experimental measures of flow rate and sediment concentration. These processes have been described with KINEROS2 a physically based distributed model. The influence of the parameters in the model outputs has been interpreted through different global sensitivity analysis methods. The most influential parameters have proved to be the saturated hydraulic conductivity of the bed, for runoff, and ridge-*Ks*, for sediment yield. The effect of interactions of the parameters has been more important in sediment yield processes. Different scenarios have been tested varying length and slope of the furrow and irrigation intensity and duration, to get design and management diagrams to assess optimal strategies of these cropping systems.

1.- Introducción

El aprovechamiento óptimo del agua de riego y la conservación del suelo son aspectos clave en los cultivos de regadío. Determinadas prácticas de manejo, tanto del riego como del cultivo, pueden afectar en gran medida a la infiltración y a la producción de sedimentos. De esta forma se están introduciendo cada vez más técnicas que reducen la erosión como son el cultivo en lomos, dejando los residuos en el lecho, y limitando el paso de la maquinaria a

determinados surcos (Hamza y Anderson 2005, Tullberg *et al.* 2007, Boulal *et al.* 2008). Por ello la elección de la geometría de los surcos y del sistema del riego son aspectos esenciales para adoptar un manejo óptimo.

La utilización de modelos con base física es una gran ayuda para entender mejor las peculiaridades de los procesos. Al mismo tiempo, los modelos, una vez calibrados, permiten obtener la posible respuesta del sistema en escenarios diferentes (Morgan *et al.*, 2002). Esto permitiría formular recomendaciones de manejo que optimicen el uso del agua conservando el suelo.

No obstante, el uso de modelos conlleva incertidumbre. Cuando se calibra un modelo surge la duda de si el conjunto de parámetros que se ha obtenido como óptimo es realmente el que mejor explica la realidad que se está modelando. Al calibrar un modelo se elige una función objetivo que se ha de minimizar, por ejemplo la suma ponderada de los cuadrados de las diferencias entre los valores medidos y simulados por el modelo. Si el modelo proporciona distintas salidas podrán elegirse diferentes funciones objetivo que pueden dar distintas calibraciones del modelo.

Por otro lado, dado que generalmente los modelos no son lineales, para un determinado problema, y una vez elegida una función objetivo, no suele haber una única solución. Puede haber un conjunto de soluciones que den el mismo valor de la función objetivo, aunque con diferentes valores de las variables de salida, que no nos permita tener la certeza de cuál es el que reproduce mejor la realidad.

En estas circunstancias podemos preguntarnos: ¿Cuál es el conjunto de parámetros que mejor representa a nuestro caso? Es difícil dar respuesta a esta pregunta. Sin embargo un análisis de sensibilidad de los parámetros aporta información sobre los parámetros, como cuáles influyen más en el proceso, y por lo tanto a cuáles hay que prestar especial atención en su medida o estimación.

Existen gran cantidad de modelos que permiten estimar tanto la generación de escorrentía como la producción de sedimentos. KINEROS2 es un modelo distribuido basado en la aproximación de la onda cinemática, (Goodrich *et al.* 2012). Este modelo es una versión renovada del original KINEROS (Woolhiser *et al.*, 1990) basado en la representación de la cuenca como una cascada de planos, canales, depósitos y tuberías.

El propósito de este trabajo es determinar cuáles son los parámetros clave en la generación de escorrentía y pérdida de suelo en un sistema de surcos regado por aspersión. Con esta información se simularán diferentes escenarios de manejo del riego y geometría de los surcos que permitan hacer recomendaciones a los agricultores para el mejor aprovechamiento del agua y conservación del suelo.

2.- Materiales y métodos

2.1.- Diseño experimental

En la finca experimental de la Alameda del Obispo, en Córdoba, se estableció un cultivo de algodón en un sistema alomado regado por aspersión. Los surcos tenían 134 m de largo y una pendiente de 0.8%. Con diferentes instrumentos para medir intensidad de lluvia flujo de escorrentía y concentración de sedimentos en uno de los riegos de julio se registraron los hidrogramas y sedimentogramas generados en 8 surcos, de los cuales cuatro habían sido transitados por la maquinaria (surcos +T) y otros cuatro no (surcos –T). Los ocho surcos eran contiguos y se alternaban +T y –T. El riego fue de 18 mmh⁻¹ durante 8.5 h. Guzmán *et al.* (2015) dan una descripción más detallada de los ensayos.

2.2.- El modelo KINEROS2

KINEROS2 es un modelo basado en la descripción física de los procesos, separados por episodios de lluvia y escorrentía, aplicados en una cuenca con diferentes parámetros en cada uno de sus elementos. Los procesos de interceptación, infiltración, escorrentía superficial y erosión en la cuenca se representan en una cascada cinemática de planos, canales, depósitos y tuberías.

Cada surco se ha modelado mediante dos planos idénticos que vierten lateralmente a un canal (Fig. 1).



Fig. 1. Esquema adoptado para caracterizar los surcos con el modelo KINEROS2

Para caracterizar los planos y el canal se necesitan: a) parámetros que describen su geometría, como longitud, ancho y pendiente; b) parámetros de suelo cuyo valor se mide en campo, como textura o fracción de suelo cubierta por el cultivo; y c) otros parámetros cuyo valor se estimará mediante calibración del modelo y que se resumen en la Tabla 1.

El modelo se calibró con los hidrogramas y sedimentogramas experimentales obtenidos en los ensayos de campo, tanto para los tratamientos +T como -T utilizando el algoritmo PEST (Doherty, 2005). El procedimiento utilizado se detalla en Guzmán *et al.* (2015).

2.3.- Análisis de sensibilidad

Existen diferentes técnicas de análisis de sensibilidad (AS) que, en términos generales, pueden clasificarse en dos categorías: métodos locales y métodos globales.

Con los métodos locales, también conocidos como métodos "un parámetro cada vez" (OAT, "one factor at a time"), se evalúa el efecto de la variación de uno de los parámetros sobre la salida del modelo. Este efecto se valora en un determinado punto del híper-espacio de los parámetros, mediante derivadas parciales. Aunque los métodos locales no ayudan a captar el efecto global de un factor sobre la salida del modelo, estos son la única alternativa para indagar el efecto de los factores en determinados escenarios concretos (Wei *et al.*, 2007).

Los métodos globales permiten analizar la importancia general de cada uno de los parámetros de entrada, considerando todo el campo de variación de estos parámetros, e incluso su función de distribución (Saltelli *et al.*, 2004).

Cuando interese conocer cómo se comporta el modelo con un determinado conjunto de parámetros, como puede ser el obtenido tras una calibración, es conveniente introducir un Índice de Sensibilidad (IS) local. El IS local adoptado con más frecuencia es la derivada parcial de la función de salida, *Y*, respecto al parámetro x_i en el punto x^0 (Wei *et al.*, 2007)

$$S_{i_{(x^{\theta})}} = \left\{\frac{\partial Y}{\partial x_{i}}\right\}_{x^{\theta}} = \frac{Y\left(x_{1}^{0}, \dots, x_{i}^{0} + \partial x_{i}, \dots, x_{I}^{0}\right) - Y\left(x^{0}\right)}{\partial x_{i}}$$
(1)

donde i = (1,...,I) e *I* es el número de parámetros de entrada (factores), del modelo.

La mayoría de los métodos de AS global se basan en la varianza, y sus índices representan la contribución de cada parámetro a la varianza total de la salida del modelo (Saltelli *et al.*, 2000). Este es el caso del coeficiente de regresión normalizado, SRC en siglas inglesas (Standardized regression coefficient). La sensibilidad al parámetro x_i viene dada en función de los coeficientes, b_i , del modelo de regresión lineal de la salida Y

$$SRC(Y, x_i) = \frac{b_i \sigma_{x_i}}{\sigma_y}$$
(2)

siendo

$$Y = b_0 + \sum_{i=1}^{l} b_i x_i$$
 (3)

el ajuste calculado por mínimos cuadrados de N ejecuciones del modelo correspondiente a otros tantos conjuntos de parámetros x generados aleatoriamente. Cada coeficiente de regresión normalizado es una medida del efecto sobre la salida Y del factor x_i promediado sobre un conjunto de posibles valores de los otros factores (Campolongo y Saltelli, 1997). La validez de estos coeficientes, su valor absoluto, como medida de sensibilidad depende del grado en el que el modelo de

regresión se ajuste a los datos, por ejemplo, mediante el coeficiente de determinación del modelo R_y^2 .

Es frecuente que haya interacciones entre los parámetros de entrada del modelo. En este caso la varianza total de la salida puede descomponerse en una suma de términos que tienen en cuenta tanto los efectos individuales de los parámetros, términos de orden principal o primer orden, como las interacciones entre dos o más parámetros, términos de segundo orden u orden superior. De esta forma existen otros métodos basados en la varianza que proporcionan índices de sensibilidad de primer orden, Si, y orden total, S_{Ti}, para cada factor de entrada. El índice de sensibilidad total, S_{Ti} , es la suma de todos los efectos (primer orden y orden superior) del factor x_i . Entre estos métodos están el método de Sobol y el método "extended FAST" (extended Fourier Amplitude Sensitivity Test). Estos índices han sido aplicados con éxito en diferentes campos (e.g. Vanwalleghem et al., 2010; Saltelli et al. 2000; Campolongo y Saltelli, 1997; Helton, 1993).

Otro método de AS global muy utilizado es el método de Morris (1991) (Saltelli et al. 2000; Muñoz-Carpena y Muller, 2009) que analiza la sensibilidad global mediante índices locales. Consiste en la generación de una muestra aleatoria de ejecuciones del modelo, cubriendo todo el campo de variación de los parámetros, y la determinación de los efectos locales elementales (OAT) de los parámetros de entrada (Ec. 1). Morris propone un método para disminuir el número necesario de evaluaciones del modelo y valora la importancia de un determinado parámetro, i, mediante la media, μ_i , y la desviación típica, σ_i , de esos efectos locales. Una media elevada indica un efecto general importante del parámetro sobre la salida y una desviación típica grande indica que el efecto depende mucho de los valores de las entradas, (es decir está sujeto a interacciones) o que su efecto no es lineal (Morris, 1991).

Se ha calculado aquí la sensibilidad del modelo KINEROS2 para el caso de riego por aspersión en un cultivo alomado mediante los métodos SRC, Morris, Sobol y eFAST. La intensidad y duración de la lluvia, y la geometría de los surcos, son las observadas en los ensayos experimentales. Las variables de salida del modelo elegidas han sido la escorrentía total (mm) y la producción total de sedimentos (kg/ha).

El objetivo del análisis era determinar la importancia de cada uno de los parámetros del modelo en la generación de escorrentía y en la producción de sedimentos. Por ello se ha optado por un análisis de sensibilidad global en el que se ha barrido el campo de variación de todos los parámetros, asignándoles una función de distribución uniforme. Los parámetros así como los valores límite de los mismos que se han utilizado, se incluyen en la Tabla 1. Dichos valores límite se han obtenido de la documentación de KINEROS2, de valores sugeridos en las referencias citadas por Kim *et al.* (2004) y los obtenidos por los autores en simulaciones preliminares.

Para la generación de los conjuntos de parámetros y el cálculo de los índices de sensibilidad se ha adoptado el programa SimLab2.2 (Saltelli *et al.*, 2004)

Tabla 1. Parámetros del modelo, nombre asignado, valores obtenidos en la calibración y valores mínimo y máximo utilizados para el análisis de sensibilidad. Rel. y Esp. son la altura y espaciamiento promedio de la micro-topografía del terreno. Sat. inicial: grado inicial de saturación del suelo. *Cv*: coeficiente de variación de *Ks*; *Ks*: Conductividad hidráulica en saturación. *G*: Longitud de la escala capilar.

Parámetros	Nombro			Valores	
Planos	Nombre	Calib	rados	Mínimo	Máximo
n Manning	map	0.0	0.048		0.13
Rel., mm	relp	6.8	886	0.01	50
Esp., m	spap	0.4	424	0.001	1.0
Sat. inicial	sap	0.3	858	0.05	0.94
Cv	cvp	0.260		0.05	5.0
Ks, mm/h	ksp	2.09		0.2	30
G, mm	gp	555		20	2000
Porosidad	porp	0.453		0.2	0.65
Salpicadura	splp	17.0		1	100
Cohesión	cohp	14	6.2	20	180
Parámetros				Valores	
Canal	Nombre	Calib +T	rados -T	Mínimo	Máximo
n Manning	mac	0.019	0.045	0.01	0.13
Sat. inicial	Sac	0.250	0.250	0.05	0.94
Cv	cvc	0.152	0.050	0.05	5.0
Ks, mm/h	ksc	1.62	2.54	0.2	20
G, mm	gc	773	1701	20	2000
Porosidad	porc	0.56	0.65	0.2	0.65

2.4.- Simulación de diferentes escenarios

Con el modelo calibrado para los surcos +T y –T, se realizaron numerosas simulaciones con distinta geometría de los surcos, por un lado, y diferentes características del riego por otro. Se evaluaron longitudes del surco entre 50 y 300 m y pendientes entre 0.5 y 2%. En cuanto al riego se probaron intensidades entre 10 y 25 mmh⁻¹ y duraciones entre 5 y 20 h.

Una vez identificados los parámetros más influyentes, se repitieron estas simulaciones con valores de los mismos iguales a los obtenidos en el proceso de calibración multiplicados por 1.5 y por 0.5.

3.- Resultados y discusión

3.1.- Calibración del modelo KINEROS2

Los resultados experimentales reflejaron un comportamiento diferente en los surcos con y sin tráfico (+T y -T). En los surcos -T se observó un retraso sistemático en el inicio de la escorrentía así como valores menores de caudal máximo y de producción de sedimentos.

Los valores calibrados de los parámetros se incluyen en la Tabla 1. Puede observarse como la aspereza del canal, coeficiente n de Manning, la conductividad hidráulica en saturación, Ks y la porosidad son mayores en los surcos -T que en los surcos, +T, que han sufrido el paso de la maquinaria.

3.2.- Simulación de la escorrentía y producción de sedimentos en un surco

Una vez generados aleatoriamente los conjuntos de parámetros para el análisis de sensibilidad, (distinto número requerido para cada método; en todos los casos se eligió un número cercano a 2000) se ha ejecutado KINEROS2. Aproximadamente un 10% de los casos simulados no produjeron escorrentía. En la Fig. 2 se representa la producción de sedimentos frente a la escorrentía total obtenidas para 2000 conjuntos de parámetros generados aleatoriamente por el método del hipercubo latino. Este es un método de muestreo estratificado de una población de datos que sigue una función de distribución de probabilidad conocida, reduciendo así el esfuerzo de simulación de otros métodos, como el de Monte Carlo (McKay y col. 1979). El muestreo se reduce a la selección del primer momento de cada una de las partes de superficies iguales en las que se divide la función de distribución de probabilidad. El valor medio de las simulaciones efectuadas con los datos así seleccionados representa el efecto neto de la variable estudiada.

Se observa cómo los puntos se sitúan entre dos rectas que limitan la nube de puntos. La recta superior indica un máximo de producción de sedimentos posiblemente relacionado con la capacidad de transporte del flujo.



Fig. 2. Producción de sedimentos frente a la escorrentía total generada en un surco con KINEROS2 para 2000 conjuntos de parámetros generados aleatoriamente por el método del hipercubo latino. Los intervalos de variación de los parámetros son los que se indican en la Tabla 1. Las líneas representan la envolvente de los puntos.

Se han representado también las salidas del modelo frente a cada uno de los parámetros. De visu, solo se ha encontrado relación de aquellas con la conductividad en saturación y de la producción de sedimentos con la cohesión, Fig. 3.



Fig. 3. Escorrentía y producción de sedimentos generadas en un surco con KINEROS2 frente a las conductividades hidráulicas saturadas de los planos y el canal y la cohesión. Se simularon 2000 conjuntos de parámetros generados aleatoriamente por el método del hipercubo latino. Los intervalos de variación de los parámetros son los que se indican en la Tabla 1

3.3.- Análisis de sensibilidad

En las Tablas 2 y 3 se indican los IS de cada factor de entrada obtenidos con cada uno de los modelos de AS, tanto para la escorrentía total generada como para la producción de sedimentos, respectivamente.

 Tabla 2. Sensibilidad de la escorrentía total a cada uno de los parámetros.

Parámetros	Mo	orris	So	bol	eFA	AST	SDC
Planos	μ	σ	S	S_T	S	S_T	SKC
n Manning	0.03	0.06	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Rel., mm	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Esp., m	0.17	0.30	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Sat. inicial	5.12	8.56	-0.01	-0.01	0.01	0.02	0.05
Cv	4.31	5.53	0.00	-0.01	0.00	0.06	0.05
Ks, mm/h	10.04	14.82	-0.01	0.01	0.03	0.06	-0.17
G, mm	5.77	7.76	0.01	0.02	0.03	0.08	-0.07
Porosidad	2.72	4.67	0.01	0.00	0.00	0.02	-0.04
Salpicadura	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00
Cohesión	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00
Parámetros	Мо	rris	Sobol		eFAST		SDC
Canal	μ	σ	S	S_T	S	S_T	SKC
n Manning	1.75	2.10	0.00	0.00	0.01	0.04	-0.03
Sat. inicial	13.22	15.89	0.09	0.16	0.18	0.30	0.26
Cv	1.89	2.39	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02
Ks, mm/h	51.26	37.90	0.76	0.83	0.58	0.66	-0.76
G,mm	19.43	23.62	0.12	0.13	0.09	0.14	-0.26
Porosidad	10.89	11.45	0.04	0.03	0.01	0.04	-0.12

 Tabla 3. Sensibilidad de la producción de sedimentos total a cada uno de los parámetros.

Parámetros	Мо	rris	So	bol	eFA	AST	- SPC	
Planos	μ	σ	S	S_T	S	S_T	SKC	
n Manning	5.15	10.20	-0.01	0.03	0.01	0.07	-0.05	
Rel., mm	14.13	23.79	0.05	0.19	0.01	0.14	0.03	
Esp., m	7.34	13.05	0.01	0.00	0.00	0.11	-0.01	
Sat. inicial	123.17	211.91	0.01	-0.09	0.08	0.30	0.13	
Cv	180.65	239.66	-0.02	-0.02	0.01	0.04	0.11	
Ks, mm/h	312.90	570.49	0.26	0.76	0.41	0.68	-0.46	
<i>G</i> , mm	119.50	179.21	0.13	0.20	0.14	0.41	-0.15	
Porosidad	63.43	101.45	0.05	0.06	0.00	0.10	-0.05	
Salpicadura	0.42	0.91	0.00	0.00	0.01	0.16	0.00	
Cohesión	36.94	83.76	0.15	0.00	0.02	0.38	-0.13	
Parámetros	Мо	rris	Sobol eFAST		AST	SDC		
Canal	μ	σ	S	S_T	S	S_T	SKC	
n Manning	30.54	50.76	0.01	0.02	0.03	0.13	-0.07	
Sat. Inicial	136.93	277.50	-0.01	0.11	0.03	0.14	0.12	
Cv	4.15	4.62	0.00	0.04	0.02	0.09	0.01	
Ks, mm/h	251.17	336.49	0.06	0.11	0.11	0.21	-0.35	
<i>G</i> ,mm	44.47	67.84	0.03	0.17	0.14	0.45	-0.12	
Porosidad	39.75	53.50	-0.01	-0.02	0.00	0.07	-0.07	

3.3.1.- Método de Morris

En la Fig. 4 se representan la media y la desviación típica de los efectos locales de cada factor (método de Morris). Cuanto más alejado del origen se sitúe un factor en este diagrama mayor es su influencia en la salida. Como puede observarse, los factores pueden agruparse en tres categorías según su grado de influencia en la salida.

Para la escorrentía, la conductividad hidráulica en saturación, Ks, del canal es el factor más influyente, seguido por la de los planos, y otro grupo de parámetros relacionados con el proceso de infiltración en el canal (G, saturación inicial y porosidad).



Fig. 4. Sensibilidad global según el método de Morris a) Escorrentía, b) Producción de sedimentos. Cuanto más lejos esté un parámetro del origen más importante es su efecto sobre la salida.

Los parámetros más influyentes para la producción de sedimentos son los que tienen que ver con la infiltración en los planos. La conductividad hidráulica en saturación, *Ks* de los planos es en este caso el factor más influyente. En el segundo grupo están, además de la *Ks* y de la saturación

inicial del canal, otro grupo de parámetros relacionados con el proceso de infiltración en el plano (G, saturación inicial y coeficiente de variación de la Ks en el plano).

Por lo tanto *Ksc* y *Ksp* son los factores que tienen un efecto general más importante para cada una de las salidas del modelo (tienen las media de las sensibilidades más elevadas), y también presentan interacciones substanciales con los otros parámetros (gran desviación típica).

3.3.2.- *Métodos de sensibilidad basados en la varianza* Coeficiente de regresión normalizado (SRC)

Se generaron 2000 casos por el método del hipercubo latino y se determinaron los coeficientes de regresión normalizados. En la Fig. 5 se representa la sensibilidad como el valor absoluto de estos coeficientes. Los resultados de este método coinciden en términos generales con los del método de Morris. *Ksc* y *Ksp* son los factores más influyentes para la escorrentía y producción de sedimentos respectivamente. En este método la cohesión es el quinto factor más influyente en la producción de sedimentos, que, en el caso del método de Morris, aparecía en el grupo con menos peso.



Fig. 5. Sensibilidad basada en el valor absoluto de los coeficientes de regresión normalizados (SRC) obtenidos mediante 2000 simulaciones generadas por el método del hipercubo latino.

Método eFAST

La Fig. 6 recoge la contribución de cada factor a la varianza total de las salidas (escorrentía y producción de sedimentos) por el método extended FAST. Se incluyen tanto los efectos de primer orden como los efectos totales de los parámetros.



Fig. 6. Índices de sensibilidad de primer orden y totales para la escorrentía y la producción de sedimentos según el método extended FAST.

Como puede observarse, los efectos individuales de los factores (efectos de primer orden) predichos por eFAST son similares a los obtenidos por los métodos de Morris y los SRC.

Considerando los efectos totales de los parámetros, teniendo en cuenta por tanto las interacciones de unos parámetros con otros, se mantienen como más influyentes para la escorrentía los mismos parámetros, aunque pierde importancia relativa el efecto total de la *Ks* del canal. En la producción de sedimentos, aparece el efecto total de la cohesión, cuyo efecto individual es muy poco importante.

Método de Sobol

Se calcularon también los índices de sensibilidad de primer orden y totales por el método de Sobol, encontrándose resultados similares a los obtenidos con el método eFAST en cuanto a qué parámetros son los más significativos para cada proceso. En la Fig. 7 se representan los resultados.



Fig. 7. Índices de sensibilidad de primer orden y totales para la escorrentía y la producción de sedimentos según el método de Sobol.



Fig. 8. Efecto del cambio de los valores de las conductividades hidráulicas saturadas de los surcos sobre la escorrentía y la producción de sedimentos en diferentes escenarios de longitud del surco y pendiente. a) Las *Ks* son 1.5 veces los valores obtenidos en la calibración. b) Las *Ks* son los valores calibrados. c) Las *Ks* son la mitad de los valores de calibración. Las cruces indican los valores del ensayo de campo.



Fig. 9. Efecto del cambio de los valores de las conductividades hidráulicas saturadas de los surcos sobre la escorrentía y la producción de sedimentos en diferentes escenarios de intensidad y duración de la lluvia. a) Las *Ks* son 1.5 veces los valores obtenidos en la calibración. b) Las *Ks* son los valores calibrados. c) Las *Ks* son la mitad de los valores de calibración. Las cruces indican los valores del ensayo de campo.

3.4.- Simulación de diferentes escenarios con KINEROS2

Una vez conocidos los parámetros a los que el modelo es más sensible se han simulado diferentes escenarios de manejo del riego y combinaciones de longitud y pendiente de los surcos. Se optó por analizar los escenarios en los que cambiaba solamente el parámetro más influyente en la generación de escorrentía y, por lo tanto, en la eficiencia del riego, la Ks del lecho del surco. En las Fig. 8 y 9 se representan la escorrentía y producción de sedimentos obtenidas con KINEROS2 para distintas geometrías del surco y parámetros del riego. Se han simulado bajo tres situaciones distintas: 1) Los parámetros calibrados para cada tipo de surco 2) Los valores de Ks incrementados un 50% y 3) Los valores de Ks multiplicados por 0.5. En las situaciones 2) y 3) el resto de parámetros fueron los mismos que los de la situación 1). Se eligieron los factores 0.5 y 1.5 por ver el comportamiento del sistema en un entorno cercano a las condiciones del ensavo de campo. Estos factores no tienen especial significado.

Para un determinado suelo (conjunto de parámetros) no hay grandes diferencias de generación de escorrentía al modificar la longitud o la pendiente del surco.

Sin embargo se aprecian mayores diferencias en la producción de sedimentos, asociadas, principalmente, a la pendiente.

En cuanto al manejo del riego (Fig. 9) queda patente la importancia de la cantidad total de agua aplicada por unidad de superficie en cada episodio sobre la conservación del agua y del suelo. Como cabía esperar, tanto la escorrentía como la producción de sedimentos totales aumentan al aumentar la intensidad del riego y/o la duración del mismo. En la mayoría de los escenarios se aprecia un valor umbral de intensidad de riego de 10 mmh⁻¹ por debajo de la cual la producción de sedimentos parece no verse afectada de forma destacable.

5.- Conclusiones

Se ha realizado un análisis de sensibilidad global del modelo KINEROS2 para la determinación de la escorrentía y la producción de sedimentos totales en un surco regado por aspersión con intensidad de lluvia constante mediante cuatro modelos. Uno, el método de Morris, que calcula la sensibilidad local de cada factor como una derivada parcial, barriendo todo el campo de variación de los parámetros, y tres modelos basados en la varianza. De estos últimos el método eFAST y el método de Sobol detectan tanto los efectos atribuibles exclusivamente a cada parámetro (efectos individuales) como los efectos totales, que incluyen, además del efecto individual del parámetro, todas las posibles interacciones con el resto de los parámetros. Los cuatro métodos coinciden, en términos generales, en cuales son los factores más relevantes del modelo.

Los parámetros más influyentes en la generación de escorrentía, efectos tanto de primer orden como de orden total, son los relacionados con la infiltración en el lecho del surco (canal), siendo la conductividad hidráulica en saturación, *Ks*, el factor que tiene un mayor efecto.

También la infiltración es el proceso más influyente en la producción de sedimentos, pero esta vez es la infiltración en los lomos (planos). En el caso de los sedimentos parecen cobrar importancia las interacciones entre los parámetros, como viene corroborado por la mayor relevancia de efectos totales de otros parámetros no incluidos entre los de primer orden.

Así cabe mencionar que el coeficiente de cohesión muestra importancia, pero solo cuando se consideran sus interacciones con otros factores.

La pendiente tiene gran influencia en la producción de sedimentos del sistema de surcos que se ha probado. El riego debe adaptarse, cuando sea posible, a proporcionar riegos moderados. Se debe de diseñar una estrategia que minimice la reducción de los procesos erosivos y que cubra las necesidades del cultivo, en base a la disponibilidad del agua y sistema de riego.

Agradecimientos. La realización de este trabajo ha sido posible gracias al proyecto financiado bajo el 7º Progama Marco de la UE "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).

4.- Bibliografía

- Boulal, H., Gómez-Macpherson, H., Gómez, J.A., 2008. Water infiltration and soil losses in a permanent bed irrigated system in southern Spain. *Italian J. Agron.* 3: 45-46.
- Campolongo, F., and A. Saltelli. 1997. Sensitivity analysis of an environmental model: An application of different analysis methods. *Reliab. Eng. Syst. Safe.* 57: 49-69.
- Doherty, J., 2005. *PEST: Model-implemented Parameter Estimation User Manual*, fifth ed. Watermark Numerical Computing, Corinda, Australia.
- Goodrich, D.C., Bums, I.S., Unkrich, C.L., Semmens, D.J., Guertin, D.P., Hernandez M., and Levick, L.R., 2012. KINEROS 2/AGWA: Model use, calibration, and validation. *Trans. ASABE* 55: 1561-1574.
- Guzmán. G., Laguna, A., Cañasveras, J.C., Boulal, H., Barrón, V., Gómez-Macpherson, H., Giráldez, J.V., and Gómez, J.A. 2014. Study of sediment movement in an irrigated maize-cotton system combining rainfall simulations, sediment tracers and soil erosion models. J. Hydrol. 524, 227-242
- Hamza, M.A., and W.K. Anderson. 2005. Soil compaction in cropping systems. A review of the nature, causes and possible solutions. *Soil Till. Res.* 82:121-145.
- Helton, J.C. 1993. Uncertainty and sensitivity analysis techniques for use in performance assessment for radioactive waste disposal. *Reliab. Eng. Syst. Safe.* 42: 327-367.
- Kim, K., Whelan, G., Purucker, T.S., Bohrmann, T.F., Cyterski, M.J., Molina, M., Gu, Y., Pachepsky, Y.A., Guber, A.R., Franklin, D.H. 2014. Rainfall-runoff model parameter estimation and uncertainty evaluation on small plots. *Hydrol. Proc.* 28:5520-5535.
- McKay, M.D., Beckman, R.J., and Connover, W. J. 1979. A comparison of three methods for selecting values of input variables in the analysis of output from a computer code. *Technometrics*, 21, 239-245.
- Morris, M.D. 1991. Factorial sampling plans for preliminary computational experiments. *Technometrics* 33(2): 161-174.
- Morgan, R.P.C., Nearing, M.A., Rubio, J.L., Asins, S., and Andreu, V., 2002. Soil erosion models: present and future. In *Man and soil at the Third Millennium*. Proceedings International Congress of the European Society for Soil Conservation, Valencia, Spain, 28 March-1 April, 2000. Volume 1. (pp. 187-205). GEOFORMA Ediciones, Logroño, España.
- Muñoz-Carpena, R. and Muller, S.J., 2009, Formal exploration of the complexity and relevance of biogeochemical models through global

sensitivity and uncertainty analysis: opportunities and challenges. En *Estudios en la Zona no Saturada del Suelo. Vol IX*, O. Silva *et al.* ed. 13 pp.

- Saltelli, S.T., S. Tarantola and F. Campolongo. 2000. Sensitivity analysis as an ingredient of modeling. *Stat. Sci.* 15: 377-395.
- Saltelli, A., S. Tarantola, F. Campolongo and M. Ratto, 2004. Sensitivity analysis in practice: a guide to assessing scientific models. John Wiley & Sons, Chichester.
- Tullberg, J.N., Yule, D.F., and McGarry, D., 2007. Controlled traffic farming – From research to adoption in Australia. *Soil Till. Res.* 97: 272-281.
- Vanwalleghem, T.; Jimenez-Hornero, F.J.; Giraldez, J.V. y Laguna, A., 2010, Simulation of long-term soil redistribution by tillage using a cellular automata model. *Earth Surf. Proc, Landf.*, 35(7): 761-770.
- Wei, H., M.A. Nearing and J.J. Stone, 2007, A Comprehensive Sensitivity Analysis Framework for Model Evaluation and Improvement Using a Case Study of the Rangeland Hydrology and Erosion Model. *Trans. ASABE*, 50:945-953.
- Woolhiser, D.A., Smith R.E., and Goodrich D.C., 1990. KINEROS: A kinematic runoff and erosion model: Documentation and user manual, Rep. ARS-77, 77 pp. Agric. Res. Serv., U.S. Dep. of Agric., Washington, D.C.

Área temática II

Infiltración/retención hídrica en el suelo y/o adsorción de sustancias en el sistema suelo-planta

USO DE LA HUMEDAD DEL SUELO PARA LA MONITORIZACIÓN DE LA SEQUÍA AGRÍCOLA: ANÁLISIS CON MEDICIONES *IN SITU* Y TELEDETECCIÓN

J. Martínez-Fernández, N. Sánchez, A. González-Zamora, A. Gumuzzio-Such, C.M. Herrero-Jiménez

Instituto Hispano Luso de Investigaciones Agrarias (CIALE), Universidad de Salamanca. Duero, 12. 37185. Villamayor. <u>imf@usal.es</u>. <u>http://campus.usal.es/~hidrus/</u>

RESUMEN. En este trabajo se estudia el uso de la humedad del suelo como variable para la monitorización de la sequía agrícola mediante la aplicación del SWDI (Soil Water Deficit Index). El trabajo se ha realizado a partir de series de humedad medidas in situ en una zona agrícola del SE de la provincia de Zamora (España) y de los registros del satélite SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) para ese mismo territorio. El periodo de análisis en ambos casos ha sido Junio-2010 a Diciembre-2014. La humedad in situ ha sido registrada en seis estaciones de la red REMEDHUS (Red de Estaciones de Medición de la Humedad del Suelo) y el SWDI se ha calculado tanto a nivel superficial (0-5 cm), equivalente a la profundidad muestreada por SMOS, como en la zona radicular (0-50 cm). Para la valoración del índice de seguía agrícola se han utilizado tres índices de referencia. Se trata del CMI (Crop Moisture Index), el AWD (Atmospheric Water Deficit) y el SPI (Standarized Precipitation Index), índices bien conocidos y de uso muy extendido, aunque de carácter eminentemente climático. Todos los índices utilizados en este estudio han sido calculados a escala semanal por su mayor interés para aplicaciones agronómicas, excepto el SPI que se ha analizado a escala mensual. Los resultados muestran que el SWDI refleja adecuadamente los eventos de sequía y que existe un muy buen ajuste entre el índice calculado con datos *in situ* y el que se obtiene a partir del satélite SMOS. Se ha comprobado también la estrecha relación existente entre el índice superficial y el de la zona radicular, lo que indica la utilidad de esta herramienta aplicada desde el ámbito de la teledetección. En cuanto a la comparación con los índices de referencia, en el caso del CMI y el AWD la correlación es bastante buena, a pesar de tratarse de indicadores de base climática, lo que refuerza la idoneidad del SWDI como indicador de sequía agrícola. En el caso del SPI, la relación es más baja, pero se explica por la diferente escala temporal de análisis que quizá no sea idónea para este tipo de aplicaciones. Por lo tanto, el uso de series de observación de la humedad del suelo puede ser una herramienta adecuada para la monitorización y la evaluación de la sequía agrícola.

ABSTRACT. The use of soil moisture observations for agricultural drought monitoring is studied by means of the application of the SWDI (Soil Water Deficit Index). The study was made with *in situ* soil moisture series of an agricultural area in the SE of the Zamora province (Spain) and the data of the SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) satellite for the same area. The *in situ* soil moisture was measured in six stations of the REMEDHUS (Soil Moisture Measirement Stations Network), and the SWDI

was calculated both for the top layer (0-5 cm) and the root-zone layer (0-50 cm). For the assessment of the agricultural drought index, three reference climatological based drought indices were used. The CMI (Crop Moisture Index), the AWD (Atmospheric Water Deficit) and the SPI (Standarized Precipitation Index) are wellknown and have been intensively used. All the indices used in this study have been calculated at weekly scale, except for the SPI that was analyzed at monthly scale. The results show that the SWDI adequately reproduces the drought events and that there is a very good fit between the index calculated with in situ data and that obtained from the SMOS satellite. It was found a close relationship between the surface index and the root zone, which increases the usefulness of this remote sensing tool. The SWDI correlates well with CMI and AWD, despite being based climatological indices, which highlights the feasibility of the SWDI as agricultural drought indicator. The agreement with SPI is lower but this could be explained by the different temporal scale that could be not useful for these type of applications. Therefore, the use of soil moisture observations can be a feasible tool for agricultural drought monitoring and assessment.

1.- Introducción

En los últimos años se ha avanzado considerablemente en la investigación sobre dispositivos para la medición de la humedad del suelo, habiéndose conseguido un notable incremento en la precisión y en la versatilidad, a la vez que un abaratamiento en su coste. Cada vez se dispone de un mayor número de estaciones y redes permanentes de medición, algunas de ellas ya con series de observaciones de larga duración (Dorigo et al. 2011). Simultáneamente, el incesante progreso en el campo de la teledetección está dando sus frutos también en relación con la estimación de la humedad del suelo mediante sensores instalados en satélites. Actualmente es posible obtener un mapa global de contenido de agua de la capa superficial del suelo cada uno o dos días (Kerr et al. 2010) a partir de los datos suministrados por satélites como SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity), algo impensable hace muy pocos años.

Todos estos avances en la observación de la humedad del suelo hacen que sea razonable pensar en la posibilidad de abordar la monitorización de la sequía agrícola mediante el apoyo de la principal variable implicada. Hasta ahora, el estudio de ese tipo de sequía se ha venido abordando mediante índices de base climática o meteorológica, como es el caso del CMI (*Crop Mositure Index*; Palmer, 1968), o del AWD (*Atmospheric Water Déficit*; Torres *et al.* 2013). En otros casos se han utilizado índices a partir de modelización hidrológica (Narasimhan y Srinivasan, 2005) que, en última instancia, también se apoya en datos climáticos.

De las tres clases de sequía (meteorológica, agrícola e hidrológica) que se reconocen normalmente, la agrícola es la que tiene un impacto más directo e inmediato. Se considera que comienza la sequía agrícola cuando la disponibilidad de agua en el suelo para las plantas cae por debajo de un determinado umbral que afecta negativamente al cultivo y, por tanto, a la producción agrícola (Panu y Sharma, 2002). De acuerdo, por tanto, con esa definición, ese tipo de sequía viene identificada por la escasez de agua en el suelo, teniendo en cuenta, además, que el estrés hídrico está más estrechamente relacionado con la cantidad relativa de agua disponible que con el contenido total de agua del suelo (Allen *et al.* 1998)

A pesar de los avances mencionados, han sido muy escasos los trabajos que han utilizado las series de observación de la humedad del suelo para el estudio de la sequía. Sridhar *et al.* (2008) introdujeron el SMI (*Soil Moisture Index*), revisado posteriormente por Hunt *et al.* (2009). Recientemente, Martínez-Fernández *et al.* (2015) propusieron el índice SWDI (*Soil Water Deficit Index*) como herramienta para la evaluación y la monitorización de la sequía agrícola. La mayoría de estos trabajos se basan en una normalización del contenido de humedad del suelo con la cantidad de agua disponible, si bien utilizan diferentes enfoques.

El presente trabajo pretende analizar el uso de la humedad del suelo como estrategia para la evaluación y la monitorización de la sequía agrícola de un sector del SE de la provincia de Zamora (España). Con ese objetivo se ha aplicado el SWDI calculado tanto a partir de series de humedad del suelo registradas en estaciones de medición in situ, como de estimaciones proporcionadas por el satélite SMOS, durante un periodo de cuatro años y medio. Se busca analizar los resultados obtenidos a partir de ambas bases de datos y evaluar dicho índice mediante la comparación con otros índices de seguía clásicos, como el SPI (Standarized Precipitation Index), o específicos de sequía agrícola, como el CMI y el AWD. En definitiva, se pretende analizar la viabilidad de este tipo de metodología basada en la observación del contenido de agua del suelo para el estudio de la seguía agrícola.

2.- Metodología y bases de datos

2.1.- Humedad del suelo in situ

El estudio se ha llevado a cabo en la zona de REMEDHUS (Red de Estaciones de Medición de la Humedad del Suelo de la Universidad de Salamanca), situada en el SE de la provincia de Zamora (41.1° - 41.5°N; 5.1° - 5.7°W) sobre una zona agrícola de unos 1300 km², bajo clima mediterráneo continental semiárido (Fig. 1). Los suelos de

la red se caracterizan por su carácter arenoso (clase textural media arenosa franca), superándose con frecuencia en superficie el 80% de arena, y por un contenido medio en materia orgánica inferior al 1%. El principal uso del suelo es el cultivo de cereal (80% de la superficie). La red registra en continuo el contenido horario de humedad del suelo mediante sondas Hydra (Stevens® Water Monitoring System, Inc.) instaladas a 5 cm de profundidad. En este estudio se seleccionaron seis estaciones representativas para calcular el índice de seguía agrícola y posteriormente los datos se promediaron. Cada una de estas seis estaciones cuenta, además, con dos sondas Envirosmart (Sentek Pty. Ltd.) a 25 y 50 cm de profundidad, lo que permite conocer el contenido de agua en la zona radicular. Las estaciones se escogieron teniendo en cuenta que tuvieran el mismo periodo de registro y que presentaran el menor número de lagunas. El periodo de análisis fue Junio-2010 a Diciembre-2014, coincidente con la duración de las series de humedad del suelo de SMOS. Dicho periodo es muy representativo de las condiciones climáticas de la zona, con años muy contrastados en términos de cantidad y distribución de la lluvia.



Figura 1. Localización de la zona de estudio y dispositivo experimental utilizado en este trabajo.

Los datos climáticos utilizados en este estudio provienen de las cuatro estaciones meteorológicas automáticas con que cuenta REMEDHUS y la estación de larga duración de Matacán (Agencia Estatal de Meteorología, AEMET) situada muy cerca de la zona de estudio. Las variables climáticas diarias utilizadas para el cálculo de los índices de sequía (CMI, AWD y SPI) fueron, básicamente, precipitación y evapotranspiración potencial (ETo), calculada mediante el método de Penman-Monteith (Allen *et al.* 1998).

2.2.- Humedad del suelo SMOS

El satélite SMOS fue lanzado al espacio en noviembre de 2009 y proporciona mapas globales de humedad de los primeros 5 cm del suelo. En este trabajo se han utilizado las series del SMOS *Soil Moisture Level* 2 *User Data Product* (SMUDP2 file) en la versión 5.51. Este producto tiene un formato grid denominado *Discrete Global Grid*

(DGG) con una resolución espacial de ~15 km. Se han utilizado los datos de las 11 celdas DGG que cubren el área en el que están dispuestas las seis estaciones de humedad del suelo seleccionadas de REMEDHUS (Fig. 1). Con el objeto de obtener la serie más fiable y completa se aplicaron los filtros de calidad (*Data Quality Index*) y de interferencias por radiofrecuencia (RFIs), y se descartó el primer semestre de 2010 por el elevado número de lagunas. Por lo tanto, el periodo de análisis ha sido Junio-2010 a Diciembre 2014. Se calculó el SWDI en cada uno de los DGG y, posteriormente, se promedió para todo el área.

2.3.- Soil Water Deficit Index (SWDI)

El SWDI fue propuesto recientemente por Martínez-Fernández et al. (2015) como una herramienta para la monitorización de la seguía agrícola mediante el uso de observaciones de la humedad del suelo. Este índice se diferencia de propuestas anteriores (Sridhar et al. 2008; Hunt et al. 2009) en que fija el umbral de seguía tomando como referencia el valor de capacidad de campo y no en el de punto de marchitamiento, por considerar que una vez que el suelo desciende por debajo del primero se aleja de las condiciones óptimas y los cultivos ya están en riesgo de sufrir estrés. Pero la principal diferencia con enfoques anteriores es que el índice tiene una clara interpretación agronómica, pues el resultado se expresa en magnitudes relativas al concepto de agua fácilmente extraíble y, más concretamente, al factor p que es el promedio del total de agua disponible que puede ser agotada antes de producirse estrés hídrico (Allen et al. 1998), y que es específico para cada cultivo.

El SWDI se calcula del siguiente modo:

$$SWDI = \left(\frac{\theta - \theta_{FC}}{\theta_{AWC}}\right) 10$$

Siendo θ el contenido de humedad del suelo y θ_{AWC} el total de agua disponible, es decir, la diferencia entre el contenido a capacidad de campo (θ_{FC}) y en el punto de marchitamiento (θ_{WP}). Cuando SWDI da valores positivos, el suelo tiene exceso de agua, y cuando el valor es cero el suelo está a capacidad de campo. Los valores negativos indican sequía agrícola y su impacto dependerá del tipo de cultivo y de la fracción que pueda ser agotada en cada caso, antes de expresar estrés hídrico. El déficit es absoluto cuando SWDI \leq -10, pues indica que se ha igualado o sobrepasado θ_{WP} .

Los parámetros hídricos del suelo necesarios para calcular el SWDI (θ_{FC} y θ_{WP}) en la zona de REMEDHUS fueron obtenidos experimentalmente a partir de un muestreo de 147 puntos con muestras superficiales de suelo inalteradas. Para las estaciones se hizo un muestreo específico para las tres profundidades (5, 25 y 50 cm) en las que se mide la humedad. En todas las muestras se determinó la curva de retención mediante el modelo de van Genuchten (1980) a partir de nueve puntos experimentales (de 0 a -1500 kPa) obtenidos mediante recipientes de tensión y membrana a presión. Se consideró θ_{FC} como el contenido de humedad a -33 kPa y θ_{WP} el correspondiente a -1500 kPa (Romano y Santini, 2002). Los valores obtenidos fueron promediados para cada celda DGG, en el caso del índice calculado con datos SMOS, y para las estaciones de REMEDHUS se utilizó el valor específico de cada una de ellas y para cada profundidad.

En el caso de las estaciones de humedad se calculó el SWDI tanto superficialmente (0-5 cm), que es el volumen muestreado coincidente con el del satélite, como para la zona radicular (0-50 cm), promediando las tres profundidades (Martínez-Fernández *et al.* 2015). Tanto con datos *in situ* como con datos de satélite el valor del SWDI se calculó diariamente y posteriormente se promedió semanalmente. Se ha elegido esta escala temporal por ser utilizada frecuentemente por los servicios de asesoramiento y por los agricultores para la programación del riego (Purcell *et al.* 2003)

2.4.- Índices de sequía

Para llevar a cabo una evaluación del SWDI y analizar su idoneidad para la monitorización de la sequía agrícola, se utilizaron como referencia tres índices de seguía. Se trata de índices de base climática ya que, como señalan Torres et al. (2013), la mayoría de los publicados hasta el momento son ese tipo y no se dispone de índices que tengan en cuenta las condiciones hídricas específicas del suelo. El CMI (Palmer, 1968) es, probablemente, el índice de sequía agrícola más utilizado en el mundo y fue propuesto para calcular el balance de agua del suelo a partir de registros de larga duración de precipitación y temperatura. En este estudio se ha calculado con las series de la estación de Matacán para el periodo 1961-2014 y se compararon con SWDI los resultados de los años 2010-2014. El AWD fue propuesto por Purcell et al. (2003) como la suma de la ETo de los 7 días de cada semana menos la suma de la precipitación de cada uno de esos mismos periodos. En este trabajo el AWD se ha calculado de forma inversa (precipitación menos ETo) con el objeto de obtener valores negativos, como ocurre con el SWDI.

Se consideró que el análisis del SPI (McKee *et al.* 1993) podría ser interesante, a pesar de su carácter estrictamente meteorológico, por ser el índice de sequía más universalmente utilizado y el recomendado como índice de referencia por la Organización Meteorológica Mundial (Hayes *et al.* 2011). Se ha utilizado la serie de datos mensuales de SPI de la estación de Matacán suministrados por la AEMET. Se ha empleado la escala mensual por ser la habitualmente utilizada por este índice.

3.- Resultados y discusión

El índice calculado con datos superficiales *in situ* (SWDI- R_{sup}) y el obtenido a partir del producto L2 de SMOS (SWDI-S) muestran un grado de correlación muy alto (Tabla 1, Fig. 2a) y un buen solapamiento temporal de las series (Fig. 2b). Esto indica claramente que puede ser

viable la opción de utilizar datos de humedad del suelo del satélite para la monitorización de la sequía agrícola. En trabajos anteriores (Sánchez *et al.* 2012) se puso de manifiesto que la estimación de la humedad del suelo mediante SMOS ha dado buenos y fiables resultados, y que su precisión ha ido en aumento a medida que se han utilizado nuevos reprocesados y diversas escalas de análisis (González-Zamora *et al.* 2015). La utilización de estrategias como el *downscaling* (Piles *et al.* 2014) han permitido aumentar considerablemente la resolución espacial de la humedad del suelo del satélite SMOS e incrementar los campos de aplicación, entre ellos las aplicaciones agrícolas.

Tabla 1. Análisis de correlación (Pearson) entre el SWDI calculado con las estaciones de REMEDHUS (0-5 cm, SWDI- R_{sup} ; 0-50 cm, SWDI- R_{rz}), con datos SMOS (SWDI-S), CMI, AWD y SPI.

	SWDI-R _{sup}	SWDI-R _{rz}	SWDI-S
SWDI-R _{rz}	0.90		
SWDI-S	0.86	0.73	
CMI	0.77	0.67	0.71
AWD	0.73	0.56	0.83
SPI *	0.40	0.37	0.50

Sig. p<0.01 en todos los casos

* Escala mensual

Una de las limitaciones que, a priori, podrían cuestionar la utilización de las estimaciones de humedad del suelo desde sensores remotos es el hecho de que su ámbito de muestreo esté restringido a los primeros centímetros del suelo (Njoku y Entekhabi, 1996). Sin embargo, diversos autores han demostrado que existe una correlación muy estrecha entre la humedad superficial y la de la zona radicular (Albergel et al. 2008; Hirschi, et al. 2014). En este trabajo se ha puesto de manifiesto que la humedad registrada en la capa más superficial del suelo es un buen indicador de aquella alojada en el volumen explorado por las raíces de las plantas. El SWDI-R_{sup} y el calculado para los primeros 50 cm de profundidad (SWDI-R_{rz}) muestran un alto grado de correlación (R, 0.9). Al mismo tiempo, la comparación entre SWDI-S y SWDI-R_{rz} arroja un muy aceptable grado de correlación (Tabla 1). Todos estos resultados demuestran que la utilización de la humedad del suelo de SMOS es una alternativa viable para la monitorización de la seguía agrícola.

La valoración del SWDI no es una tarea fácil ya que no se dispone de ningún otro índice de características similares, es decir, que utilice humedad del suelo como variables indicadora. Esto hace necesario recurrir a otro tipo de estrategia. Se trata de utilizar índices que son considerados como referencia y cuyo uso es generalizado, si bien tienen una base estrictamente climática, aun siendo tipificados de sequía agrícola, o bien son genuinamente de sequía meteorológica.



Figura 2. Comparación entre SWDI-R_{sup} y SWDI-S (a, línea discontinua 1:1) y evolución temporal (b) de ambos índices (Junio-2010 a Diciembre 2014) en REMEDHUS.

El SWDI calculado tanto con datos *in situ* (superficial y zona radicular) como con datos de satélite se ha comparado con el CMI para el mismo periodo de análisis. En los tres casos el resultado es bastante aceptable (Tabla 1) si bien se detecta un cierto desajuste en el caso de situaciones particulares. A modo de ejemplo, en la figura 3, en la que se compara SWDI- R_{sup} con el CMI, se observa que este último da una serie recurrente de valores cero. Se trata de un comportamiento que está relacionado con episodios de lluvia que interrumpen momentáneamente los periodos de sequía, pero que, como demuestra el SWDI, no tienen la entidad como para recargar suficientemente el suelo y aliviar o interrumpir el periodo de sequía agrícola.



Figura 3. Comparación entre SWDI- R_{sup} y CMI a escala semanal. Línea discontinua 1:1.

El AWD fue propuesto como un indicador que expresa el balance agua del suelo mediante la diferencia entre precipitación y ETo. La comparación del SWDI-R con este índice muestra un buen resultado (Tabla 1). El coeficiente de correlación es similar en el caso de SWDI-R_{sup} al que se obtenía con CMI. Sin embargo, es sensiblemente inferior cuando se analiza con SWDI-R_{rz}. Este resultado es coherente teniendo en cuenta que la desconexión entre los procesos atmosféricos y edáficos aumenta a medida que lo hace la profundidad. Este aspecto es todavía más marcado en los periodos secos, pues en esas circunstancias los procesos de transferencia de agua están primordialmente controlados por el suelo (Novak, 2010).



Figura 4. Comparación entre SWDI-S y CMI a escala semanal. Línea discontinua 1:1.

Sin embargo, lo más llamativo del análisis realizado con el AWD es la comparación con SWDI-S. En este caso el coeficiente de correlación es el más alto (0.83), evidenciando un muy buen ajuste entre ambos índices (Fig. 4), especialmente cuando los valores son negativos, es decir, para condiciones de sequía agrícola. Esta circunstancia hace pensar que el índice calculado con datos SMOS es capaz de capturar convenientemente, o al menos de manera comparable a como lo hacen otros índices, las situaciones de déficit hídrico y de identificar los periodos de sequía, así como los atributos que los definen (inicio, duración e intensidad).

Finalmente, se hizo una comparación entre los datos del SPI mensual y los del SWDI calculado con humedad superficial y de la zona radicular en las estaciones de REMEDHUS, y con la humedad del suelo SMOS. El coeficiente de correlación de Pearson es más bajo en los tres casos (Tabla 1), en relación a lo que ocurría con los otros índices de referencia utilizados, pero siempre presenta una buena significación estadística. Este menor grado de relación con SPI puede estar relacionado con la escala temporal de análisis y con su carácter más marcadamente meteorológico. La escala de un mes, habitualmente utilizada en el caso del SPI, parece no ser la más idónea para analizar la respuesta del suelo ante periodos de déficit de agua. Por esa razón, es probable que no sea la más adecuada para la monitorización de la sequía agrícola. Este aspecto tiene mucha relación con la diferente dinámica de los sistemas atmosférico y edáfico y, sobre todo, con el tiempo de respuesta de la humedad del suelo a la sequía meteorológica (Changnon, 1987).



Figura 5. Comparación entre SWDI- R_{sup} y SWDI-S a escala mensual. Línea discontinua 1:1.

No obstante, el análisis realizado a nivel mensual ha permitido comprobar, también a esta escala temporal, la correlación entre el índice de sequía agrícola calculado con datos *in situ* y el obtenido a partir de los registros del satélite SMOS. El coeficiente de correlación entre SWDI-R y SWDI-S a escala mensual es de 0.9 en el caso de mediciones *in situ* superficiales (Fig. 5) y de 0.84 con las series de humedad en la zona radicular (0-50 cm). En definitiva, la opción de utilizar datos de satélite ha resultado igualmente satisfactoria a cualquiera de las escalas temporales empleadas (diaria, semanal o mensual).

4.- Conclusiones

El estudio realizado ha demostrado que el uso de las series de humedad del suelo, ya sea registradas in situ o desde satélites, puede ser una herramienta adecuada para la monitorización de la sequía agrícola. El SWDI calculado con datos del satélite SMOS se ajusta muy bien al obtenido con las observaciones in situ, tanto para la humedad superficial como para la relativa a la zona radicular. Esto ha sido así, además, a cualquiera de las escalas temporales utilizadas (diaria, semanal y mensual). La valoración del SWDI con otros índices de referencia ha dado, también, buenos resultados. Si bien se trata de índices de base climática, el análisis comparativo ha permitido comprobar que el SWDI es capaz de reflejar de manera eficiente la dinámica del balance de agua del suelo y, por tanto, los periodos de déficit hídrico, referidos a la disponibilidad de agua para los cultivos.

Estos resultados ponen de manifiesto la idoneidad de una estrategia de monitorización de la sequía agrícola que tiene una enorme capacidad de desarrollo en un futuro próximo. La posibilidad de utilizar los datos de satélites como el SMOS o el SMAP (*Soil Moisture Active Pasive*), puesto en órbita recientemente, supone la eliminación de las restricciones de escala y, por tanto, su generalización. Se dispone en la actualidad de mapas globales cada 1-2 días y su resolución espacial, demasiado gruesa en los primeros productos, ha llegado a ser inferior al kilómetro en la actualidad. Todo ello supone la posibilidad de utilizar una herramienta muy potente y de enorme interés para la monitorización y la gestión de las tierras agrícolas.

Agradecimientos. Este estudio ha sido realizado con el apoyo del Ministerio de Economía y Competitividad (proyecto AYA2012-39356-C05-05) y del Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER). Los autores expresan su agradecimiento a la Agencia Estatal de Meteorologia (AEMET) por el suministro de bases de datos climáticas.

5.- Bibliografía

- Albergel, C., C. Rüdiger, T. Pellarin, J.C. Calvet, N. Fritz, F. Froissard, D. Suquia, A. Petitpa, B. Piguet, y E. Martin, 2008. From near-surface to root-zone soil moisture using an exponential filter: An assessment of the method based on in-situ observations and model simulations. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 12, 1323-1337.
- Allen, R.G., L.S. Pereira, D. Raes, y M. Smith, 1998. Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements. Irrig. Drain. Pap. 56. FAO, Rome.
- Changnon, S.A., 1987. *Detecting drought conditions in Illinois*. Illinois State Water Survey Circular 169. Champaign, Illinois.
- Dorigo, W.A., W. Wagner, R. Hohensinn, S. Hahn, C. Paulik, A. Xaver, A. Gruber, M. Drusch, S. Mecklenburg, P. van Oevelen, A. Robock, y T. Jackson, 2011. The International Soil Moisture Network: A new data hosting facility for global *in-situ* soil moisture measurements. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15, 1675-1698.
- González-Zamora, A., N. Sánchez, J. Martínez-Fernández, A. Gumuzzio, M. Piles, y E. Olmedo, 2015. Long-term SMOS soil moisture products: a comprehensive evaluation across scales and methods in the Duero Basin (Spain). *Phys. Chem. Earth.* In press.
- Hayes MJ, M.D. Svoboda, N. Wall, y M. Widhalm, 2011. The Lincoln declaration on drought indices: universal meteorological drought index recommended. *Bull. Am. Met. Soc.* 92, 485-488.

Hirschi, M., B. Mueller, W. Dorigo, y S.I. Seneviratne, 2014. Using

remotely sensed soil moisture for land-atmosphere coupling diagnostics: The role of surface vs. root-zone soil moisture variability. *Remote Sens. Environ.* 154, 246-252.

- Hunt, E.D., K.G. Hubbard, D.A. Wilhite, T.J. Arkebauer, y A.L. Dutcher, 2009. The development and evaluation of a soil moisture index. Int. J. Climatol. 29, 747-759.
- Kerr, Y., P. Waldteufel, J.P. Wigneron, S. Delwart, F. Cabot, J. Boutin, M.J. Escorihuela, J. Font, N. Reul, C. Gruhier, S. Juglea, M.R. Drinkwater, A. Hahne, M. Martin-Neira, y S. Mecklenburg, 2010. The SMOS mission: New Tool for Monitoring Key Elements of the Global Water Cycle. *Proc. IEEE*. 98, 666-687.
- Martínez-Fernández, J., A. González-Zamora, N. Sánchez, y A. Gumuzzio, 2015. A soil water based index as a suitable agricultural drought indicator. J. Hydrol. 522, 265-273.
- McKee, T.B., N.J. Doesken, y J. Kleist, 1993. The relationship of drought frequency and duration to time scales. In *Proceedings of the Eighth Conference on Applied Climatology*. Anaheim: California, USA; 179-184.
- Narasimhan, B., y R. Srinivasan, 2005. Development and evaluation of Soil Moisture Deficit Index (SMDI) and Evapotranspiration Deficit Index (ETDI) for agricultural drought monitoring. *Agric. For. Meteorol.* 133, 69-88.
- Njoku, E.G., y D. Entekhabi, 1996. Passive microwave remote sensing of soil moisture. J. Hydrol. 184, 101-129.
- Novak, M.D. 2010.Dynamics of the near-surface evaporation zone and corresponding effects on the surface energy balance of a drying bare soil. *Agric. For. Meteorol.* 150, 135-1365.
- Palmer, W C. 1968. Keeping track of crop moisture conditions, nationwide: the new crop moisture index. *Weatherwise*, 21, 156-161.
- Panu, U.S., y T.C. Sharma, 2002. Challenges in drought research: some perspectives and future directions. *Hydrol. Sci. J.* 47(S), S19-S30.
- Piles, M., N. Sánchez, M. Vall-llossera, A. Camps, J. Martínez-Fernández, J. Martínez, y V. González-Gambau, 2014. A dowscaling approach for SMOS land observations: evaluation of high resolution soil moisture maps over the Iberian Peninsula. J. Selec. Top. Appl. Earth Obs. Rem. Sens. 7, 3845-3857.
- Purcell, L.C., T.R.Sinclair, y R.W. McNew, 2003. Drought avoidance assessment for summer annual crops using long-term weather data. *Agron. J.* 95, 1566-1576.
- Romano, N., y A. Santini, 2002. Water retention and storage. Field. In Methods of Soil Analysis. Part 4, Physical methods (J.H. Dane ad G.C. Topp, Eds.), Soil Science Society of America Book Series No. 5. SSSA Inc. Madison, WI. pp. 721-738.
- Sánchez, N., J. Martínez-Fernández, A. Scaini, y C. Pérez-Gutiérrez, 2012. Validation of the SMOS L2 soil moisture data in the REMEDHUS network (Spain). *IEEE T. Geosci. Remote Sens.* 50, 1602-1611.
- Sridhar, V., K.G. Hubbard, J. You, y E.D. Hunt, 2008. Development of the soil moisture index to quantify agricultural drought and its user friendliness in severity-area-duration assessment. J. Hydrometeorol. 9, 660-676.
- Torres, G.M., P.R Lollato, y T.E. Ochsner, 2013. Comparison of drought probability assessments based on atmospheric water deficit and soil water deficit. *Agron. J.* 105, 428-436.
- van Genuchten, M.Th., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 892-898.

RÉGIMEN ANUAL DE FUSIÓN DE LA NIEVE EN EL ÁREA DE SIERRA NEVADA E IMPLICACIONES EN EL BALANCE LOCAL DE AGUA

R. Pimentel¹, M.J. Pérez-Palazón¹, J. Herrero², M.J. Polo¹

¹ Grupo de Dinámica Fluvial e Hidrología, Instituto Interuniversitario de Investigación del Sistema Tierra en Andalucía (IISTA). Universidad de Córdoba, Campus Rabanales, Edificio Leonardo da Vinci, Área Ingeniería Hidráulica, 14071, Córdoba. <u>rpimentel@uco.es</u>, <u>mi.perez@uco.es</u>, <u>mipolo@uco.es</u>

² Grupo de Dinámica Fluvial e Hidrología, Instituto Interuniversitario de Investigación del Sistema Tierra en Andalucía (IISTA).Universidad de Granada, Edificio CEAMA, Avd. del Mediterráneo s/n, 18016. Granada, <u>herrero@ugr.es</u>

RESUMEN. En zonas de alta montaña, el régimen de acumulación/fusión de la nieve determina el balance de agua superficial y redistribuye las fracciones de infiltración/escorrentía y evaporación desde el suelo. En entornos mediterráneos, los niveles de radiación y el intercambio turbulento de energía condicionan los flujos de fusión y evaporación desde la capa de nieve, y generan estados en los que las pérdidas de nieve no se traducen en aportes de agua al suelo. Este trabajo analiza el régimen anual de fusión de la nieve en el área de Sierra Nevada (España) e identifica las zonas con mayor influencia de los aportes de la nieve en el balance superficial de agua. Para ello, se ha utilizado el modelo de acumulación/fusión de Herrero et al., (2009), extendido en planta con curvas de agotamiento locales (Pimentel et al., 2015), calibrado y validado con imágenes Landsat TM durante el periodo de estudio. Los resultados permiten establecer una zonificación de vulnerabilidad frente a cambios en la ocurrencia de precipitación en forma de nieve.

ABSTRACT. The accumulation/snowmelt regime conditions the surface water balance in mountainous areas. This determines the infiltration/runoff ratio and the evaporation from the soil. In Mediterranean areas, the high radiation rates and the importance of snow-atmosphere turbulent energy exchange condition the melting and evaporation fluxes from the snow, thereby generating situations where snow losses reduce the contributions of water to the soil. The present work analyses the annual snowmelt regime over the Sierra Nevada mountain range (Southern Spain) and identifies the areas where the water balance is most conditioned by snow dynamics. The point accumulation/snowmelt model developed by Herrero et al., (2009) and distributed by means of local depletion curves by Pimentel et al., (2015) was used. This model was calibrated and validated with Landsat TM scenes for the study period. The results allow to determine the most vulnerable areas to the changes in snowfall patterns.

1.- Introducción

En zonas de alta montaña el agua disponible en la capa de nieve juega un papel clave en el balance superficial de agua constituyendo un depósito natural durante el período invernal. La dinámica de acumulación y fusión en esta capa condiciona la cantidad y el momento en que el agua almacenada cambia de estado y entra a formar parte de los flujos de escorrentía, infiltración o evaporación desde el suelo. A su vez, la distribución espacial de la nieve, condicionada principalmente por el relieve y los procesos atmosféricos que determinan la fracción de precipitación en forma de nieve y su posterior redistribución (Elder *et al.*, 1991; Marks y Winstral, 2001), determina las zonas en las que estos aportes son más importantes en el balance de agua total.

En regiones montañosas en ambientes semiáridos, como el mediterráneo, el carácter extremo y altamente variable de los regímenes hidrológicos dotan a la capa de nieve de unas características particulares que la diferencian de las que normalmente ésta posee en otro tipo de regiones. Cabe destacar entre ellas las altas tasas de evaporación desde la capa de nieve, la presencia de varios ciclos de acumulación-fusión a lo largo del año y la peculiar distribución de la nieve en manchas aisladas, que en determinadas localizaciones perduran incluso durante el período estival. Todas estas características aumentan la dificultad en la monitorización y el modelado del comportamiento y distribución de la nieve, por lo que una combinación entre ambas, modelado y observación, constituye la metodología más extendida para el estudio de su comportamiento y evolución.

Existen numerosos modelos de acumulación-fusión de nieve. Modelos empíricos que relacionan flujo de fusión con variables meteorológicas (Kustas et al., 1994); modelos conceptuales, que integran la capa de nieve en el modelado como un depósito de agua (Fenizia et al., 2011); o modelos físicos, basados en balances de masa y energía (Jordan 1991; Marks y Dozier, 1992; Taboton y Luce, 1996; Herrero et al., 2009). Entre ellos son los modelos con base física los que mejor captan las altamente variables condiciones que se observan en estos ambientes semiáridos. Cuando estos modelos además son distribuidos espacialmente, es necesaria información real de la capa de nieve con la que poder realizar calibraciones y validaciones de las propiedades modeladas. Valores de superficie cubierta por nieve o albedo pueden ser obtenidos utilizando información proveniente de sensores remotos (p.e. datos diarios de NOAA con una resolución espacial de 1 x 1 km; datos diarios de MODIS, con 500 x 500 m de resolución espacial para el caso de productos de nieve o Landsat con una resolución temporal de 16 días pero espacial de 30 x 30 m).

Este estudio propone analizar el régimen de fusión anual en área de Sierra Nevada y su distribución espacial, para

determinar la importancia de este flujo en el balance superficial de agua e identificar zonas fundamentales de aporte. Para ello se emplea un modelo puntual de acumulación-fusión de nieve (Herrero *et al.*, 2009) extendido en planta mediante curvas de agotamiento locales (Pimentel *et al.*, 2015), y calibrado y validado para la zona de estudio.

2.- Zona de estudio y datos disponibles

Este estudio ha sido desarrollado en la cordillera de Sierra Nevada, localizada al sureste de la Península Ibérica. Se trata de una alineación montañosa de unos 60 km de longitud paralela a la costa del mar Mediterráneo, sólo unos 40 km al sur, y con unas elevaciones que oscilan entre los 1500-3500 m. Su proximidad al mar hace que el clima de alta montaña se vea altamente influenciado por el clima mediterráneo predominante en la zona. Además, esta región encuentra afectada por unos fuertes gradientes se altitudinales con marcadas diferencias entre la cara sur, afectada directamente por el mar, y cara norte (Fig.1). Este hecho queda reflejado en las condiciones climáticas sobre la zona y consecuentemente en la dinámica de la nieve. El área de estudio seleccionada (línea gruesa negra en Fig.1), corresponde con las cabeceras de las cuencas de los ríos más importantes que se desarrollan en esta región (Adra, Andarax, Fardes, Genil y Guadalfeo). Se trata de un área con una extensión de 4593.72 km², dentro de la cual se encuentran los límites de los Parques Natural y Nacional de Sierra Nevada (áreas gris oscura y gris clara, respectivamente en Fig.1). Se elige esta extensión por motivos hidrológicos de modelado, ya que la presencia de nieve no es continua durante todo el año en esta área. Ésta suele aparecer en altitudes superiores a los 2000 m.s.n.m. generalmente desde mediados de noviembre hasta finales de primavera.

La vegetación más abundante en la zona se corresponde con la típica de alta montaña, pastos y matorrales bajos, que aparecen en altitudes superiores a los 2000 m.s.n.m., principalmente *Hormathophylla spiosa*, *Genista versicolor* y *Festuca clementei*. Por debajo de estas cotas, la vegetación que se encuentra corresponde a pequeñas áreas forestales y zonas de agricultura tradicional. Cabe destacar la presencia de un gran número de endemismos tanto en flora como en fauna, que la hacen la región más importante en cuanto a biodiversidad del oeste del arco mediterráneo (Heywood, 1995; Blanca 1996; Anderson *et al.*, 2011). Además, gran parte de la zona a mayores cotas es declarada como Reserva de la Biosfera por la UNESCO en 1986, como Parque Natural en 1989 y como Parque Nacional en 1999.

Diferentes redes de medida de variables meteorológicas están disponibles en la zona. La mayor parte de ella con escasa información por encima de los 2000 m.s.n.m. En este trabajo series diarias validadas de precipitación, temperatura, velocidad del viento y humedad relativa de las estaciones seleccionadas (Fig. 1) de red de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) han sido utilizadas como variables meteorológicas de entrada para el modelado durante el período 2000-2009.



Fig. 1. Mapa de situación de Sierra Nevada. Delimitación del área de estudio (línea gruesa negra); Parque Nacional (área gris clara); Parque Natural (área gris oscura); y localización de las estaciones meteorológicas empleadas en el estudio (puntos negros).

3.- Metodología

Los flujos anuales de pérdida de masa de la capa de nieve, fusión (Fus) y evaporación/condensación (Ev) han sido calculados para el periodo de estudio (2000-2009) en el área de Sierra Nevada utilizando el módulo de nieve del modelo hidrológico distribuido y de base física WiMMed (*Watershed Integrated Management in Mediterranean Environments*) (Herrero *et al.*, 2009, 2011; Aguilar *et al.*, 2010; Aguilar y Polo, 2011; Pimentel *et al.*, 2014). Del mismo modo la precipitación anual media (Prec), precipitación anual media en forma de nieve (P_n) y las temperaturas media (T_m) y mínima diarias (T_{min}) han sido calculadas mediante algoritmos específicos de interpolación espacial incluidos en el modelo y que tienen en cuenta los gradientes topográficos en la zona (Herrero *et al.*, 2007).

3.1.- Modelado de la nieve

El modelo puntual de acumulación-fusión de nieve para ambientes mediterráneos (Herrero *et al.*, 2009) ha sido utilizado en este trabajo. Este modelo se basa en un balance puntual de masa y energía, extendido a escala distribuida mediante curvas de agotamiento para captar la variabilidad espacial en la distribución de la nieve a escala de celda (Pimentel *et al.*, 2015).

El modelo puntual considera que la nieve se encuentra distribuida en una única capa vertical, con un volumen de control definido por la atmósfera y el suelo como límites externos y las columnas adyacentes de nieve como límites laterales. Se desprecia la contribución al balance del intercambio de masa y energía entre estas columnas adyacentes ya que los gradientes horizontales pueden considerarse despreciables si se comparan con los verticales. Las ecuaciones que determinan el balance son las siguientes:

$$\frac{dEA}{dt} = P - E - F + V \tag{1}$$

$$\frac{d(EA \cdot u)}{dt} = K + L + H + G + R \cdot u_R - E \cdot u_E + F \cdot u_F - V \cdot u_V$$
(2)

donde *EA* (equivalente de agua) es la masa de agua en la columna de nieve y u la energía interna por unidad de masa. En el balance de masa Ec. (1), P es la tasa de precipitación; E se corresponde con la tasa de evaporación (o condensación); F hace referencia al flujo de agua de fusión; y V es el transporte de masa debido al viento. Por otro lado, en el balance de energía Ec. (2), K es la radiación de onda corta o radiación solar; L la radiación de onda larga; H el flujo de calor sensible entre superficie de nieve y atmosfera; G el flujo de calor con el suelo; y u_R , u_E , u_F , u_V , los términos advectivos asociados con cada uno de los flujos de masa.

Esta aproximación permite una fácil extensión a un modelo distribuido mediante la realización de este balance acoplado celda a celda. El tamaño de celda empleado en el modelado es de 30 x 30 m, un tamaño que, por un lado, recoge la variabilidad del proceso representado (Blöschl, 1999) y del otro permite la calibración y validación gracias a la información de imágenes satélite Landast TM, ETM+ y OLI. Sin embargo, esta extensión no puede realizarse de manera directa cuando el área de la celda no está completamente cubierta. En estos casos hay que parametrizar los procesos que tienen lugar a una escala inferior a la de la celda. Con esta finalidad el modelo utiliza curvas de agotamiento locales a escala de celda. Se trata de relaciones empíricas entre la fracción de nieve en un área determinada y alguna de las variables de estado de la nieve en la misma extensión. Debido a la presencia de diferentes ciclos de fusión a lo largo del año y a la amplia variabilidad existente entre ellos, diferentes curvas han sido propuestas dependiendo de las características de la capa de nieve y la época del año en la que tienen lugar (Herrero et al., 2009; Pimentel et al., 2014).

El modelo puntual fue calibrado y validado gracias a medidas *in situ* de diversas propiedades de la capa de nieve (Herrero *et al.*, 2009). Las curvas de agotamiento a escala de celda, fueron definidas, calibradas y validadas gracias a la información obtenida de fotografía terrestre de detalle en un área piloto (Pimentel *et al.*, 2015) y el modelo completamente distribuido fue calibrado y validado gracias a información de superficie cubierta de nieve obtenida de información de Landsat TM y ETM+ (Herrero *et al.*, 2011; Pimentel *et al.*, 2015). De igual modo, los flujos de fusión y evaporación neta se calibraron de manera indirecta mediante el análisis de la fracción de cobertura vegetal en la zona (Gómez-Giraldez *et al.*, 2014).

3.2.- Análisis de flujos de agua

Para cuantificar la influencia de los flujos de fusión y evaporación desde la capa de nieve se proponen diversos ratios que relacionan los mismos con los valores de las entradas de agua en la zona de estudio, tanto de precipitación como de precipitación en forma de nieve. Estos ratios son calculados de manera distribuida en las zonas del área de estudio con presencia de nieve. Se seleccionan dos áreas: A1, área en la que al menos ha caído 1 mm de nieve a lo largo del año; y A2, área en la que la presencia de nieve es relevante, considerando esta como aquella en la que la precipitación media en forma de nieve supera un umbral, fijado como el percentil 25 de su distribución anual.

4.- Resultados y discusión

La Tabla 1 muestra los valores medios anuales de las variables meteorológicas simuladas sobre el total del área de estudio. Se observa cómo los valores de temperatura, tanto media como mínima, experimentan tendencias decrecientes de 0.06 y 0.25°C año⁻¹ respectivamente, con valores fluctuantes entre años, observándose mayor variabilidad en el caso de las temperaturas mínimas, cuyos valores oscilan entre los -2.4°C y los -11.4°C. En el caso de los valores de la precipitación se observan también tendencias decrecientes con valores de 35 y 4 mm año⁻¹ para Pre y P_n respectivamente. Sin embargo la ratio entre ambos valores experimenta un muy ligero crecimiento de 0.004 mm mm⁻¹ año⁻¹, debido a la aparición de un año, 2004-2005, con un valor relativamente superior al resto, 0.35 mm mm⁻¹. En este mismo año se obtiene la menor de las temperaturas mínimas en la década, -11.4°C, lo que verifica la aparición de este mayor valor de la ratio y pone de manifiesto la alta variabilidad existente en este tipo de ambientes.

Tabla 1. Valores anuales de las variables meteorológicas, temperatura media (T_m) , temperatura mínima (T_{min}) , precipitación (Prec), precipitación en forma de nieve (P_n) y relación entre precipitación y precipitación en forma de nieve, simuladas sobre el área de estudio para el período 2000-2009.

20071					
Δño	T _m	$T_{mín}$	Prec	Pn	$P_n \operatorname{Prec}^{-1}$
Allo	(°C)	(°C)	(mm)	(mm)	$(mm mm^{-1})$
2000-2001	13.6	-2.4	487.8	72.8	0,11
2001-2002	12.9	-3.6	511.8	61.2	0,12
2002-2003	13.4	-6.6	491.2	86.1	0,15
2003-2004	12.7	-5.8	637.3	84.1	0,13
2004-2005	13.1	-11.4	240.8	85.0	0,35
2005-2006	12.7	-6.8	391.9	86.8	0,19
2006-2007	13.0	-5.1	355.0	53.8	0,15
2007-2008	13.0	-4.3	337.8	30.4	0,09
2008-2009	12.7	-6.1	222.2	50.3	0,19
Media	13,0	-5,8	408,4	67,81	0,16

Estos resultados muestran las tendencias a escala de toda el área con influencia de la nieve. Para cuantificar dichas variables e índices en la zona con presencia directa de nieve, teniendo en cuenta la variabilidad espacial de su distribución a escala anual, se han definido dos áreas no complementarias y variables a lo largo de los años, descritas en la sección anterior, en función de los niveles de precipitación en forma de nieve.

La primera de ellas, A1, representa como superficie media en el periodo de estudio 3524.89 km², lo que supone el 76% del total de la superficie analizada. El número medio con días de nieve en la zona es de 46 días. Puede observarse un aumento de los valores medios de precipitación y precipitación en forma de nieve, 40% y 25%, pero no así en la ratio entre ambas (Tabla 2). Esta área considera muchas zonas a cotas bajas en las que la presencia de nieve es muy esporádica y que sesgan los valores de los flujos de agua procedentes de la capa de nieve al analizar toda el área.

 Tabla 2. Valores anuales de las variables seleccionadas en el área A1 para el período 2000-2009.

Año	Área (km ²)	Pre (mm)	Pn (mm)	Pn Pre ⁻¹ (mm mm ⁻¹)
2000-2001	2347.15	751.5	142.0	0.19
2001-2002	3356.29	660.7	83.5	0.13
2002-2003	3870.13	712.4	102.0	0.14
2003-2004	3293.86	871.6	116.9	0.13
2004-2005	4256.32	324.5	91.5	0.28
2005-2006	4318.9	501.26	92.1	0.18
2006-2007	4221.5	594.99	58.3	0.10
2007-2008	2199.6	517.92	63.1	0.12
2008-2009	3860.3	308.89	59.6	0.19
Media	3524.9	582.67	89.9	0.16

En el caso del área A2, la superficie media representada, 626.70 km², constituye un 13% del área total analizada, con una cota media de 2300 m y una presencia media de nieve de 144 días. Al igual que el caso anterior, los valores medios de precipitación y precipitación en forma de nieve, experimentan un aumento, en este caso mucho mayor para la precipitación en forma nieve, la cual en término medio en el periodo de estudio varía de 67.8 mm a 347.1 mm. Este aumento queda reflejado también en la ratio entre ambas, el cual casi llega cuadruplicar el valor inicial calculado para toda el área de estudio. Por tanto, la presencia de nieve si puede considerarse representativa en esta zona, que se define así como el área dominada por la nieve.

Sobre esta área los valores de los flujos de fusión y evaporación experimentan tendencias decrecientes de 35.26 mm año⁻¹ y 2.55 mm año^{-1,} con valores medios de 298.7 mm y 15.6 mm respectivamente.

Diferentes ratios entre los flujos de pérdida de masa y los valores de precipitación han sido calculados. Estos ratios

ponen de manifiesto la importancia que estos flujos, especialmente el de fusión, poseen en zonas de alta montaña en relación con la precipitación. Estás pérdidas, en término medio en el período analizado, constituyen aproximadamente un 50 % del total de la precipitación total ocurrida en esta zona, llegando incluso al 60% en años en los que la presencia de precipitación en forma de nieve es más relevante. En relación al total de la precipitación en forma de nieve, las pérdidas de nieve por fusión son mucho más importantes que las debidas a evaporación, 86% frente a 4% en término medio en el período analizado. No obstante, el flujo de evaporación neta constituye un 5% de las pérdidas totales, fusión y evaporación neta, como término medio en el período de estudio.

Debido al carácter heterogéneo del clima sobre este tipo de ambientes, estos valores medios han de contextualizarse, va que la presencia de años anómalos a este comportamiento medio es recurrente. Así, el año 2004-2005 puede servir de ejemplo como año atípico. Se trata de uno de los años con la precipitación media más baja del período, 240.8 mm, pero sin embargo con presencia de nieve significativa, 0.68, y con la ratio más alta en la relación entre fusión y precipitación, 0.572. El resto de ratios posee valores cercanos a los obtenidos en el año más húmedo 2003-2004 y por tanto, a pesar de disponer, en valor absoluto, de una menor cantidad de agua de fusión, 194.5 mm frente a 535.5 mm, su importancia relativa es similar. Si esta comparativa se realiza con un año de precipitación similar, 2008-2009, los valores obtenidos son ligeramente menores y no puede establecerse una relación directa entre la cantidad de precipitación y fusión producida sin tener en cuenta otros factores como la temperatura, elevación, pendiente, etcétera, que condicionarán la distribución espacial de las variables y en consecuencia sus valores promedio.

En la Fig. 2 se muestra un ejemplo de la distribución espacial media de los flujos anuales de agua analizados, así como las tendencias distribuidas, es decir valor de la tendencia pixel a pixel, de los mismos durante el período de estudio.

Tabla 3. Valores anuales de las variables seleccionadas en el área A2 para el período 2000-2009.

						1 1					
Año	Área	Pre	Pn	Pn Pre ⁻¹	Fus	Ev	Fus Pre ⁻¹	Ev Pre ⁻¹	Fus Pn ⁻¹	Ev Pn ⁻¹	Ev (Ev+Fus) ⁻¹
	(km^2)	(mm)	(mm)	$(mm mm^{-1})$	(mm)	(mm)	(mm mm^{-1})	$(mm mm^{-1})$	$(mm mm^{-1})$	$(mm mm^{-1})$	$(mm mm^{-1})$
2000-2001	498.88	801.9	533.1	0.66	443.02	34.87	0.552	0.043	0.831	0.065	0,07
2001-2002	613.23	668.7	353.2	0.53	291.65	9.25	0.436	0.014	0.826	0.026	0,03
2002-2003	510.85	758.2	497.4	0.66	428.84	24.32	0.566	0.032	0.862	0.049	0,05
2003-2004	461.02	959.7	585.7	0.61	535.48	24.85	0.558	0.026	0.914	0.042	0,04
2004-2005	1080.51	339.9	230.2	0.68	194.51	9.89	0.572	0.029	0.845	0.043	0,05
2005-2006	1102.63	487.6	238.2	0.49	193.32	10.56	0.397	0.022	0.812	0.044	0,05
2006-2007	402.72	571.6	264.4	0.46	228.01	10.28	0.399	0.018	0.862	0.039	0,04
2007-2008	298.62	551.8	247.9	0.45	218.29	10.22	0.396	0.019	0.881	0.041	0,04
2008-2009	671.89	348.2	174.0	0.50	155.10	6.46	0.445	0.019	0.892	0.037	0,04
Media	626.70	609.7	347.1	0.56	298.69	15.63	0.48	0.02	0.86	0.04	0.05

En relación a los valores medios en el período analizado, tal y como se mostraba en el análisis promediado anterior se observan claramente dos zonas en todos las variables analizadas. Una zona con nieve permanente y una zona en la que la presencia de nieve es más esporádica. De igual modo, existe una clara zonificación entre los valores de las variables representadas y la altura, siendo sus valores más elevados a cotas mayores. La correlación entre la distribución de los valores medios de fusión y precipitación en forma de nieve es muy elevada (r=0.98), no ocurre lo mismo en el caso de la evaporación, donde se observan claramente valores más elevados de la

misma en la cara sur del área de estudio, área más próxima al mar, con mayor insolación y gradientes altitudinales más abruptos.



Fig. 2. Distribución espacial media (izquierda) y tendencias (derecha) durante el período de estudio de las variables analizadas: precipitación, precipitación en forma de nieve, fusión y evaporación

Las tendencias distribuidas observadas durante el período analizado presentan como patrón general valores decrecientes. En el caso de la precipitación esta tendencia es siempre negativa, con valores que oscilan entre los 0mm y los 80mm por año. No aparecen, por tanto, zonas con mayor aporte durante el período estudiado. Este descenso es más acentuado en las cumbres. En el caso de la precipitación en forma de nieve, al igual que en la precipitación la tendencia general es negativa con mayores pérdidas en las zonas de cumbre. Sin embargo aparecen zonas, cercanas a las áreas de nieve permanente en las que la presencia de precipitación en forma de nieve experimenta un pequeño incremento. Se trata de zonas que por regla general no reciben precipitación en forma de nieve, pero que de manera esporádica en años atípicos pueden recibirla. Al igual que ocurre con los valores medios de precipitación en forma de nieve y fusión, la correlación es muy elevada (r=0.96), comportamiento esperable debido a la hipótesis del modelo de no-intercambio de flujos en el plano horizontal. Las tendencias en la evaporación sí poseen un comportamiento más variable; como en los casos anteriores las pérdidas son mayores en zonas altas, y al igual que pasaba para los valores medios, existen diferencias notables entre las caras norte y sur, apareciendo tendencias de pérdida mayores en esta última Los valores de tendencias crecientes aparecen en las proximidades del área con nieve permanente, pero en este caso se encuentran localizadas mayoritariamente en la cara norte, menos afectada por la insolación, menos abrupta y menos expuesta a fenómenos turbulentos.

5.- Conclusiones

El presente estudio cuantifica la importancia que el régimen de fusión de la nieve posee en zonas de alta montaña. Para el caso estudiado, como promedio en el período analizado y en el área en que la nieve puede considerarse representativa supone aproximadamente la mitad del aporte de precipitación sobre la zona. Por tanto es clave conocer el comportamiento de este régimen para determinar de manera precisa el contenido de humedad en el suelo, fracciones de infiltración, y recarga. De igual forma se cuantifica cómo no todas las pérdidas producidas desde la capa de nieve pasan a formar parte directa del contenido de agua en el suelo; para el caso estudiado se estima como promedio en 9 años que un 2 % del total de la precipitación se pierde como evaporación directa desde la capa de nieve, con una gran variabilidad en la zona. Esta información constituye un primer análisis de las tendencias observadas, en el estudio a largo plazo de la evolución de la nieve en este entorno bajo el contexto de incremento de temperatura y disminución del régimen de precipitación.

Agradecimientos. Este trabajo ha sido realizado con el apoyo de la Fundación Biodiversidad, Ministerio de Agricultura, Alimentación y medio Ambiente, Proyecto "Influencia del cambio global en los servicios ecosistémicos asociados a la hidrología en el Parque Nacional de Sierra Nevada"; parcialmente financiado por Ministerio de Economía y Competitividad (Proyecto de investigación CGL 2014-58508-R, "Sistema de seguimiento global de la cubierta de nieve en regiones mediterráneas: análisis de tendencias e implicaciones para la disponibilidad de recursos hídricos en Sierra Nevada"; y en el marco de *Panta Rhei Initiative* de la *International Association of Hidrological Sciences (IAHS)* Grupo de trabajo: *Water and energy fluxes in a changing environment.* Finalmente los autores agradecen la ayuda prestada por el Parque Nacional y Natural de Sierra Nevada.

6.- Bibliografía

- Aguilar, C., J. Herrero, y M.J. Polo, 2010. Topographic effects on solar radiation distribution in mountainous watersheds and their influence on reference evapotranspiration estimates at watershed scale. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 14, 2479-2494.
- Anderson, R.S., G. Jiménez-Moreno, J.S. Carrión, y C. Pérez-Martínez, 2011. Postgracial history of alpine vegetation, fire and climate from Laguna de Río Seco, Sierra Nevada, southern Spain. *Quaternary Sci. Rev.* 30, 1615-1629.
- Blanca, G., 2002. Flora amenazada y endémica de Sierra Nevada. Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía, Granada.
- Blöschl, G., 1999. Scaling issues in snow hydrology. *Hydrol. Process.* 13, 2149-2175.
- Elder, K., J. Dozier, y J. Michaelsen, 1991. Snow accumulation and distribution in an Alpine Watershed. *Wat. Res. Res.* 27, 1541-1552.
- Fenicia, F., D. Kavetski, y H.G.G. Savenije. 2011. Elements of a flexible approach for conceptual hydrological modeling: 1. Motivation and theoretical development. *Wat. Res. Res.* 47, W11510.
- Gómez-Giraldez, P., C. Aguilar, y M.J. Polo, 2012. NDVI sensitivity to the hydrological regime in semiarid mountainous environments. *Proc.SPIE 2012 Remote sensing for agriculture, ecosystems and hydrology XVI.* 8531.
- Herrero, J., C. Aguilar, M.J. Polo, y M.A. Losada, 2007. Mapping of meteorological variables for runoff generation forecast in distributed hydrological modeling. *Proc. Hydraulic measurements and Experimental Methods*, New York. 606-611.
- Herrero, J., M.J. Polo, A. Moñino, y M.A. Losada, 2009. An energy balance snowmelt model in a Mediterranean site. J. Hydrol. 371, 98-107.
- Herrero, J., M.J. Polo, y M.A. Losada. Snow evolution in Sierra Nevada (Spain) from an energy balance model validated with Landsat TM data. *Proceedings, Remote Sensing for Agriculture, Ecosystems, and Hydrology XIV*, Pragha, Czech Republic, SPIE 8531.
- Heywood, V.H., 1995. The Mediterranean flora in the context of world biodiversity. *Ecología Mediterránea* 21, 11-18.
- Kustas, W.P., A. Rango, y R. Uijlenhoet, 1994. A simple energy budget algorithm for the snowmelt runoff model. *Water Resour. Res.* 30, 1515-1527.
- Marks, D., y A. Winstral, 2001. Comparison of Snow Depositio, the Snow Cover Energy Balance, and Snowmelt at Two Sites in a Semiarid Mountain Basin, J. Hydrometeorol. 2, 213-227.
- Marks, D., y J. Dozier, 1992. Climate and energy exchange at the snow surface in the alpine region of Sierra Nevada. 2 Snow cover energy balance. *Water Resour. Res.* 28, 3043-3054.
- Pimentel, R., J. Herrero, J., y M.J. Polo,. Snow evolution in a semi-arid mountainous area combining snow modelling and Landsat spectral mixture analysis. *Remote Sensing and GIS for Hydrology and Water Resources*. 368, 33-39. IAHS Press. ISBN 978-1-907161-46-9
- Pimentel, R., J. Herrero, Y. Zeng, Z. Su, y M. J., Polo, 2015. Study snow dynamics at subgrid scale in semiarid environment combining terrestrial photography data assimilation techniques. J. Hydrometeorol. 16, 563-578.
- Polo, M. J., J. Herrero, C. Aguilar, A. Millares, A. Moñino, S. Nieto, y M.A. Losada, 2010. WiMMed, a distributed physically-based watershed model (I): Description and validation". *Environmental Hydraulics: Theoretical, Experimental and Computational Solutions* Proceedings of the International Workshop on Environmental Hydraulics, IWEH 2009. 225-228. ISBN: 978-0-415-56697-1
- Tarboton, D.G., y C.H. Luce, 1996: Utah Energy Balance Snow Accumulation Melt Model (UEB), Computer Model Technical Description and User Guide. Utah Water Research Laboratory and USDA Forest Service Intermountain Research Station.

RETRIEVING SOIL MOISTURE WITH RADAR IMAGES: REVIEW OF EXPERIENCES. APPLICATIONS IN MOUNTAINOUS AREAS

J.M. Perales¹, C. Notarnicola², M.J. Polo³

¹ Fluvial Dynamics and Hydrology Research Group, Andalusian Institute for Earth System Research, Rabanales Campus, Leonardo da Vinci Building, 14071 Córdoba, Spain, <u>042pepoj@uco.es</u>

² EURAC-Institute for Applied Remote Sensing, Viale Druso, 1, 39100 Bolzano, Italy, <u>claudia.notarnicola@eurac.edu</u>

³ Fluvial Dynamics and Hydrology Research Group, Andalusian Institute for Earth System Research, Rabanales Campus, Leonardo da Vinci Building, 14071 Córdoba, Spain, <u>mipolo@uco.es</u>

RESUMEN. La estimación de la humedad del suelo es una de las aplicaciones de la teledetección en el espectro del microondas. Productos globales han sido desarrollados para sensores pasivos y radares de apertura real como la misión Soil Moisture and Ocean Salinity, SMOS, (Kerr et al., 2010) o el producto ASCAT SSM (Bartalis et al., 2007) con suficiente frecuencia temporal para aplicaciones climáticas e hidrometeorológicas. Los radares de apertura sintética (SAR) permitieron realizar estas estimaciones con mayor detalle, aunque la fuerte dependencia de la señal a otros factores ha restringido su utilización a zonas agrícolas. En entornos naturales Pasolli et al. (2011b) obtuvieron resultados prometedores en pastos en los Alpes con resolución espacial de 20 m. Este trabajo hace una revisión de experiencias previas con especial atención a entornos naturales, como cuencas heterogéneas y de montaña, indicando las fortalezas y potencial de nuevas misiones y las dificultades encontradas en estas condiciones.

ABSTRACT. Soil moisture retrieval is one of the main applications of microwave remote sensing. Global products have been developed and validated for radiometers and scatterometers such as the SMOS mission (Kerr et al., 2010) or ASCAT SSM (Bartalis et al., 2007), with enough temporal resolution for climatic and hydrometeorological applications and coarse spatial resolution. SAR made possible to perform these retrievals with high spatial detail. However, the strong dependency of the backscattering coefficient to other environment features has limited its usefulness to croplands. When dealing with non-cropped environments, Pasolli et al. (2011b) used RADARSAT2 images with 20 m of ground resolution and obtained very promising results in grasslands areas in alpine regions. This work revises the current state of the art in applying microwave remote sensing data to estimate soil moisture, focusing on natural areas and existing strengths and restrictions.

1.- Introduction

Soil moisture plays a key role in the interactions between the hydrosphere, the biosphere and the atmosphere (Albergel *et al.*, 2009). It is a paramount feature in hydrological modeling since it controls the rainfall partitioning into runoff and infiltration (Brocca *et al.*, 2008). This variable shows a large spatial variability due to differences in soil types, vegetation, slope, etc. Therefore the estimation of soil moisture over wide areas based on *in situ* measurements is a costly and time-consuming procedure.

Remote sensing is a less demanding alternative to get information over large areas. In the last decades microwave remote sensing for environmental applications has been the topic of many studies, for instance, soil moisture retrieval (Naemi *et al.*, 2009; Pasolli *et al.*, 2011).

Radiometers are passive microwave instruments that measure the radiation emitted by Earth's surface. Among active sensors we can distinguish between scatterometers, and synthetic aperture radars (SAR), which are more recent and take advantage of the Doppler effect in order to increase the spatial resolution, such as the sensors used in Sentinel1 mission.

Radiometers and scatterometers have a coarse ground resolution but a suitable frequency for regional and global studies, like climatic and hydrometeorology modeling. SAR systems have a ground resolution ranging about 10-1000 m, thus being able to capture spatial patterns that radiometers cannot. This feature often implies a greater revisiting time because of the spatial-temporal resolution trade-off, and as a consequence they are more appropriate for limited areas. This fact may pose a constraint in hydrological modeling, as the calibration and validation process requires large data series with short revisiting time. Nevertheless, new SAR missions are reducing this revisiting period.

Mountain areas are heterogeneous places with diverse kind of vegetation and soil characteristics because of the differences in height, slope, orientation and microclimate. As a result, the scale of the spatial and temporal variability is reduced (Bertoldi *et al.*, 2014). Hydrological modeling in these regions is a challenging task due to this variability, and predictions have a high level of uncertainty. As a consequence of the diverse factors affecting the microwave signal, previous works could give some insight and establish a range of valid conditions for soil moisture retrievals with microwave remote sensing.

This works aims at providing a revision of the most relevant studies in retrieving soil moisture using microwave remote sensing, focusing on their spatial scale, retrieving method and environment in which they were carried out. Its applicability in heterogeneous mountain areas is assessed in order to obtain an improved performance of hydrological modeling in these areas. Some analysis with Sentinel1 mission in Sierra Nevada is also presented.

2.- Retrieving soil moisture with microwave remote sensing. Previous works

2.1.- Variables and significant factors. Retrieving techniques

Passive microwave remote sensing measures the variable "Brightness Temperature" T_B , which is related to the power emitted by the surface. Perturbing factors such as attenuation and emission by both the atmosphere and vegetation are included in emission models. Soil surface moisture (SSM) retrieval is based on the impact that moisture content in the first few centimeters of soil causes on T_B (Schumugge and Jackson, 1994).

Active microwave remote sensing uses the backscattering coefficient (σ^{θ}) to obtain information from the area under observation. It is the ratio of the power density received back and the power density transmitted by the antenna. The basic electromagnetic property of a medium is the relative dielectric constant, ε_r , a parameter that depends on its water content. Keeping other factors constant, the highest the ε_r the highest the σ^{θ} . This is the property used to infer soil moisture content with radar imaging. Surface roughness and vegetation can both affect the backscattering coefficient, causing the signal to be insensible to soil moisture. Other factors that affect the retrieval process of soil moisture content from σ^{θ} values are wavelength, incidence angle and radiation polarization of the SAR system.

L-band is the optimal wavelength range to observe soil moisture (Albergel, 2009), since higher frequencies are affected by vegetation and soil roughness to a greater extent. Moreover, the speckle is an inevitable effect as a result of the superposition of waves, which can make the estimations more difficult; this effect is more visible in SAR systems. All these features are the main reasons why there is not a standard soil moisture algorithm yet for SAR missions.

Several direct physical models exist in active microwave remote sensing. They explain the scattering process considering the soil conditions with distinct validity conditions. For instance, the Small Perturbation Model (SPM), which was conceived for flat surfaces, or the Simplified Integral Equation Model (IEM) and its extension, IEM-B, that are specific for rough surfaces. Fung *et al.* (1992) describe these models in detail. The major disadvantage of these physically based models is that their parameters vary highly in space; therefore, the retrievals from these models might have a large level of uncertainty.

Other methods have been tested in active microwave remote sensing for soil moisture retrieval. For instance, the change detection algorithms compare the backscattering coefficient with a reference value generally acquired under dry soil conditions (Wagner *et al.*, 1999a;b;c). The main

assumption of this method is that the observed changes are only due to soil moisture variations keeping constant the other factors such as roughness and vegetation. Empirical relationships have been used with the limitation of their local validity (Baghdadi et al., 2006). In the last years, statistical learning techniques have been successfully applied, such as Artificial Neural Networks (ANN) or Support Vector Regression (SVR). In these techniques, an algorithm is calibrated from a set of values of backscattering coefficient, which are taken from a SAR image or generated with a physically based model, and ancillary information as a digital elevation model or land cover maps. The algorithm provides the relationship between soil moisture values from the backscattering coefficients. Depending on the remote sensing source and, in the case of active remote sensing, the retrieval method, different auxiliary data are required. Physically based models are more demanding in this sense, because they are not able to provide and/or to incorporate the variability of the surface features.

2.2.- Scatterometers and passive sensors. Global applications

Wagner *et al.* (1999a, 1999b, 1999c) developed one of the most successful techniques in this topic. They built the algorithm WARP4, based on a change detection approach, and it was applied to the scatterometers on board of satellites ERS-1 and ERS-2, European Remote Sensing Satellite (C-band, vertical polarization and 50 km ground resolution). This algorithm accounted for vegetation effects and it was tested over Ukraine and the Iberian Peninsula (Ceballos *et al.*, 2015), and it has become an algorithm for global applications.

In this algorithm the backscattering coefficient normalized to an incidence angle of 40°, σ^0 (40°, t), was related to two reference values denoting the driest and wettest conditions, σ^{0}_{drv} (40°, t) and σ^{0}_{wet} (40°, t), respectively. These reference values were also normalized to an angle of 40° and they corresponded to the lowest and highest values of σ^0 (40°, t) of the time series. The saturation degree ms (0-100%) of the first few centimetres of the soil was retrieved by a linear interpolation between these two reference values. Normalization of σ^0 was achieved thanks to the two angle measurements of the sensors, which permitted the adjustment of the function slope of backscattering coefficient vs. incidence angle σ^0 , (40°, t). This function reflects the impacts of seasonal variations in vegetation, which shows a pronounced decrease in σ^0 (40°) in autumn/winter and a milder decrease in spring/summer.

The authors found a good agreement between the trends of the *ms* index and precipitation series in the work carried out in the Iberian Peninsula. However, no more than 4 images per month were acquired; therefore some precipitation events could not be analyzed. The study performed in Ukraine made an estimation of soil moisture in the whole profile, for which they applied an exponential filter. The soil was conceptualized as a two layer reservoir, the index *ms* being calculated over the upper one. They evaluated the accuracy of the estimations with a set of gravimetric measurements at two depths, 0-20 cm and 0-100 cm, and information of the soil, achieving an average root mean square error RMSE=6.2, and 4.9% as a percentage of volumetric soil moisture. The good agreement between the estimated and observed trends showed the capability of scatterometers and the proposed methodology.

Bartalis *et al.* (2007) applied the same algorithm to ASCAT (Advanced Scatterometer) sensor on board of the first METOP satellite. This satellite was launched on 2006 and emitted radiation in the C-band. Both instruments were quite similar so they could employ the same parameters. They produced the first global maps of soil moisture with 25 km of ground resolution, as a test for the next product ASCAT SSM. The maps allowed the identification of irregular situations of excess of moisture in wide areas of Northern China, Northwest of Argentina and Uruguay. In addition, they found places with severe droughts in Africa and China. These findings revealed the large applicability of the product.

Albergel *et al.* (2009) evaluated this product with ASCAT images in Southwest of France. The exponential filter was also applied in order to retrieve soil moisture in the soil profile. Estimations were compared to SMOSMANIA (Soil Moisture Observing System – Meteorological Automatic Network Integrated Application) and SMOSREX (Surface Monitoring of Soil Reservoir Experiment) ground data. A good Pearson correlation coefficient was reached with 11 stations with an average R=0.556. They found weaker correlations with other stations. As a possible cause they suggested the depth differences between C band radiation penetration (2 cm) and sampling depth (5 cm). The error of comparing point measurements to 25 km grid distributed values could also account for these discrepancies.

Naemi *et al.* (2009) proposed an improved version of Wagner *et al.* (1999a, 1999b, 1999c) called WARP5 to be implemented in ASCAT SSM. A few shortcomings were resolved, such as the azimuthal dependency of the signal, not considered so far. A new relation was found for $\sigma^{0,r}$ (40°, t) that explained changes in vegetation occurring at shorter periods of time without introducing a significant noise level. A noise propagation model was implemented so that it was possible to locate areas over which the algorithm was not valid. This new version was tested over the whole Oklahoma state with the station network Mesonet. The authors noticed an increase in the correlation coefficient of 0.1. Nowadays, the version currently used is WARP5.5.

The SMOS mission (Kerr *et al.*, 2010) was launch on 2009 and it provides soil moisture and ocean salinity estimations. It contains an interferometric L-band radiometer. The aims of the mission are to offer estimations with higher than $0.04 \text{ m}^3/\text{m}^3$, a revisiting time of 1-3 days and a ground resolution lower than 50 km.

The SMAP mission (Soil Moisture Active Passive) is carried out by the NASA and started on January 2015 (http://smap.jpl.nasa.gov/). It provides information for climate and hydrometeorological applications. It comprises a radiometer and a SAR in order to achieve the following goals: providing SMM estimations with accuracy at least of $0.04 \text{ m}^3/\text{m}^3$, ground resolution in the order of 10 km and a revisiting time lower than 3 days. The mission has a global coverage with the exception of snow and ice areas, mountain ranges, water bodies and areas with biomass density greater than 5 kg/m². The radiometer receives Lband radiation from which a 36 km ground resolution soil moisture product is originated. The SAR sensor is an Lband instrument which is used to generate 3 km soil surface moisture. The derived radiometer product matches the accuracy requirements, but its ground resolution is not appropriate for hydrometeorological applications. On the contrary, SAR derived soil moisture product has enough spatial resolution but the errors exceed the pursued threshold. An algorithm is applied in order to overcome this drawback (Das, 2011), that combines information from the two instruments, and a 9 km ground resolution product is generated (L2 SM AP), which fits the requirements of the mission.

2.3.- SAR systems. Spatial detailed applications

The numerous SAR missions offer the possibility of soil moisture retrievals with high spatial resolution. For instance, the ASAR sensor (Advanced Synthetic Aperture Radar) on board of ENVISAT (Environmental Satellite) had 150 m and 1000 m of ground resolution on "Wide Swath mode" and "Global Monitoring mode", respectively, and up to 5 polarization modes. The Canadian mission RADARSAT (1995) was followed by RADARSAT2 (Cband, up to 7 polarization modes) on 2007; its ground resolution ranges from 10 to 100 m., depending on the acquisition mode. The mission Sentinel1 (C-band, up to 4 polarization modes) started at the end of 2014 and offers a ground resolution of 10-40 m. Most of SAR missions emit radiation in C-band, which, as mentioned before, is less sensible to soil moisture gradients with respect to L-band data. Some of the works discussed in this section aim at defining an algorithm for global applications which can be used with SAR information. However, they have been included because the soil moisture maps generated with these algorithms allowed to observe spatial patterns not detected with passive sensors or scatterometers.

Baghdadi *et al.* (2006) worked with ASAR images over different agricultural bare-soil areas in France in order to obtain empirical relationships between soil moisture and backscattering values. They tried simple and dual polarization and included the effect of the incidence angle. Surface roughness was introduced in the functions as the root mean square surface height of the area. The best result was obtained combining two incidence angles (low and high) with a RMSE of 3.5%. Polarization combinations did not yield a significant improvement. Worse estimations were achieved at greater incidence angle range because of the high sensitivity to surface roughness at these angle values. Promising results were obtained but the influence of the factors affecting radar signal still need to be taken into account

The work of Pathe *et al.* (2009) contains a SSM retrieving algorithm, and it was developed with ENVISAT/ASAR 1 km ground resolution images. This algorithm was applied
in order to generate the product ASAR GM SSM. The algorithm was an adaptation of WARP4 to avoid the signal dependence on vegetation and surface roughness. It was tested on the whole Oklahoma state and time series of soil moisture were elaborated. These authors could not account for the seasonal effects of vegetation as this sensor provides measurements only with one incidence angle, and therefore these effects were neglected. The relationship between the backscattering coefficient and the incidence angle (β) was modeled as linear. The model parameters were fit every 1 km cell and some expected spatial patterns in the parameters were recognized, according to land cover distribution. In addition, an average error value of 18% was calculated, ranging between 15-20% for croplands and grasslands and more vegetated areas, respectively. The authors concluded that the factor that mostly affected the result was the ASAR signal noise, followed by the omission of seasonal vegetation effects. In order to reduce the ASAR noise level, the soil moisture time series were averaged to a 3 km ground resolution cell. ASAR data were averaged to a 50 km ground resolution cell so as to perform a comparison with ERS data. They estimated the correlation coefficients between the 3 km cell ASAR soil moisture series and the soil moisture station network Mesonet, and between Mesonet and soil moisture retrievals with ERS data. A weaker correlation was found with ASAR data, which emphasized the noise effect. The authors suggested averaging to a 10 km ground resolution cell to reduce this influence. Nevertheless, spatial soil moisture patterns could be identified and this fact was considered as an advantage from sensors such as ERS or ASCAT.

Mladenova et al. (2010) tested ASAR GM SSM in a Southern area of Australia and the soil moisture retrievals were compared to in situ measurements (from field campaigns and permanent stations). The product was also compared to retrievals from airborne sensors. This sensor consists of an L-band SAR with 1 km ground resolution, so that the retrievals were directly comparable. Correlations were found to be significant (R=0.55 and R=0.64) with field campaigns, but the error was too large (RMSE=0.14 m^3/m^3) for soil moisture requirements. ASAR retrievals had an average bias of 5.2%, which was attributed to a poor characterization of soils. Correlation with permanent stations was greater (R=0.75) and the error dropped to an average value of $0.088 \text{ m}^3/\text{m}^3$. The bias was also reduced to a 3.59%. Soil moisture retrievals from ASAR and the airborne SAR sensor were also compared. The correlation was weak for 1 km cell (R=0.39) and RMSE=0.12. The authors assigned these discrepancies to the same causes suggested by Pathe et al. (2009), which were the high level noise and the omission of seasonal vegetation effects. They tried to mitigate the noise influence by averaging to a greater ground resolution cell up to 25 km. They achieved an R=0.93 but the RMSE remained above 0.07 m^3/m^3 . In addition, ASAR GM SSM resulted to match well soil moisture temporal trends.

Paloscia *et al.* (2008) analyzed the accuracy and suitability of three algorithms with ENVISAT/ASAR multi-polarized images in a flat cropped area in Northern Italy. Soil surface moisture measurements were performed in situ, and the soil surface roughness was characterized by the standard deviation of height (s) and the correlation length (lc). The first tested algorithm was based on the Bayes' theorem. It estimated the dielectric constant ε with the backscattering coefficients σ^0_{VV} and σ^0_{HH} . Prior probabilities of ε , s and lcwere inferred from experimental data. When no prior information was available, they applied the principle of indifference. A transformation based on the model of Dobson et al. (1985) was applied to ε in order to obtain a soil moisture value. The second algorithm was Nelder-Mead simplex algorithm, which is a method for minimization. multidimensional unconstrained Soil parameters were retrieved by minimizing the difference between the simulated and data-obtained backscattering coefficient. The electromagnetic model IEM was applied in order to generate the simulated data. The main drawback of this method is its strong dependence on the initial values, so they started with the average values of the experimental data. The last algorithm was an ANN trained with data from precedent field campaigns and simulated data sets. The retrievals were compared to field measurements and they obtained a minimum error with the Nelder-Mead method (an average value of 4%). ANN achieved an error of 9% while the Bayes-based method yielded and error of 11%. Nevertheless, considering computational time they concluded that ANN was the algorithm that best a compromise between accuracy and computational requirements.

Lievens and Verhoest (2012) studied the spatial and temporal variability of soil moisture with RADARSAT2 images in HH and VV polarization over several croplands areas in Flevoland, Netherlands. They divided the surface roughness in 4 visual categories: smooth, medium, rough and stubbles, and applied the IEM model to medium and stubble classes for the spatial analysis. The correlation length was estimated according to the empirical expression developed by Lievens et al. (2011), in which this variable depends only on the co-polarized backscattering coefficient normalized to a reference incidence angle. The best results were yielded at HH, $R^2=0.5$ and RMSE=3.95% of volumetric moisture for medium roughness and $R^2=0.351$ and RMSE=5.05% for stubbles. Time analysis was carried out with a change detection approach similar to that of Wagner et al. (1999a;b). In this occasion the modeling of vegetation effects was not necessary. The authors pointed out that at this scale the surface roughness cannot be treated as temporally constant (due to tillage operations and surface weathering); therefore this method is valid only for relatively short periods of time. The predictions were more accurate with measurements at VV polarization, R²=0.519 and RMSE=3.556% for medium roughness and R^2 =0.739 and RMSE=3.436% for stubbles. The results were relatively satisfactory and the use of multi polarization SAR images for the study of surface roughness is considered as a promising technique.

3.- Studies conducted in mountain areas with SAR images

Mountain regions are areas with greater spatial variability than croplands for both surface roughness and vegetation properties. In addition, biomass and surface roughness in natural areas are often very high, thus reducing the signal sensitivity to soil moisture. Complex topography introduces strong distortions that cannot be removed completely during data calibration. For these reasons, few analyses have been carried out so far in these areas.

One of the most promising works conducted in these regions was the study of Pasolli et al. (2011b) in the Mazia valley, the Italian Alps. They performed their study in natural pastures located at hillsides and the top of the mountains and irrigated meadows, which appeas mainly at the bottom of the valley and therefore with more uniform conditions of altitude and soil properties. Two RADARSAT2 images in Standard Quad Polarization were used in the work. Ground resolution was set to 20 m after image processing, and a field campaign was carried out in which measurements of ε , among others properties, were taken. A couple of NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) images, a digital elevation model and a land cover map were included as ancillary information. The authors conducted a sensitivity analysis to ascertain the factors that mostly affect the signal, and to include them in the retrieving algorithm. They confirmed that topography is the main contributing factor because of the distortions that it induced in the signal. They observed that lower local incidence angles and bigger altitude cause a higher backscattering coefficient, and vice versa. They also realized that, in areas with similar topography, the vegetation status was a variable to be taken into account. Generally, in homogenous places in terms of topography a lower NDVI value were associated with a higher backscattering coefficient and vice versa. This fact is the result of the attenuation effect of vegetation and a greater presence of rocks, which may cause the backscattering coefficient to increase. An algorithm based on the Support Vector Regression (SVR) technique was implemented and calibrated with the dielectric constant measurements and the available ancillary information. They found a global determination coefficient $R^2=0.8$ and RMSE=2.68%. However, the results in meadows were less accurate as a result of the wider range of values at that time and a smaller available set of measurements. The results were very promising, especially since it was one of the first experiences in mountain areas.

This retrieving method was validated in the same study area in Bertoldi *et al.* (2014). They evaluated the accuracy of the estimation comparing the results with ground observations taken by permanent stations, field campaigns, non-destructive measurements with mobile devices, and hydrological modeling with GEOtop model. The error committed with ground measurements was estimated in RMSE=0.047 m^3/m^3 , emphasizing the goodness of this retrieving technique.

With the start of Sentinel1 mission, the ESA (European Space Agency) encouraged the development of an algorithm to be applied to images of this mission with global validity.

Paloscia et al. (2013) proposed an ANN according to the findings of Paloscia et al. (2008). The algorithm was trained with ground measurements in bare soil in croplands. This set of data was insufficient, so the authors applied the bare soil physic models AIEM (Wu and Chen, 2004) and Oh (Oh et al., 2002) to train the ANN. Vegetation effects were implemented by coupling these models with the "Water Cloud Model" (Attema and Ulaby, 1978). The ANN was tested with several inputs according to available information related to the polarization state and NDVI values. The algorithm was validated at six locations, including two in mountain areas, the Corvedole watershed and the Mazia valley. The test areas were located over pastures and grasslands. The local incidence angle was incorporated as an input to the ANN in both cases because of the complex topography. Results were satisfactory with an RMSE below the 5% as percentage of volumetric moisture.

4.- Sierra Nevada (Granada)

Considering the encouraging results obtained in the two Alpine sites, a sensitivity analysis was carried out with some images from the first months of Sentinel1 mission at the Natural and National Park of Sierra Nevada (Granada). The aim was to evaluate if some location could be identified in which some of the existing methodologies described before could be applied in order to improve hydrological modeling performances in this area. Sierra Nevada is an area with large altitudinal gradients, with values ranging approximately between 900 and 3450 m. As a result, Sierra Nevada holds numerous microclimates fostering very diverse vegetation coexistence. Generally soils are poor and hardly developed with plenty of rocks as a consequence of the high slopes, which is a limiting factor for soil moisture retrieving. From a land cover ma, the class "sparse shrubs with grass, soil and rocks" was selected as it is an open formation and the signal could be more sensitive to soil moisture variations. Among this category several species appear such as Juniperus communis subsp. hemisphaerica, Cistus monspeliensis and Adenocarpus decorticans. An image was acquired in Interferometric Wide Swath on 04/03/2015 in VV polarization, level 1Ground Range Detected with 10 m of ground resolution. A radiometric correction was performed with Sentinel1 toolbox in order to get backscattering coefficients. After that, a geometric correction was applied with the Range Doppler correction method. A Landsat image from the 10th of March was used to identify snow covered areas. It was done by using the NDSI (Normalized Difference Snow Index) pixel values, and these areas were discarded from the analysis. This image was also employed to generate a NDVI map, which was used to study the influence of vegetation. A digital elevation model (DEM) with the same resolution than Landsat images was included in the study. The backscattering coefficient and local incidence angle values were averaged to fit the Landsat cell. A mask was applied to remove shadowed areas as a result of the topography.

First we tried to observe the altitudinal behavior of the signal. The pattern found by Pasolli et al. (2011b) was thought to be even more evident here because of the strong altitudinal precipitation pattern (Herrero, 2010). Higher precipitation occurs at greater heights, and therefore it was expected a stronger signal at these areas associated to wetter soil conditions, for the same vegetation categories. Moreover, most of the points belong to the south face because in the north face this vegetation class takes place at higher elevations, thus being almost completely covered by snow at the time of the study. The backscattering coefficient vs. local incidence angle was plotted for two classes of elevation, low and high. The first one included points with this vegetation class below 1163 m a.s.l., which corresponded to 25th percentile, and the second one points above 1850 m (75th percentile).

The generated plots showed the contrary effect, with a greater backscattering coefficient at lower elevations and vice versa. Figure 1 includes all points with a local incidence angle between 19° and 21° and the empirical mass probability function was estimated for the two elevation classes.



Fig. 1. Mass probability function for two elevation classes.

A difference of approximately 2 dB was noted. This result suggested the existence of one or several factors that reduce the signal sensitivity to soil moisture. Other images were analyzed to confirm the results (one image in December, another in January and two in February, thus covering most of the rainy season), and the same pattern was found.

After that, the influence of vegetation and rock presence on backscattering coefficient was studied. The analysis was performed in a similar way. Two classes of NDVI values corresponding to the 25th and 75th percentiles were defined and the points were plotted. The values were surprisingly low, with a 25th percentile=0.25 and a 75th percentile=0.37, which denote the presence of a sparse and little vigorous vegetation. Since the date of the image belongs to the rainy season, the low NDVI values suggested the existence of poor soils with plenty of rocks and limited shrubs and grass. The effect reported by Pasolli *et al.* (2011b) was found here, that is, less vegetated areas and surfaces with more rocks show a stronger signal. However, in this case it was not necessary to distinguish between similar topographic classes to appreciate the effect that these two factors cause. This fact may indicate the large influence of soil roughness and rock presence on the backscattering coefficient, which conceals the influence of topography and reduces the signal sensitivity to soil moisture. Again, this analysis was performed with other images and the same pattern was found. This may pose a constraint for the direct application in this area of these retrieving methodologies, and further analysis must be done to overcome this limitation, including precipitation patterns or additional information.



Fig. 2. Mass probability function for two NDVI classes.

5.- Conclusions

Soil moisture retrieval is one of the main applications of microwave remote sensing. New missions have started in the last years and research in this topic is expected to continue in the future. Global products of soil moisture have been developed and validated for climate and hydrometeorological applications. With the appearance of SAR, soil moisture retrievals could be performed to a greater spatial detail. Nevertheless, SAR signal is very sensible to surface roughness and vegetation. This limitation introduces some difficulties in the retrieving process, especially in mountain areas. Recently, statistical learning techniques (such as ANN and SVR) have been successfully applied to mountain pastures with high spatial resolution, which could be useful in hydrological model calibration. The analysis conducted in Sierra Nevada suggests that retrievals might be restricted to areas with mild surface roughness and low presence of rocks. Mediterranean mountain watersheds often show these limiting properties and the estimation process could be hindered in these areas, further work being necessary to achieve reliable results.

6.- References

- Albergel, C., C. Rüdiger, D. Carrer, J. C. Calvet, N. Fritz, V. Naeimi, Z. Bartalis, y S. Hasenauer, 2009. An evaluation of ASCAT surface soil moisture products with in-situ observations in Southwestern France. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(2), 115-124.
- Attema, E. P. W., y F. T. Ulaby, 1978. Vegetation modeled as a water cloud. *Radio science*, 13(2), 357-364.
- Baghdadi, N., N. Holah, y M. Zribi, 2006. Soil moisture estimation using multi-incidence and multi-polarization ASAR data. *International Journal of Remote Sensing*, 27(10), 1907-1920.
- Bartalis, Z., W. Wagner, V. Naeimi, S. Hasenauer, K. Scipal, H. Bonekamp, J. Figa, y C. Anderson, 2007. Initial soil moisture retrievals from the METOP-A Advanced Scatterometer (ASCAT). *Geophysical Research Letters*, 34(20).
- Bertoldi, G., S. Della Chiesa, C. Notarnicola, L. Pasolli, G. Niedrist, y U. Tappeiner, 2014. Estimation of soil moisture patterns in mountain grasslands by means of SAR RADARSAT2 images and hydrological modeling. *Journal of Hydrology*, 516, 245-257.
- Brocca, L., F. Melone, T. Moramarco, y R. Morbidelli, 2009. Antecedent wetness conditions based on ERS scatterometer data. *Journal of Hydrology*, 364(1), 73-87.
- Ceballos, A., Scipal, K., Wagner, W., y Martínez-Fernández, J. (2005), Validation of ERS scatterometer-derived soil moisture data in the central part of the Duero Basin, Spain. *Hydrol. Process.*, 19, 1549-1566.
- Das, N. N., D. Entekhabi, y E. G. Njoku, 2011. An algorithm for merging SMAP radiometer and radar data for high-resolution soil-moisture retrieval. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 49(5), 1504-1512.
- Dobson, M. C., F. T. Ulaby, M. T. Hallikainen, y M. A. El-Rayes, 1985. Microwave dielectric behavior of wet soil-Part II: Dielectric mixing models. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, (1), 35-46.
- Fung, A. K., 1994. Microwave scattering and emission models and their applications. Norwood, MA: Artech House.
- Herrero, J., C. Aguilar, M. J. Polo, y M. A. Losada, 2010. Mapping of meteorological variables for runoff generation forescast in distributed hydrological modeling. Proceeding, *Hydraulic Measurements & Experimental Methods Conference*, New York, 606-611.
- Kerr, Y. H., P. Waldteufel, J. P. Wigneron, S. Delwart, F. Cabot, J. Boutin, M. J. Escorihuela, J. Font, N. Reul, C. Gruhier, S. Enache, M. Drinkwater, A. Hahne, M. Martín, y S. Mecklenburg, 2010. The SMOS mission: New tool for monitoring key elements of the global water cycle. In *Proceedings of the IEEE*, 98(5), 666-687.
- Lievens, H., y N. E. Verhoest, 2012. Spatial and temporal soil moisture estimation from RADARSAT-2 imagery over Flevoland, The Netherlands. *Journal of Hydrology*, 456, 44-56.
- Mladenova, I., V. Lakshmi, J. P. Walker, R. Panciera, W. Wagner, y M. Doubkova, 2010. Validation of the ASAR global monitoring mode soil moisture product using the NAFE'05 data set. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 48(6), 2498-2508.
- Naeimi, V., K. Scipal, Z. Bartalis, S. Hasenauer, y W. Wagner, 2009. An improved soil moisture retrieval algorithm for ERS and METOP scatterometer observations. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 47(7), 1999-2013.
- Oh, Y., K. Sarabandi, y F. T. Ulaby, 2002. Semi-empirical model of the ensemble-averaged differential Mueller matrix for microwave backscattering from bare soil surfaces. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40(6), 1348-1355.
- Paloscia, S., P. Pampaloni, S. Pettinato, y E. Santi, 2008. A comparison of algorithms for retrieving soil moisture from ENVISAT/ASAR images. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 46(10), 3274-3284.
- Paloscia, S., S. Pettinato, E. Santi, C. Notarnicola, L. Pasolli, y A. Reppucci, 2013. Soil moisture mapping using Sentinel-1 images: Algorithm and preliminary validation. *Remote Sensing of Environment*, 134, 234-248.
- Pasolli, L., C. Notarnicola, L. Bruzzone, G. Bertoldi, S. Della Chiesa, V. Hell, G. Niedrist, U. Tappeiner, M. Zebisch, F. Del Frate, y G. Vaglio Laurin, 2011b. Estimation of soil moisture in an alpine catchment with RADARSAT2 images. *Applied and Environmental Soil Science*, 2011.
- Pathe, C., W. Wagner, D. Sabel, M. Doubkova, y J. B. Basara, 2009. Using ENVISAT ASAR global mode data for surface soil moisture

retrieval over Oklahoma, USA. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 47(2), 468-480.

- Schmugge, T., y T. J. Jackson, 1994. Mapping surface soil moisture with microwave radiometers. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 54(1-4), 213-223.
- Wagner, W., G. Lemoine, M. Borgeaud, y H. Rott, 1999a. A study of vegetation cover effects on ERS scatterometer data. *IEEE Transactions* on Geoscience and Remote Sensing, 37(2), 938-948.
- Wagner, W., G. Lemoine, y H. Rott, 1999b. A method for estimating soil moisture from ERS scatterometer and soil data. *Remote Sensing of Environment*, 70(2), 191-207.
- Wagner, W., J. Noll, M. Borgeaud, y H. Rott, 1999c. Monitoring soil moisture over the Canadian prairies with the ERS scatterometer. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 37(1), 206-216.
- Wu, T. D., y K. S. Chen, 2004. A reappraisal of the validity of the IEM model for backscattering from rough surfaces. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42(4), 743-753.

WATER RETENTION FROM SATURATION TO OVEN DRYNESS AND DOMINANT SOIL WATER STATES IN A CULTIVATED VERTISOL

K. Vanderlinden^{1*}, Y. Pachepsky², A. Pederera-Parrilla¹, G. Martínez³, A.J. Espejo-Pérez³, F. Perea¹, J.V. Giráldez^{3,4}

¹IFAPA, Centro Las Torres-Tomejil, Ctra. Sevilla-Cazalla, km 12.2, Alcalá del Río (Sevilla), Spain. <u>karl.vanderlinden@juntadeandalucia.es</u>

² EMFSL, USDA-ARS, Beltsville, MD, USA. <u>vakov.pachepsky@ars.usda.gov</u>

³ Dpto. de Agronomía, Universidad de Córdoba. Edificio da Vinci. Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba, Spain. <u>z42magag@uco.es</u>, <u>g82espea@uco.es</u>

⁴ Instituto de Agricultura Sostenible, CSIC. Avda. Menéndez Pidal s/n, 14080 Córdoba, Spain. <u>ag1gicej@uco.es</u>

RESUMEN. Los vertisoles son unos suelos muy adecuados para la agricultura de secano en zonas con un suministro limitado de agua debido a sus características únicas de retención y transferencia de agua. En este trabajo se describe de forma detallada la retención del agua en un vertisol, medida en 27 muestras superficiales (0-0.05 m) inalteradas provenientes de una parcela experimental en el suroeste de España. Se ajustó a los datos una función continua combinación de un modelo doble exponencial y el modelo de Groenevelt y Grant. Los dos puntos de inflexión en la curva de retención se interpretan como límites entre el espacio poroso estructural y textural, y entre el espacio poroso inter- e intra-agregado. Estos resultados permiten explicar la dinámica de la humedad del suelo, y los patrones espacio-temporales observados en campo, con transiciones rápidas entre distintos estados dominantes. Esta información servirá para mejorar el manejo agronómico de estos suelos.

ABSTRACT. Vertisols are well suited for rainfed agriculture in water-limited environments as a result of their unique water transfer and retention characteristics. In this work we provide a detailed description of regionalized water retention data of a vertisol, from saturation to oven dryness, measured on 27 minimally disturbed topsoil (0-0.05 m) samples from an experimental field in SW Spain. A continuous function, consisting of the sum of a double exponential model and the Groenevelt and Grant model could be fitted to the data. Two inflection points in the WRC were interpreted as boundaries between the structural and the textural pore spaces and between the inter- and intra-clay aggregate pore spaces. The results provide an explanation for the spatio-temporal soil water dynamics and patterns observed in the field, with rapid transitions between different dominant soil moisture states, and for the agricultural performance of these soils.

1.- Introduction

Expansive clay soils are of prime importance for rainfed cropping systems in water-limited environments, such as southern Spain. Clay soils are very efficient crop-water suppliers in such environments, due to their capacity to retain large amounts of water at high water potentials and their relatively small saturated hydraulic conductivity. During periods with high atmospheric water demand, these properties induce steep moisture gradients near the soil surface, leading to extremely dry surface layers that protect the subsoil from further evaporation losses. These features, in addition to cracking and hard-setting during dry periods, provide these soils with a singular hydrologic behavior which affects the spatial and temporal dynamics of moisture across the profile (Vereecken *et al.*, 2014).

A proper assessment of soil functioning under a range of environmental conditions and constraints requires knowledge of the unique relationship between water content and the potential at which it is retained within the soil matrix. Especially in climates characterized by long dry spells, followed by short wet periods, it becomes relevant to know this relationship across the entire moisture range, from saturation to oven dryness, and how it relates to soil architecture and composition (de Jonge *et al.*, 2012).

Despite a long-standing research interest in the hydrologic and agronomic performance of theses soils (Ordóñez *et al.*, 2007; Strudley *et al.*, 2008; Oicha *et al.*, 2010) and their proven superior capacity to supply water to crops under dry conditions, as compared to other soil types, there exists still a knowledge gap regarding the link between the soil water retention curve (SWRC) and the spatio-temporal distributions of field soil water content, θ . Such knowledge is not only relevant for monitoring purposes of θ and related biochemical processes. It can also provide detailed insight into the hydraulic functioning of these soils at relevant dominant moisture states.

Until recently, practical constraints on existing methods limited water retention measurement, hereinafter named Θ , to distinguish it from the field measured gravimetric water content, θ , from saturation to pressure heads, |h|, near 15×10^3 cm (Resurreccion *et al.*, 2011). In addition, soil-specific limitations exist for swelling soils (Cresswell *et al.*, 2008). This range of |h| corresponds, especially in fine-textured soils, to wet soil conditions, where water is principally retained by capillary forces (Or and Tuller, 1999). Commercially available dew point psycrometers (Gee *et al.*, 1992; Cresswell *et al.*, 2008) enable now accurate measurement of water potential at very small Θ , well above $|h| = 10^5$ cm, which was proposed by Or and Tuller (1999) as the boundary between the capillary and the adsorptive region of the SWRC (Tuller and Or, 2005).

Here we build further on the work by Kosugi and Hopmans (1998) who based their scaling method for SWRCs on the similitude between the probability density function (pdf) of the equivalent pore radius, δ , for a single

sample, and the pdf of δ for the entire study area. Starting from this idea we explore here similarities between a regionalized SWRC and the θ pdf. Characteristic regions of the SWRC are identified and related with the boundaries between dominant field soil moisture states and the spatio-temporal variability that characterizes them.

Bimodal pdfs of θ measured at the point scale during longer time periods have been reported for strong seasonal climates (D'Odorico et al, 2000; Teuling et al 2005). However, not much is known about the role of the soil in the transition from one mode to the other. On the other hand, soil properties and topography are deemed responsible for the bi- or multimodal nature of θ pdfs in space at specific moments in time (Vereecken et al, 2014). The pdfs obtained by Rosenbaum *et al.* (2012) could in general be described by a normal distribution, while for drier periods a log-normal distribution was found.

The overall spatio-temporal organization of θ can be expressed through the relationship between spatially averaged θ , $\langle \theta \rangle$, and its standard deviation, $\sigma(\langle \theta \rangle)$. A convex shape of this relationship has been generally accepted (Famiglietti *et al.*, 2008; Vereecken *et al.*, 2007). However, distorting effects are often reported, resulting in non-unique $\langle \theta \rangle - \sigma(\langle \theta \rangle)$ pathways. This phenomenon was recently described by Vereecken *et al.* (2014) and called "hysteresis". Although the underlying mechanisms are not yet well understood, they attribute hysteresis in the standard deviation to the bimodal nature of the spatial θ pdf for specific moments in time.

The objectives of this work were 1) to provide a detailed description and model of the SWRC and the differential water capacity curve of a typical vertisol from the Vega de Carmona area near Seville, and 2) to relate specific regions of the SWRC with observed dominant field soil moisture states and patterns, and their spatio-temporal dynamics.

2.- Materials and Methods

2.1.- Experimental Field

The study was conducted at the Tomejil experimental farm, located near Carmona, Seville in SW Spain (37°24'N, 5°35'W, 79 m.a.m.s.l.), in a 3.5-ha field where a long-term soil management experiment was started in 1982 under a dryland wheat (Triticum durum L.) – sunflower (Helianthus annuus L.) – field pea (Pisum sativum L.) rotation, typical for the area. In this work only data from three conventional tillage plots for a wheat-sunflower-field pea crop sequence were considered. Individual plot dimensions were 15×180 m Tillage consisted in a 0.25 m-deep mouldboard plough pass and successive cultivator passes before sowing. Fertilizer was only applied when cereals were grown, according to local agricultural practices. Usually a dose of 220 kg ha⁻¹ of a compound fertilizer (18N–46P₂O₅–0K₂O) was applied approximately one week before sowing (November), and a second application of 200 kg ha^{-1} of urea was applied later during the winter, depending on the

rainfall occurrence. The soil is classified as a Chromic Haploxerert (Soil Survey Staff, 1999) or a Haplic Vertisol (IUSS Working Group WRB, 2014). Average clay content $(\pm$ s.e.) above the subjacent marl was quite uniform across the field and increased from 55.5 (\pm 0.4) % in the top 0.2-m to 60.0 (\pm 0.4) % in the 0.4-0.6-m horizon (Martinez et al., 2010). The clay fraction consisted for 40% of montmorillonite, 44% of illite, and 16% of kaolinite (Perea and González, 2005), providing this soil with a characteristic shrink-swell nature, causing the appearance of wide and deep cracks during late spring and early summer, which enhance subsoil water loss in summer and wetting in autumn. In addition, soil changes from very hard under dry conditions to sticky when wet, limiting the field accessibility for sampling. The average potassium and calcium carbonate contents were 550 mg kg⁻¹ and 25%, respectively. The average soil organic carbon (SOC) content in the top 0.15-m was 9.2 g kg⁻¹ (Martínez et al., 2009).

2.2.- Water Retention Measurement and Model

Undisturbed surface soil samples were taken at 27 locations, evenly distributed over the three conventional tillage plot using 0.05-m long and 0.04-m diameter stainless steel rings. Water retention for 1 < |h| < 500 cm was measured using sand and sand-kaolin boxes (Eijkelkamp Agrisearch Equipment, The Netherlands), while at |h| = 1000 and 3000 cm a pressure plate apparatus (Soilmoisture Equipment Corp., USA) was used. Soil shrinkage was detected in the upper part of the samples as |h| increased, but no cracks that could compromise the retention measurements were observed. The dry end of the water retention curve, roughly for $3 \times 10^3 < |h| < 3 \times 10^6$ cm, was measured using a dew point psychrometer (WP4-TE, Decagon Devices, Inc., USA). In this study, only the drying limb of the SWRC was determined, and should therefore not be used to interpret wetting processes, since a strong hysteretic behavior is expected for this finetextured soil.

Individual pressure head values were grouped within 22 classes. The corresponding average water retention and standard deviation were calculated in each class. The discrete logarithmic differential water capacity, *C*, was calculated across water retention observations for each soil sample according to

$$C = -\frac{\Delta\Theta}{\Delta(\log_{10} h)} \,. \tag{1}$$

Individual *C* values were grouped into 21 classes, according to their pressure heads. The capillary hypothesis was used to calculate equivalent pore radii, δ .

Following a suggestion by Ross and Smettem (1993), the sum of a double exponential (DE) model (Dexter *et al.*, 2008) and the Groenevelt and Grant (GG) (2004) equation was fitted to the class-averaged water retention data:

$$\Theta = f(h) = A_1 e^{(-h/h_1)} + A_2 e^{(-h/h_2)} + k_1 \left[e^{(-k_0/6.9^n)} - e^{(-k_0/(\log_{10}h)^n)} \right]$$
(2)

Considering the DE model separately, $h_1 < h_2$ can be associated with characteristic pressure heads at which the structural and matrix pore spaces empty, respectively, while parameters A_1 and A_2 are proportional to the volume of each of these pore spaces. By adding the GG model to the DE model in Eq. (2) these parameters lose part of their physical meaning in the original DE model. k_1 , k_0 and n are fitting parameters of the GG model.

The GG model makes use of the approach proposed by Ross et al. (1991) for extending water retention curves to dryness, and their suggestion of adopting a value of $h \approx 10^7$ cm for $\Theta=0$. It is well-suited for fine-textured soils, showing a semi-logarithmic linear behavior at the dry end of the SWRC. Groenevelt and Grant suggested a value of $\log_{10}h=pF=6.9$, which can be recognized in the exponent of the first term between the brackets in Eq. (2). When considered here as an additional fitting parameter a similar value was obtained. Other approaches that reproduce the semi-logarithmic linear relationship well and provide a SWR model anchored at a finite pressure head at $\Theta = 0$ (Rossi and Nimmo, 1994; Resureccion et al., 2011) were less suitable in this case, mainly as a consequence of the required junction to assemble the piecewise functions that fitted the data as well as Eq. (2).

An analytical expression for the continuous logarithmic differential water capacity, c, was obtained by differentiating Eq. [2]:

$$c = -\frac{d\Theta}{d(\log_{10} h)} = -h \ln 10 \frac{d\Theta}{dh}$$

= $-\frac{\ln 10A_1h}{h_1} e^{(-h/h_1)} + \frac{\ln 10A_2h}{h_2} e^{(-h/h_2)}$, (3)
+ $k_1 k_2 n (\log_{10} h)^{-n-1} e^{(-k_0/(\log_{10} h)^{\alpha})}$

The capillary hypothesis is considered here to be valid for 50-100 nm $< \delta < 0.5$ mm (Nimmo, 2004). According to Or and Tuller (1999), the contribution of adsorption of thin water films on soil particles dominates water retention for $|h| > 10^5$ cm. This value is considered the boundary between the capillary and the adsorptive region of the SWRC (Tuller and Or, 2005). The models presented in Eqs (1-3) are expressed in terms of gravimetric soil water content and should be interpreted as such.

2.3.- Field Soil Moisture Measurement

A total of 20 θ surveys were conducted between January, 23 2008 and July, 21 2009, over a period of 545 days, with average, minimum and maximum time intervals between surveys of 15, 6 and 90 days, respectively. In order to obtain SWC data for the extremely wet 2009-2010 winter, an additional survey was conducted on February, 2 2010, 196 days after the last survey. Disturbed soil samples were taken with a 0.05 m diameter Edelman hand auger nearby (<1.5 m) the 27 locations, at depths of 0-0.10 and 0.25-0.35 m, hereinafter referred to as 0.05 and 0.30 m, respectively, evenly distributed over three conventional tillage plots. Samples were stored and transported in airtight plastic bags to the laboratory, weighed and dried during 48 h at 105 °C.

3.- Results and Discussion

3.1.- Soil Water Retention and Differential Water Capacity

The raw water retention data for the 27 locations showed a common behavior (Fig. 1a). The spread generally decreased with increasing pressure head, except for the region near $|h| = 6 \times 10^3$ cm where $\sigma(\Theta)$ peaked, indicating a major heterogeneity of the corresponding pore space. However, this could also be a result of the higher uncertainty of the psychrometer data in this region.



Fig. 1. a) Raw (grey dots and lines) and class-averaged water retention, with mean water retention, Θ , and its standard deviation, $\sigma(\Theta)$, plotted as a function of the logarithm of pressure head, |h| b) Mean differential water capacity, *C*, and its standard deviation plotted as a function of the logarithm of equivalent pore radius, δ . Vertical dashed lines indicate characteristic points of the SWRC shown in Table 1.

Overall, the trend for |h| < 31.6 cm indicates that the airentry pressure was located near |h| = 10 cm, and was constant across samples. Sharp changes in the slope of the SWRC were observed near |h| = 18 cm and $|h| = 7.2 \times 10^3$ cm. This behavior is indicative for multimodal pore-size distributions (Othmer *et al.*, 1991; Dexter *et al.*, 2008), and has also been reported for other clay soils (Chang *et al.*, 1968; Lawrence *et al.*, 1979). Note also the typical semi-logarithmic linear behavior towards the dry end of the SWRC as a result of the dominant effect of adsorption of thin water films on soil particles (Tuller and Or, 2005). The corresponding values of |h|, Θ , and δ for relevant characteristic points of the SWCR are provided in Table 1 and were inferred from the data shown in Fig. 1. As a result of intrinsic uncertainty in the water retention data and their discrete nature, the values inferred from the mean SWRC and the mean differential water capacity curve (C- δ curve) should be considered as approximate. There intended use here is to infer and explain the organization of the porespace of this soil and the corresponding field soil moisture states.

Table 2. Relevant characteristic points on the SWRC of Fig. 1 and their corresponding values of pressure head |h|, water retention, Θ , and equivalent pore radius, δ .

Description	<i>h</i> (cm)	Θ (kg kg ⁻¹)	δ (nm)
Air-entry pressure	1.0×10^{1}	0.473	$1.5 imes 10^5$
Mode structural pore space	1.8×10^{1}	0.448	8.3×10^4
Limit structural/textural pore spaces	7.1×10^{2}	0.289	2.1×10^3
Mode textural pore space	7.2×10^{3}	0.216	2.1×10^2
Limit inter-/intra-aggregate pore spaces	3.9×10 ⁴	0.147	$3.8\times10^{\rm l}$
Limit capillary domain (Tuller and Or, 2005)	1.0×10 ⁵	0.124	$1.5 imes 10^1$

The first sharp increment of the slope of the SWRC near the air-entry pressure gave rise to a maximum in the *C*- δ curve at |h| = 18 cm, corresponding to a maximum abundance of pores near $\delta = 8 \times 10^4$ nm. As |h| increases, the slope of the SWRC decreases gradually towards $|h| = 7 \times 10^2$ cm, where a minimum in the *C*- δ curve was observed for $\delta = 2 \times 10^3$ nm, indicating a proportionally small abundance of equivalent pores in this region. We associated this point with the limit between the structural and textural pore spaces.

The clay microstructure contributes to the textural pore space and consists of stacks of parallel silicate sheets with a thickness ranging approximately from 1 to 100 nm and diameters ranging approximately from 500 to 2000 nm. Weathering of these structures results in a range of pore spaces from a few nanometers to the micron-scale (Cheng *et al.*, 2012). This corresponds roughly with the range of δ for the textural pore space, shown in Fig 1b.

As |h| further increases, the slope of the SWRC increases towards a maximum near $|h| = 7 \times 10^3$ cm, resulting in a second maximum in the *C*- δ curve near $\delta = 200$ nm. Further increasing |h| leads to another region of minimum slope of the SWRC near $|h| = 4 \times 10^4$ cm and a second minimum in the *C*- δ curve near $\delta = 38$ nm. Figure 1 of Tuller and Or (2005) shows that also at |h| near 10^4 cm adsorptive forces contribute already significantly to water retention. This means that the capillary hypothesis becomes increasingly invalidated with increasing |h|, also for $|h| < 10^5$ cm, and that δ has to be interpreted with caution in this region.

We interpreted the second minimum in the C- δ curve and

the low abundance of the corresponding equivalent pore radii near $\delta = 38$ nm as the limit between the inter- and intra-clay aggregate pore spaces. This value was close to the range from 65 to 90 nm found by Romero *et al.* (1999) who analyzed the microstructure of Boom clay, a moderately swelling clay with approximately 25% kaolinite, 25% illite, and 15% smectite. Equivalent poresizes in this region are still larger than the pore-size threshold of $\delta = 15$ nm where, according to Tuller and Or (2005), adsorption becomes the dominant water retention mechanism.

Also for other clay soils similar ranges of δ were found within the textural pore space. Nowamooz and Masrouri (2008) found for an expansive bentonite/silt mixture dominant pore-sizes near $\delta = 5$ nm, corresponding to pores inside clay aggregates and representing the microstructure, and near $\delta = 3.7 \times 10^3$ nm, corresponding to the macrostructure. The transition from the micro- to the macrostructure was found to occur near $\delta = 50$ nm. A similar range of equivalent intra-clay aggregate pore radii ($\delta < 38$ nm) was found by Diamond (1970) for a montmorillonite clay, with 90% of the mercury intrusion occurring between $\delta = 2$ and 32 nm.

The structured composition of clay minerals gives rise to a high water retention at high pressure heads, within very small pores with equivalent radii of a couple of nanometers. Aylmore and Quirk (1967) studied pore sizes with $\delta < 5$ nm in clays and found porosities near 0.15 cm³g⁻¹, for montmorillonite, and near 0.19 cm³g⁻¹ for illite and kaolinite. Most of this porosity in kaolinite was contained in pores with radii >5-10 nm, while for illite it corresponded almost entirely to pore radii of <3 nm, with maxima in the pore-size distributions at 0.5 nm and 1.5 nm, as a result of characteristic distances between alumino-silicate sheets and aggregates. Also for montmorillonite they found that the major part of the porosity was contained within pores with radii <3 nm, but with a predominance of pores with radii of 0.5, 1, and 2 nm. Considering the proportional contribution of these tree clay types to the soil under study yields a porosity of 0.17 m³ kg⁻¹, which is higher than the corresponding water retention of 0.10 kg kg⁻¹ found in this soil for pores with δ < 5 nm (Fig.1), indicating that the available pore space is not fully saturated as a result of water adsorption in thin water films.

Although not yet fully understood, specific ranges of δ play a role in the adsorption of organic matter. Emerson and Greenland (1990) found in an ultra-thin section of an aggregate from an old pasture clay soil individual clay particles of 50 nm formed clay aggregates of about 500 nm. Pore radii between the aggregates were <250 nm, being too small for most bacteria and fungi to enter, and making decomposition of carbohydrates slow. Organic matter absorbed in pores with δ < 100 nm can therefore be assumed to be well protected. (Aylmore and Quirk, 1967)

3.2.- Soil Water Retention and Differential Water Capacity Models

Fig. 2 shows the fit of the SWRC model [Eq. (2)] to the measured data and the corresponding fitting parameters. Although a high coefficient of determination (99.9%) was obtained the model did not fully capture the shape of the SWRC near the air-entry pressure and for $10^2 < |h| < 10^5$. This apparently small lack of fit in these regions gives rise to larger differences when modelling the calculated *C*- δ curve with Eq. (3), resulting in overestimation of the mode of the structural pore space, an underestimation of the corresponding δ for the limit between the structural and textural pore spaces, and underestimation of the abundance of pores with δ near the mode of the textural pore space. Further research is needed to improve Eq. (2), especially by addressing the apparent log-normal shape of the *C*- δ curve in the textural pore-space region, as shown in Fig 2.



Fig. 2. Measured SWRC with fitted model, and calculated and modeled differential water capacity, c.

3.3.- Relationships between the SWRC and the Spatio-Temporal Dynamics of θ

3.3.1.- Spatio-Temporal Probability Distribution of θ

Probability density functions for spatial values of θ , measured on individual survey dates, followed generally normal distributions, except for the driest surveys when log-normal distributions showed a better fit as a result of accumulation of probability density towards the lower physical limit of θ . The temporal variability of θ was much larger than its spatial variability on specific survey dates, as a result of the homogeneous nature of the clay soil of the study field. Therefore, the probability distributions of θ in time at different locations in space can be considered as realizations of the probability distribution of the entire population and the probability distribution of θ in time can be estimated by combining all the θ measurements (27 locations and 20 surveys) in the spatio-temporal probability distribution as shown in Fig. 3.



Fig. 3. Spatio-temporal probability distributions of gravimetric soil water content, θ , measured at depths of 0.05 (a) and 0.30 m at 18 locations during 20 surveys. The vertical dashed lines indicate the upper limit of the dry soil moisture state and the lower limit of the wet state and correspond to characteristic points of the SWRC given in Table 1.

The topsoil data (0.05 m) show clearly a three-modal distribution, corresponding to three dominant soil moisture states. The wet end of the topsoil pdf corresponds to a wet dominant field soil moisture state, which can be related with the minimum in the C- δ curve, identified as the transition from the structural to the

textural pore space (See Fig. 1 and Table 1). The low abundance of equivalent pore-sizes in this region means that small increments of |h| will only cause minor reductions in the retained water content, and result in a high frequency of occurrence of the corresponding θ . The lower limit of this soil moisture state corresponds with a maximum in the *C*- δ curve, near $|h| = 7.2 \times 10^3$ cm, for equivalent pore radii near 200 nm, and is associated with the transition towards a drier intermediate dominant field soil moisture state. Small increments in |h| empty a large amount of pores, resulting in a fast transition from the wet to the intermediate drier state and a low frequency of occurrence of the corresponding θ .

The dry end of the probability distribution for 0.05-m depth (Fig. 2a) corresponds to a dry dominant field soil moisture state for which the field water content fluctuates mainly in response to the humidity of the surrounding air and adsorption in the main water retention mechanism. The upper θ limit for the dry state corresponds with a minimum in the *C*- δ curve, which was identified as the transition from the inter- to the intra-aggregate pore space (Fig. 1 and Table1). Since this minimum in the *C*- δ curve does not correspond with a maximum but with a minimum in the θ pdf, this result might indicate that the capillary hypothesis is invalid in this region. So the minimum in the θ pdf possibly also corresponds to the transition from the capillary region of the SWRC to the adsorptive region (Or and Tuller, 2005).

The probability distribution of subsoil θ (0.30-m, Fig 3b.) showed a bimodal behavior, with similar modes as those identified for the topsoil θ . However, the dry state is practically inexistent at this soil depth, as a result of the loss of hydraulic connectivity between the very dry topsoil and the moist subsoil. This phenomenon is further analyzed in the next section.

3.3.2.- Hydraulic Connectivity Loss between Top- and Subsoil

While during the wet and part of the intermediate soil moisture states similar θ values were observed at 0.05 and 0.30 m depth, towards the dry end of the intermediate soil moisture state the connectivity between the top- and subsoil is gradually lost (Fig.4). While the topsoil enters the dry state, subsoil $\langle \theta \rangle$ remains practically constant, just above 0.15 kg kg⁻¹. As the topsoil dries throughout the intermediate soil moisture state, the remaining water-filled pores become gradually smaller, making it increasingly difficult, and ultimately impossible, to transfer water from deeper layers towards the topsoil. The θ threshold at which this occurs is slightly higher than the characteristic θ corresponding to the interface between the inter- and intraaggregate pore spaces. This feature explains the capacity of clay soils to retain water in the subsoil and supply it to plants during dry periods, in contrast to other soil types that are rapidly depleted. Only at very low topsoil θ the subsoil θ also switches to the dry state, possibly as a result of deep soil cracks that expose deeper soil layers to the influence of the atmosphere and promote direct evaporation from the

subsoil.



Fig. 4. Relationship between spatially-averaged θ , $\langle \theta \rangle$, at 0.05 and 0.30 m depth. Dashed lines correspond to characteristic points of the SWRC given in Table 1.

Figure 4 shows also situations where the topsoil is wetter than the subsoil. Such inverted θ profiles are the result of the interruption of drying sequences by small amounts of rainfall that only moisten the topsoil, and are only observed when the subsoil is in the intermediate soil moisture state. These inverted θ profile situations are short-lived. As a result of high atmospheric water demands topsoil θ decreases fast towards its pre-rainfall values.

3.3.3.- Spatio-Temporal Organization of θ in Different Soil Moisture States

The soil moisture states identified in Figs. 1 and 3 exhibit also different ranges of spatial variability. Fig 5. shows the typical convex shape of the relationship between $\langle \theta \rangle$ and $\sigma(\langle \theta \rangle)$, also found elsewhere (*e.g.* Famiglietti et al, 2008; Rosenbaum et al, 2012). When grouping topsoil $\langle \theta \rangle$ in Fig. 5a. according to the three dominant soil moisture states, different relationships can be observed. For the dry state $\sigma(\langle \theta \rangle)$ increased with $\langle \theta \rangle$. As the soil dried, θ became gradually more homogeneous in space as water retention was increasingly dominated by adsorption on soil particles in detriment of capillary retention, and as the lower physical limit of θ was approached. During this state the soil dried steadily with time and no rewetting occurred.

For the wet state $\sigma(\langle \theta \rangle)$ decreased with increasing $\langle \theta \rangle$, while during the intermediate soil moisture state $\sigma(\langle \theta \rangle)$ became apparently unstable. This instability is possibly a result of successive topsoil wetting and drying cycles, as described in the previous section, leading to a hysteretic behavior of the $\sigma(\langle \theta \rangle)$. Unstable θ profiles in which the topsoil is not in hydraulic equilibrium with the subsoil can cause instability in topsoil $\sigma(\langle \theta \rangle)$, which can be interpreted as hysteresis. A similar behavior can be observed for the subsoil in Fig 5b, although the dry soil moisture state was not reached at 0.30 m depth. The instability of $\sigma(\langle \theta \rangle)$ in the intermediate soil moisture state is in this case even more prominent.



Fig. 5. Relationships between spatially averaged SWC and standard deviation for a) topsoil and b) 0.30-m depth, with respect to the three dominant soil moisture states delimited by vertical dashed lines

Note that the hysteresis in $\sigma(\langle \theta \rangle)$ observed here is different from the one discussed by Vereecken *et al.* (2014). The latter related the hysteretic behavior of $\sigma(\langle \theta \rangle)$ with the shape of the spatial θ pdfs, which shifted in their study between unimodal and bimodal as a result of the simultaneous appearance of wetter and drier zones within the study area. In our study, and at least for the considered range of θ , no indications of bimodality could be observed in the spatial SWC pdfs, as expected in accordance with the homogeneous nature of this heavy clay soil. Therefore we associate the observed instability of $\sigma(\langle \theta \rangle)$ with sudden shifts in θ that cause a surpassing of the characteristic thresholds inferred from the SWRC in Fig. 1.

4.- Conclusions

A detailed analysis of the 27 measured SWRCs and the derived differential water capacity curves, from saturation to oven dryness, yielded information on the characteristic pore-size distribution of this heavy clay soil. Two peaks in pore abundance were related with the modes of the structural and textural pore spaces, while minima were associated with the limits between the structural and textural, and the inter- and intra-clay aggregate pore spaces. The proposed model for the SWRC provided an overall good fit to the measured data, but the modelled differential water capacity could not reproduce the calculated differential water capacity satisfactorily. Ranges of |h| were identified where the SWRC model should be improved.

A three- and bi-modal spatio-temporal pdf was obtained for top- and subsoil θ respectively. The different modes were associated with dominant wet, intermediate and dry field soil moisture states. Transitions from one state to the other were related with the characteristic points identified on the SWRC. The characteristic capacity of this soil to maintain high subsoil water contents below a very dry topsoil was elucidated by linking the loss of hydraulic connectivity between the top- and subsoil with a shift in topsoil θ from the intermediate to the dry soil moisture state. This loss of connectivity resulted in quasi-constant subsoil θ , while the topsoil θ decreased steadily. Only at very low topsoil θ , subsoil θ resumed its decrease and entered the dry state, possibly as a result of deep soil cracks. The spatio-temporal dynamics of θ was analyzed within each dominant soil moisture state by means of the relationship between $\langle \theta \rangle$ and $\sigma(\langle \theta \rangle)$. Overall, the typical convex shape was observed, although as strong instability in $\sigma(\langle \theta \rangle)$ was detected for the intermediate soil moisture state. This instability was associated with unstable θ profiles, with a topsoil that was not in equilibrium with the subsoil.

These results provide insight into the functioning of this soil and can be used in applications such as soil and water management optimization or crop modelling. The observed similarities between the shape of the SWRC and the spatio-temporal θ pdf open an avenue for future research aimed at estimating soil hydraulic properties from field-measured θ .

Acknowledgements. Funding for this work came from the Spanish Ministry of Economy and Competitiveness and FEDER (Grants AGL2009-12936-C03-03 and AGL2012-40128-C03-03), and from the Junta de Andalucía (AGR-4782). Also support through PhD grant n° 8 (Res. 15/04/2010) by IFAPA is acknowledged. Special thanks to E. Rodríguez, M. Morón, J. García, and M.A. Ayala of IFAPA Centro Las Torres-Tomejil for their assistance with the field and laboratory work.

5.- References

- Aylmore, L.A.G., and J.P. Quirk, 1967. The micropore size distributions of clay mineral systems. J. Soil Sci. 18, 1-17.
- Chang, R.K., 1968. Component potentials and hysteresis in water retention by compacted clay soil aggregates. *Soil Sci.* 105, 172-176.
- Cheng, H., E. Hu, and Y. Hu, 2012. Impact of mineral micropores on transport and fate of organic contaminants: A review. *J. Contam. Hydrol.* 129-130, 80-90.
- Cresswell, H.P., T.W. Green, and N.J. McKenzie, 2008. The adequacy of pressure plate apparatus for determining soil water retention. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 72, 41-49.
- de Jonge, L.W., P. Moldrup, A.L. Vendelboe, M. Tuller, and D. Wildenschild, 2012. Soil architecture and physicochemical functions: An Introduction. *Vadose Zone J.*, 11.
- Dexter, A.R., E.A. Czyż, G. Richard, and A. Reszkowska, 2008. A userfriendly water retention function that takes account of the textural and structural pore spaces in soil. *Geoderma* 143, 243-253.
- Diamond, S., 1970. Pore size distributions in clays. Clay Miner. 18, 7-23.
- D'Odorico, P., L. Ridolfi, A. Porporato, and I. Rodriguez-Iturbe, 2000. Preferential states of seasonal soil moisture: The impact of climate fluctuations. *Water Resour. Res.* 36, 2209-2219.
- Emerson, W.W, and D.J. Greenland, 1990. Chapter 18. Soil aggregates Formation and stability, *In*: M.F. De Boodt *et al.* (Eds.) *Soil Colloids and Their Association in Aggregates*, Plenum Press, New York.
- 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, 16.
- Gee, G.W., M.D. Campbell, G.S. Campbell, and J.H. Campbell, 1992. Rapid measurement of low soil water potentials using a water activity meter. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56, 1068-1070.
- Groenevelt, P.A., and C.D. Grant, 2004. A new model for the soil-water retention curve that solves the problem of residual water contents. *Eur. J. Soil Sci.* 55, 479-485.
- IUSS Working Group WRB. 2014. World Reference Base for Soil Resources 2014. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports No. 106. FAO, Rome.
- Kosugi, K., and J.W. Hopmans, 1998. Scaling water retention curves for soils with lognormal pore-size distributions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62, 1496-1505.
- Lawrence, G.P., D. Payne, and D.J. Greenland, 1979. Pore size distribution in critical point and freeze dried aggregates form clay subsoils. J. Soil Sci. 30, 499-516.
- Martínez, G., K. Vanderlinden, J.V. Giráldez, A.J. Espejo, and J.L. Muriel, 2010. Field-scale soil moisture pattern mapping using electromagnetic induction. *Vadose Zone J.* 9, 871-881.
- Martinez, G., K. Vanderlinden, R. Ordóñez, and J.L. Muriel, 2009. Can apparent electrical conductivity improve the spatial characterization of soil organic carbon? *Vadose Zone J*. 8, 586-593.
- Nimmo, J.R., 2004. Porosity and pore size distribution. *In*: Hillel, D. (Ed.) *Encyclopedia of soils in the environment*, Elsevier, London, p. 295-303.
- Nowamooz, H., and F. Masrouri, 2008. Hydromechanical behavior of an expansive bentonite/silt mixture in cyclic suction-controlled drying and wetting tests. *Eng. Geol.* 1001, 154-164.
- Oicha, T., W.M. Cornelis, H. Verplancke, J. Nyssen, B. Govaerts, M. Behailu, M. Haile, and J. Deckers, 2010. Short-term effects of conservation agriculture on Vertisols under tef (Eragrostis tef (Zucc.) Trotter) in the northern Ethiopian highlands. *Soil Till. Res.* 106, 294-302.
- Or, D., and M. Tuller, 1999. Liquid retention and interfacial area in variably saturated porous media: Upscaling from single-pore to samplescale model. *Water Resour. Res.* 35, 3519-3606.
- Ordóñez, R., P. González, J.V. Giráldez, and F. Perea, 2007. Soil properties and crop yields after 21 years of direct drilling trials in southern Spain. *Soil Till. Res.* 94, 47-54.
- Othmer, H., B. Diekkrüger, and M. Kutilek, 1991. Bimodal porosity and unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Sci.* 152, 139-150.
- Perea, F. and P. González, 2005. Origen, clasificación y caracterización de los suelos de la Campiña de Carmona. CAREL, 3, 16 p. www.carmona.org/publicaciones/carel/2004_2.pdf.
- Romero, E., A. Gens, and A. Lloret, 1999. Water permeability, water retention and microstructure of unsaturated compacted Boom clay. *Eng. Geol.* 54, 117-127.

- Resurreccion, A.C., P. Moldrup, M. Tuller, T.P.A. Ferré, K. Kawamoto, T. Komatsu, and L.W. De Jonge, 2011. Relationship between specific surface area and the dry end of the water retention curve for soils with varying clay and organic carbon contents. *Water Resour. Res.* 47(6).
- 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, 22.
- Ross, P.J., and K.R.J. Smettem, 1993. Describing soil hydraulic properties with sums of simple functions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57, 26-29.
- Ross, P.J., J. Williams, and K.L. Bristow, 1991. Equation for extending water-retention curves to drvness. Soil Sci. Soc. Am. J. 55, 923-972.
- Rossi, C., and J.R. Nimmo, 1994. Modelling of soil water retention from saturation to oven dryness. *Water Resour. Res.* 30, 701-708.
- Soil Survey Staff. 1999. Soil Taxonomy: A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. 2nd ed. Agric. Hbk. 436. U.S. Gov. Print. Office, Washington, DC.
- Strudley, M.W., T.R. Green, and J.C. Ascough II, 2008. Tillage effects on soil hydraulic properties in space and time: State of the science. *Soil Till. Res.* 99, 4-48.
- Teuling, A.J., Uijlenhoet, R., and Troch, P.A., 2005. On bimodality in warm season soil moisture observations. *Geophys. Res. Lett.* 32(13), L13402.
- Tuller, M, and D. Or, 2005. Water films and scaling of soil characteristic curves at low water contents. *Water Resour. Res.* 41
- Vereecken, H., J.A. Huisman, Y. Pachepsky, C. Montzka, J. Van Der Kruk, H. Bogena, L. Weihermüller, M. Herbst, G. Martinez, and Jan Vanderborght, 2014. On the spatio-temporal dynamics of soil moisture at the field scale. J. Hydrol. 516, 76-96.
- 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(22) doi:10.1029/2007GL031813.

RESPUESTA DE LA VEGETACIÓN HERBÁCEA A LAS VARIACIONES HÍDRICAS DEL SUELO

J. Lozano-Parra¹ y S. Schnabel¹

¹ Grupo de Investigación GeoAmbiental, Universidad Extremadura, Avda. Universidad s/n. 10071 Cáceres, e-mail: <u>jlozano@outlook.es</u>, <u>schnabel@unex.es</u>; web: <u>http://www.grupogiga.es</u>

RESUMEN. El agua condiciona el crecimiento de la vegetación herbácea de los sistemas agrosilvopastoriles con arbolado disperso y clima mediterráneo. Este trabajo analiza la sensibilidad y respuesta de las herbáceas anuales a la disponibilidad hídrica del suelo en dichos sistemas. El contenido hídrico se monitorizó con estaciones de humedad, compuestas por sensores instalados a diferentes profundidades, que registraron continuamente cada 30 minutos durante más de 2 años hidrológicos. El papel del agua del suelo en el desarrollo de las herbáceas destacó al comparar el año húmedo con el seco. Durante este último quedó patente la importancia de la capa superficial como principal zona de abastecimiento hídrico. A pesar de que la mayor parte de los contenidos de agua en la base de los perfiles no alcanzaron potenciales de succión de -1500 kPa, las herbáceas sólo mostraron un crecimiento significativo cuando la capa superior fue capaz de satisfacer su demanda hídrica en el momento adecuado del año.

ABSTRACT. Water determines the growth of the herbaceous plants in agrosilvopastoral systems with scattered tree cover and mediterranean climate. This work analyzes the response and sensitivity of annual plants to soil water availability in such systems. Soil water content was monitored with soil moisture sensors installed at different depths and in different locations. They continuously register volumetric water content every 30 minutes during more than 2 hydrological years. The role of water on herbaceous growth was highlighted comparing the wet year with the dry year. The importance of the upper soil layer as the main layer for water supply was emphasized during this last year. Although wilting points were not reached at deeper layers of soil profiles, herbaceous growth only was significant when the upper soil laver was able to satisfy the water demand in the appropriate time of year.

1.- Introducción

Los pastos naturales están considerados como uno de los recursos más importantes de los sistemas agrosilvopastoriles con arbolado disperso y clima mediterráneo, como los ecosistemas de *dehesa*, ya que constituyen una efectiva protección contra la erosión y degradación del suelo, proporcionan alimento para el ganado y juegan un papel crítico en el consumo hídrico y en el proceso de evapotranspiración (Paço *et al.*, 2009; Schnabel, 1997). Se trata de especies muy adaptadas que

han desarrollado una serie de estrategias, como el ciclo vital anual o el desarrollo de un sistema radicular superficial que facilita la separación de nichos ecológicos y posibilita una menor competencia por los recursos subsuperficiales (Moreno *et al.*, 2007).

Los pastizales están formados por una gran variedad de especies herbáceas, entre las que abundan las anuales y, en menor medida, las perennes. Su desarrollo depende del balance de efectos positivos o negativos entre cada uno de los principales factores limitantes: agua, energía lumínica y térmica, nutrientes y espacio (Brooker et al., 2008; Lozano-Parra et al., 2014). Debido a las características ambientales mediterráneas, éstos factores presentan una alta variabilidad, lo que influve en la fenología de los pastos naturales que, ya de por sí, muestran una pronunciada estacionalidad (Joffre y Rambal, 1993; Montero et al., 1998). De este modo, los valores de productividad de los pastos naturales en sistemas agrosilvopastoriles mediterráneos pueden mostrar grandes variaciones a distintas escalas espaciales y temporales y son, en general, poco productivos (Moreno y Pulido, 2009). Por ejemplo, González et al. (2012) observaron producciones que oscilaron entre 200 y 5372 kilogramos de materia seca por hectárea (kg MS ha⁻¹) en varias dehesas diferenciadas por el clima, densidad de ganado y fertilización.

Las herbáceas de los sistemas de dehesa concentran sus raíces en los primeros centímetros del suelo, disminuyendo exponencialmente con la profundidad hasta alcanzar un máximo de 80 cm (Moreno et al., 2005). De este modo, el 50% se encuentra en los primeros 7.4 cm, el 70% se concentra en los primeros 20 cm, y el 94% está en los primeros 30 cm (Barrera et al., 1987; Cubera, 2006; Moreno, et al., 2005; Rolo et al., 2009). No obstante, estos porcentajes podrían variar en suelos más someros. En cualquier caso, la concentración de raíces en la capa superficial del suelo determinaría que la competencia por los recursos entre diferentes estratos vegetales pudiera ser reducida (Cubera y Moreno, 2007). Además, el hecho de que el sistema radicular sea tan somero podría determinar que los pastos dependan principalmente de la capa superficial del suelo y, por tanto, que sean sensibles a sus cambios.

Aunque los factores que afectan a la producción de pastizal son cada vez mejor conocidos, aún no está claro el peso de cada uno y su variaciones espacio-temporales (Moreno, 2008). Por ejemplo, es conocido que el agua constituye un factor limitante para el desarrollo vegetal en ecosistemas semiáridos o subhúmedos secos, como las dehesas. De este modo, se han desarrollado clasificaciones que permiten relacionar contenidos hídricos del suelo (θ)

con aspectos ecológicos, como por ejemplo, la clasificación biológica del agua del suelo creada por Briggs (1897), que relaciona potenciales hídricos (Ψ) o puntos de la curva de retención hídrica, como la capacidad de campo (CC) y el punto de marchitamiento (PM), con la capacidad de la vegetación para consumir agua.

Si bien estos puntos de la curva de retención $\theta(\Psi)$ son los más utilizados, esta clasificación biológica del agua del suelo resulta controvertida ya que, por un lado, dichos puntos se basan en conceptos dinámicos, mientras que la curva de succión representa un equilibrio estático (Giráldez et al., 2011) y, por otro, considera al agua en clases discretas y arbitrarias. De esta forma, se ha comprobado que el PM (comúnmente asociado a un valor de potencial de succión de $-1500 \ kPa$) es variable según las interacciones entre las propiedades del suelo (retención de agua y conductividad hidráulica), propiedades de la planta (morfología, profundidad de las raíces, etc.) y factores atmosféricos (demanda evaporativa) (Philip, 1974; White, 2006). Asimismo, aunque el valor de potencial asociado a CC habitualmente es -33 kPa, también podría considerarse un concepto inexacto ya que el drenaje del agua del suelo en un tiempo determinado depende del tamaño y distribución de poros, por lo que es frecuente encontrar valores de -20 ó -10 kPa e incluso superiores (Hendriks, 2010; Martínez-Fernández, 1996; White, 2006). En cualquier caso, estos conceptos siguen siendo ampliamente utilizados porque definen 2 puntos de la curva $\theta(\Psi)$ con importante valor agronómico, el contenido de humedad a capacidad de campo y el punto de marchitamiento, cuya diferencia resulta en la capacidad de retención de agua disponible (CRAD) para las plantas o reserva útil.

El descenso del contenido hídrico por debajo de los -1500 kPa en los primeros 50 cm del suelo durante el periodo estival ha sido reportado por varios autores en ecosistemas con clima mediterráneo. Cubera y Moreno (2007) observaron, en una dehesa semiárida, valores ligeramente inferiores a $-1500 \ kPa$ al final de la estación seca, lo cual ayudó a deducir que las encinas (O. ilex) toman agua desde zonas más profundas y más alejadas de la influencia de su copa durante los periodos secos. Dicha afirmación puede ser corroborada a partir de un estudio realizado por Hernández-Santana et al. (2008) en dehesa subhúmeda con encinas, en el que observan que los primeros 50 cm del suelo descienden por debajo de -1500 kPa durante varios días al año. No obstante, también podría interpretarse como la capacidad del árbol para consumir agua retenida a grandes potenciales. A pesar de esto, no existen estudios en dehesas que analicen exhaustivamente la respuesta del pastizal a las variaciones hídricas en las capas superficiales del suelo, lo cual resulta significativo debido a que, tal y como fue señalado previamente, los pastos constituyen uno de los principales recursos del ecosistema.

2.- Área de estudio

El estudio se desarrolló en la cuenca experimental Parapuños, localizada en la provincia de Cáceres (Fig. 1), y caracterizada principalmente por su estructura forestal con arbolado disperso, su clima mediterráneo y sus suelos someros, que condicionan la disponibilidad hídrica para la vegetación (Gómez-Gutiérrez, 2009; Maneta, 2006).

La vegetación puede clasificarse en tres estratos (arbolado, arbustos y herbáceas) que aparecen en diferentes combinaciones y con densidades variadas. El estrato arbóreo está dominado por individuos dispersos del género *Quercus*, principalmente la encina (*Q. ilex*). En el estrato arbustivo predomina la *Retama sphaerocarpa*, *Cytisus multiflorus y Lavandula stoechas*, aunque normalmente es eliminado para facilitar el crecimiento del pastizal con fines ganaderos. En el estrato herbáceo destacan los pastizales terófitos de leguminosas, gramíneas y compuestas.

El clima es mediterráneo con influencias continentales y oceánicas, y definido como semiárido. Las precipitaciones y temperaturas medias anuales son 518 *mm* y 16°C, respectivamente. Los valores térmicos más bajos suelen registrarse en enero, con alrededor de 9°C, y los más altos en agosto, rondando los 24 °C. La evapotranspiración potencial (ETP), calculada con Turc (1961), oscila en torno a los 1150 mm/año.

Los suelos se caracterizan, en general, por su poca profundidad, con potencias que varían alrededor de los 40 cm (Tabla 1). Suelen ser pobres en materia orgánica (≈ 3 %), excepto bajo los árboles, donde el contenido es mayor en los horizontes superficiales, y tienen una densidad aparente elevada (generalmente superior a 1.4 g/cm^3). Las raíces de las plantas se concentran en los primeros centímetros del suelo, lo que puede determinar una mayor porosidad en la zona superficial. No obstante, en la cuenca pueden diferenciarse tres unidades geomorfológicas que determinan los tipos de suelos y sus propiedades hídricas. Una zona elevada con respecto al resto, localizada al norte y al sureste, que constituye la parte culminante y las pendientes de un antiguo pedimento, y que origina Luvisoles (FAO, 2014) con un horizonte árgico. Otra unidad, localizada en las partes bajas, con topografía suavemente ondulada, que se desarrolla sobre litología de pizarras, da lugar a Cambisoles y Leptosoles; y una última unidad en los fondos de valle formada por depósitos aluviales.

Tabla 1. Principales propiedades edáficas de los suelos más característicos de Parapuños (MO-materia orgánica; $\phi =$ porosidad).

Tipo Suelo	Prof. (cm)	Arcilla (%)	Limo (%)	Arena (%)	M.O. (%)	ф (%)
• <u> </u>	0-5	6.8	41.8	51.4	1.9	38.1
Luvicol	5-10	8.0	40.7	51.3	0.9	36.6
LUVISOI	10-15	8.6	45.1	46.3	0.4	37.8
	15-40	43.0	31.5	25.6	0.2	42.2
	0-5	6.8	50.4	42.8	5.2	51.1
Cambisol	5-10	8.3	51.8	39.9	1.9	41.2
Leptosol	10-15	9.4	60.2	30.4	1.7	42.0
	15-30	13.1	59.2	27.7	1.0	39.1

3.- Material y métodos

3.1.- Medición del agua edáfica

El contenido hídrico del suelo $(m^3 m^{-3})$ se monitorizó con 6 estaciones automáticas de humedad (o Soil Moisture Stations - SMS), compuestas por sensores de capacitancia EC-5 (Decagon Devices, Inc., Pullman, EEUU) que tomaron registros de forma continua cada 30 minutos durante más de 2 años hidrológicos completos (principalmente, desde el 01-09-2010 hasta el 31-08-2012). Los sensores siempre se instalaron a 5, 10 y 15 cm y a una profundidad variable dependiendo de la potencia del perfil. Dichas profundidades se justificaron porque la mayoría de los suelos son someros y porque las raíces de los pastos se concentran en la capa superficial del suelo. Los valores de humedad utilizados en este estudio en cada SMS fueron promediados con los tres sensores superficiales correspondientes a cada estación. Las sondas presentan por defecto un error de precisión de $0.03 m^3 m^{-3}$, de modo que fueron calibrados en laboratorio mediante el método de Cobos y Chambers (2010), con el que la precisión puede incrementarse un $\pm 1-2\%$. Las SMS se ubicaron bajo la influencia de la copa del árbol (Tree), en dirección sur-suroeste y a media distancia entre el tronco y el borde de la copa, y en espacios abiertos o de pastizal (Grassland), y fueron protegidas frente al pastoreo con jaulas de exclusión de 1 m^2 . Las SMS se agruparon principalmente en dos zonas de muestreo, Zona 1, caracterizada por poseer Luvisoles, y Zona 2, con Cambisoles y Leptosoles. Una tercera zona, localizada sobre Regosoles en el centro-este de la cuenca, consta de una SMS.



Fig. 1. Localización e instrumental de la cuenca Parapuños. SMS = Soil Moisture Station o estación de medición de la humedad del suelo.

La denominación y distribución de las SMS utilizadas en este estudio se presenta en la Tabla 2. Por otro lado, conviene destacar que la cuenca experimental dispone de una estación meteorológica completa que registra datos continuamente y en intervalos de 5 minutos desde el año 2000, así como varios pluviómetros (Fig. 1).

Tabla 2. Estaciones de humedad del suelo (SMS) en Paraj	puños,
ubicación y símbolo utilizado para identificarlas.	

Zonas	Cubierta vegetal	SMS	Símbolo
Zona 1	Grassland (G)	1,2	G1; G2
Zona 2	Grassland (G)	3,	G3
Zona 2	Tree (T)	1, 2	T1; T2
Centro-este	Grassland (G)	4	G4

3.2.- Determinación de la curva de retención hídrica

La curva de retención hídrica del suelo fue calculada (desde 0 a $-1500 \ kPa$) con la finalidad de obtener los valores de humedad edáfica para los potenciales de succión a $-33 \ y -1500 \ kPa$. La obtención de estos dos valores se justifica porque el valor de humedad a $-33 \ kPa$ (θ_{-33}) considera que a potenciales mátricos más bajos el agua drena por gravedad debido a que los poros de mayor tamaño no son capaces de retenerla, mientras que el contenido hídrico del suelo a $-1500 \ kPa$ (θ_{-1500}) asume que a este potencial de succión las especies vegetales encuentran bastante dificultad para extraer el agua. De esta forma, el contenido hídrico que queda entre dichos valores podría ser considerado como el intervalo de agua disponible para la vegetación.

Los valores de la curva de retención fueron determinados para las mismas profundidades a las que se instalaron los sensores, excepto a 10 cm. Para ello, se tomaron 3 muestras inalteradas de suelo con un cilindro de volumen conocido ($\approx 100 \ cm^3$), considerando las diferentes cubiertas vegetales (árbol y pasto) y los distintos suelos. En total fueron extraídas 74 muestras que se utilizaron para calcular en laboratorio 11 puntos de la curva de retención hídrica mediante un proceso de desecación. Dicho proceso se basó en dos técnicas mixtas que se complementan, el método del medio poroso (Stakman et al., 1969) y la membrana a presión (Richards, 1947), ambos suministrados por Eijkelkamp®. El primero consiste en la aplicación de una determinada succión a una muestra de suelo a través de un medio poroso, mientras que el segundo se fundamenta en la invección de aire comprimido a una muestra con una presión equivalente al potencial matricial a determinar. Posteriormente, las curvas de retención hídrica fueron completadas y ajustadas mediante funciones de edafotransferencia jerárquicas y mediante el modelo de van Genuchten et al. (1991), respectivamente. Ambas técnicas aparecen implementadas en el modelo ROSETTA (Schaap et al., 2001). Finalmente, la bondad de ajuste entre las curvas estimadas y las observadas fue evaluada mediante diferentes índices de calidad de ajuste, cuyos resultados siempre fueron satisfactorios ($r^2 \ge 0.95$; RECM $\le 2\%$).

3.3.- Índice de déficit hídrico

El *Índice de Déficit Hídrico* (IDH) indica la duración e intensidad de los diferentes estados hídricos del suelo y establece la cantidad de agua necesaria para que un tipo de vegetación determinada se desarrolle en cualquiera de sus fases. Su formulación es similar a la establecida por Martínez-Fernández *et al.* (2005), aunque en este caso utilizan valores asociados a capacidad de campo y punto de marchitamiento. Se constituye como sigue (Ec. 1):

$$IDH = \left(\frac{\theta - \theta_{-33}}{\theta_{-33} - \theta_{-1500}}\right) * 100$$
(1)

donde, IDH es el índice de déficit hídrico, θ es el contenido de agua del suelo ($m^3 m^{-3}$), y θ_{-33} y θ_{-1500} son los contenidos hídricos del suelo retenidos a unos potenciales de succión de -33 y -1500 kPa, respectivamente.

Un valor positivo en el IDH representa condiciones de exceso de agua, valores de 0% representan el contenido hídrico a -33 kPa, valores de -100%representan el contenido hídrico a -1500 kPa, y valores inferiores a -100% denotan un intervalo crítico donde el déficit hídrico es absoluto, ya que los contenidos de agua teóricamente no están disponibles para ser absorbidos por las plantas (Fig. 2). La aplicación de este método presenta la ventaja de poder caracterizar y comparar los IDH de todas las estaciones de humedad, ya que los resultados están relativizados (Martínez-Fernández *et al.*, 2012). El IDH fue calculado para la parte superficial del suelo (promedio entre los primeros 15 *cm*) y para los sensores a mayor profundidad, durante los años hidrológicos 2010-11 y 2011-12.



Fig. 2: Índice de Déficit Hídrico (IDH) utilizado para caracterizar la duración e intensidad de los estados de humedad del suelo, así como los intervalos críticos. Adaptado de Martínez-Fernández, *et al.* (2012).

3.4.- Seguimiento de la biomasa aérea en herbáceas

La producción de biomasa aérea se determinó, desde septiembre 2008 hasta agosto de 2011, en dos Zonas de muestreo de la cuenca (Fig. 1) mediante jaulas de exclusión de 1 m^2 que permitieron el crecimiento de las herbáceas sin ser pastoreadas. El pastizal fue cortado a ras de suelo dos

veces al año. El primer corte se realizó a finales de invierno para determinar la producción de otoño-invierno, mientras que el segundo se efectuó a principios de junio para establecer la producción de primavera. Una vez fueron recogidas las muestras se procedió a su secado utilizando un horno a 105 °C durante 48 horas, con el fin de determinar la producción de materia seca en $kg MS ha^{-1}$. El emplazamiento de las jaulas fue próximo al de las SMS y superior en número, lo que permitió discernir la variabilidad espacial de la producción a escala de parcela o ladera.

Por otro lado, la altura del pastizal (*cm*) fue registrada con una frecuencia quincenal, desde finales del invierno 2010-2011 hasta julio de 2012, tomando mediciones en 16 puntos bajo las jaulas de exclusión de cada SMS. Posteriormente, se promedió un valor representativo a partir de dichos puntos en cada SMS y para cada fecha en la que se registró la altura. La base de datos de producción de biomasa aérea fue ampliada a partir de las relaciones alométricas establecidas entre la altura de las herbáceas y la producción de biomasa seca. Con ello también se consiguió una monitorización que permitió llevar, de forma simultánea, un registro continuo del crecimiento y de la producción de la biomasa aérea.

4.- Resultados y discusión

4.1.- Intensidad y duración de los estados de humedad asociados al índice de déficit hídrico (IDH)

La duración e intensidad de los estados de humedad relacionados con el índice de déficit hídrico varió en función del régimen pluviométrico de los años hidrológicos considerados, la profundidad del suelo y el tipo de cobertura vegetal. Los mayores contrastes se registraron entre la superficie y la base de los perfiles del suelo (Fig. 3). Por ejemplo, en la estación G3, con un área de acumulación hídrica mayor que el resto, la base del perfil rara vez registra valores de IDH < 0%, lo cual contrasta con las capas superficiales, que incluso rebasan el intervalo crítico que determina el inicio del déficit hídrico absoluto.

Considerando la zona superficial del suelo (primeros 15 cm) en las diferentes cubiertas vegetales, las SMS bajo copa de árbol dispusieron, por término medio, de un intervalo de agua disponible menor que las de pastizal (Tabla 3). Por ejemplo, las SMS bajo copa registraron, por término medio, contenidos hídricos por debajo de -1500 *kPa* durante 5.5 meses, mientras que para las estaciones en pastizal la duración fue 2 meses menor. Los periodos de mayor escasez abarcaron principalmente desde junio hasta octubre. Las diferencias entre coberturas se acentúan en duración e intensidad si se consideran los dos años hidrológicos por separado (Tabla 3), ya que durante 2010-11 la precipitación alcanzó los 639 *mm*, mientras que el año siguiente únicamente se registraron 292 *mm*.



Fig. 3: Índice de Déficit Hídrico (IDH) en superficie (calculado entre los primeros 15 *cm*) y en profundidad en dos años hidrológicos contrastados.

Durante el año hidrológico 2010-11 (considerado húmedo) la duración del intervalo crítico de humedad de las SMS ubicadas en los espacios abiertos fue de 2 meses, mientras que bajo copa de árbol fue mayor a 3. Sin embargo, durante el año 2011-12 (considerado seco) la duración del intervalo crítico se dobló ampliamente en ambas coberturas vegetales con respecto al año anterior.

Tabla 3. Número de meses en los que el IDH desciende de 0%, y de -100% en los primeros 15 *cm* del suelo entre 2010-11 y 2011-12, y promedio entre los dos años.

	IDH	2010-11	2011-12	Promedio
Pastizal	<0% <100%	5.8 2.1	8.3 4.8	7.1 3.4
Árbol	<0%	8.8 3.2	11.2	10.0

El comienzo del intervalo crítico también varió en función del año hidrológico considerado, de modo que durante el año seco se adelantó con respecto al año húmedo, lo que significa que la vegetación podría disponer de menos recursos hídricos para desarrollarse. Cabe señalar que durante los dos años analizados, el periodo de intervalo crítico siempre comenzó antes y tuvo mayor intensidad y duración bajo copa de árbol que en pastizal.

Los valores de IDH mencionados evidencian unos estados hídricos del suelo que varían en algunos casos con respecto a los observados por Martínez-Fernández *et al.* (2007), quienes observan que en la capa superficial de los suelos de dehesas se dan valores de IDH < 0% con mayor intensidad y duración que en la capa superficial de espacios con otro tipo de cubierta vegetal. No obstante,

los mismos autores no aprecian déficits por debajo de – 100% en ecosistemas adehesados de encinas (Martínez-Fernández, *et al.*, 2012). Estas diferencias podrían estar causadas porque en el estudio aquí presentado se muestrea la capa más superficial del suelo, la más expuesta a los factores externos y donde la vegetación herbácea concentra sus raíces. Además, como ya destacaron Casas y Ninot (2007) o Cubera y Moreno (2007), las especies adaptadas a los medios secos, como las encinas, podrían extraer agua retenida a succiones de –1500 *kPa* e incluso mayores. De este modo, la vegetación podría sobrevivir a periodos de escasez hídrica.

4.2.- Crecimiento de las herbáceas en altura

El crecimiento en altura de las herbáceas siguió los patrones fenológicos estacionales esperados, de forma que los pastos completaron su ciclo vital cada año hidrológico. Generalmente, se distinguen varias fases del ciclo vegetativo. El otoño constituye la fase de germinación y desarrollo inicial, donde el crecimiento del porte aéreo suele ser relativamente bajo debido a la adversidad de las variables climáticas y a una, todavía, baja disponibilidad hídrica. En invierno, el desarrollo del pastizal se estanca debido fundamentalmente a los limitantes energéticos. Sin embargo en primavera dichos limitantes, junto con la recarga hídrica del suelo, suelen ser favorables, lo que resulta en un gran desarrollo de las herbáceas. A finales de primavera los pastos anuales decaen debido a la baja disponibilidad hídrica y al exceso energético (luz y calor), por lo que mueren y de esta forma completan su ciclo vital.

A pesar de lo expuesto, las distintas fases en el desarrollo del pastizal pueden adelantarse o retrasarse en función de los factores que condicionan su ciclo. Durante el año húmedo (2010-11) los recursos hídricos no supusieron un limitante para el desarrollo de la biomasa herbácea, por tanto su crecimiento en altura siguió los patrones fenológicos estacionales mencionados (Fig. 4). Las fechas en las que se observó un decaimiento del pasto fueron bastante similares, oscilando entre principios y mediados de mayo, mientras que un marchitamiento completo se observó entre finales de mayo y principios de junio. No obstante, pueden apreciarse diferencias entre SMS. Por ejemplo, destaca el gran crecimiento bajo la copa de árbol en T1, al mismo tiempo que destaca su adelantado marchitamiento con respecto a los espacios en pastizal (Fig. 4.B). Estas dos circunstancias podrían explicarse, primero, por la mejora microclimática bajo la copa y, segundo, por el breve pero intenso déficit hídrico que registró dicha estación entre finales de abril y principios de mayo.



Fig. 4: Variación anual del crecimiento del pasto en altura durante los años hidrológicos 2010-11 y 2011-12, en pastizal (A) y arbolado (B). Los sombreados gris-claro y gris-oscuro indican el comienzo y finalización de los valores Índice de Déficit Hídrico (IDH) inferiores a -50% y -100%, respectivamente, promediados con la capa superficial (primeros 15 *cm*) de las SMS correspondientes a cada cobertura.

Durante el año seco (2011-2012) tuvo lugar un déficit hídrico de gran intensidad (IDH < -100%) a lo largo de la época de crecimiento que retrasó y limitó claramente la producción aérea de biomasa herbácea, a la vez que provocó un marchitamiento más adelantado (Fig. 4). A pesar de que el crecimiento se retardó, se observó un pequeño repunte incluso cuando los contenidos hídricos en superficie estuvieron por debajo de -1500 kPa, lo que podría explicarse porque las lluvias registradas a finales de marzo permitieron la humectación de la capa superficial del suelo (primeros 15 cm). Además, este hecho también podría sugerir que las herbáceas estuvieron consumiendo agua en capas por debajo de los 15 cm. lo que se hace especialmente patente al comparar las estaciones más y menos productivas: G3 y G1, respectivamente. La primera dispuso de recursos hídricos en profundidad durante todo el año, mientras que la segunda estuvo condicionada por un horizonte arcilloso que no permitió la extracción de agua, de modo que el volumen de suelo explorado por G1 fue menor y su producción disminuyó. A pesar de ello, parece que la parte superficial del suelo (primeros 15 cm) podría tener mayor peso que la zona más profunda en el abastecimiento de agua para el pasto, ya que cuando dicha capa superficial es capaz de satisfacer la demanda hídrica del pasto en el momento adecuado, la producción es mayor. El hecho de que la capa superficial sea la principal zona de abastecimiento confirma las observaciones realizadas por

otros autores, por ejemplo Jose *et al.* (2004) o Moreno, *et al.* (2007), quienes sugieren que los estratos vegetales de pastizal y arbolado captan los recursos subsuperficiales preferentemente en diferentes nichos ecológicos.

4.3.- Relación: altura – producción de herbáceas

Con la finalidad de extender temporalmente la base de datos de producción de biomasa aérea en herbáceas, se relacionó la altura del pasto con la producción (*kg MS ha⁻¹*) obtenida entre las jaulas de exclusión más próximas a las SMS de cada Zona de muestreo (Fig. 5).



Fig. 5: Relaciones entre el crecimiento del pasto en altura (cm) y la producción de biomasa herbácea en seco (*kg MS ha-1*). RECM = Raíz del error cuadrático medio.

El valor obtenido en el coeficiente de determinación sugiere que las mediciones de la altura del pasto podrían suponer una alternativa cuando se pretenden obtener valores de producción sin realizar cortes de biomasa herbácea. Además, podría suponer una opción viable para monitorizar de forma continua la producción, ya que esta metodología no se basa en métodos destructivos. No obstante y a pesar de los resultados, la interpretación debe ser cuidadosa debido, por una lado, a la reducida base de datos utilizada (solo se utilizó el año 2010-2011, único donde los valores de producción y altura coincidieron), y por otro, a que no han sido tenidos en cuenta factores como la densidad de herbáceas. A pesar de ello, si la regresión estadística es aplicada a las alturas obtenidas durante el año seco 2011-2012, los resultados de producción parecen aproximarse a los valores observados durante el año 2008-2009, con características climáticas parecidas. Por ejemplo, durante el año 2011-12, en G2 el pasto creció hasta los 15.6 cm, lo que reporta una producción de 644 kg MS ha⁻¹, mientras que durante el año 2008-2009, que registró una precipitación de 322 mm, la producción de la Zona 1 fue de $483\pm239 \text{ kg MS ha}^{-1}$. De este modo, los resultados de la regresión estadística podrían considerarse aceptables y utilizarse como indicadores aproximados sobre la producción a partir de las mediciones en altura.

4.4.- Agua disponible - producción de herbáceas

El crecimiento aéreo de la biomasa en herbáceas anuales depende de la variabilidad espacio-temporal de factores limitantes como el agua. En la Fig. 6 se presenta la dinámica de la producción de pasto (estimada mediante la ecuación de la Fig. 5) junto con la dinámica del agua en los primeros 15 cm del suelo, desde 01-01-2011 hasta 31-08-2012, en dos SMS de la cuenca. La importancia del contenido hídrico del suelo en la producción de biomasa se hace patente al comparar los dos años hidrológicos. Durante el primer año, los contenidos de agua del suelo son altos y la disponibilidad hídrica no supone un factor limitante para el desarrollo de las herbáceas. Sin embargo, durante el segundo año los contenidos hídricos sólo son altos a finales de otoño, época en la que el factor energético (luz y calor) dificulta el desarrollo. A lo largo de la primavera, la subida de temperaturas favorece el descenso hídrico del suelo, de modo que se alcanza una situación de déficit hídrico y el agua se convierte en el factor limitante para el crecimiento.



Fig. 6: Hidrodinámica edáfica promediada en los primeros 15 cm del perfíl \pm su desviación estándar y su relación con la dinámica estimada de producción de biomasa herbácea en seco (kg MS ha-1). Líneas punteadas representan el contenido hídrico en los potenciales de -33 y -1500 kPa.

La respuesta del pasto a las variaciones hídricas del suelo se cuantifica en la Tabla 4, donde se presenta la producción de pasto máxima estimada durante los dos años hidrológicos en cada SMS y la reducción de biomasa (expresada en %) que supone la falta de disponibilidad hídrica. De este modo, se observa que la escasez de agua en la época de crecimiento puede suponer una reducción en la producción superior al 40%. Además, destaca que bajo la copa de los árboles la producción durante un año seco puede verse reducida a más de la mitad con respecto a un año húmedo.

Tabla 4. Producción de pasto ($kg MS ha^{-1}$) estimada para los años 2010-11 y 2011-12, y diferencia entre los dos años expresada en %. La producción fue estimada mediante la relación *altura-producción*. SMS = *Soil Moisture Station* o estación de medición del agua del suelo.

SMS	2010-11	2011-12	Disminución (%)
G1	989	362	63.4
G2	1422	644	54.7
G3	1751	826	52.8
G4	1376	812	41.0
T1	1579	562	64.4
T2	1222	582	52.4

5.- Conclusiones

La duración e intensidad del déficit hídrico varió en función del régimen pluviométrico de los años hidrológicos, la profundidad del suelo y el tipo de cobertura vegetal. Los espacios bajo copa de árbol experimentaron déficits más prolongados e intensos que los de pastizal.

La parte superficial del suelo (primeros 15 cm) podría tener mayor peso que la más profunda como zona de abastecimiento hídrico para el pasto, ya que cuando dicha capa superficial es capaz de satisfacer la demanda hídrica de las herbáceas en el momento adecuado, la producción es mayor. La falta de agua en el suelo durante la época de crecimiento de herbáceas puede suponer una reducción en la mitad de producción de biomasa con respecto a años en los que los contenidos hídricos no suponen un factor limitante para el crecimiento.

Agradecimientos. Investigación desarrollada gracias a la financiación del Proyecto AMID (CGL2011-23361), concedido por el Ministerio de Economía y Competitividad. Los autores agradecen a Francisco González López, CICYTEX (Junta de Extremadura), por su trabajo en la determinación de la materia seca.

6.- Bibliografía

- Barrera, M.I., V.P. Galindo y J.M. Gómez Gutiérrez, 1987. Modelo de distribución de la biomasa radical en función de la profundidad. *Anuario del Centro de Edafología y Biología Aplicada del CSIC*. 12. 313-323.
- Briggs, L., 1897. The mechanics of soil moisture. USDA Div. Soils Bull., 10. Washington, DC: USDA.
- Brooker, R.W., F.T. Maestre, R.M. Callaway, C.L. Lortie, L.A. Cavieres, G. Kunstler, P. Liancourt, K. Tielbörger, J.M.J. Travis, F. Anthelme, C. Armas, L. Coll, E. Corcket, S. Delzon, E. Forey, Z. Kikvidze, J. Olofsson, F. Pugnaire, C. L. Quiroz, P. Saccone, K. Schiffers, M. Seifan, B. Touzard y R. Michalet, 2008. Facilitation in plant communities: the past, the present, and the future. *Journal of Ecology*. 96. 18-34.
- Casas, C. y J.M. Ninot, 2007. Soil water regime through contrasting pasture communities in a Submediterranean landscape. *Journal of Hydrology*. 335, 98-108.
- Cobos, D.R. y C. Chambers, 2010. Calibrating ECH2O Soil Moisture Sensors. Decagon Device. Application Note.
- Cubera, E., 2006. Dinámica del agua edáfica y distribución radicular en dehesas de Quercus ilex L. Departamento de Biología y Producción de los Vegatales. Tesis Doctoral. 171.

- Cubera, E. y G. Moreno, 2007. Effect of single *Quercus ilex* trees upon spatial and seasonal changes in soil water content in dehesas of central western Spain. *Annals of Forest Science*. 64. 355-364.
- FAO, 2014. World reference base for soil resources 2014. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. FAO. 106. Rome.
- Giráldez, J. V., K. Vanderlinden, F. J. Jiménez-Hornero y A. M. Laguna, 2011. Análisis de la evolución de la humedad del suelo. En: Martínez-Fernández, J. y N. Sanchez Martín: Estudios de la Zona No Saturada del Suelo. Universidad de Salamanca. Salamanca.
- Gómez-Gutiérrez, Á., 2009. Estudio de la erosión en cárcava en áreas con aprovechamiento silvopastoril. Department of Geography and Land Planning. PhD Thesis. 281.
- González, F., S. Schnabel, P. M. Prieto, M. Pulido-Fernández y J. Gragera-Facundo, 2012. Pasture productivity in dehesas and its relationship with rainfall and soil. En: Canals Tresserras, R. M. y L. San-Emérito-Garciandía: Nuevos retos de la ganadería extensiva: un agente de conservación en peligro de extinción. Sociedad Española para el Estudio de los Pastos. Navarra.
- Hendriks, M.R., 2010. *Introduction to physical hydrology*. Oxford University Press. New York, USA.
- Hernández-Santana, V., J. Martínez-Fernández y C. Morán, 2008. Estimation of tree water stress from stem and soil water monitoring with time-domain reflectometry in two small forested basins in Spain. *Hydrological Processes*. 22. 2493-2501.
- Joffre, R. y S. Rambal, 1993. How tree cover influences the water balance of mediterranean rangelands. *Ecology*. 74. 570-582.
- Jose, S., A. R. Gillespie y S. G. Pallardy, 2004. Interspecific interactions in temperate agroforestry. Agroforestry Systems. 61-62. 237-255.
- Lozano-Parra, J., M. Maneta y S. Schnabel, 2014. Climate and topographic controls on simulated pasture production in a semiarid Mediterranean watershed with scattered. tree cover. *Hydrology and Earth System Sciences*. 18, 1439-1456.
- Maneta, M., 2006. Modelling of the hydrologic processes in a small semiarid catchment. Department of Geography and Land Planning. PhD Thesis. 278.
- Martínez-Fernández, J., 1996. Variabilidad espacial de las propiedades físicas e hídricas de los suelos en medio semiárido mediterráneo. Universidad de Murcia. Murcia.
- Martínez-Fernández, J., A. Cano, V. Hernández Santana y C. Morán Tejada, 2007. Evolución de la humedad del suelo bajo diferentes tipos de cubierta vegetal en la cuenca del Duero. En: Giráldez, J. V. y F. J. Jiménez: Estudios en la Zona No Saturada. University of Cordoba. Cordoba.
- Martínez-Fernández, J., A. Ceballos Barbancho, S. Casado, C. Morán y V. Hernández, 2005. Runoff and soil moisture relationships in a small forested basin in the Central Ranges (Spain). En: Batalla, R. y C. García: Geomorphological Processes and Human Impacts in River Basins. International Association of Hydrological Sciences. UK.
- Martínez-Fernández, J., N. Sánchez-Martín, M. Rodríguez Ruiz y A. Scaini, 2012. Dinámica de la humedad del suelo en una cuenca agrícola del sector central de la cuenca del Duero. *Cuadernos de Investigación Geográfica*. 38. 75-90.
- Montero, G., A. San Miguel y I. Cañellas, 1998. System of Mediterranean silviculture "La Dehesa". En: Jiménez Díaz, R. M. y J. Lamo de Espinos: Agricultura Sostenible. Mundi Prensa. Madrid.
- Moreno, G., 2008. Response of understorey forage to multiple tree effects in Iberian dehesas. *Agriculture, Ecosystems and Environment.* 123. 239-244.
- Moreno, G., J. J. Obrador, E. Cubera y C. Dupraz, 2005. Fine root distribution in Dehesas of Central-Western Spain. *Plant and Soil*. 277. 153-162.
- Moreno, G., J.J. Obrador, E.E. García, E. Cubera, M.J. Montero, F. Pulido y C. Dupraz, 2007. Driving competitive and facilitative interactions in oak dehesas through management practices. *Agroforestry Systems*. 70. 25-40.
- Moreno, G. y F.J. Pulido, 2009. The Functioning, Management and Persistence of Dehesas. En: Rigueiro-Rodríguez, A., J. McAdam y M. R. Mosquera-Losada: Agroforestry in Europe: current status and future prospects. Springer. Florida, USA.
- Paço, T.A., T.S. David, M.O. Henriques, J.S. Pereira, F. Valente, J. Banza, F.L. Pereira, C. Pinto y J. S. David, 2009. Evapotranspiration from a Mediterranean evergreen oak savannah: The role of trees and pasture. *Journal of Hydrology*. 369. 98-106

- Philip, J.R., 1974. Fifty years progress in Soil Physics. Geoderma. 12. 265-280.
- Richards, L.A., 1947. Pressure membrane apparatus: construction and use. *Agric. Eng.* 28. 451-454.
- Rolo, V., G. Moreno Marcos y M.L. López Díaz, 2009. Perfil radicular de árbol, matorral y herbáceas en dehesas. 5° Congreso Forestal Español. 1-11.
- Schaap, M.G., F.J. Leij y M.T. Van Genuchten, 2001. ROSETTA: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *Journal of Hydrology*. 251. 163-176.
- Schnabel, S., 1997. Soil erosion and runoff production in a small watershed under silvo-pastoral landuse (dehesas) in Extremadura, Spain. Geoforma Ediciones. Logroño.
- Stakman, W.P., G.A. Valk y G.G. Van der Harst, 1969. Determination of soil moisture retention curves. I. Sand-box apparatus. Range pF 0 to 2.7. *I.C.W.* 19.
- Turc, L., 1961. Estimation of irrigation water requirements, potential evapotranspiration: A simple climatic formula evolved up to date. *Ann. Agron.* 12. 13-49.
- van Genuchten, M.T., F.J. Leij y S.R. Yates, 1991. The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. Version 6.02. EPA Report 600/2-91/065,. Riverside, California.
- White, R. E., 2006. Principles and practice of soil science: the soil as a natural resource. Blackwell Publishing. Hong Kong.

INTEGRANDO AGUA, NITRÓGENO Y SALINIDAD EN SISTEMAS DE REGADÍO: CULTIVOS CUBIERTA FRENTE A BARBECHO

J.L. Gabriel^{1*} y M. Quemada^{1*}

¹ Dpto. de Producción Agraria, ETSI. Agrónomos, Universidad Politécnica de Madrid, Avda. Complutense s/n, 28040 Madrid. e-mail: <u>miguel.quenada@upm.es</u>, web: <u>http://www1.etsia.upm.es/GRUPOSINV/AgSystems/principal.htm</u>

RESUMEN. Los cultivos cubierta (CC) son eficientes para reducir el lixiviado de nitratos, evitar la erosión o mejorar las propiedades de los suelos. Pero hay pocos estudios que evalúen el impacto total, y es necesario asegurar que las ventajas no se compensen con las desventajas que puedan surgir, como la salinización. Buscando una mejor comprensión de estos procesos complejos, en este estudio se analizaron las dinámicas del agua, nitrógeno y sales en un monocultivo de maíz, intercalado con CC, mediante una doble aproximación con datos observados en campo y simulación con un modelo hidrológico. Los CC redujeron el lixiviado de nitratos sin incrementar la salinidad del suelo, reduciendo la salinidad en superficie en el momento de la siembra del maíz. Aunque los CC redujeron las pérdidas de sales brutas respecto al barbecho, no fue necesario aumentar el riego para favorecer el lixiviado de sales, reduciendo el riesgo de contaminación por nitratos.

ABSTRACT. Cover crops (CC) are efficient for reducing pollutant leaching, avoiding soil erosion or enhancing soil properties of agricultural soils. Yet few studies evaluate the overall impact of CC on agricultural ecosystem, and it is necessary to ensure that advantages of CC are not compensated by potential negative impacts such as soil salinization. For improving the understanding of these complex processes, we analyzed in this study water, nitrogen and salinity dynamics in a maize cropping systems, with CC (vetch, barley and fallow treatment) introduced in the intercropping season using both an experimental and modeling approach. As compared to a control treatment, CC reduced nitrate leaching without increasing soil salinity and reducing top layer salinity when maize was sown. And, although the CC reduced respect to fallow the net salt losses, in these conditions, excessive irrigation to favor salt leaching is not needed and will reduce deep water contamination risk with nitrate.

1.- Introducción

El uso de cultivos cubierta (CC) es una técnica eficiente para la reducción de la contaminación por nutrientes, evitar la erosión o mejorar propiedades de suelos agrícolas (Thorup-Kristensen *et al.* 2003), y su interés dentro de la comunidad científica se ha incrementado en los últimos años. Una búsqueda de artículos en la Web of Science con la palabras "cover crop" en el título, resumen o palabras clave da un total de unos 3000 trabajos desde los años 70, con más del 50% de ellas desde 2006 y más del 25% desde 2010. La mayoría de ellos tratan con el efecto de esta técnica en una propiedad específica del suelo, pero muy pocos evalúan un impacto más global en los sistemas agrarios.

En general, reducen la erosión y la escorrentía, aumentan la infiltración y la capacidad de retención de agua. También pueden controlar las malas hierbas, las enfermedades e incluso reducir la salinidad. Incrementaron el contenido de materia orgánica y la fertilidad del suelo en muchas zonas del mundo, incluido en España (Peregrina *et al.* 2012), pero compitieron por el agua si no se mataban eliminaban antes de llegar a condiciones secas (Islam *et al.* 2006).

Los sistemas de agricultura intensiva, sin un manejo adecuado de agua y fertilizantes, pueden conducir a grandes pérdidas en forma gaseosa de óxidos nitrosos o como lixiviado de nitratos. Concretamente, el cultivo de maíz ha sido frecuentemente relacionado con la contaminación por nitratos (Díez et al. 1997; Causapé et al. 2004). Muchas de estas pérdidas se podrían controlar reduciendo el uso de agua durante el periodo de crecimiento del maíz, pero en las condiciones mediterráneas se ha demostrado que esta técnica incrementa el contenido de N residual en el suelo tras la cosecha, que se pierde fácilmente durante el posterior periodo de suelo desnudo (Sánchez-Martín et al. 2010; Gabriel et al. 2012b). En estos casos, cubrir ese suelo con un CC puede ser una técnica capaz de reducir las pérdidas por lixiviado (Thorup-Kristensen et al. 2003; Salmerón et al. 2010), pero también por las emisiones gaseosas. Además de mejorar la fertilidad, reduciendo la necesidad de fertilizantes para un mismo nivel de rendimiento (Gabriel et al. 2013).

El efecto de los CC en el lavado de nitratos se debe en gran medida al aumento de la evapotranspiración, produciendo un descenso del drenaje (Salmerón et al. 2010). Este aumento de la evapotranspiración se produce por el incremento de la transpiración, compensando ampliamente el descenso de la evaporación directa desde el suelo (Salado-Navarro y Sinclair 2009). Por tanto, la reducción del lixiviado de nitratos puede venir acompañado por un incremento del riesgo de salinización del suelo. De hecho, la salinización es una de las principales causas de la reducción de rendimientos y degradación de suelos de las regiones mediterráneas (Lambers 2003). La FAO informó que la salinización afecta a más de 80 millones de hectáreas de suelo agrícola y en torno al 10% de la superficie de regadío. La salinidad es un problema ambiental muy importante en sistemas

semiáridos, ha estado asociada a la histórica desaparición de civilizaciones antiguas como la mesopotámica, y continúa siendo un grave problema para la sostenibilidad de sistemas agrícolas en la actualidad como en las zonas del mar de Aral o el suroeste de Anatolia.

Una técnica común para evitar la salinidad es aplicar riego excesivo (Ayers y Wescott 1985), incrementando el lavado de solutos fuera del sistema (Oster 1994). Sin embargo, este lixiviado de sales conlleva el de nutrientes y agroquímicos, reduciendo la calidad de las masas de agua evacuadas y reduciendo la eficiencia de los fertilizantes (Díez *et al.* 2000).

Por tanto, es necesario considerar globalmente las técnicas de riego y CC para conocer mejor sus efectos combinados en los balances de agua, N y sales. Para ello se ha desarrollado un ensayo que evalúe a medio largo plazo el impacto dual de salinidad y lavado de nitratos basado en medidas de campo, pero también en modelos mecanísticos bien validados para comprobar que las ventajas de los CC no redundan en efectos negativos como la acumulación de sales.

2.- Material y Métodos

2.1.- Diseño experimental

El estudio tuvo lugar en una parcela en monocultivo de maíz (*Zea mays* L.) en Aranjuez (Madrid, España) durante un periodo de 3.5 años (desde octubre de 2006 hasta abril de 2010) en un suelo franco arcillo limoso (Calcixerept típico) y con un clima Mediterráneo semiárido con alta variabilidad interanual.

Se distribuyeron al azar doce parcelas de 12x12 m² en tres tratamientos con cuatro repeticiones: cebada (Hordeum vulgare L., cv. Vanessa), veza (Vicia villosa L., cv. Vereda) y suelo desnudo. Los cultivos captura se sembraron a voleo, con una dosis de siembra de 180 y 150 kg ha⁻¹ de cebada y veza respectivamente, seguido de un pase de cultivador superficial (5 cm) a principios de octubre (5/10/2006, 11/10/2007, 9/10/2008 y 5/10/2009) y se mataron con una aplicación de glifosato al 2% a la salida del invierno (22/3/2007, 24/3/2008, 11/3/2009 y 15/3/2010), dejando el residuo seco en el suelo. Esto permitió desbrozar el residuo seco y realizar siembra directa de maíz en todo el ensayo a principio de abril, para cosecharlo a final de septiembre o principio de octubre. Durante el periodo del maíz se fertilizó el ensayo con 210 kg N ha⁻¹ de nitrato amónico en dos coberteras. La fertilización con fósforo y potasio, así como el resto de tratamientos fitosanitarios, fueron los tradicionales de la zona. Solo se aplicó riego durante el cultivo del maíz y se ajustó a la ETc del cultivo, evitando en lo posible el drenaje durante este periodo. Se estimó la ET₀ con el método de Penman-Monteith. Para una descripción más detallada del diseño experimental se puede consultar Gabriel and Quemada (2011).

2.2.- Contenido y balance de agua del suelo

Para la medida de la humedad en el suelo se contó con 9 tubos de EnviroSCAN[®] (Sentek Pty Ltd, Australia)

distribuidos en tres de las repeticiones de cada uno de los tres tratamientos. Cada tubo constó de 7 siete sensores situados cada 20 cm desde 10 cm de profundidad hasta 130 cm. Los sensores fueron calibrados (Gabriel *et al.* 2010) y tomaron lecturas horarias en campo durante todo el tiempo que duró el ensayo. Para el balance de agua se analizaron medias diarias de los sensores de 0-20 (10), 20-40 (30), 40-80 (60), 80-120 (100) y 120-140 (130).

Para el cálculo del balance de agua se calibró el modelo de movimiento de agua en el suelo WAVE (Vanclooster et al. 1996) con datos del primer ciclo de suelo desnudo (2006/07) mediante una calibración inversa de los parámetros hídricos del suelo comparando los valores de contenido de agua en el suelo simulados frente a los observados en los sensores. El modelo de retención de agua empleado fue el de van Genutchen sin histéresis (van Genutchen, 1980) y el de conductividad de flujo de agua el de Mualem (Mualem, 1976). Los parámetros hídricos optimizados se basaron en medidas de campo. Paras una mejor descripción del modelo o del proceso de calibración inversa se puede consultar Gabriel et al. (2012b) y Gabriel et al. (2014). Una vez calibrado y validado el modelo con el contenido de agua en el suelo, se aplicó al periodo de 3.5 años estudiado para obtener el balance de agua completo. De esta forma se obtuvo el volumen de agua percolado por debajo de 1.2 m de profundidad para cada tratamiento.

2.3.- Acumulación de sal y nitratos y su lavado

Para la medida del contenido de nitrógeno mineral (N_{min}) y sales en el perfil se tomaron muestras de suelo en intervalos de 0.2 m desde 0 hasta 1.2 m de profundidad dos veces al año, antes de sembrar el maíz y los CC. Cada muestra fue resultado de la combinación de 4 puntos de muestreo para cada parcela. El muestreo se llevó a cabo con una barrena helicoidal de Eijkelkamp[®]. Las muestras se conservaron cerradas y refrigeradas hasta su análisis.

La determinación de N_{min} se hizo mediante extracción en KCl 1 M durante las 72 horas posteriores al muestreo. El extracto se congeló y se le midió el contenido de N-NH₄⁺ y NO₃⁻ (Gabriel *et al.* 2012b). La concentración de solutos en la solución del suelo, se estimó con la conductividad eléctrica del extracto de pasta saturada (CE) de cada muestra y profundidad con un conductivímetro Crison 525 (Crison, Barcelona, Spain; Gabriel *et al.* 2012a). Basado en los resultados de Gabriel *et al.* (2012a) se relacionó la CE con el contenido total de sales disueltas (SDT) en g L⁻¹, y después en Mg ha⁻¹, considerando la densidad aparente y el grosor del horizonte.

Para la medida de la concentración de amonio y nitratos en el lixiviado se contó con 36 cañas de succión de cápsula cerámica porosa (3 cañas en cada parcela) a 1.2 m de profundidad. A estas cañas se les aplicó vacío hasta una tensión próxima a 333 cm de agua y se dejaron en campo durante todo el ensayo, recogiendo muestra y aplicando la tensión de nuevo cada 15 días o después de un episodio de lluvia mayor de 20 mm (Gabriel *et al.* 2012b). Las muestras de solución se congelaron hasta su análisis. A estas muestras se le unieron 24 muestras de agua de riego. Tanto el N_{min} como la CE se analizaron directamente sobre las muestras descongeladas. Los solutos introducidos con el agua de lluvia se obtuvieron basados en los resultados de Hontoria *et al.* (2003), que considera la CE del agua de lluvia en la zona como 0.0035 S m⁻¹. Basado en la alta permeabilidad de los horizontes profundos del suelo, se supuso que el agua lixiviada a 1.2 m alcanzó el nivel freático (estable a 4.5 m).

Para la estimación de los nitratos y de los solutos lixiviados se multiplicó el volumen de drenaje obtenido con el modelo por la concentración media correspondiente en la solución de las cañas de succión para cada tratamiento.

2.4.- Análisis estadístico

Para cada variable se realizó un análisis de la varianza (ANOVA). Las medias se separaron por el método Duncan y las diferencias significativas se evaluaron para $P \le 0.05$. Para la correlación entre variables se usó el coeficiente de Pearson (r), capaz de medir la fuerza y dirección de la correlación lineal entre dos variables.

3.- Resultados

3.1.- Contenido y balance de agua del suelo

Las principales diferencias en el contenido de agua de los distintos tratamientos se dieron principalmente en los horizontes superficiales y fueron más importantes durante el periodo intercultivo (Fig. 1 y 2), reduciendo los CC el contenido de agua la mayor parte de los años. En el momento del matado de los CC el tratamiento de barbecho presentó mayor contenido de agua en los 40 cm superficiales (y especialmente en los 20 primeros cm) que la cebada, con la veza entre medias. Estas diferencias se mantuvieron hasta la siembra del maíz, e incluso en 2008 y 2010 se mantuvieron hasta la cosecha (Fig. 1). Al mismo tiempo, no hubo diferencias entre tratamientos o periodos por debajo de 0.8 m. manteniéndose siempre próximo a capacidad de campo. Y el contenido en el horizonte intermedio (de 40 a 80 cm) presentó las mayores diferencias entre tratamientos. Después de matar los CC en 2007, el barbecho tenía más agua que la cebada, con la veza de nuevo entre medias. En 2008, otra vez al matar los CC, la veza mostró mayor contenido que el barbecho y la cebada. En 2009, hubo un incremento permanente en los tratamientos con CC respecto al barbecho (Fig. 1 y 2) aunque no se observó ascenso capilar en el modelo. En cuanto al contenido total del perfil (desde 0 a 1.4 m de profundidad) las mayores diferencias se observaron de nuevo en el momento del matado de los CC y se suele conservar hasta la siembra del maíz, mientras que en el momento de la cosecha no se observan diferencias (excepto en 2007). El contenido de agua en el barbecho fue mayor que en los tratamientos de CC después de matarlos hasta que se sembró el maíz en 2007, debido al incremento en los horizontes intermedios. Pero esta tendencia se cambió en 2008, cuando el contenido total en la veza fue mayor que en

la cebada, con el barbecho entre medias. Y en 2009 y 2010 está tendencia a favor de los CC se incrementó, siendo en este caso ya la cebada el tratamiento que conservó más agua. Las diferencias con respecto al tratamiento de barbecho fueron entonces siempre menores de 60 mm y, menos en 2007; menores del 10% del contenido total. En los 40 cm superficiales, esta diferencia se quedó en 12 mm de media respecto a los tratamientos de CC, representando un 20% de diferencia. Y en el caso concreto de los primeros 20 cm la diferencia fue de media de 14 mm y 11 mm respecto a cebada y veza, representando el 33 y el 25% respectivamente. Sin embargo, en años como 2008, el descenso en el contenido de agua puede suponer el 50% en el momento del matado del CC.

Los CC incrementaron la ETc durante el periodo intercultivo comparado con el barbecho (Tabla 1), aunque no hubo diferencias en la extracción durante el periodo de maíz. Sin embargo, la ETc durante el cultivo del maíz no fue constante, variando entre 260 y 279 mm durante los primeros 3 meses y entre 311 y 423 mm en los segundos 3 meses. Durante el periodo intercultivo la cebada extrajo más agua durante dos años, sin diferencias los otros dos. Entrando con más detalle, la cebada aumentó la ETc durante los primeros 3 meses, mientras que en los 3 siguientes no hubo diferencias entre ambos.

En cuanto al drenaje obtenido con WAVE, hubo diferencias entre tratamientos, años y periodos (Tabla 1). Durante los 3.5 años de estudio, el drenaje a 1.2 m fue de 614 mm en el tratamiento de barbecho, 270 mm mayor que en la cebada y 150 mm mayor que en la veza. La mayor parte de este volumen apreció durante los periodos intercultivo (en torno al 80%), sin muchas diferencias entre los primeros 3 meses del periodo y los segundos. Sin embargo, como el riego estuvo ajustado a la ETc, en los casos en los que hubo drenaje durante los periodos de maíz, siempre se produjo durante los primeros 3 meses. Y, durante estos tres meses, el tratamiento de cebada redujo en un 40% el drenaje respecto al de barbecho. Durante el mismo periodo, el tratamiento de veza también redujo el drenaje entre un 20 y un 25% respecto al barbecho.

3.2.- Concentración de nitrato y sal en cañas de succión

Durante todo el periodo estudiado, las cañas de succión mantuvieron su capacidad de succión durante los 15 días entre muestreos, recuperando agua durante los mismos periodos que el modelo predijo drenaje (Fig. 3; Gabriel *et al.* 2012b). Los periodos de drenaje fueron más frecuentes en el tratamiento de barbecho (43 de los 81 muestreados) que en la veza (37) o la cebada (29). De este modo, los periodos con drenaje fueron de 602 días para el barbecho, 497 para la veza y 401 para la cebada (629, 515 y 422 estimados respectivamente por WAVE).

La correlación entre la CE y la concentración de NO_3^- en la solución de las cañas fue baja (Fig. 4). Aunque la concentración de NO_3^- presentó variabilidad a lo largo del estudio así como diferencias entre tratamientos, no hubo diferencias claras o tendencias entre los tratamientos para



Fig. 1. Contenido de agua del suelo medido en 3 tratamientos al comienzo y al final del periodo con maíz.

Tabla 1. Balance de agua (entradas (lluvia más riego), evapotranspiración y drenaje obtenido con WAVE.) para los tres tratamientos, durante los 3.5 años de estudio.

	Input	ut ETc (mm)			D	Drenaje (mm)		
	(mm)	Cb	Vz	SD	Cb	Vz	SD	
05/10/2006-05/01/2007	152	53a	53a	40b	37c	50b	70a	
06/01/2007-16/04/2007	97	116a	111a	44b	10b	10b	36a	
17/04/2007-17/07/2007	315	277	277	277	48c	58b	76a	
18/07/2007-07/10/2007	434	311	311	311	0	0	0	
08/10/2007-08/01/2008	23	33a	15b	10b	0	0	0	
09/01/2008-14/04/2008	77	44b	64a	41b	0	0	0	
15/04/2008-15/07/2008	356	279	279	279	0b	34a	23a	
16/07/2008-06/10/2008	368	390	390	390	0	0	0	
07/10/2008-07/01/2009	166	37	40	36	21b	27b	81a	
08/01/2009-01/04/2009	80	55a	53a	31b	41b	38b	51a	
02/04/2009-02/07/2009	265	260	260	260	40ab	33b	50a	
03/07/2009-29/09/2009	422	423	423	423	0b	3a	1ab	
30/09/2009-20/12/2009	211	60a	39b	31c	7b	52a	50a	
31/12/2009-31/03/2010	232	52b	63a	52b	200c	220b	239a	

Los tratamientos son cebada (Cb), veza (Vz) y barbecho (SD) durante el periodo entre maíces. Para el mismo periodo, los tratamientos seguidos por letras distintas son diferentes significativamente para $\alpha < 0.05$.

la CE (Tabla 2). La CE media fue de 0.53 S m⁻¹ (CV=28%) para el tratamiento de barbecho, 0.56 (CV=55%) para la veza y 0.52 (CV=37%) para la cebada. Sin embargo la concentración de NO₃⁻ fue más baja en la cebada (30 mg N-NO₃⁻-L⁻¹, CV=0.92%) que en el resto de tratamientos. La concentración de la cebada se mantuvo constante en torno a los 24 mg N-NO₃⁻-L⁻¹, excepto en las primeras fases del ensayo donde rondó los 100 mg N-NO₃⁻-L⁻¹. La concentración media en el barbecho fue de 44 mg N-NO₃⁻-L⁻¹ (CV=55%) y de 57 (CV=35%) en la veza, ambos fluctuando entre 140 y 20 mg N-NO₃⁻-L⁻¹. Por su lado, el agua de riego mantuvo un nivel bajo de CE y de NO₃⁻ (0.12)



Fig.2. Contenido de agua del suelo medido en 3 tratamientos al comienzo y al final del periodo con cultivos captura.



Fig. 3. Cantidad de drenaje simulado diariamente por el modelo WAVE a 1.2 m comparado con los periodos con extracto en al menos el 50% de las cañas de succión en el tratamiento de barbecho.

S m⁻¹, 0.3 mg N-NO₃⁻-L⁻¹) con pequeñas fluctuaciones a lo largo del ensayo, por lo que no fue la causa de las diferencias observadas.

3.3.- Lavado de sales y nitrato

Del total de las sales y el NO_3^- total lixiviados tuvo lugar durante el periodo intercultivo del maíz, representando el 80% del NO_3^- y el 85% de las sales en todos los tratamientos (Fig. 5, Tabla 3). Este lixiviado estuvo muy influenciado por la variable drenaje (r=0.93 para el nitrato y 0.99 para las sales). Este drenaje a su vez, dependió de

Tabla 2. Media y desviación	típica de la	concentración de	e nitrato y la
conductividad eléctrica en la	solución del	l suelo obtenida	de cañas de
succión para tres tratamientos d	lurante 3.5 añ	OS.	

1								
	mg	N-NO ₃ -	L-1		S m ⁻¹			
	Cb	Vz	SD	Cb	Vz	SD		
05/10/2006-05/01/2007	104±6.4	54±0.4	76±8.8	5.7±0.41	4.1±0.21	4.5±0.37		
06/01/2007-16/04/2007	25±6.1	67±3.0	100 ± 3.7	5.2 ± 0.68	4.6 ± 0.02	5.5±0.11		
17/04/2007-17/07/2007	32±8.0	57±5.7	66±6.6	$4.9{\pm}0.10$	5.5 ± 0.09	5.6±0.43		
18/07/2007-07/10/2007	-	-	-	-	-	-		
08/10/2007-08/01/2008	-	-	-	-	-	-		
09/01/2008-14/04/2008	-	-	-	-	-	-		
15/04/2008-15/07/2008	-	22±7.3	21±4.0	-	4.3 ± 0.49	5.2±0.59		
16/07/2008-06/10/2008	-	-	-	-	-	-		
07/10/2008-07/01/2009	15	33±4.3	33±2.5	5.3	4.7±0.16	4.9±0.10		
08/01/2009-01/04/2009	22±0.9	38±1.8	34±1.2	$4.9{\pm}0.07$	4.6 ± 0.07	4.5±0.19		
02/04/2009-02/07/2009	32±5.8	42±3.2	43±3.8	$4.7{\pm}0.44$	4.7±0.13	4.8±0.11		
03/07/2009-29/09/2009	-	63±6.5	59	-	$4.5 \pm .014$	5.5		
30/09/2009-20/12/2009	-	31	56	-	4.8	8.9		
31/12/2009-31/03/2010	16±2.9	58±2.8	48±1.1	6.1 ± 0.28	6.7±0.12	6.8±0.09		

Los tratamientos son cebada (Cb), veza (VZ) y barbecho (SD) entre maíz.

la precipitación (r=0.86 durante todo el estudio y 0.5 durante los periodos de CC). Durante los últimos tres meses del CC de 2010 ocurrió más del 40% del lixiviado de NO₃⁻ y más del 55% de las sales en los tratamientos con CC, mientras que en el mismo periodo el lixiviado de NO₃⁻ y solutos en el barbecho sólo representó el 34 y el 43% respectivamente. Durante el cultivo de maíz, sólo se produjo lixiviado durante los tres primeros meses, cuando la planta era pequeña.

Durante los periodos de CC, el contenido de agua inicial tuvo poca influencia en el drenaje (r<0.31 a todas las profundidades), en el lixiviado de solutos (r < 0.25) y en el de nitratos (r<0.40), pero la humedad en los 80 primeros cm fue indicador del drenaje del periodo previo (r=0.84), de una elevada precipitación (r=0.78) y del lixiviado de sales y nitratos (r=0.84 y 0.70 respectivamente para los 80 cm superficiales y de 0.89 y 0.79 para los 40 cm superiores). La precipitación tuvo más influencia en el lixiviado de otros solutos que en el de nitratos (r=0.93 y 0.84 respectivamente), ya que la extracción de N por la planta también estuvo potenciada por la lluvia. La precipitación favoreció un aumento de la ETc (r=0.76) y, una parte significativa de esta ETc, se debió principalmente al aumento en la transpiración, que estuvo íntimamente ligada a la extracción de N por la planta (r=0.90).

Durante los periodos de maíz, ni la precipitación ni el riego tuvieron un efecto directo en el drenaje (r= 0.02 y 0.11 respectivamente), ni la humedad inicial en cualquier profundidad tampoco (r<0.52). Sin embargo el drenaje sí disminuyó cuando la transpiración aumentó (r= -0.72) y estuvo muy relacionado con la humedad final del suelo en cosecha en los horizontes superficiales (r=0.74 para los primeros 20 cm y 0.68 para los 40). Durante este periodo, de nuevo hubo una elevada correlación entre el lixiviado de nitratos y sales con el drenaje (r=0.92 y 0.85 respectivamente) y, en este caso, el lixiviado de nitratos estuvo más correlacionado con la transpiración que con el de otros solutos (r= -0.65 frente a -0.50) porque implica un mayor crecimiento y una mayor extracción de N, dando lugar a menos NO₃ disponible para su pérdida por lixiviado.



Fig. 4. Concentración de nitrato frente conductividad eléctrica en la solución del suelo obtenido en cañas de succión.

Tabla 3. Perdidas de nitrato y sales por lavado para los tres tratamientos.

	ETc (mm)			Drenaje (mm)			
	Cb	Vz	SD	Cb	Vz	SD	
05/10/2006-05/01/2007	34b	28c	54a	1.7b	0.7c	2.2a	
06/01/2007-16/04/2007	2c	7b	32a	0.2b	0.2b	0.9a	
17/04/2007-17/07/2007	12c	30b	42a	1.7b	0.8c	2.5a	
18/07/2007-07/10/2007	0	0	0	0.0	0.0	0.0	
08/10/2007-08/01/2008	0	0	0	0.0	0.0	0.0	
09/01/2008-14/04/2008	0	0	0	0.0	0.0	0.0	
15/04/2008-15/07/2008	0b	6a	3ab	0.0b	0.9a	0.8a	
16/07/2008-06/10/2008	0	0	0	0.0	0.0	0.0	
07/10/2008-07/01/2009	3c	9b	27a	0.7b	0.6b	2.9a	
08/01/2009-01/04/2009	9a	13ab	18a	1.7ab	1.4b	1.9a	
02/04/2009-02/07/2009	14	19	22	0.9b	0.9b	1.6a	
03/07/2009-29/09/2009	0	1	0	0.0	0.0	0.0	
30/09/2009-20/12/2009	3c	17b	28a	0.0b	2.0a	2.1a	
31/12/2009-31/03/2010	51b	112a	115a	9.3b	10.7ab	11.6a	

Los tratamientos son cebada (Cb), veza (VZ) y barbecho (SD) entre periodos de maíz. Para el mismo periodo, los tratamientos seguidos por letras distintas son diferentes significativamente para α <0.05.

3.4.- Acumulación de N_{min} y sales en el perfil

Después de 4 periodos de CC y de 3 de maíz, el tratamiento de veza fue el que presentó un mayor contenido de N_{min} en el perfil, especialmente en los primeros 40 cm, aunque en el barbecho se acumularon más solutos (Fig. 6). Por tanto, el efecto de los CC en la acumulación de N fue distinto del efecto en la acumulación de sales y en su distribución. Durante todo el experimento (Fig. 6 y 7), la presencia de agua y de sales estuvo fuertemente ligada, principalmente en los horizontes medios y profundos, con r rondando desde 0.59 a 0.66. Sin embargo, el nitrato del suelo fue menos dependiente del contenido de agua (r entre 0.42 y 0.58 para los mismos horizontes) y con una relación aún menor en las capas superficiales. Del mismo modo, la relación entre el contenido de sal y de N_{min}, sólo fue significativo en dos muestreos concretos.

Durante los periodos de CC, el lixiviado de sales estuvo muy influido por el valor inicial de la salinidad. Esta correlación se incrementó con la profundidad (r=0.97 cuando se consideraron los últimos 40 cm, 0.95 para los 40 cm intermedios y 0.81 para los 40 superficiales). El contenido inicial de N_{min} tuvo menos influencia en el



Fig. 6. Distribución del N_{min} del suelo y del contenido de sales por profundidades y tratamientos entre el matado del cultivo captura y la siembra del maíz.

lixiviado final de nitrato y la relación descendió con la profundidad (r=0.16 para los 40 cm inferiores, 0.31 para los intermedios y 0.47 para los superiores). El contenido inicial de agua tampoco tuvo influencia para sales o nitrato.

Durante los periodos de maíz, la relación ente el contenido inicial de sales en las capas superficiales y el drenaje fue significativo y negativo (r= -0.88 para el contenido en los 20 cm superficiales, -0.72 para los 40, 0.83 para los 40 intermedios y 0.86 para los 40 inferiores). Esta relación se debe al crecimiento de la planta, ya que al aumentar con el contenido de nitrato inicial aumentaba la transpiración en las capas superficiales (r=0.82 en los 20 cm superficiales y 0.78 en los 40). El contenido inicial de sales y nitratos estuvo relacionado (r=0.80 en los 20 cm superficiales). Por tanto, la transpiración estuvo relacionada con el contenido inicial de sales (r=0.88 para los 20 cm superficiales y 0.95 para los 40).

Fig. 7. Distribución del $N_{\rm min}$ del suelo y del contenido de sales $\,$ por profundidades y tratamientos tras la cosecha del maíz.

4.- Discusión

Remplazar el barbecho por CC en sistemas de regadío modificó el balance de agua y el lavado de solutos. En regiones mediterráneas y semiáridas, el uso de CC está frecuentemente limitado por su competencia con el cultivo principal por nutrientes y agua (Salmerón *et al.* 2010). En este estudio se observaron diferencias en el contenido de agua durante el periodo intercultivo, que fueron mayores en los horizontes superficiales, debidas a la producción de biomasa y de la transpiración asociada. La cebada presentó mayor ETc durante los primeros 3 meses de cultivo, por su rápido establecimiento (Gabriel and Quemada 2011). Esto redujo el contenido de agua respecto al barbecho, con la veza intermedia. Aunque estas diferencias en algunos momentos fueron cercanas al 50% en el momento del matado de los CC, el periodo de 4 semanas entre el matado y la siembra del maíz fue suficiente para reducirlas. El principal motivo fueron las lluvias primaverales y la reducción de la evaporación directa por el acolchado generado por el residuo. No hubo diferencias por debajo de 80 cm, por ser la extracción a esta profundidad despreciable. Sin embargo, la evolución del contenido de agua en el horizonte intermedio presentó un incremento permanente en la capacidad de retención en los tratamientos con CC. Este incremento se mostró más rápido en la veza que en la cebada, y está en sintonía con los resultados obtenidos por Muñoz-Carpena et al. (2008), que también detectaron un incremento en la capacidad de retención de agua tras CC. Este incremento en la capacidad de retención mitigó las diferencias en el perfil completo respecto al barbecho, que en este caso siempre fueron inferiores a 60 mm, y similares a los 80 mm que observaron McGuire et al. (1998) en California. Sólo en 2007 (el primer año de estudio) el descenso fue superior al 10% del agua total. Esto muestra que aunque hay competencia por agua con el cultivo principal, es fácilmente solucionable incrementando ligeramente el riego inicial del cultivo principal. Como el lixiviado de nitratos en las fases iniciales del cultivo principal, cuando el suelo está húmedo después del invierno combinado con los riegos frecuentes para asegurar la implantación (Vázquez et al. 2005), esté descenso en el contenido de agua permite reducir el drenaje y el riesgo de lavado consecuente.

Combinando los datos de humedad con datos de cañas de succión se obtuvo que los CC redujeron la cantidad de drenaje así como la duración de los periodos, siendo unos 100 días más cortos en la veza y unos 200 en la cebada. La concentración de sales y nitratos en las cañas no siguieron el mismo patrón a lo largo del estudio. Mientras que no hubo diferencias en la CE entre tratamientos o en el tiempo, la concentración de nitrato se mostró más variable. En general, la concentración en la cebada fue más baja que en el resto y, como la concentración de sal y nitrato en el agua de riego fue siempre constante y baja, no se puede considerar la causa de la variabilidad. En este caso la concentración de nitrato se debe a la acumulación de nitrato en el perfil en los tratamientos de barbecho y veza, lavado ocasionalmente en periodos de lluvia. Estos ciclos de acumulación/lixiviado también fueron observados en regiones mediterráneas por Ruiz-Ramos et al. (2011). Sin embargo, la concentración de sales estuvo más controlada por la humedad que fue capaz de modificar el equilibrio de sales. En los horizontes profundos, la humedad fue estable, de ahí la escasa variación temporal. Además, el subsuelo de la ribera del Tajo es moderadamente rico en minerales de baja solubilidad (yeso, carbonatos y cloruro sódico) que fueron lentamente disueltos en los horizontes profundos sin ser influidos por los CC.

El lixiviado de sales y nitrato mostró resultados paralelos para la cebada y el barbecho, por la influencia directa del drenaje. La cebada redujo el lixiviado de sales y de nitrato considerablemente por la reducción del drenaje y de N_{min} disponible en el suelo. Pero para la veza los patrones fueron algo distintos. Aunque el lavado de sales se comportó de manera parecida en los dos CC, marcado por el drenaje, el

lixiviado de nitratos fue mayor en la veza, debido a la introducción de N en el sistema por la fijación de N₂ atmosférico. En cualquier caso, tanto el lixiviado de sal como de nitrato se produjo principalmente durante el periodo de CC en los años de mayor precipitación, pero dependiendo de la variabilidad meteorológica propia del clima mediterráneo. Esto también fue observado por Caballero et al. (2001) y Sánchez-Martín et al. (2010), que mostraron que en los sistemas de regadío la mayor parte del lixiviado tenía lugar durante los periodos sin cultivo si el volumen de riego estaba ajustado a la demanda. Esto también apoya que el lixiviado esté muy relacionado con la precipitación, y más en el caso de las sales que el de nitrato, con mayor influencia del desarrollo de la planta, mayor también con mayor precipitación. Y en la misma línea se observa la relación inversa durante el periodo de maíz entre el lixiviado de nitrato y el rendimiento del maíz, mayor que la relación con el lavado de sales, y que tiene como explicación el incremento de la transpiración (con el consecuente descenso del drenaje) y la mayor absorción de N por la planta al incrementar el tamaño. Sin embargo, durante los primeros meses del maíz, el riesgo de lixiviado de nitratos es alto por haber mayor disponibilidad de agua y N de la que realmente absorbe el cultivo (Vázquez et al. 2005). Por eso, las técnicas que permiten disminuir el contenido de agua y N_{min} en el suelo en primavera (favoreciendo la retención del N en formas no móviles) son una pieza clave para el control del lavado (Salmerón et al. 2010). En este caso, la humedad inicial del suelo en la siembra del maíz tuvo gran influencia en el drenaje de los distintos tratamientos, aunque entre años esta relación quedó enmascarada por la variabilidad climática. Por otro lado, el contenido final de agua en el suelo mostró ser un buen indicador del lixiviado de sales y nitrato durante el cultivo de maíz.

Al comienzo del ensayo, el contenido de nitrato y sales previo a la siembra del CC fue similar para todos los tratamientos y profundidades. Sin embargo, tras 4 ciclos de CC y 3 de maíz el contenido de N_{min} fue distinto para los 3 tratamientos, mientras que el contenido de sales permaneció similar. La cebada redujo el contenido de nitrato en el perfil que el barbecho, con la veza entre medias gracias a su capacidad de fijación de N2. Sin embargo estas diferencias tendieron a reducirse durante el cultivo del maíz, gracias a la mineralización de los residuos de los CC y al menor lavado de nitrato primaveral. En general, los tratamientos de CC acumularon mayor cantidad de nitrato en horizontes superficiales, mostrando su capacidad de recircular los nutrientes y evitar pérdidas (Thorup-Kristensen et al. 2003). Pero por otro lado, tendieron a acumular sales por lavarse menos. Sin embargo, y con dinámica contraria a la del nitrato, en el momento de la siembra del maíz hubo un descenso en la salinidad en superficie algunos años, principalmente por la presencia de yeso (CaSO₄·2H₂O) disuelto en el barbecho por el mayor contenido de agua durante largos periodos (Gabriel et al. 2012a), generando mejores condiciones para la germinación del maíz.

La acumulación de sal en el perfil pude conducir a

limitaciones importantes del cultivo y al deterioro de la estructura del suelo. Aunque no se han observado diferencias entre tratamientos en rendimiento (Gabriel and Quemada 2011), es importante tener cuidado para evitar que se produzcan. En estas condiciones no parece recomendable la aplicación de fracción de lixiviado durante el verano, ya que las lluvias otoñales son suficientes para evitar la acumulación de sales, incluso en tratamientos de CC, sin reducir la eficiencia de uso del N. Además, se podría favorecer el lavado de otros agroquímicos, con efectos indeseables. Sin embargo, en caso de que las aguas de riego fuesen de menor calidad la necesidad de la fracción de lixiviado podría ser mayor.

5.- Conclusiones

En este estudio se han analizado las dinámicas del agua, N y sales en un sistema de regadío de maíz con la introducción de CC en el periodo intercultivo. En comparación con el control, los CC redujeron el nitrato lixiviado (64% la cebada y 29% la veza) sin incrementar la salinidad. Además, los CC redujeron la salinidad en superficie en el momento de la siembra del maíz. El lixiviado total de sales durante los 3.5 años en el barbecho fue de 26 Mg ha⁻¹ y se redujo en un 31% con los CC. En estas condiciones no parece necesario el riego excesivo para lixiviar sales, reduciendo así el riesgo de desplazamiento de nitratos y otros solutos.

Agradecimientos. Este trabajo está financiado por CICYT (AGL 2014-52310-R) y Comunidad de Madrid (proyecto AGRISOST II, S2013/ABI-2717). Agradecer al personal de La Chimenea (IMIDRA) por su ayuda y asistencia.

6.- Bibliografía

- Ayers, R.D., y D.W. Wescott, 1985. Water quality for agriculture. FAO Irrg. Drain. Paper 29, Rev. 1. FAO ed., Roma, Italia.
- Caballero, R., Bustos, A., and Román, R. (2001). "Soil salinity under traditional and improved irrigation schedules in central Spain." Soil Sci. Soc. Am. J., 65, 1210-1218.
- Causapé, J., D. Quilez, D., y R. Aragues, 2004. Assessment of irrigation and environmental quality at the hydrological basin level - II. Salt and nitrate loads in irrigation return flows. Agr. Water Manage., 70, 211-228.
- Díez, J.A., R. Roman, R. Caballero y 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.
- Díez, J.A., R. Caballero, R. Román, A. Tarquis, MC. Cartagena y A. Vallejo, 2000. Integrated fertilizer and irrigation management to reduce nitrate leaching in central Spain. J. Environ. Qual., 29, 1539-1547.
- Gabriel, J.L., JI. Lizaso y M. Quemada, 2010. Laboratory versus field calibration of Capacitance Probes. Soil Sci. Soc. Am. J., 74, 593-601.
- 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.
- 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., A. Garrido y M. Quemada, 2013. Cover crops effect on farm benefits and nitrate leaching: Linking economic and environmental analysis. *Agr. Syst.* 121, 23-32.

- Gabriel, J.L., M. Vanclooster y M. Quemada, 2014. Integrating water, nitrogen and salinity management to increase sustainability of irrigated systems: cover cropping versus fallow. *J. Irrigation and Drainage Engineering* 140 (9), A4014002.
- Hontoria, C., A. Saa, J Almorox, L Cuadra, A. Sánchez y JM. Gascó, 2003. The chemical composition of precipitation in Madrid. *Water Air Soil Pollut.*, 146, 35-54.
- Islam, N., WW. Wallender, J. Mitchell, S. Wicks y RE Howitt, 2006. A comprehensive experimental study with mathematical modeling to investigate the effects of cropping practices on water balance variables. *Agric. Water Manage.*, 82, 129-147.
- Lambers, H. 2003. Dryland salinity: a key environmental issue in southern Australia. *Pl. Soil* 257, v-vii.
- McGuire, A.M., DC. Bryant y RF. Denison, 1998. Wheat yields nitrogen uptake, and soil moisture following winter legume cover crop vs. fallow. *Agron. J.*, 90, 404-410.
- Mualem, Y. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.*, 12, 513-522.
- Muñoz-Carpena, R., A. Ritter, DD. Bosch, B. Schaffery TL. Potter, 2008. Summer cover crop impacts on soil percolation and nitrogen leaching from a winter corn field. Agr. Water Manage., 95, 633-644.
- Oster, J.D., 1994. Irrigation with poor quality water. Agr. Water Manage., 25, 271-297.
- Peregrina, F., EP. Pérez-Álvarez, M. Colina y E. García-Escudero, 2012. Cover crops and tillage influence soil organic matter and nitrogen availability in a semi-arid vineyard. Arch. Agron. Soil Sci., 58, 95-102.
- Ruiz-Ramos, M., JL. Gabriel, N. Vázquez y M. Quemada, 2011. Evaluation of nitrate leaching in a vulnerable zone: effect of irrigation water and organic manure application. *Span. J. Agric. Res.*, 3, 12-18.
- Salado-Navarro, L.R., y TR. Sinclair, 2009. Crop rotations in Argentina: analysis of water balance and yield using crop models. Agr. Syst., 102, 11-16.
- 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.
- Sánchez-Martín, L., A. Sanz-Cobena, A. Meijide, M. Quemada y A. Vallejo, 2010. The importance of the fallow period for N2O and CH4 fluxes and nitrate leaching in a Mediterranean irrigated agroecosystem. *Eur. J. Soil Sci.*, 61, 710-720.
- Thorup-Kristensen, K., J. Magid y LS. Jensen, 2003. Catch crops and green manures as biological tools in nitrogen management in temperate zones. *Adv. Agron.*, 79, 227-302.
- van Genuchten, M.T., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of soil. Soil Sci. Soc. Am. J., 44, 892-898.
- Vanclooster, M., P. Viaene, J. Diels y K. Christiaens, 1996. WAVE: a mathematical model for simulating water and agrochemicals in the soil and vadose environment. Reference and user's manual (Release 2.0), Institute for Land and Water Management, *Katholieke Universiteit Leuven*, Belgium.
- Vázquez, N., A. Pardo, ML. Suso y M. Quemada, 2005. A methodology for measuring drainage and nitrate leaching in unevenly irrigated vegetable crops. *Plant Soil*, 269, 297-308.

EFECTO DE LAS CUBIERTAS VEGETALES EN UN OLIVAR SOBRE LA HUMEDAD DEL SUELO

B. Sastre Rodríguez, R. Bienes Allas, A. García-Díaz

Instituto Madrileño de Investigación y Desarrollo Rural, Agrario y Alimentario (IMIDRA). Apdo 127. 28800-Alcalá de Henares, Madrid (Spain). e-mail: <u>blanca.esther.sastre@madrid.org</u> web: <u>http://www.madrid.org/imidra.es</u>

RESUMEN. La utilización de cubiertas vegetales en olivar no sólo reduce la erosión al evitar el impacto directo de la gota de lluvia sobre los agregados del suelo, sino que también ejerce distintos efectos sobre sus propiedades físico-químicas.

En este trabajo se presentan los resultados del seguimiento de la humedad del suelo a 15 y 30 cm de profundidad en las calles de un olivar de la zona centro con 3 tipos de cubiertas (gramínea permanente, gramínea anual y leguminosa anual) y un control (laboreo superficial en otoño). Se ha medido la humedad cada 15' en 3 repeticiones por tratamiento. Los resultados muestran una mejora del contenido de humedad a 30cm frente al control en todos los momentos fenológicos del olivo, mientras que a 15cm la leguminosa reduce el contenido de humedad. No se ha observado disminución significativa de la producción ni del rendimiento graso con el empleo de cubiertas vegetales.

ABSTRACT. Cover crops in olive grove reduce soil erosion in two ways: 1) avoiding the direct impact of raindrop on soil aggregates; 2) improving soil physical and chemical properties.

This paper presents the evolution on soil moisture at 15 and 30 cm depth in the middle of the strip of an olive grove under 3 types of cover crops and a control. The cover crops are: permanent grass, annual grass and annual legume, and the control consisting of a single superficial tillage in autumn and abandonment subsequent with development of native adventitious vegetation. Soil moisture was measured each 15' in 3 repetitions per treatment. The results show an increase in water content at 30 cm depth of cover crops as compared to control at all time; while at 15 cm legumes reduce water content in relation to the other treatments. No significant differences between treatments.have been found in olive production or oil yield.

Keywords. Cubiertas vegetales; contenido volumétrico de agua; momentos fenológicos; producción.

1.- Introducción

El olivar tradicionalmente se ha venido cultivando en los suelos más desfavorecidos y en laderas. Esto, unido a las prácticas tradicionales de laboreo, da lugar a pérdidas sustanciales en la productividad y consecuentemente en el medio de vida en entornos semiáridos (De la Rosa *et al.*, 2000).

La degradación del suelo es un proceso acumulativo, y el momento de inicio de la degradación sustancial depende de factores tales como el manejo del cultivo, la cubierta vegetal, clima y topografía, y en las propiedades físicas del suelo tales como la textura, materia orgánica, estructura y porosidad. De ellos, el uso del suelo y la cubierta de la superficie son los principales determinantes de las tasas de erosión (Cerdan *et al.*, 2002).

La gestión tradicional del olivar implica el laboreo superficial, lo que da lugar a un suelo desnudo la mayor parte del año, cuya superficie se va degradando. Un método de moderar la erosión en los olivares y evitar esta degradación creciente es emplear cubiertas vegetales en las calles que ayudarán a reducir la erosión y la escorrentía, lo que mejorará el aprovechamiento de un recurso tan escaso en este entorno semiárido como es el agua.

Las cubiertas vegetales en olivar han sido estudiadas desde los años 90 demostrando su eficiencia en el control de la erosión y en la mejora de las propiedades físicoquímicas del suelo (Castro *et al.*, 1991; Pastor, 1997; Saavedra, 2003; Francia Martinez *et al.*, 2006; Gomez *et al.*, 2009). Su principal efecto se basa en la acción protectora que ejerce sobre la superficie del suelo, evitando el impacto directo de las gotas de lluvia y como consecuencia el sellado del suelo.

Las diferencias específicas del lugar (clima, suelo y prácticas agronómicas) hacen difícil la extrapolación de los resultados a otras áreas diferentes (Romero et al., 1998). Por otro lado, aspectos relativos a la cosecha como graso producción de aceitunas, rendimiento V características de los aceites deben ser evaluados. Mientras que las cubiertas vegetales se utilizan ampliamente en viñedos de zonas húmedas para controlar la erosión, en la cuenca mediterránea no son muy utilizadas debido a la creencia de que van a competir con el cultivo por el agua (Marques et al., 2009).

La cubierta vegetal también afecta el equilibrio de agua del suelo mediante la promoción de la formación de macroporos producidos biológicamente y mediante la mejora de la estabilidad estructural del suelo. La permeabilidad del suelo también está directamente relacionada con la biomasa radicular (Bronick y Lal, 2005). A escala de captación, la falta de vegetación puede conducir a un aumento de la escorrentía (Cammeraat y Imeson, 1999) y al movimiento de sedimentos.

Sin embargo en este trabajo nos hemos centrado en un aspecto menos estudiado, como es la repercusión sobre el contenido de humedad del suelo y su evolución a lo largo del ciclo del cultivo. En climas semiáridos en donde las precipitaciones son escasas durante el periodo estival, la posible competencia por el agua entre el cultivo y las cubiertas herbáceas vivas disuade a los agricultores de su uso. Sin embargo, hay trabajos que relacionan las cubiertas vegetales con un mayor almacenamiento de agua en el suelo (Fontesa *et al.*, 2004; Shukla *et al.*, 2006; etc.) pues gracias a sus sistemas radiculares favorecen la infiltración (Vanderlinden *et al.*, 1998) e incrementan la porosidad vertical.

Así, el objetivo de este trabajo se centra en evaluar la disponibilidad de agua para el cultivo en distintos momentos fenológicos empleando 3 cubiertas vegetales frente a un control, evaluando su efecto sobre la producción de aceituna y el rendimiento graso.

La hipótesis de partida que establecimos consistía en que la vegetación herbácea potenciaría la infiltración y por tanto, iba a tener lugar un mayor almacenamiento de agua de lluvia en el suelo a mayor profundidad, con lo que estaría a disposición del cultivo del olivo y las pérdidas por evaporación disminuirían.

2.- Material y métodos

2.1.- Área de estudio

El olivar se localiza en la Finca Experimental "La Chimenea" situada entre los municipios de Aranjuez y Colmenar de Oreja (Madrid, España, UTM ETRS89: 30, 455654, 4435959) (Fig. 1). Se trata de una zona semiárida, con una precipitación media de 390 mm, aunque en los últimos 10 años ha bajado hasta los 310 mm. Las lluvias más intensas y abundantes se dan en primavera y otoño.

El suelo está clasificado como Gypsic Haploxerept (Soil Survey Staff, 2014) o Calcic Gypsisol (IUSS Working Group WRB, 2014), desarrollados sobre margas yesíferas con un régimen de suelo xérico.



Fig. 1. Localización de la zona de estudio

2.2.- Tratamientos

El estudio se realiza sobre un olivar intensivo $(6x7 \text{ m}^2)$ con una superficie de 3 ha de la variedad Cornicabra (mayoritaria en la Comunidad de Madrid), que se maneja en condiciones de secano.

Las cubiertas ensayadas han sido: 1) cubierta anual de cebada (*Hordeum vulgare*); 2) cubierta anual de leguminosa –esparceta (*Onobrychis viciifolia*) los 3 primeros años y yeros (*Vicia ervilia*) el último–, todas sembradas cada otoño tras una preparación superficial del terreno; 3) cubierta permanente de gramínea de la especie *Brachypodium dystachion* sembrada en otoño de 2010; y 4) Control: consistente en un pase de labor cada otoño, empleando un chisel hasta unos 15 cm de profundidad y posterior desarrollo de vegetación espontánea anual.

Las cubiertas se segaban cada primavera, cuando el contenido volumétrico de agua en el suelo comenzaba a descender (entre abril y mayo). Todos los años fue suficiente con un corte, excepto en 2013 que hubo que dar un segundo corte debido a una mayor pluviometría primaveral.

2.3.- Toma de datos

Se instalaron 3 parcelas de erosión de 1 m² (2 m de largo x 0,5 m de ancho) por cada tratamiento, situadas a favor de pendiente, con un colector tipo Gerlach a la salida donde se recogían los sedimentos (Fig. 2). Dentro de cada parcela se instalaron 2 sensores de humedad ECH2O EC-5 (Decagon Devices, Inc., Pullman, EEUU), uno a 15 cm de profundidad y el otro a 30 cm. Estos sensores estaban conectados a un data-logger, que registraba los datos de humedad volumétrica cada 15 minutos, siendo descargados quincenalmente con el software ECH2O versión 1.08 de Decagon Services en un ordenador portátil. Los datos se tomaron desde noviembre de 2010 hasta septiembre de 2014.

La finca dispone de una estación meteorológica completa con un registro de datos cada 10 minutos, siendo descargada en remoto.



Fig. 2. Microparcela de erosión en la calle de olivar, con detalle del datalogger al que llegan los cables de los sensores de humedad enterrados a 15 y 30 cm; y el ordenador para la descarga de datos.

Se han agrupado los datos según los periodos fenológicos más importantes del olivo del cultivar "Cornicabra" en la zona centro, en base a la información fenológica previa disponible:

- a) Floración: entre el 15 de mayo y 15 de junio.
- b) Crecimiento del fruto: del 15 de junio al 15 de julio.
- c) Parada estival: del 15 de julio al 15 de septiembre.
- d) Síntesis de aceite: de 15 de septiembre a 30 de noviembre.
- e) Resto: de 1 de diciembre a 15 de mayo.

Según Fernández (2014) los periodos en los que la falta de agua es crítica para la producción son floración, crecimiento de fruto y síntesis de aceite.

Una vez completado el enverado del fruto (finales de noviembre) se procedió a la recogida de 10 árboles al azar dentro de cada tratamiento en las campañas 2011/2012, 2012/2013 y 2013/2014, para obtener el dato de producción. Con una fracción de estas aceitunas se elaboró el aceite en el laboratorio empleando el Sistema Abencor (Martínez Suárez *et al.*, 1975), calculando el rendimiento graso.

Los análisis estadísticos se han llevado a cabo con el software SPSS 19.

3.- Resultados y discusión

La precipitación media de estas 4 campañas fue de 313 ±64 mm, siendo las más lluviosas 2010/2011 y 2013/2014. La cantidad de precipitación está directamente relacionada con el contenido volumétrico de agua (θ) en el suelo.

La figura 3 muestra la evolución de θ a 15 cm para cada tratamiento, siendo la cubierta de Leguminosa la que ha mantenido una menor humedad todos los meses del año. Hay un descenso acusado de θ en la época estival para todos los tratamientos, con un desfase entre el mínimo de humedad en el suelo y el mínimo de precipitación.

Sin embargo a 30 cm de profundidad (Fig. 4) el tratamiento con menor θ todos los meses del año ha sido el Control. En otoño, debido al efecto de esponjamiento que tiene el laboreo, la curva de Control se acerca a las curvas de las cubiertas gracias a una mayor infiltración, pero una vez pasado su efecto, se separa de ellas.

En la Tabla 1 se presentan los datos medios de θ a 15 y 30 cm de profundidad por tratamiento y momento fenológico.

A 15 cm en el momento de acumulación de aceite, las gramíneas tienen un θ similar al Control, aunque el olivo a esta profundidad tiene una pequeña parte de sus raíces, por lo que es más importante la disponibilidad de agua a 30 cm. También hay diferencias en la parada estival y en el momento "resto" de la Leguminosa frente a otros tratamientos, pero no tendría implicaciones en la producción.



— Control — Cacaca — __agurnnosa — B'achypodum Fig. 3. Humedad media del suelo a 15 cm de profundidad en cada tratamiento y precipitación media para cada mes.



Fig. 4. Humedad media del suelo a 30 cm de profundidad en cada tratamiento y precipitación media para cada mes.

Tabla 1. Media y desviación estándar del contenido volumétrico de agua (θ) en el suelo ($m^3 \cdot m^{-3}$) a 15 y 30 cm de profundidad para los distintos momentos fenológicos del olivo considerados en los 4 tratamientos estudiados. N= número de casos (4 campañas x 3 repeticiones).

Contenido volumétrico de agua en el suelo $(m^3 \cdot m^{-3})$											
Profundidad	Tratamiento	Ν	Floración	Crecimiento del fruto	Parada estival	Acumulación de aceite	Resto				
15 cm	Control	12	$0{,}155\pm0{,}045^{a}$	$0{,}142\pm0{,}039^{\mathtt{a}}$	$0{,}115 \pm 0{,}038^{\rm b}$	$0,153 \pm 0,048$ ^b	$0,\!188\pm0,\!034^{b}$				
	Cebada	12	$0,\!150\pm0,\!041^{a}$	$0,133 \pm 0,041^{a}$	$0,\!103\pm0,\!033^{ab}$	$0,\!138\pm0,\!033^{ab}$	$0,\!183\pm0,\!019^{\mathrm{b}}$				
	Leguminosa	12	$0{,}118\pm0{,}035^{a}$	$0,098 \pm 0,034^{a}$	$0,\!074\pm 0,\!022^{a}$	$0,\!106\pm0,\!028$ $^{\rm a}$	$0{,}148\pm0{,}017^{a}$				
	Brachypodium	12	$0{,}148\pm0{,}064^{a}$	$0,131 \pm 0,059^{a}$	$0,\!091 \pm 0,\!047^{ab}$	$0{,}147\pm0{,}055^{ab}$	$0{,}183\pm0{,}054^{ab}$				
30 cm	Control	12	$0,086 \pm 0,033^{a}$	$0,084 \pm 0,030^{a}$	$0,066 \pm 0,026^{a}$	$0,087 \pm 0,033^{a}$	$0{,}115\pm0{,}031^{\mathtt{a}}$				
	Cebada	12	$0{,}124\pm0{,}054^{ab}$	$0,123 \pm 0,062^{a}$	$0{,}104 \pm 0{,}052^{a}$	$0{,}119\pm0{,}053^{\mathtt{a}}$	$0,\!158\pm0,\!039^{\mathrm{b}}$				
	Leguminosa	12	$0{,}126\pm0{,}031^{ab}$	$0,116 \pm 0,032^{a}$	$0{,}093 \pm 0{,}034^{a}$	$0,\!108\pm0,\!034^{\mathtt{a}}$	$0,\!154\pm0,\!017^{\mathrm{b}}$				
	Brachypodium	12	$0{,}134\pm0{,}048^{\text{b}}$	$0{,}124\pm0{,}043^{\mathtt{a}}$	$0{,}100\pm0{,}027^{a}$	$0{,}128\pm0{,}052^{\mathtt{a}}$	$0{,}166\pm0{,}039^{b}$				

En la profundidad de 30 cm, durante la floración el Control dispone de menor cantidad de agua que la cubierta permanente. Una carencia severa de agua durante la floración podría implicar un menor número de frutos y si es muy acusada, una reducción en la producción por problemas en el cuajado. En el momento "resto" el Control también tiene menos cantidad de agua de forma significativa respecto a las cubiertas vegetales.

En las 3 campañas estudiadas no se han encontrado diferencias estadísticamente significativas en la producción de aceituna entre los distintos tratamientos (Fig. 5) ni en el rendimiento de aceite, lo que es similar a los resultados encontrados por otros autores (Gómez *et al.*, 1999; Ferraj *et al.*, 2011). Sí se han encontrado diferencias significativas entre campañas, lo cual es típico de una variedad tan vecera como la cornicabra (Barranco *et al.*, 2005).



Fig. 5. Producción media y desviación estándar (kg/árbol) para cada tratamiento en las 3 campañas estudiadas (N=10).

4.- Conclusiones

Las cubiertas vegetales en un olivar de secano bajo clima semiárido y suelos margo-yesíferos influyen en la cantidad de agua que se almacena en el suelo, aunque lo hacen de forma desigual según el momento del año y la profundidad.

Todas las cubiertas sembradas han mantenido mayor cantidad de agua que el Control a 30 cm de profundidad, lo que es más importante para el olivo que las diferencias encontradas a 15 cm, ya que es a 30 cm donde el olivo tiene la mayor parte de su sistema radicular. Esta diferencia del Control con las cubiertas es más intensa entre enero y octubre debido, posiblemente, a que pasado el efecto de esponjamiento que el laboreo de otoño tiene sobre el suelo en la capa superior, la costra física superficial o la falta de conexión de los poros, hace que la infiltración se reduzca.

En ningún caso la producción ni rendimiento graso se han visto afectados por esta variación en la disponibilidad de agua para el olivo, por lo que el empleo de cubiertas vegetales no supone una merma económica para el olivicultor y sí aporta importantes ventajas ambientales como es el control de la pérdida de suelo por erosión, siempre que estén correctamente manejadas. *Agradecimientos.* Los autores quieren agradecer al IMIDRA y a la Consejería de Educación, Juventud y Deporte, la financiación aportada por los proyectos FP12-CVO y S2013/ABI-2717 (AGRISOSTS), respectivamente, para el desarrollo de este trabajo. También queremos agradecer al personal de la Finca "La Chimenea" su colaboración.

5.- Bibliografía

- Barranco D., Trujillo I. y Rallo L., (2005). Elaiografía hispánica. En: Rallo, L., Barranco, D., Caballero, J.M., del Río, C., Martín, A., Tous, J. y Trujillo, I. (eds.). Variedades de Olivo en España. Junta de Andalucía, MAPA y Ediciones Mundi-Prensa, Madrid. 45-231 pp.
- Bronick, C.J., Lal, R., 2005. Soil structure and management: a review. Geoderma 124, 3-22.
- Cammeraat, L.H., Imeson, A.C., 1999. The evolution and significance of soil-vegetation patterns following land abandonment and fire in Spain. Catena 37, 107-127.
- Castro J.S.M., Saavedra M. y Pastor M., (1991) Improvement in Infiltration in Olive Groves through use of a Cereal Cover Crop. ITEA-Produccion-Vegetal., vol. 88, n. 2, pp. 95-104.
- Cerdan, O., Le Bissonnais, Y., Couturier, A., Saby, N., 2002. Modelling interrill erosion in small cultivated catchments. Hydrological Processes 16, 3215-3226.
- De la Rosa, D., Moreno, J.A., Mayol, F., Bonsón, T., 2000. Assessment of soil erosion vulnerability in western Europe and potential impact on crop productivity due to loss of soil depth using the ImpelERO model. Agriculture, Ecosystems and Environment 81, 179-190.
- Fernández J. (2014) Understanding Olive Adaptation to Abiotic Stresses as a Tool to Increase Crop Performance. Environmental and Experimental Botany, vol. 103, n. 0, pp. 158-179.
- Ferraj B., Teqia Z., Susaj L., Fasllia N., Gjeta Z., Vata N. y Balliu A., (2011) Effects of Different Soil Management Practices on Production and Quality of Olive Groves in Southern Albania. Journal of Food Agriculture & Environment, vol. 9, no. 3-4, pp. 430-433.
- Fontesa, J.C.; Pereira, L.S.; Smithc, R.E. 2004. Runoff and erosion in volcanic soils of Azores: simulation with OPUS. Catena, 56: 199-212.
- Francia Martinez J.R., Duran Zuazo V.H. y Martinez Raya A., (2006) Environmental Impact from Mountainous Olive Orchards Under Different Soil-Management Systems (SE Spain). Science of the Total Environment, vol. 358, n. 1-3, pp. 46-60.
- Gomez J.A., Gema Guzman M., Giraldez Cervera J.V. y Fereres E., (2009) The Influence of Cover Crops and Tillage on Water and Sediment Yield, and on Nutrient, and Organic Matter Losses in an Olive Orchard on a Sandy Loam Soil. Soil & Tillage Research, vol. 106, n. 1, pp. 137-144.
- Gómez J.A., Giráldez J.V., Pastor M. y Fereres E., (1999) Effects of Tillage Method on Soil Physical Properties, Infiltration and Yield in an Olive Orchard. Soil and Tillage Research, vol. 52, no.3-4, pp.167-175.
- IUSS Working Group WRB, (2014). World Reference Base for Soil Resources. World Soil Resources Reports nº 106. FAO, Rome.
- Martínez Suárez J.M., Muñoz Aranda E., Alba Mendoza J. y Lanzón Rey A., (1975) Informe Sobre Utilización Del Analizador De Rendimientos "Abencor". Grasas y Aceites, vol. 26, no. 6, pp. 379-385.
- Pastor M. (1997) The Conservation Tillage in Olive Grove. [New Tendencies in Vegetation Cover Systems: The Management of a Weeds Cover]. Fruticultura Profesional.Extraordinario (Espana). (1997), vol. n. 91, pp. p. 75-78.
- Romero, L.R., 1998. Olive farming in the age of science and innovation. Olivae 72, 42-51.
- Saavedra M., (2003). El manejo de la cubierta vegetal en el control de la erosión en olivar. En: Bienes, R. y Marques, M.J. (eds.). Perspectivas de la Degradación del Suelo. I Simposio Nacional sobre Control de la Erosión y Degradación del Suelo, Madrid. 43-54 pp.
- Shukla, M.K.; Lal, R.; Ebinger, M. and Meyer, C. 2006. Physical and chemical properties of soils under some piñon-juniper-oak canopies in a semi-arid ecosystem in New Mexico. Journal of Arid Environments, 66 (4): 673-685.
- Soil Survey Staff, (2014) Keys to Soil Taxonomy. USDA-Natural Resources Conservation Service ed., 12^a ed. Washington DC.
- Vanderlinden, K.; Gabriels, D. and Giráldez, J. V. 1998. Evaluation of infiltration measurements under olive trees in Córdoba. Soil and Tillage Research, 48 (4): 303-315.

ESTABILIDADE TEMPORAL DO CONTEÚDO DE ÁGUA NO SOLO CULTIVADO COM TRITICALE SOB SEMEADURA DIRETA

G.M. Siqueira^{1*}, S.R. Vieira²

¹ Centro de Ciências Agrárias e Ambientais, Universidade Federal do Maranhão, Caixa Postal 35, Chapadinha, Maranhão (Brasil), CEP 65500-000. e-mail: *gleciosiqueira@hotmail.com, web: http://www.ufma.br

² Centro de Solos e Recursos Ambientais, Instituto Agronômico de Campinas, Avenida Barão de Itapura, nº 1481, Campinas, São Paulo (Brasil), CEP 13020.902. web: <u>http://www.iac.sp.gov.br</u>

RESUMEN. O objetivo deste trabalho foi determinar a estabilidade espacial e temporal do conteúdo de água de um Latossolo Vermelho Eutroférrico argiloso sob semeadura direta de longa duração em Campinas (São Paulo, Brasil). O trabalho foi realizado em uma área de 3,42 ha, cultivado no momento das amostragens com triticale. O conteúdo de água no solo foi determinado por meio de um aparelho TLO na camada de 0,0-0,1 m de profundidade. As amostragens foram realizadas nas seguintes datas: 16/07/2010, 27/07/2010, 12/08/2010, 14/09/2010 e 22/09/2010, em 302 pontos de amostragem com espaçamento 10 m x 10 m. Os dados foram avaliados por meio da estatística descritiva e da geoestatística. A estabilidade temporal foi determinada utilizando a diferença relativa. Todas as datas de amostragem apresentaram distribuição de frequência normal e índice de dependência espacial moderado/fraco. Os pontos 33 e 285 foram os mais estáveis e representativos da média do conteúdo de água do solo durante o período de estudo.

ABSTRACT. The aim of this study was to determine the spatial and temporal stability of the water content of an Oxisol under no-tillage long term in Campinas (São Paulo, Brazil). The study was conducted in an area of 3.42 ha, cultivated with triticale. The soil water content was determined by a TLO device of 0.0-0.1 m in depth. Sampling was conducted on the following dates: 16/07/2010, 27/07/2010, 12/08/2010, 14/09/2010 and 22/09/2010, in 302 sampling points spaced 10 m x 10 m. Data were evaluated by descriptive statistics and geostatistics. Temporal stability was determined using the relative difference. All sampling dates showed normal frequency distribution and index of moderate / weak spatial dependence. The points 33 and 285 as stable and representative of the average water content of the soil during the study period.

1.- Introdução

O conhecimento do conteúdo de água no solo propicia o desenvolvimento e adoção de práticas de manejo e conservação do solo e da água, propiciando o preparo e uso conservacionista dos recursos agroambientais.

De acordo com Vachaud *et al.* (1985) descrevem que a perda de água para atmosfera é controlada pela demanda evaporativa do ambiente. Nesse sentido, Siqueira *et al.*

(2008) ressaltam que a compreensão da dinâmica da variabilidade espacial e temporal do armazenamento de água no solo, depende de características internas e externas ao meio, envolvendo os processos de entrada e saída de água no sistema solo-planta-atmosfera. Ávila *et al.* (2010) descrevem que o conteúdo de água no solo varia dentro de uma mesma unidade pedológica e é influenciado pelo uso e manejo do solo.

O estudo da variabilidade espacial por meio da geoestatística permite identificar e modelar a estrutura espacial do teor de água no solo, propiciando a construção de mapas de distribuição espacial por meio da técnica de interpolação por krigagem. Siqueira *et al.* (2008) estudando a variabilidade espacial do conteúdo de água no solo em um Latossolo Eutroférrico encontraram padrões de distribuição espacial semelhante em diferentes datas de amostragem. Vieira *et al.* (2010) estudando a relação do conteúdo de água no solo e da dependência espacial encontraram relação inversa, ou seja, quanto maior o conteúdo de água menor a dependência espacial entre amostras.

Pouco são os estudos sobre a estabilidade temporal, apesar disto, nos últimos anos, tem-se aumentado o interesse pela análise da dinâmica temporal, principalmente do conteúdo de água do solo, especialmente após a publicação do artigo de Vachaud *et al.* (1985), propuseram uma metodologia capaz de reduzir o número de observações requeridas para caracterizar uma propriedade física do solo.

Tal conceito seria bem explicitado por Van Wesenbeeck *et al.* (1988), pode ser definido como a associação, constante com o tempo, entre a localização espacial e as medidas estatísticas que caracterizam determinada propriedade do solo.

A técnica de estabilidade temporal representa um avanço em relação aos outros métodos tradicionais, pois permite identificar pontos no campo que refletem o comportamento médio de uma variável de acordo com Ávila *et al.*, (2010). Assim, podendo ser utilizada para responder às crescentes questões sobre problemas relativos à amostragem para medição de propriedades do solo com alta variabilidade, no planejamento de programas de monitoramento de variáveis hidrológicas, na geração de informações científicas mais claras e precisamente analisadas, cujos resultados poderão ser utilizados com grande confiança (Melo Filho & Libardi, 2005).

Diversos pesquisadores têm empregado a técnica da estabilidade temporal em seus estudos do conteúdo de

água do solo, com objetivo de identificar no campo posições que representem a média dessas variáveis em qualquer tempo. Vachaud *et al.* (1985) em estudo de três áreas reduziu o número de observações para caracterizar o comportamento do solo. Melo filho & Libardi (2005) estudando a estabilidade temporal de medidas do teor e do potencial mátrico da água no solo e sua aplicação como ferramenta para racionalizar a estratégia de amostragem em condições de campo; Rocha *et al.* (2005) quantificarão e caracterizarão a variabilidade espaço-temporal e a estabilidade temporal da armazenagem da água em um Latossolo Amarelo argissólico cultivado com citros.

Dentre os trabalhos recentes que abordam a estabilidade temporal do conteúdo de água no solo pode-se citar: Ávila *et al.*, (2010); Santos *et al.*, (2010); Ávila *et al.*(2011); Mello *et al.*, (2011); Souza *et al.*, (2011); Desta maneira, este trabalho tem como objetivo determinar a estabilidade temporal da distribuição espacial do conteúdo de água no solo de um Latossolo Vermelho Eutroférico cultivado com semeadura direta de longa duração em Campinas (SP).

2.- Material e Métodos

O experimento foi realizado no Centro Experimental Central do IAC – Instituto Agronômico em Campinas (SP). As coordenadas geográficas da área são: latitude 22° 53' Sul e longitude 47° 04' Oeste, com altitude média de 600 m e a declividade média de 6,5 %.

Segundo a classificação de Köppen o clima da região de Campinas (SP), é classificado como Cwa. A precipitação média anual é de 1382 mm, com chuvas no verão e seca no inverno, com a temperatura média do mês mais quente superior a 22°C. (Ortolani *et al.*, 1995). Na Fig. 1 observase a distribuição da precipitação diária da área de estudo, durante os meses de condução do experimento.



Fig. 1. Distribuição da precipitação diária para o período de estudo, Campinas (SP)

O solo da área de estudo é um Latossolo Vermelho Eutroférrico textura argilosa (Embrapa, 2006), cujas características físicas e químicas do solo da área são apresentadas na Tabela 1.

 Tabela 1. Características físicas e químicas para o solo em estudo em Campinas (SP).

	Prof.	Areia	Silte	Argila	pН	Са	Mg	Κ	H + Al	Р	M.O
	cm		g kg ⁻¹		H ₂ O		mmol	c.Kg	-1	mg kg ⁻¹	g kg ⁻¹
Ap1	0-12	253	160	563	5,2	33	10	7,2	57	22	33
Ap2	12-32	221	217	663	5,0	16	8	5,4	54	4	28
BA	32-58	207	130	663	5,5	20	7	1,7	34	1	18
Bw1	58-92	198	139	663	5,5	19	6	0,9	27	1	18
Bw2	92-140+	205	132	663	5,9	13	3	0,6	21	1	13
Pro	of – profu	ndidade	; Ca –	cálcio;	Mg -	- ma	Ignési	io; K	-potáss	io; H+ A	1 –

acidez; P - fósforo; M.O - matéria orgânica

A área de estudo possui 3,42 ha, e no momento das amostragens estava sendo cultivado com triticale (*Triticum secale* Wittmack). As amostragens foram realizadas em uma malha regular de 10 m x 10 m, totalizando 302 pontos (Figura 2). Os atributos analisados neste trabalho foram: conteúdo de água no solo (Θ) e produção de triticale (grãos e massa seca total).



Fig. 2. Grade de amostragem para a área de estudo em 2010 com 302 pontos (A) e mapa topográfico da área de estudo (B).

O conteúdo de água do solo foi determinado na camada 0,0-0,1 m de profundidade nos 302 pontos de amostragem,

nas seguintes datas: 16/07/2010, 27/07/2010, 12/08/2010, 14/09/2010 e 22/09/2010. Para tanto, foi utilizado o equipamento HydroSense (Campbell Scientific Austrália Pty. Ltd.), que considera constante dielétrica do solo por meio da técnica de TLO (Transmission Line Oscillator), onde um sinal eletromagnético é emitido por meio de uma sonda no solo, sendo realizada a contagem do número de vezes que o sinal retorna em um determinado período de tempo.

A textura do solo foi determinada pelo método da pipeta, seguindo os procedimentos descritos por Camargo *et al.* (1986), as amostras foram coletadas na camada de 0 a 10 cm, com anéis volumétricos de 100 cm³, em março de 1985 em 63 pontos de amostragem com espaçamento regular de 20 m x 20 m. A produtividade do cultivo da Triticale (grãos e massa seca total), foi determinada em parcelas de 2 m x 2 m, sendo então as amostras secas em estufa a 65° C para posterior determinação da produtividade em t ha-1, nos 302 pontos de amostragem.

Os dados foram analisados com o auxilio do programa STAT (Vieira *et al.*, 2002), obtendo os principais parâmetros estatísticos (média, variância, desvio-padrão, coeficiente de variação, valor mínimo, valor máximo, assimetria, curtose e distribuição normal por meio do teste de Kolmogorov-Smirnov. O programa STATISTICA7 (STATSOFT, 2004) foi utilizado para construção dos gráficos do tipo Box-plot.

A estabilidade temporal do conteúdo de água do solo, foi determinada usado a técnica desenvolvida por Vachaud *et al.* (1985), baseada no cálculo da diferença relativa, que permite a análise dos desvios entre valores independentes, os valores observados e a média desses valores. Calculou-se a diferença relativa para todos os períodos amostrais de umidade do solo, conforme a Equação 1:

$$DRij(\theta) = \frac{\theta i j - \theta j}{\theta j} 100 \tag{1}$$

onde: DRij é a diferença relativa entre a determinação individual para um local i no tempo *j*; θij é o índice de umidade no local *i* e no tempo *j*; θj é o índice de umidade média para todas os posições no tempo *j* N posições, no momento *j*. A média para a diferença relativa (*m*) é calculada pela seguinte equação 2:

$$DR(\theta) = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^{n} DR(\theta)$$
⁽²⁾

Após a determinação dos valores de diferença relativa e seu respectivo desvio-padrão, foi feito análise do coeficiente de correlação entre as datas, de acordo com Kachanoski & De Jong (1988). A estabilidade temporal implica uma relação linear entre o conteúdo de água armazenado em dois tempos diferentes, ao longo de todos os pontos de espaço em estudo. Como teste para verificação da estabilidade temporal do conteúdo de água no solo foi usado o coeficiente de correlação de Pearson que pode ser obtido por:

$$t_2 - t_1 = \frac{\operatorname{cov}[S_{t_2}(j), S_{t_1}(j)]}{\{\operatorname{var}[S_{t_2}(j)]\operatorname{var}[S_{t_1}(j)]\}/2}$$
(3)

em que *cov* e *var* são a covariância e a variância, respectivamente.

A geoestatística foi utilizada para avaliar a variabilidade e dependência espacial entre as amostras para o período de estudo, utilizando o software GEOSTAT (Vieira *et al.* 2002). Foram construídos semivariogramas, partindo das pressuposições da estacionaridade da hipótese intrínseca e do cálculo da semivariância, estimada de acordo com a Equação 4:

$$\gamma^{*}(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} \left[Z(x_{i}) - Z(x_{i}+h) \right]^{2}$$
(4)

onde N(h) é o número de pares experimentais de observações $Z(x_i)$ e $Z(x_i + h)$, separados por uma distância h. O variograma é representado pelo gráfico $\gamma(h)$ versus h. O ajuste do melhor modelo aos pares de semivariância foi determinado considerando os critérios de Jacknifing e de validação cruzada, conforme Vieira (2000; 2002).

O grau de dependência espacial (GD, %), é a proporção em porcentagem do efeito pepita (C_0) em relação ao patamar ($C_0 + C$), foi calculado usando a equação 5, conforme descrito por Cambardella *et al.* (1994), com a seguinte proporção: (a) dependência forte < 25%; (b) dependência moderada de 25 a 75%, (c) dependência fraca > 75%

$$GD = \left[\frac{C_0}{C_0 + C_1}\right] x 100 \tag{5}$$

Após a obtenção do modelo adequado do semivariograma experimental, foi utilizado à técnica de krigagem para interpolação dos dados sem tendência e com variância mínima. Para efeito de comparação entre as distintas datas de amostragem, e os atributos sem variabilidade espacial, os mapas de isolinhas foram construídos utilizando os parâmetros do programa SURFER 9.0 (GOLDEN SOFTWARE, 2009).

3.- Resultados e Discussão

Os resultados da estatística descritiva para as datas de amostragem do conteúdo de água no solo estão na Tabela 2. Para o primeiro dia de amostragem (16/07/2010) foi observado maior teor do conteúdo de água no solo. Tal resultado pode ser explicado pelo somatório das precipitações até dia 15/07/2010 de 64 mm ocorridos no referido mês.

Nas datas de amostragem 27/07/10, 12/08/10 e 14/09/10 (Tabela 2), observou-se a diminuição do conteúdo de água no solo, sendo comprovado por meio da diminuição da média e mediana. Considerando que estas datas
corresponderam ao período de estiagem, que contribuiu para diminuir o conteúdo de água no solo, além da ocorrência das perdas de água por evapotranspiração pela cultura do triticale. Enquanto o dia 22/09/2010 observou aumento do conteúdo de água no solo em função da ocorrência de uma precipitação de 20 mm no local de estudo.

Ao analisar o desvio padrão, os valores variaram de 1,4 a 4,9 para o conteúdo de água no solo em todas as datas de amostragem, o que é reflexo de pouca dispersão dos dados em relação à média. Já o coeficiente de variância (CV) variou de 14,8 a 26,2% segundo a classificação proposta por Gomes (1990), os coeficientes foram classificados desde de médio (10- 20%) a alto (20- 30%) o que indica média e alta variação dos dados em relação à média. Resultados semelhantes foram encontrados por outros pesquisadores em regiões brasileiras (Corrêa *et al.*, 2009; Siqueira *et al.*, 2008).

Tabela 2. Estatística descritiva para a umidade do solo em Campinas (SP)

	_	Umidade do Solo (%)							
	Média	Mediana	Variância	DP	CV (%)	Assimetria	Curtose	D	
16/07/2010	34,8	32,0	26,4	4,0	14,8	-0,41	0,31	0,097 n	
27/07/2010	13,2	12,5	11,9	3,5	26,2	1,75	5,34	0,153 n	
12/08/2010	9,6	9,0	4,0	2,0	20,8	0,69	3,33	0,154n	
14/09/2010	9,1	9,0	2,1	1,4	15,8	0,85	1,26	0,186n	
22/09/2010	23,4	22,0	24,4	4,9	21,1	1,24	0,93	0,199n	

DP - Desvio-padrão; CV – Coeficiente de variância; D - Desvio máximo em relação a distribuição normal; n - Dados que apresentam distribuição normal; *Probabilidade de erro de 1% pelo teste de kolmogorov-Smirnov.

Os valores de assimetria e curtose próximos de zero são indicativos de distribuição de frequência normal. Diante desta informação boa parte das datas de amostragem apresentaram valores de assimetria próximos de zero e dentro da normalidade dos dados (Tabela 2). Quanto ao coeficiente de curtose este é responsável por indicar o grau de achatamento da distribuição dos dados, para o referido estudo os coeficientes de curtoses para as datas de amostragem variaram de 0,31 a 5,34 indicando uma distribuição leptocúrtico, ou seja quando os valores de curtose forem maiores de que zero. Resultados semelhantes foram encontrados por Moreti *et al.* (2007).

Os resultados do teste de normalidade de kolmogorov-Smirnov (Campos, 1983) a 1% de probabilidade de erro é encontrado a Tabela 2, o qual aplicou-se muito bem ao conjunto de dados analisados neste trabalho, indicando normalidade para todas as datas de amostragem.

A representação da distribuição da umidade do solo, em forma de box-plot, para as datas de amostragem encontra-se a Figura 3. Perante a análise do diagrama foi constatado a presença de valores discrepantes e extremos, seguindo os critérios descritos por Siqueira *et al.* (2008). Diante da magnitude dos dados os valores discrepantes e extremos não foram capazes de influenciar os resultados, assim não sendo removidos.



Fig. 3. Box-plot para os cinco períodos amostrais da umidade do solo, Campinas-SP

Para o primeiro dia de amostragem (16/07/2010), o conteúdo de água no solo apresentou maior dispersão dos valores para os valores abaixo do quartil inferior (assimetria negativa). Enquanto nas demais datas de amostragem a maior dispersão ocorreu para os valores acima do quartil superior, ou seja, a assimetria apresentou comportamento positivo.

Foi possível verificar a presença de valores extremos no dia 27/07/2010 (Figura 3), correspondente a 6% dos dados que não contribuíram individualmente para que a distribuição de frequência não seja normal e, portanto, não interferindo no processo da análise dos dados.

É apresentado a Tabela 3, os dados da análise da variabilidade espacial do conteúdo de água do solo (Θ), e seus respectivos parâmetros e modelos ajustados. O modelo que ajustou-se aos dados foi o exponencial para quase todas as datas amostradas, com exceção do dia 22/09/2010, com efeito pepita puro,ou seja, o espaçamento utilizado de 10 m x 10 m não foi suficiente para detectar a variabilidade espacial do conteúdo de água no solo. Vários pesquisadores estudando a estabilidade temporal do conteúdo de água no solo também obtiveram bons ajustes do modelo exponencial em seus estudos (Mello *et al.*, 2011; Corrêa *et al.*, 2009; Brocca *et al.*, 2007).

Tabela 3. Parâmetros do semivariograma experimental em cincoperíodos amostrais da umidade do solo em Campinas-SP

	Umidade do Solo (%)						
Parâmetro	16/07/2010	27/07/2010	12/08/2010	14/09/2010	22/09/2010		
Modelo	Exponencial	Exponencial	Exponencial	Exponencial			
C_0	18	7.09	2.75	1.3			
$C_0 + C_1$	25.42	14.19	3.47	2.1	EPP		
a (m)	35	80	30	45			
GD (%)	71%	50%	79%	62%			

GD-Grau de dependência espacial; EPP-efeito pepita puro

É observado a Tabela 3, o grau de dependência espacial para o conteúdo de água no solo (GD), descrito por Cambardella *et al.*, (1994), de acordo com os resultados o GD foi desde de moderado (25-75) a fraco (> 75%). Estes resultados também foi encontrado por Siqueira *et al.* (2008), estudando a variabilidade espacial do armazenamento e perda de água pelo solo cultivado com mamona (*Ricinus cummunis* L.), em semeadura direta na mesma área de estudo.

A ausência de dependência espacial no dia 22/09/2010 foi verificada pela inexistência do patamar (C₀ + C₁) no semivariograma, ocorrendo o que se denomina efeito pepita puro, segundo Vieira (2000), impossibilitando, portanto, o ajuste de um modelo ao semivariograma.

Ainda a Tabela 3, é observado maior alcance para o dia 27/07/2010 sendo de 80 cm e o menor para o evento do dia 12/08/2011 (30 cm). Diante desta análise recomenda que a grade de amostragem seja ampliada com a finalidade de uma distância maior reduzindo assim, o custo do monitoramento da umidade do solo. Segundo Osvaldo *et al.* (2009), este parâmetro é importante para a interpretação dos semivariogramas, por indicar a distância até onde os pontos amostrais estão correlacionados entre si mesmo.

Verifica-se a Tabela 4, os valores dos coeficientes de correlação do conteúdo de água do solo entre eles, a produção de triticale e massa seca. Pelos dados apresentados, os coeficientes de correlação em todos os períodos foram muito baixos, com exceção para palha e triticale apresentando uma boa correlação com r 0,75.

Pode constatar coeficientes com r negativos para as datas 27/07, 12/08 e 14/09/2010 (Tabela 4), tal fato se explica pelo baixo teor de água no solo e alto processo evaporativo da cultura. Resultados semelhantes foram obtidos por Rocha *et al.*, (2005), estudando estabilidade temporal da armazenagem de água em um Latossolo Amarelo cultivado com citros. Verificou baixa correlação nos períodos de secagem na redução da estabilidade por conta do processo evaporativo.

Tabela 4. Matriz de correlação linear para as leituras de umidade do solo em Campinas (SP)

	16/07/10	27/07/10	12/08/10	14/09/10	22/09/10	Triticale	Palha
16/07/10	1						
27/07/10	0.181	1					
12/08/10	0.037	0.169	1				
14/09/10	0.153	0.06	0.214	1			
22/09/10	0.185	0.044	-0.076	-0.071	1		
Triticale	0.022	-0.032	0.075	-0.093	0.077	1	
Palha	0.031	-0.127	0.007	-0.04	0.038	0.752	1

É observado a Figura 4, a diferença relativa média (DRM) e o desvio padrão do conteúdo de água no solo (%) para o período de estudo. Segundo Vachaud *et al.* (1985) o cálculo da diferença relativa e seus respectivos padrão, possibilitam identificar os pontos cujos valores estejam próximos da média real e possam ser utilizados como referência amostral.



Figura 4. Diferença relativa média intertemporal e desvio-padrão temporal para a umidade do solo em Campinas-SP

Desta maneira, os pontos 33 e 285 com respectivos valores de diferença relativa média (0.0034 e -0.0014%) e desvio padrão (9 e 10%), foram considerados os pontos estáveis para o conteúdo de água no solo, por apresentar diferença relativa média mais próxima a zero e menor desvio-padrão. Assim, a identificação destes pontos estáveis poderá fornecer informações sobre a média real do conteúdo de água no solo, redução do número de amostras necessárias e do custo de execução do esforço amostral para o planejamento de sistema de uso e manejo de água na agricultura (Figura 4).

Sendo afirmado por Souza *et al.*, (2011); Moreti el al., (2007) na escolha do local para futuras amostragens, cujos valores sejam confiáveis e representativos, deve apresentar uma diferença relativa média igual ou muito próxima a zero e estar associada ao menor desvio-padrão.

Na figura supracitada, verificou-se a presença de alguns pontos que subestimaram a média real do campo (DRM < 0), enquanto que outros a superestimaram (DRM > 0) independente do tempo de observação. Tais resultados também foram obtidos por Rocha *et al.* (2005).

Vários pesquisadores vêm estudando a estabilidade temporal do conteúdo de água no solo com a finalidade de encontrar os locais que possam representar à média da umidade durante o tempo em toda área de estudo. Rocha *et al.* (2005) estudando a estabilidade temporal da distribuição espacial da armazenagem de água em um solo cultivado com citros em Piracicaba (SP), em duas transeções com 40 pontos de amostragem durante dois anos de estudo identificaram um ponto representativo da média de todo estudo e identificaram-se pontos que apresentaram maior e menor armazenamento de água para a estação chuvosa e seca.

Melo Filho e Libardi (2005) avaliando a umidade do solo e potencial matricial em um Latossolo Vermelho em Piracicaba (SP) ao longo de um transepto com 50 pontos de amostragem e compreendendo 12 eventos de medição. Eles identificaram locais representativos para as variáveis, reduzindo o número de amostras e os custos associados ao monitoramento.

Ávila *et al.*, (2010) estudando a estabilidade temporal do conteúdo de água no solo ao longo do tempo, em três condiçoes de uso do solo na região da Serra da Mantiqueira (MG), os autores observaram que os pontos para posterior monitoramento, diferiram-se em relação aos períodos seco e chuvoso, além de verificar diferenças da estabilidade temporal em função do uso do solo. Foi possível identificaram dois pontos estáveis para estação chuvosa e estiagem na área de mata Atlântica e vegetação e um correspondente a todo período de estudo na área de pastagem.

Vieira *et al.*, (2010), num estudo semelhante, observaram variações no intervalo entre amostras para caracterização da variabilidade espacial e da estabilidade temporal do conteúdo de água no solo como função do seu uso.

Souza *et al.*, (2011) avaliando o comportamento da umidade do solo, espacial temporalmente, em um lote piloto com cenoura irrigada (PE), em uma malha de amostragem 5 x 5 m nas profundidades de 20 e 40 cm

totalizando 110 pontos de amostragem. Identificaram pontos no espaço amostral que representam a media da umidade do solo com elevado grau de confiabilidade e baixa incerteza ao longo do ciclo.

Analisando os resultados do conteúdo de água no solo para todas as datas de amostragem, verificou-se que a diferença relativa média não foi superior a 49%. Isto indica que para a área de estudo o conteúdo de água no solo apresenta uma variabilidade espacial acentuada. Diferenças relativas nesta ordem de grandeza foram obtidas por Ávila *et al.*, (2011) se reporta a valores de diferença relativa menores 30% no inverno e primavera e 60% no outono.

Do ponto de vista científico, a técnica proposta por Vachaud *et al.*, (1985) realmente consegue obter resultados satisfatórios, pois identifica as posições no campo que melhor representam à média da umidade durante o tempo, trazendo redução do número de amostras necessárias para estimar uma média representativa com elevada exatidão e esforço amostral.

É verificado a Figura 6, os mapas de isolinhas da distribuição espacial do conteúdo de água no solo, para as datas de amostragem agrupados numa escala de cinco classes. Para o dia 16/07/2010 apresentou os maiores teores de água no solo, uma vez que, para as datas dos dias 27/07/2010, 12/08/2010 e 14/09/2010 constatou-se menores teores de água no solo e semelhança entre a distibuição de água no solo.

Fato pode ser explicado pelo primeiro dia ter sido influenciado pelo acumulo de água no solo pelas ocorrência das precipitações antecedentes e as demais datas por fazerem parte do período de estiagem da região, devido ao processo de secagem do solo e sobretudo pela evapotranspiração da cultura. Estas informações pode ser verificadas nos valores médios de água do solo (Tabela 1) e nos mapas de isolinhas (Figura 6).



Fig. 6. Mapas de isolinhas para os cinco períodos amostrais da umidade do solo em Campinas-SP

Analisando os mapas de isolinhas do conteúdo de água no solo para todas as datas de amostragem (Figura 6), nota-se determinado padrão de similaridade entre as datas de amostragem os quais maiores teores de água no solo estão apresentados na parte inferior do lado direita da área, com exceção do dia 16/07/2010, as quais os maiores teores de água encontram-se na parte superior esquerda da área. Esta similaridade na distribuição do conteúdo de água no solo é um indicativo da confirmação da dependência temporal do conteúdo de água no solo na área de estudo.

Segundo Silva *et al.*, (2008), Os mapas de isolinhas são de grande importância, na identificação das regiões com baixa umidade, e daí verificar a necessidade da irrigação ou a existência de uma possível "zona de manejo específico do solo".

4.- Conclusões

As datas de amostragem apresentaram distribuição normal e índice de dependência espacial moderado a fraco. A técnica da estabilidade temporal foi capaz de identificar dois pontos estáveis (33 e 285) que representassem a média do conteúdo de água no solo durante todo tempo. Os resultados obtidos servem de auxílio para pesquisas futuras, principalmente nas medições do conteúdo de água no solo para o conhecimento das condições do teor de água no solo, no manejo da água, do solo e das culturas.

Agradecimientos. A FAPESP – Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo pela concessão de bolsa Pós-Doutorado ao primeiro autor e pelo financiamento do projeto. À FAPEMA – Fundação de Amparo à Pesquisa e ao Desenvolvimento Científico e Tecnológico do Maranhão (Projetos APCINTER 02587/14, BEPP 01301/15 e APEC 01697/15)

5.- Referências

- Ávila, L.F. Padrão espaço-temporal da umidade volumétrica do solo em uma bacia hidrográfica com predominância de latossolos. 2011. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 35, 1801-1810.
- Avilá, L. F. 2010. Estabilidade temporal do conteúdo de água em três condições de uso do solo, em uma bacia hidrográfica da região da Serra da Mantiqueira, MG. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 34, 2001-2009.
- Brocca, L. 2007 Soil moisture spatial variability in experimental areas of central Italy. *J. Hydrol*, 333, 356-373.
- Cambardella, C.A. 1994. Field scale variability of soil properties in central Iowa soil. *Soil Science of America Journal*, 47, 1501-1511.
- Campos, H. 1983. *Estatística experimental não-paramétrica*. 4 ed. Piracicaba: ESALQ, Departamento de Matemática e Estatística, 349.
- Camargo, O.A., Moniz, A.C; Jorge, J.A.; Valadares, J.M.A.S. 1986. Métodos de análise química, mineralógica e física de solos do Instituto Agronômico de Campinas. Campinas: Instituto Agronômico, 94. (Boletim Técnico, 106).
- Corrêa, A. N. 2009. Variabilidade espacial de atributos físicos do solo e seus efeitos sobre a produtividade do trigo. *Revista Ciências Agrárias*, v. 30: 81-94.
- EMBRAPA. 2006. Sistema brasileiro de classificação de solos. Brasilia: EMBRAPA-CNPS, 412.
- FAO. 1994. Soil Map of the World. Revised Legend. Rome: FAO.
- GOLDEN SOFTWARE. 2009. Surfer: User's Guide (Versión 9.2). Golden, CO, EEUU, 679.
- Gomes, F.P. 1990. A estatística moderna na pesquisa agropecuária. Piracicaba, POTAFÓS, 160.
- Kachanoski, R.G., De Jong, E. 1988. Scale dependence and the temporal persistence of spatial patterns of soil water storage. *Water Res. Res.*, 24, 85-91.

- Ortolani, A.A.; Camargo, M.B.P.; Pedro Jünior, M.J. 1995. Normais climatológicas dos postos meteorológicos do Instituto Agronômico. 1. Centro Experimental de Campinas. Campinas: Instituto Agronômico, 13. (Boletim Técnico, 155).
- Melo Filho, J.F., Libardi, P.L. 2005. Estabilidade temporal de medidas do teor e do potencial mátrico da água no solo em uma transeção. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 29, 497-506.
- Mello, C.R. 2011. Spatial distribution of top soil water content in an experimental catchment of Southeast Brazil. *Sci. Agric.*, 68, 265-393.
- Moreti, D. 2007. Avaliação espaço-temporal das armazenagens gravimétrica e volumétrica da água num Latossolo com citros. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 31, 1281-1290.
- Rocha, G.C. 2005. Estabilidade temporal da distribuic, ão espacial da armazenagem de água em um solo cultivado com citrus. *Revista. Brasileira de Ciância do.Solo*, 24, 41-50.
- Santos, T.E. 2010. Temporal variability of soil water content under different surface conditions in the semiarid region of the Pernambuco State. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 34, 1733-1741.
- Siqueira, G.M. 2008. Variabilidade espacial do armazenamento e perda média diária de água pelo solo no sistema de semeadura direta em Campinas, SP. *Bragantia*, 67, 213-223.
- STATSOFT, Inc. 2004. STATISTICA (data analysis software system), version 7. www.statsoft.com.
- Souza, E.R. 2011. Temporal stability of soil moisture in irrigated carrot crops in Northeast Brazil. Agric. Agricultural Water Management, 99, 6-32.
- Souza, E. R. 2008. Variabilidade espacial da umidade do solo em Neossolo flúvico. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 13, 177-187.
- Vachaud, G. 1985. Temporal stability of spatially measured soil water probability density function. *Soil Science Society of America Journal*, 49, 822-827.
- Van Wesenbeeck, I.J.; Kachanoski, R.G.; Rolston, D.E. 1988. Temporal persistence of spatial patterns of soil water content in the tilled layer under a corn crop. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 52, 934-941.
- Vieira, S.R. 2002. Handbook for geoestatistical analysis of variability in soil and climate data. In: Alvarez, V.V.H.; Schaefer, C.E.G.R.; Barros, N.F.; Mello, J.W.V.; Costa, J.M. Tópicos em Ciência do Solo. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2, 1-45.
- Vieira, S.R. 2000. Geoestatística em estudos de variabilidade espacial do solo. In: Novais, R.F.; Alvarez V., V.H. & Schaefer, G.R., eds. Tópicos em ciência do solo. Viçosa, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1, 1-54.
- Vieira, S.R. 2010. Variabilidade espacial e temporal do teor de água do solo sob duas formas de uso. *Bragantia*, 69, 181-190.

NUEVAS TÉCNICAS PARA DETERMINAR EL CONTENIDO DE HUMEDAD EN MUESTRAS DE SUELO

M. Fontanet¹, G. Rodrigo¹, F. Ferrer¹, M.J. Escoriuhela², X. Petit³

¹ LabFerrer. C/Ferran Catòlic, 3. 25200 Cervera. info@lab-ferrer.com

² isardSAT. C/Marie Curie, 8. 08042 Barcelona. <u>mj.escorihuela@isardsat.cat</u>

³ ASG. C/Mas d'en Colom, 14. 25300. Tàrrega. <u>xpetit@aigues-asg.es</u>

RESUMEN. La determinación del contenido de humedad en muestras de suelo (ω , % peso) con exactitud, precisión y en poco tiempo, es muy importante en estudios de la Zona No Saturada del suelo y para la expresión de otros valores de propiedades físico - químicas del suelo. Hasta el día de hoy, para determinar ω, se utiliza el método de Pérdida de Peso por Desecación (PPD), que requiere de tiempo y recursos humanos, además con lleva cierta incertidumbre en los valores de ω . En este trabajo se ha utilizado el nuevo analizador de humedad TrueDry CV9 (Decagon Devices Inc.) que permite conocer ω y la Curva de Pérdida de Peso (CPP) de hasta 9 muestras de forma automática y simultánea. Se ha utilizado el método convencional de PPD y el nuevo analizador de humedad TrueDry CV9 para determinar ω en un total de 34 muestras de suelo, para de esta forma comparar ambos métodos.

ABSTRACT. Measuring the gravimetric water content of soil samples (ω % weight) with accuracy, precision and in short time is very important in any study and expression of values physical and chemical properties. Nowadays, to determine ω , the method used is the thermogravimetric method (PPD) (Black, 1965), which requires time and human resources, and add some uncertainty with the ω values. This paper presents new moisture analyzer TrueDRY CV9 (Decagon Devices Inc.) that allows knowing the ω value and the weight loss curve (CPP) of up to 9 samples automatically and simultaneously. We have used the conventional method of PPD and the new moisture analyzer to determine ω of 34 soil samples, with the aim to compare both methods.

1.- Introducción

El contenido de humedad en muestras de suelo (ω , % peso), es el valor de referencia de la humedad del suelo. Es importante para validar métodos indirectos de medida, evaluar el balance de agua del suelo, conocer procesos relacionados con el movimiento de agua y el transporte de solutos y finalmente, es imprescindible si se quiere realizar un buen manejo del riego en parcelas de cultivo.

Para determinar ω , normalmente se utiliza el método de PPD (Black, 1964) que consiste en secar la muestra en la estufa hasta que llegue a peso constante. Para utilizar este método, se requiere de recursos humanos, de energía y tiempo, hecho que encarece el método. Recientemente se ha empezado a comercializarse, el analizador de humedad TrueDry CV9 (Decagon Devices Inc. Pullman, WA, USA) que permite determinar ω de muestras de suelo (entre otros medios porosos) en menos de 60 minutos y hasta 9 muestras de forma simultánea.

2.- Materiales y métodos

El analizador TrueDry CV9 inyecta aire caliente y seco a 1% de Humedad Relativa. Además del dato de ω , también proporciona la Curva de Pérdida de Peso (CPP) que es de gran ayuda para interpretar cómo se encuentra el agua en las muestras de suelo.

Se ha determinado el valor de ω con el método de PPD y con el analizador TrueDry CV9. Se han analizado un total de 34 muestras de suelo procedentes de una única parcela de cultivo agrícola en el municipio de la Foradada (Noguera, Lleida). La parcela se divide en 6 sectores de riego. La textura del suelo se puede determinar que es uniforme en toda la parcela después de haber realizado un estudio de suelos previo. Existe mayor pedregosidad en la parte sur de la parcela, que corresponde a los sectores de riego 4, 3, 2 y 1. No hay presencia de yesos y el contenido en piedras es mayor en la zona sur de la parcela.

Se ha realizado una repetición en cada una de las medidas hechas en ambos métodos.

Este diseño experimental de muestreo del suelo, corresponde a la parte de validación de modelos de otro estudio de investigación.

2.1.- Distribución y toma de muestras

La parcela donde se han tomado las 34 muestras de suelo está subdividida por 6 sectores de riego. En cada subsector se han tomado de 4 a 8 muestras en función del área de cada sector. Todas las muestras han sido tomadas en los primeros 5 cm de la superficie del suelo. La separación máxima entre los puntos de muestreo fue de 120 m. En la Figura 1 se puede observar la distribución de los 34 puntos de muestreo dentro de esta parcela cultivo.



Fig. 1. Distribución de los 34 puntos de muestreo en la parcela de estudio con su número identificativo. El primer número de cada punto corresponde al sector al que pertenece y el segundo, el número de muestra de cada sector.

Se ha tomado, aproximadamente, 100 g de muestra alterada en cada punto y se han dejado equilibrar dentro de un recipiente estanco durante 16 horas.

2.2.- Determinación de la humedad

Para utilizar el método de PPD, las muestras han sido pesadas inicialmente e introducidas en la estufa a una temperatura de 105 °C durante 24 horas. El error de pesada de la balanza es de 0,01 g. Pasadas las 24 horas, se han retirado de la estufa y se ha calculado el valor de ω , sobre peso seco, según la fórmula de la Figura 2.

$$w(\%) = \frac{\mathbf{Ph} - \mathbf{Ps}}{\mathbf{Ps} - \mathbf{Pc}} \quad 100$$

Fig. 2. Fórmula para calcular el valor de ω con el método de PPD. Dónde Ph; es el peso del contenedor con la muestra húmeda, Ps; el peso del contenedor vacío.

En el ensayo con el analizador TrueDry CV9, se ha configurado el ensayo para que seque las muestras a una temperatura de 105°C y que las medidas de peso tengan una tolerancia de 0,01 g.

3.- Resultados

Se han determinado los valores de ω de las 34 muestras de suelo con ambos métodos. En la Tabla 1 hay representados los valores determinados de ω con el analizador TrueDry CV9, con el método de PPD y la diferencia de valores en valor absoluto.

Tabla 1. Resultados de los valores de ω con el método PPD, con el analizador TrueDry CV9, y la diferencia entre ambos en valor absoluto. Los resultados están ordenados de mayor a menor diferencia de error entre ambos métodos.

Id Muestra	ω (%) PPD	ω (%) True Dry CV9	Dif. (%)	
2.2	6,57	8,16	1,58	
6.8	8,66	7,4	1,26	
2.3	8,11	9,22	1,11	
3.4	8,32	9,42	1,11	
3.1	10,32	11,4	1,09	
1.2	15,74	15,06	0,67	
5.4	6,25	5,59	0,66	
5.6	8,96	9,6	0,63	
4.2	9,61	10,22	0,61	
4.4	7,62	8,23	0,61	
3.5	9,53	9,01	0,52	
4.5	4,2	4,72	0,52	
6.6	6,61	6,13	0,48	
1.1	11,91	11,49	0,43	
5.2	5,27	5,67	0,4	
3.3	9,2	9,58	0,38	
5.3	9,35	9,01	0,35	
3.2	11,19	10,89	0,31	
6.5	7,9	7,6	0,3	
6.4	8,95	8,65	0,3	
5.8	7,01	7,29	0,27	
2.4	5,45	5,21	0,24	
2.1	8,9	8,67	0,23	
5.1	5,13	5,34	0,22	
4.3	9,04	8,84	0,2	
6.1	6,52	6,72	0,2	
1.3	10,71	10,87	0,16	
6.2	5,07	4,94	0,12	
6.7	9,3	9,2	0,11	
5.7	9,98	9,89	0,1	
4.1	6,15	6,07	0,08	
6.3	17,15	17,1	0,05	
1.4	11,11	11,1	0,01	

También se han generado las CPP con el analizador TrueDry CV9. La Figura 3, representa dos CPP de dos muestras de suelo de los sectores 5.7 y 6.2. El tiempo máximo requerido para determinar ω y por lo tanto la CPP ha sido de 0,5 horas.



Fig. 3. CPP de dos muestras de suelo de dos sectores distintos (sectores 5 y 6).

4.- Discusión

Se han comparado los datos de ω generados por ambos métodos para validar el analizador TrueDry CV9. El 84% de las muestras de suelo analizadas, tienen una diferencia igual o menor de ω del 0,7 %, mientras que el 16% la diferencia es superior al 0,7%.

Por lo que hace a las dos CPP generadas, su distinta morfología se relaciona en que la humedad de inicio de las dos muestras, es distinta. Por lo tanto, la muestra 5.7 (con ω inicial de 5966,13 mg), ha requerido de menos tiempo para llegar al peso constante, mientras que la muestra 6.2 (con ω inicial de 4964,53 mg), ha requerido de más minutos para llegar al peso constante.

En el siguiente gráfico se puede observar que los valores de ω de ambos métodos tienen una relación de 1:1 con un coeficiente de correlación de 0.9544.



5.- Conclusiones

Se ha demostrado que el analizador de humedad TrueDry CV9 es capaz de determinar los valores de ω y las CPP con precisión. A diferencia del método de PPD, el analizador TrueDry CV9 ahorra tiempo al usuario, ya que determina ω y CPP de 9 muestras en un tiempo máxima de 1,5 horas, ahorra energía, ya que el tiempo de secado es menor y elimina errores humanos ya que seca y pesa de forma automática.

Agradecimientos. Agradecer a la empresa de ASG por ceder la parcela de cultivo para tomar las muestras y a IsardSat, para ceder los datos de gravimetría.

6.- Bibliografía

Black C.A., 1965. "Methods of Soil Analysis: Part I Physical and mineralogical properties". American Society of Agronomy. Madison. Wisconsin. USA.

Área temática III

Recarga e interacción entre atmósfera, suelo y acuífero

EVALUATING A SPATIAL SOIL WATER BALANCE MODEL UNDER MEDITERRANEAN CLIMATE AND INTERACTION WITH SOIL FORMATION

A. Román Sánchez¹, J. Vicente Giráldez^{1,2} and T. Vanwalleghem¹

¹ Dpto. of Agronomy, University of Córdoba, Ctra Madrid km 396, Córdoba, Spain <u>092rosaa@uco.es</u>, <u>ag1gicej@uco.es</u>, <u>ag2vavat@uco.es</u>
 ² Institute of Sustainable Agriculture. CSIC, Alameda del Obispo, Córdoba, Spain.

ABSTRACT. Influence of the Mediterranean climate, relief and geology can shed light on the most important processes that affect the mechanisms and rate of bedrock weathering. This study presents a new spatially explicit model of soil water and temperature dynamics to explain the processes in soil formation. Several profiles along a catena located in Sierra Morena, Cordoba, S Spain.

This model also remarked the importance of soil water flow at different topographical positions, and other geomorphological processes on soil formation over longterm time scales.

RESUMEN. La influencia del clima mediterráneo, el relieve y la geología pueden aclarar los procesos más importantes que afectan a los mecanismos de meteorización de la roca madre y sus respectivas intensidades. Este estudio presenta un nuevo modelo espacial que evalúa la dinámica del agua del suelo y la temperatura para explicar los procesos de formación del suelo. En el área de estudio, situada en Sierra Morena, Córdoba, S España, se han analizado varios perfiles a lo largo de una catena.

Este modelo también permite evaluar la importancia del flujo de agua en el suelo en diferentes posiciones topográficas y otros procesos geomorfológicos en la formación del suelo a largo plazo.

1.- Introducción

It is well known that soil formation depends on factors such as bedrock, climate, relief, vegetation and time, of which hydrology and relief control strongly the spatial distribution of soil patterns within a catchment. However, despite the great effort dedicated to these processes, little is known about the quantitative relationship between geomorphological processes and soil formation, especially on long timescales. This work presents preliminary results of a larger study on soil forming processes in the South Central Sierra Morena area of SW Spain, Figure 1, where also shows the location of the study area with the soil pits along a typical catena. The soils formed on partially decomposed granite rock, show considerable differences in development stage, depending on the position in the catena. Current available soil formation models range from

simple mass-balance schemes, MILESD (Vanwalleghem et al., 2013), to more complex systems models that include the dynamics of soil water and chemical processes,

SoilGen (Finke *et al.*, 2013). LORICA (Arnaud *et al.* 2015) is a model that includes similar soil formation processes than MILESD, but considers more layers in the soil and the dynamic adaptation of the number of layer as a function of the soil profile's heterogeneity.

While the latter models have successfully described soil profile development, they are computationally demanding, and, therefore, difficult to apply at the landscape scale. The former models however, are too simple to include a closer representation of soil water and chemistry.



Fig. 1. Location of the study area and scheme of the catena

Therefore, this study proposes a long-term soil evolution spatially explicit model based on a simple soil water balance. The model uses as input data daily variations of temperature and rainfall. Usually paleoclimate data are available at the yearly or seasonal time scale only.

The objectives of this work are (i) to analyse and generate daily paleoclimate input data for the last 25.000 years (ii) to evaluate trends in soil moisture, deep percolation and infiltration and relate these with topographical variables like aspect, slope and to compare for different topographical positions along a catena, the importance of water and energy fluxes, erosion and soil formation. Román Sánchez et al. Evaluating a spatial soil water balance model under Mediterranean climate...

2. Materials and Methods

2.1. Calibration with present-day data

The available daily rainfall, and maximum, average, and minimum temperatures taken from the Cordoba weather station (AEMET: 1959-2011) were used for the calibration of the weather generator.



Fig. 2. Calibration of input parameters for the paleoclimate weather generation. P(w/w) and P(w/d) stand, respectively, for the probability of a rainy day occurring either after another rainy, or rainless, day.

2.2. Generation of palaeoclimate data

Originally, a random Monte Carlo approach was tested for generating temperature and rainfall, based on their respective probability distribution functions as suggested by Laio *et al.* (2001). However, problems with the phase angle distortion between rainfall and temperature data recommended the adoption of a Markovian scheme suggested by Matalas (1967), and incorporated by Richardson in his WGEN model (1981). The applicability of this model has been proved by several authors (*e.g.* Semenov *et al.*, 1998). The WGEN model calibrated for Córdoba, was coupled with rainfall and temperature anomalies presented by Combourieu Nebout *et al.* (2009) for a period of 25 000 years based on marine pollen records (Figure 3). The combined model was applied to the reconstruction of daily temperature and rainfall.



Fig. 3. Annual temperature and precipitation anomalies for a 25000 years period.

2.2.1. Estimation of potential evapotranspiration

To complete the water budget, the evapotranspiration rate, *ep*, for the study area was computed with the Hargreaves and Samani (1985) model. Potential evapotranspiration follows a sine-like trend.

2.2.2. Soil water balance model

The evolution of soil moisture is described with a simple model based on the scheme of Thornthwaite and Mather (Steenhuis and van der Molen, 1986) for the first order soil evaporation decay rate, and the treatment of the infiltration and percolation processes proposed by Brocca et al. (2008). In the latter model the infiltration rate, f(t), is equal to the rainfall rate corrected by a coefficient depending on the ratio between the actual soil moisture in the profile, W(t), (3) and its maximum value, W_{max} , or cc, wetness, with an exponent m that indicates the non-linearity of the process. The percolation rate, g(t), is equivalent to the value of the hydraulic conductivity, k_s , for the actual moisture content, assuming a unit hydraulic gradient, λ is the pore size distribution index linked to the structure of the soil layer and using the Brooks and Corey exponential function. In this case the flow is assumed to be gravity driven, with drainage consisting of deep percolation.

The actual evaporation rate, ev, is after the correction of ep with a factor, cu

$$ev = ep^*cu$$
 (1)

The water loss through evapotranspiration according to Thornthwaite and Mather is modified by the cumulative water loss, *Ph*, a time proxy

$$Ph(t) = Ph(t - \Delta t) + \Sigma ev - \Sigma p \tag{2}$$

The moisture in the profile, W, is expressed as a function of cumulative water loss

$$W(t) = cc * e^{-Ph(t)/cc}$$
(3)

The percolation rate is

$$g(t) = ks \left(\frac{W(t)}{Wmax}\right)^{3+(2/\lambda)}$$
(4)

Finally the infiltration rate is

$$f(t) = p(t) \left\{ 1 - \left(\frac{W(t)}{Wmax}\right)^m \right\}$$
(5)

To include the effect of the relief on the profiles along the catena, (1) plateau, (2) hillslope and (3) valley bottom, the profiles are linked by transferring runoff (q), from the higher to the lower-lying profiles as runoff.

2.3. Calibration with observed runoff

To validate the model, historic runoff data from automatic hydrological information service, SAIH, of the Guadalquivir water district (1989-2011) will be used. Thereby, the model will be calibrated for our study area with a Mediterranean climate.

3. Results

The output of the model is a water balance dependent of the effect of the relief and the soil properties in the study area.

3.1. Water balance

Figure 4, shows the water balance in one of the three profiles, in this case profile 1 at the plateau.



Fig. 4. Water balance in profile 1, at the plateau.

The relation between profile soil moisture, W(t), runoff (q), precipitation (p) and potential evaporation (ep) for one model year is plotted in Figure 4.

This figure shows how the rain peaks quickly induce runoff maxima, once other water detention stores, as canopies, soil and surface depressions, are filled up. Interception on the vegetation and surface retention in pools, reduce the influence of the catchment contributing to the discharge at the runoff. The stored soil moisture reaches its maximum value, 100 mm in this case, during the winter months. After the first winter events there is usually a low rain period, but it disappears after a few weeks. The most frequent rains occur in spring and autumn. Some convective rains can appear in summer. There is a strong seasonal trend, as it can be expected in Mediterranean climate, with minimum values during summer.

During the winter rainy season, major runoff and percolation events occur. The computed cumulative percolation during one year appears in Figure 5.



Fig. 5. Profile 1, 2, and 3, percolation accumulated throughout the year.

There is an evident relationship between the depth of each profile, its elevation, and the percolation volume. The plateau profile is more developed than the hillslope and valley bottom profile, although it is the shallowest.

The figures 6 and 7 represent the average soil moisture content and infiltration rate at the watershed. Light areas indicate greater average soil moisture contents and infiltration rates in the valleys and streams, what coincide with field observations.



Fig. 6. Average soil moisture in the watershed

Infiltration High : 16.888 Low : 0



Fig. 7. Infiltration rates in the watershed. The higher values correspond to the plateau and watercourses

4. Conclusions

Simple models are useful tools to simulate seasonal water balance fluctuations, which are thought critical controls on soil formation in Mediterranean areas. The results of this model are oriented to calculate the water balance at the landscape scale and as the results show, large differences were found in the analysis of the different profiles. This model compares for different topographical positions the importance of water and energy fluxes, erosion and soil formation and incorporates in a simple way their interactions quantitatively. It is an efficient model; it can generate daily data along 1000 years in one hour.

Future work will now focus on to calibrate the model with observed runoff data in the study area and to introduce parameters that have influence on the weathering bedrock processes in order to generate a model of long timescales of soil formation and landscape-scale (25,000 years).

Acknowledgements. This study was funded by the research project AGL2012-40128-C03-02. Andrea Román is funded by predoctoral Fellowship Programme, Spanish Ministry of Science. Tom Vanwalleghem acknowledges funding by the Ramón y Cajal Fellowship Programme, Spanish Ministry of Science.

5. References

- Brocca L., Melone F., Moramarco T. 2008. On the estimation of antecedent wetness conditions in rainfall-runoff modelling. Hydrological Processes 22, 629-642.
- Combourieu-Nebout, N., Peyron, O., Dormoy, I., Desprat, S., Beaudouin, C., Kotthoff, U., Marret, F. 2009. Rapid climatic variability in the west Mediterranean during the last 25 000 years from high resolution pollen data. EGU. Climate of the Past 5: 503-521.
- Finke P.A., Vanwalleghem T., Opolot E., Poesen J., Deckers J. 2013. Estimating the effect of tree uprooting on variation of soil horizon depth by confronting pedogenetic simulations to measurements in a Belgian loess area. Journal of Geophysical Research, Earth Surface. 118:2124-2139.
- Hargreaves, G.H., Samani, Z.A., 1985. Reference crop evapotranspiration from temperature. Applied Enineering. Agriculture, 1: 96-99.
- Laio F., Porporato A., Ridolfi L., Rodriguez-Iturbe I. 2001. Plants in water-controlled ecosystems:active role in hydrologic processes and response to water stress. II Probabilistic soil moisture dynamics. Advances in Water Resources, 24:707-723.
- Matalas, N.C. 1967. Mathematical assessment of synthetic hydrology. Water Resources Research. 3:937, 945.
- Richardson, C.W. 1981. Stochastic simulation of daily precipitation, temperature, and solar radiation. Water Resources. Research. 17:182-190.
- Semenov, M.A., Brooks, R.J., Barrow, E.I., Richardson, C. W. 1998. Comparison of the WGEN and LARS-WG stochastic weather generators for diverse climates. Climate Research. 10:95-107.
- Steenhuis, T.S., van der Molen, W.H. 1986. The Thornthwaite-Mather procedure as a simple engineering method to predict recharge. Journal of. Hydrology. 84:221-229.
- Vanwalleghem, T., Stockmann U, Minasny B. and McBratney A.B. 2013 A quantitative model for integrating landscape evolution and soil formation. Journal of Geophysical Research, Earth Surface 118:331-347.

CHANGES IN EVAPORATION FLUXES FROM SHALLOW GROUNDWATER DUE TO DIFFERENT SODIUM ADSORPTION RATIOS IN SALINE SOILS

V. Fierro C.¹, F. Suárez¹ y J.F. Muñoz¹

¹ Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental, Escuela de Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile, Vicuña Mackenna 4860, Santiago, Chile. e-mail: <u>vbfierro@uc.cl</u>, <u>fsuarez@ing.puc.cl</u>, <u>jfmunoz@ing.puc.cl</u>.

RESUMEN. En zonas áridas, donde predominan los suelos salinos, la evaporación desde acuíferos someros puede ser uno de los componentes principales del balance hídrico. La evaporación en suelos salinos acopla movimiento de solutos, calor, agua líquida y vapor, y depende de la humedad del suelo. En este trabajo se evalúa experimentalmente el efecto de la relación de adsorción de sodio (RAS) sobre las propiedades hidráulicas de un suelo, para luego estudiar mediante experimentos numéricos el efecto de la RAS sobre la evaporación en un perfil de suelo con distintos valores de RAS. La modelación numérica fue realizada usando el software HYDRUS-1D. Un aumento en el RAS, para el suelo en estudio, aumenta la capacidad de retención de agua del suelo y su evaporación acumulada. Además, los flujos de evaporación producen un aumento de las concentraciones de sales hacia la zona cercana a la superficie, cambiando la capacidad de retención de agua del suelo en esa zona. Así, para una correcta simulación de la evaporación en suelos salinos, es necesario incorporar el cambio en las concentraciones de sales y su efecto en la curva de retención del suelo. Nótese que en ausencia de comparación directa de los resultados de las simulaciones con medidas directas no hay posibilidad de asegurar que los resultados son correctos. En especial debido al alto número de parámetros que se utilizan en el análisis.

ABSTRACT. Saline soils are common in arid zones, where evaporation from shallow groundwater, when present, can be one of the main components of the water balance. Evaporation from saline soils is a complex process that couples the movement of salts, heat, liquid water and water vapor, and strongly depends on the soil water content. In this research, the effect of sodium adsorption ratio (SAR) on soil hvdraulic properties was evaluated experimentally. HYDRUS-1D was then used to represent the movement of liquid water and water vapor in a saline soil profile. To determine the effect of SAR on evaporation fluxes, soil profiles with different SAR were used in numerical simulations. It was found that for higher sodium concentrations, the soil increase its water retention capacity, increasing the cumulative evaporation. Also, it was found that evaporation fluxes increase salt concentration in the region near the soil surface, changing the soil's water retention capacity in those zones. Then, the movement of salts causes differences in evaporation fluxes. It is thus necessary to incorporate salt precipitation/dissolution and its effects on the retention curve to correctly simulate evaporation in saline soils. Note that these results still have to be validated with experiments to assure the correctness of the outcomes of this

investigation. Especially because of the large number of parameters that are required for the analysis.

1.- Introduction

Arid zones cover more than 40% of the earth surface (Salas, 2000). In closed basins, evaporation is the main water discharge from the aquifer (Saito *et al.*, 2006, Shah *et al.*, 2007). Thus, to estimate the water balance in these zones, a correct quantification of the evaporation fluxes is necessary.

Evaporation from bare soils in absence of salts has been widely studied (Boulet *et al.*, 1997; Bittelli *et al.*, 2008). It is a complex process that couples water and vapor flow, and heat transport (Kondo *et al.*, 1990; Bittelli *et al.*, 2008). Evaporation requires three conditions to occur within a soil system: 1) an energy supply; 2) a vapor pressure gradient in the atmosphere-soil interface; and 3) water availability from the ground (Qiu and Ben-Asher, 2010).

Evaporation rates depend on soil saturation and three stages of evaporation can be identified (Gardner and Hillel, 1962; Idso et al., 1974). The first stage occurs when the soil is saturated, where the evaporation rate is large and near to the potential evaporation. In this stage, the evaporation rate is controlled by atmospheric conditions such as air temperature, solar radiation, wind speed and relative humidity (Penman, 1948). When the soil is unsaturated, such as in arid zones, there are two other stages. The second stage occurs when the soil is still moist. At this stage, the evaporation rate gradually decreases and it is controlled by both atmospheric and soil hydraulic conditions. The third stage occurs when the soil is almost at its driest state. In this stage, evaporation is very low and controlled by soil physical characteristics (Qiu and Ben-Asher, 2010) and vapor diffusion.

In saline soils, evaporation is more complex because solute transport and precipitation/dissolution processes. Hernández-López *et al.* (2014) studied evaporation in a soil column with a constant water table level. Before the experiment, they experimentally determined the soil hydraulic properties and fitted the van Genuchten (1980) model to the observed data. Then, they supplied energy to the top of the soil column using an infrared lamp. Water content and temperature sensors were installed in the column to monitor the water content and the temperature. After the experiment, they modeled water and vapor fluxes with the SiSPAT numerical model (Braud *et al.*, 1995). They found differences between the observed and the simulated water profile, suggesting that the soil properties were modified by water and solute transport. To obtain an agreement between the observed and the simulated water profile, they changed the soil properties defining arbitrary layers defined by electrical conductivity and water content profiles. Then, using three different layers they were able to represent correctly their experiment. These results suggest a change in soil properties due to the evaporation fluxes.

Gran et al. (2011) experimentally studied vapor flux and solute transport under evaporation conditions. Laboratory experiments consisted on initially saturated soil columns and an infrared lamp to represents solar radiation, which induces evaporation. They used two soils, sand and silt, and added ionic solutions to control soils salinity. Cumulative evaporation results show that sand produces an initial evaporation rate that is higher than that of the silt. They suggested that this behavior is due to the higher hydraulic conductivity of sand. For both soils, the evaporation rate decreases with time because the surface becomes dry. Differences in high and low saline concentrations were found. For both soils, higher concentrations of salts resulted in lower evaporation rates, which confirms that an increase on salts concentration decrease evaporation and suggest that different salts can produce different impacts on evaporation fluxes.

The aim of this work is to investigate the effect of SAR levels on evaporation fluxes in soils with shallow groundwater tables.

2.- Theory

Evaporation from saline soils includes transport of liquid water, vapor water, heat and solute (Gran *et al.*, 2011; Zhang *et al.*, 2014).

2.1.- Liquid water and vapor flow

Liquid water and vapor flow in a porous medium is described by (Saito *et al.*, 2006):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[(K + K_{vh}) \left(\frac{\partial h}{\partial z} \right) + (K_{LT} + K_{vT}) \frac{\partial T}{\partial z} \right]$$
(1)

where θ [L³L³] is the total volumetric water content defined as the sum of the volumetric liquid and vapor content $(\theta = \theta_l + \theta_v)$, t [T] is time, K [LT⁻¹] is the isothermal hydraulic conductivity of the liquid phase, K_{vh} [LT⁻¹] is the isothermal hydraulic conductivity of vapor phase, K_{LT} and K_{vT} [L²K⁻¹T⁻¹] are the thermal hydraulic conductivity of the liquid and vapor phase, respectively, h [L] is the pressure head, z [L] is the spatial coordinate, and T[K] is the temperature.

To solve equation (1), it is necessary to define the soil water retention, $\theta(h)$, and hydraulic conductivity, K(h),

curves. The van Genunchten/Mualem models can be used to describe both curves (van Genuchten, 1980):

$$\theta_{l}(h) = \begin{cases} \theta_{r} + \frac{\theta_{s} - \theta_{r}}{(1 + |\alpha h|^{n})^{m}} & h < 0\\ \theta_{s} & h \ge 0 \\ \theta_{s} & m^{2} \end{cases}$$
(2)

$$K(h) = K_{s} S_{e}^{l} \left[1 - \left(1 - S_{e}^{\frac{1}{m}} \right)^{m} \right]^{2}$$
(3)

where θ_s [L³L⁻³] is the saturated water content; θ_r [L³L⁻³] is the residual water content; α [L⁻¹] is the inverse of the airentry pressure; l [-] is the pore-connectivity parameter, estimated as 0.5 (Mualem, 1976), n and m [-] are empirical parameters; K_s [LT⁻¹] is the saturated hydraulic conductivity; and S_e [-] is the effective saturation, defined as:

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \tag{4}$$

2.2.- Heat transport

Heat transport coupled with vapor transport is described by (Saito *et al.*, 2006):

$$C_{p}\frac{\partial T}{\partial t} + L_{0}\frac{\partial \theta_{v}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda(\theta)\frac{\partial T}{\partial z}\right] - C_{w}q\frac{\partial T}{\partial z} - L_{0}\frac{\partial q_{v}}{\partial z} - C_{v}\frac{\partial q_{v}T}{\partial z}$$
(5)

where C_p , C_w and C_v [ML⁻¹T⁻²K] are the volumetric heat capacities of the porous medium, liquid and vapor phase, respectively; q [LT⁻¹] is the liquid water flux density; T [K] is the soil temperature; L_0 [MT⁻²L⁻¹] is the volumetric latent heat of vaporization of water; $\lambda(\theta)$ [MLT⁻³K] is the soil apparent thermal conductivity; and q_v [LT⁻¹] is the vapor flux density.

The apparent thermal conductivity includes the thermal conductivity and the thermal dispersivity:

$$\lambda(\theta) = \lambda_0(\theta) + \beta_t C_w |q| \tag{6}$$

where β_t [L] is the thermal dispersivity and λ_0 [MLT⁻³K] is the baseline thermal conductivity (in absence of fluid flow), defined as (Chung and Horton, 1987):

$$\lambda_0(\theta) = b_1 + b_2 \theta + b_3 \theta^{0.5}$$
(7)

where b_1 , b_2 and b_3 [MLT⁻³K⁻¹] are empirical parameters.

2.3.- Surface energy balance

Heat fluxes are used as boundary conditions to couple liquid water and vapor flow with heat transport, surface precipitation, irrigation, and evaporation. The surface energy balance is used to calculate surface water and heat fluxes:

$$R_{n} - H - L_{0}E - G = 0$$
 (8)

Where R_n [MT⁻³] is the net radiation; H [MT⁻³] is the sensible heat flux density; E [ML⁻²T⁻¹] is the evaporation rate; and G [MT⁻³] is the surface heat flux density (Saito *et al.*, 2006).

2.4.- Solute transport

This section reviews the different mechanisms of solute transport.

Standard solute transport

One-dimensional nonequilibrium chemical transport of solutes in a variably saturated porous media is given by (Simunek *et al.*, 2012):

$$\frac{\partial \theta c_i}{\partial t} + \frac{\partial \rho s_i}{\partial t} + \frac{\partial a_v g_i}{\partial t} \\ = \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta D_i^w \frac{\partial c_i}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(a_v D_i^g \frac{\partial g_i}{\partial z} \right) \\ - \frac{\partial q c_i}{\partial z}$$
(9)

where c_i [ML⁻³], s_i [MM⁻¹] and g_i [ML⁻³] are solute *i* concentrations in the liquid, solid and gaseous phases, respectively; a_v [L³L⁻³] is the air content; D_i^w [L²T⁻¹] is the dispersion coefficient for the liquid phase and D_i^g [L²T⁻¹] is the diffusion coefficient for the gas phase.

The interactions between the liquid and solid (adsorbed) concentrations can be assumed to occur in equilibrium, and the following adsorption isotherm is used to describe these interactions (Šimůnek *et al.*, 2013):

$$s_i = \frac{K_1 c_i^{\ \beta}}{1 + \eta c^{\beta}} \tag{10}$$

where $K_1[-]$, η [-] and β [-] are empirical parameters.

On the other hand, equilibrium interaction between the solution and gas concentrations is assumed and it is described as a linear expression:

$$g_i = K_2 c_i \tag{11}$$

where K_2 [-] is an empirical constant.

Equilibrium chemistry

A one-dimensional advective-dispersive chemical transport equation is used for each aqueous species (Ions Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+} , K^+ , HCO_3^- , Cl^- and SO_4^{2-}) (Suarez & Simunek, 1997):

$$\frac{\partial \theta c_k}{\partial t} + \rho \frac{\partial \overline{c_k}}{\partial t} + \rho \frac{\partial \widehat{c_k}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \Big[\theta D \frac{\partial c_k}{\partial z} - qc_k \Big] \quad k = 1, ., N.$$
(12)

where c_k [ML⁻³] is the total dissolved concentration of the aqueous species k, $\overline{c_k}$ [MM⁻¹] is the total sorbed concentration of the aqueous component k, $\widehat{c_k}$ [MM⁻¹] is the

total non-adsorbed concentration of aqueous component k, ρ [ML⁻³] is the bulk density of the medium, D [L²T⁻¹] is the dispersion coefficient (which includes diffusion and hydrodynamic dispersion coefficients) and N is the number of aqueous species.

The equilibrium chemical reactions included are complexation, precipitation/dissolution, cation exchange and adsorption (Suarez and Simunek, 1997).

3.- Materials and methods

3.1.- Soil properties

The soil used in this research is a disturbed finehomogeneous sand (sieved between 0.075 and 2.00 mm). Eight similar samples were extracted and mixed with ionic solutions with SAR values of 0, 5, 10 and 15. Ionic solutions were prepared adding sodium chloride (NaCl) and calcium chloride (CaCl₂) to distilled water. Two parts of each solution were mixed with one part of soil and left for four days to equilibrate (Lima *et al.*, 1990). After the experiments, each soil sample was analyzed using the TMECC 04.14 and 04.12 B method (Thompson *et al.*, 2001) to determinate Na⁺, Ca⁺ and Mg⁺ ions concentration. These concentrations were used to calculate the SAR index of each sample.

The water retention curve of each sample, $\theta(h)$, was determined using Tempe cells (1400 Tempe Pressure Cell, Soilmoisture Equipment Corp., Santa Barbara, CA). Fig. 1 shows the experimental assembly, which consists in four weighable cells connected to an air compressor and valve that allows a controlled release of air at a specific pressure into the cells. Thus, the cells are under the same pressure at any time.



Fig. 1. Experimental setup - Water retention curve.

By applying a certain pressure to the soil, the water drains until an equilibrium state between the applied pressure and the water retained in the pores of the soil is achieved. Once this state is reached, the cells are weighed and the volumetric moisture content is calculated according to:

$$\theta(h) = \frac{V_{w}(h)}{V_{t}} = \frac{M_{w}(h)}{\rho_{w} * V_{t}} = \frac{M_{t}(h) - M_{s}}{\rho_{w} * V_{t}}$$
(13)

where $\theta(h)$ [L³L⁻³] is the soil water content; h [L] is the manometric pressure; V_w(h) [L³] is the volume of water in the soil at a pressure h; ρ_w [ML⁻³] is the water density; M_t(h) and M_w(h) [M] are the sample and water mass at pressure h, respectively; M_s [M] is the dry soil mass; and V_t [L³] is the total sample volume.

Saturated hydraulic conductivity was determined using a constant head permeameter, for the samples with different SAR.

Soil thermal properties were determined using a thermal properties analyzer (KD2 pro, Decagon devices, Inc., USA), which determines the thermal conductivity, K_{Th} [LT⁻³]; thermal diffusivity, D_{Th} [L²T⁻¹] and specific heat C [L²M⁻¹T⁻²]. Simultaneously, a time domain reflectometry (TDR) sensor was used to determine the soil water content. To determine the Chung and Horton equation parameters (Eq. 7), the thermal conductivity was measured for different water contents to obtain a relationship between thermal conductivity and water content. Then, the parameters of the Chung and Horton (1987) model (Eq. 7) were fitted by least-squares to represent the experimental data.

3.2.- Model simulations

HYDRUS 1D is one dimensional finite elements model that simulate the movement of water, heat and multiple solute in porous media. This model solves the transport equations reviewed in section 2, and it has been widely used for simulating the movement of water flow in variably saturated porous media (Ramos *et al.*, 2011; Singh *et al.*, 2011; Selim *et al.*, 2013).

HYDRUS 1D incorporates two ways of modeling solute transport: 1) the UNSATCHEM module, which includes precipitation/dissolution reactions; and 2) the standard solute transport. To include precipitation/dissolution reactions we used the UNSATCHEM module. However, it is not compatible with the surface energy balance equation (Eq. 8) which is required to couples water flow and heat transport. Thus, we first used the standard solute transport module to determine evaporation fluxes when water and heat transport are coupled, and these results were used as boundary conditions for the simulations with the UNSATCHEM module to evaluate the possible salts concentration changes on soil profile as a result of evaporation fluxes.

Initial and boundary conditions for water flow, and solute and heat transport

To solve equation (1), i.e., water flow, a known initial distribution of the pressure head in the whole profile must be defined:

$$h(z,t) = h_i(z), \qquad t = t_0$$
 (14)

where $h_i[L]$ is the specific value of pressure as a function of depth (z), respectively. In this case, we used hydrostatic

equilibrium to define h_i . System-independent and/or system-dependent boundary conditions can be defined. The system-independient boundary conditions are:

$$h(z,t) = h_0(t), \qquad z = 0 \text{ (surface) or } z = L \text{ (bottom)}$$

-K $\left(\frac{\partial h}{\partial z}\right) = q_0(t), \qquad z = 0 \text{ or } z \qquad (15)$
 $\frac{\partial h}{\partial z} = 0, \qquad z = 0$

where h_0 [L] and q_0 [LT⁻¹] are the specified values of the pressure head and the soil water flux at the boundary, respectively. One of the system-dependent boundary conditions available in Hydrus 1D considers the soil-air interface, which is exposed to atmospheric conditions. This boundary condition defines a potential fluid flux across the soil surface that depends exclusively by external (ambient) conditions and the actual flux, which depends on the water content near the surface. The absolute value of the surface flux is limited by the following conditions:

$$\begin{vmatrix} -K\frac{\partial h}{\partial x} - K \end{vmatrix} \le E \qquad z = 0$$

$$h_A \le h \le h_s \qquad z = 0$$
(16)

where E $[LT^{-1}]$ is the potential rate of evaporation or infiltration and h_A [L] and h_s [L] are minimum and maximum allowed pressure head at the soil surface, respectively.

The initial temperature profile was approximated to a uniform temperature equal to the air temperature. The boundary condition at the top of the soil profile is calculated through equation (8) using the meteorological conditions. At the bottom boundary, a zero gradient flux was assumed.

For solute transport, a uniform solute concentration was utilized. At the top of the soil profile, a zero concentration flux was used. At the bottom of the domain, a fixed concentration was set.

Evaporation from soils with different SAR

The evaporation process in a soil profile was simulated in a soil profile of 200 cm with constant water table level. To evaluate the effect of SAR on evaporation fluxes, soils with different hydraulic properties were used under the same environmental conditions. The hydraulic properties were chosen to represent the effect that the SAR index has on the water retention curve. Fig. 2 presents the conceptual model of the simulations. The total simulation time was 60 days. Atmospheric data were used to calculate water fluxes and heat transport at the surface. This condition couple water and vapor fluxes, and heat transport. Meteorological data from Pampa del Tamarugal, Chile, was used in the simulations. At the bottom of the soil profile, we used a constant positive pressure to fix a constant water table of 100 cm. As initial conditions, we considered a soil profile in equilibrium (linear distribution of pressure head), and a uniform temperature and solute concentration were utilized. The standard solute transport module was used. A zero concentration fluxes at both the top and the bottom of the soil profile were used as solute transport boundary conditions. Finally, as heat transport boundary conditions, we used the surface energy balance at the surface and zero thermal gradient at the bottom. The solute transport and reaction parameters are described in Table 1.



Fig. 2. Conceptual model.

 Table 1: Solute transport and reaction parameters used in the numerical simulations.

Parameter	Value	Unit
Bulk density, ρ^{a}	1.3	g/cm ³
Longitudinal dispersivity ^a	20	cm
Adsorption isotherm coef. k_s^{b}	2	cm ³ /g
Adsorption isotherm coef. β^{b}	1.2	-

^a Calculated as an average of typical values for sand (Gelhar *et al.*, 1992; Ramos *et al.*, 2011). ^b A Freundlich isotherm was assumed.

Three different water retention curves obtained experimentally were used to simulate evaporation fluxes in three soils with different SAR. In the simulations explained above, the water table level was selected arbitrarily. To evaluate if this value has an impact on the evaporation results, the same simulation was run in two soils with four different water table levels; 50, 75, 100 and 125 cm.

Effect of evaporation on salts concentration

The effect of evaporation fluxes on salt transport, precipitation or dissolution was also evaluated. The conceptual model of this simulation is the same as that shown in the previous simulation (Fig. 2), but in this case, the UNSATCHEM module was used to represent accurately the salt behavior (e.g., precipitation/dissolution reactions). The boundary conditions used at top of the soil profile was atmospheric conditions including the evaporation rates obtained from the previous simulations. These evaporation rates were used because the UNSATCHEM module is not

compatible with the surface energy balance equation (Eq. 8). In this simulation, a soil with SAR 3.7 was used. The other initial and boundary conditions were the same than those presented previously, and the water table level was fixed at a depth of 100 cm.

According with the results of salt transport obtained, a stratified soil with hydraulic properties dependent on the SAR index was defined. Initial and boundary conditions were the same those previous simulations.

4.- Results and discussion

The chemical analysis of the soils samples showed five different soils with SAR indexes of 5.4, 3.84, 3.73, 2.9 and 2.5. Fig. 3 presents the experimental data and the estimated water retention curves for each sample using the RETC model (van Genuchten *et al.*, 1991) to fit the van Genuchten parameters to the experimental points. An increase in the SAR value increases the water retention capacity of the soil for a fixed pressure. This increase is explained because the sodium concentration disperses the soil particles, which decreases the pore size thus increasing the capillary forces (Lima *et al.*, 1990; Rengasamy & Olsson, 1991; Bourrie, 2014). The SAR effect decrease near the extreme of the curve, that is, the SAR does not affects the residual and the saturated water content.

The saturated water content varied less than 5% in the soils with different SAR. These variations are attributable to measurement errors. The residual water content did not show any variation as a consequence of the SAR. The inverse of the air-entry pressure (α) showed a significant increase as the SAR index decrease, with differences up to 90% compared to the soil with less SAR. This difference corresponds to a decrease in the air entry pressure from 76.9 cm to 40 cm, this behavior is consistent with that reported by Lima *et al.* (1990). The parameter *n* shows an inverse relation with the SAR index, except for the soil with SAR 2.9. An important increase of the parameter *n* is observed between SAR 3.84 and SAR 3.73.

Saturated hydraulic conductivity results for the three measured soils are shown in Table 1. There is no effect of SAR variation in saturated hydraulic conductivity for this soil. This result is explained because the distilled water used in the permeameter washed the salts in the soil.



Fig. 3. Observed (points) and estimated (lines) water retention curves for saline soils with different SAR.

Table 1: Hydraulic conductivity for three soils with different SAR.

	SAR 2.9	SAR 3.84	SAR 5.4
$K_s \left[\frac{cm}{s}\right]$	$4,7 * 10^{-3}$	$3,5 * 10^{-3}$	$5,5 * 10^{-3}$

It is important to note that these results apply to a disturbed fine-homogeneous sand. Therefore, the physical and chemical processes that are reported in this article not necessarily reflect what could be occurring in undisturbed soils. For instance, in undisturbed soils comprised by clays and organic matter, the sodicity may also decrease the hydraulic conductivity and thus the net effect might be evaporation reduction and waterlogging of the soil.

Evaporation from soils with different SAR

Fig. 4 shows the cumulative evaporation after 60 days for three different soils with SAR values of 5.4, 3.84 and 3.73. Soils with higher SAR present higher cumulative evaporation with differences up to 68% after 60 days of simulation. Results show higher differences between soil with SAR 3.84 and 3.73, which are directly related to the differences in soil water retention curves estimated in the laboratory. Cumulative evaporation is greater for a soil with higher SAR because this soil has more water retention capacity and keeps the soil wetter near the surface than a soil with lower SAR. This behavior it is observed in the water content profile.



Fig. 4. Estimated cumulative evaporation for three soils with different SAR.

Table 3 shows cumulative evaporation after 60 days simulated for four different water table levels. These simulations indicate the influence of the water table and SAR on evaporation fluxes. If water table level is deeper, cumulative evaporation differences between two soils with different SAR increase dramatically. For a very shallow water table of 50 cm, difference between a soil with SAR 3.84 and other one with SAR 5.4 is negligible, but if water table is at 125 cm, the difference increase to 58%. These results are expected because there is less water available and changes in water retention curve have a higher impact. When water table level is near to surface and the soil is wet, evaporation mainly depends on atmospheric conditions. As in these simulations the atmospheric conditions were the same, there are not differences in cumulative evaporation. But when the soil is drier and there is less water available, evaporation fluxes depends on soil hydraulic properties, which are modified by variations in the SAR.

 Table 3: Cumulative evaporation after 60 days for different scenarios.

Water table	Cum. eva	p. (cm)	Percentage
depth (cm)	SAR 3.83	SAR 5.4	difference (%)
50	29.75	29.85	0.3
75	29.10	29.50	1.3
100	25.49	28.00	9.8
125	15.63	24.76	58.4

Effect of evaporation on salts concentration

Simulation results show an increase of the SAR near the surface. An increase in sodium and calcium concentrations was observed, these results are in agreement with to previous investigations (Gran et al, 2011; Zhang *et al.*, 2014). According to the SAR distribution obtained, a stratified soil with three layers was defined. The first layer corresponds to a soil with SAR 5.4 and has a thickness of 12 cm; the second layer is a soil with SAR 3.84 and 12 cm thickness, and the third layer corresponds to the original soil with SAR 3.73 and 176 cm

thickness. The following results were obtained assuming that the water table level is at 100 cm depth. Fig. 5 shows the conceptual model for the stratified soil with three different layers.



Fig. 5. SAR distribution for the stratified soil.

Figure 6Fig. shows the cumulative evaporation of both the original soil with SAR 3.73 and the stratified soil with a higher SAR at the soil surface. Stratified soil presents greater cumulative evaporation than the uniform soil. This result is expected because soil with SAR 5.4 and soil with SAR 3.84 have a higher cumulative evaporation than soil with SAR 3.73. The curve of cumulative evaporation for the stratified soil is almost equal to a uniform soil with SAR 5.4. This indicates that first layer has the major influence on evaporation.



Fig. 6. Estimated cumulative evaporation for a uniform and stratified soil.

To analyze the influence of the first layer thickness on evaporation fluxes, a stratified soil with two layers was defined; the first layer corresponds to a soil with SAR 5.4 and second layer is a soil with SAR 3.73. The thicknesses of both layers were different for each simulation to evaluate its impact on cumulative evaporation. Fig. 7 shows the cumulative evaporation of the stratified soil as a function of the first layer thickness. When the thickness of the first layer increases, the cumulative evaporation of the stratified soil approaches the cumulative evaporation of a uniform soil SAR 5.4. For instance, when the thickness of the first layer is around 6 cm, the cumulative evaporation of the stratified and the uniform soils differ in less than 1%.



Fig. 7: Cumulative evaporation as a function of the first layer thickness of a stratified soil after 60 days of simulation (points). The dashed lines indicate the cumulative evaporation for a uniform soil with SAR 3.73 and 5.4.

5.- Conclusions

The water retention curve was determined experimentally for sieved sandy soils and under five different SAR values (between 2.5 and 5.4). Variations in SAR changed the soil water retention curve. Under the same pressure, a soil with higher SAR retained more water than a soil with lower SAR. The hydraulic conductivity was determined using a constant head permeameter and no significant differences were found for the soils under investigation because the water used in the permeameter was distilled water. Numerical simulations were used to evaluate the impact of water retention curve variations on evaporation fluxes. Results show that a soil with higher SAR presents more cumulative evaporation than a soil with lower SAR. Differences in cumulative evaporation increase when the water table is deeper. For a wet soil profile with a water table at 25 cm depth, the difference between a soil with SAR 5.4 and SAR 3.8 is negligible, but for a water table at 125 cm depth, the difference increases over 58%. These variations occurred because in wet soils evaporation depends mostly on ambient conditions, but when the soil is drier, evaporation also depends on soil hydraulic properties.

In saline soils, evaporation fluxes cause changes in salts distribution in the soil profile making them non uniform. Numerical simulations results showed a salt accumulation near surface due to ascendant water and vapor fluxes. Changes in salts distribution modify the SAR index in the soil profile. The SAR index increases at the surface. The new SAR distribution, modify the soil profile and results in heterogeneous hydraulic properties. The stratified soil structure presents different evaporation rates under the same conditions than a soil with uniform SAR. It was observed a predominance of the first layer hydraulic properties on the evaporation fluxes. Results show that evaporation mainly depends on the hydraulic properties of the first 6 cm of soil for a water table at 100 cm depth.

Acknowledgment. The authors would like to thank the Comisión Nacional de Investigación Científica y Tecnológica (CONICYT), Chile, for funding project N°1130522.

6.- References

- Bittelli, M., Ventura, F., Campbell, G. S., Snyder, R. L., Gallegati, F., and Rossi, P., 2008. Coupling of heat, water vapor, and liquid water fluxes to compute evaporation in bare soils. *Journal of Hydrology*, 362(3-4), 191-205.
- Boulet, G., Braud, I., and Vauclin, M., 1997. Study of the mechanisms of evaporation under arid conditions using a detailed model of the soilatmosphere continuum. Application to the EFEDA I experiment. *Journal* of Hydrology, 193(1-4), 114-141.
- Bourrie, G., 2014. Swelling clays and salt-affected soils: demixing of Na/Ca clays as the rationale for discouraging the use of sodium adsorption ratio (SAR). *Eurasian Journal of Soil Science*, 3, 245-253.
- Braud, I., Dantas-Antonino, A.C., Vauclin, M., Thony, J.L. and Ruelle, P., 1995. A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SiSPAT) development and field verification. *Journal of Hydrology*, 166, 213-250.
- Chung, S. O. and Horton, R., 1987. Soil heat and water flow with partial surface mulch. *Water Resources Research*, 23(12), 2175-2186.
- Ciocca, F., Lunati, I. and Parlange, M. B., 2014. Effects of the waterretention curve on evaporation from arid soils. *Geophsical Research Letters*, 41, 9, 3110-3116.
- Decagon Devices, Inc. GS3: Water Content, EC and Temperature Sensors: Operator's manual. Decagon Devices, Inc. Pullman WA 99163, 1-23.
- Decagon Devices, Inc. KD2 Pro thermal properties analyzer: Operator's manual. Decagon Devices, Inc. Pullman WA 99163, 1-63.
- Fujimaki, H., Shimano, Inoue, M. and Nakane, K., 2006. Effect of a salt crust on evaporation from a bare saline soil. *Vadose Zone Journal*, 5, 1246-1256.
- Gardner, W.R. and Hillel, D., 1962. The relation of external evaporative conditions to the drying of soils. *Journal of Geophysical Research*, 67, 4319-4325.
- Gran, M., Carrera, J., Massana, J., Saaltink, M. W., Olivella, S., Ayora, C. and Lloret, A., 2011. Dynamics of water vapor flux and water separation processes during evaporation from a salty dry soil. *Journal of Hydrology*, 396(3-4), 215-220.
- Gran, M., Carrera, J., Olivella, S. and Saaltink, M. W., 2011. Modeling evaporation processes in a saline soil from saturation to oven dry conditions. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(7), 2077-2089.
- Hernández-López, M.F., Gironás, J., Braud, I., Suárez, F. and Muñoz, J.F., 2014. Assessment of evaporation and water fluxes in a column of dry saline soil subject to different water table levels. Hydrological Processes 28(10). 3655-3669.
- Idso, S. B., Reginato, R. J. Jackson, R. D., Kimball, K.B. and Nakayama, F. S., 1974. Three stages of drying in a field soil. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 38, 831-837.
- Kondo, J., Saigusa, N., and Sato, T., 1990. A parametrization of evaporation from bare soil surfaces. *Journal of Applied Meteorology*, 29, 385-389.
- Lima, L. A., Grismer, M. E. and Nielsen, D. R., 1990. Salinity effects on Yolo Loam Hydraulic Properties. *Soil Science*, *150*(1), 451-458.
- Mualem, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturrated porous media. *Water Resources Research*, *12*, 513-522.
- Penman, H. L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil, and grass. Proc. R. Soc. London, A193, 120-145.

- Qiu, G. Y. and Ben-Asher, J., 2010. Experimental Determination of Soil Evaporation Stages with Soil Surface Temperature. *Soil Science Society of America Journal*, 74(1), 13.
- Ramos, T. B., Šimůnek, J., Gonçalves, M. C., Martins, J. C., Prazeres, a., Castanheira, N. L. and Pereira, L. S., 2011. Field evaluation of a multicomponent solute transport model in soils irrigated with saline waters. *Journal of Hydrology*, 407(1-4), 129-144.
- Rengasamy, P. and Olsson, K., A., 1991. Sodicity and soil structure. Australian Journal of Soil Research, 29, 935-952.
- Saito, H., Šimůnek, J. and Mohanty, B. P., 2006. Numerical Analysis of Coupled Water, Vapor, and Heat Transport in the Vadose Zone. *Vadose Zone Journal*, 5(2), 784-800.
- Salas, J., 2000. Hidrologia de zonas aridas y semiaridas. *Ingenieria Del Agua*, 7(4), 409-429.
- Shah, N., Nachabe, M., and Ross, M., 2007. Extinction depth and evapotranspiration from ground water under selected land covers. *Ground Water*, 45(3), 329-38.
- Šimůnek, J., Sejna, M., Saito, H., Sakai, M., and van Genuchten, M. T., 2013. Version 4.16 March 2013. Riverside, CA.
- Šimůnek, J., Sejna, M., and van Genuchten, M. T., 2012. The UNSATCHEM Module.
- Singh, P. N., Wallender, W. W. and Asce, M., 2011. Effects of Soil Water Salinity on Field Soil Hydraulic Functions. *Journal of Irrigation* and Drainage Engineering, 137(5), 295-304.
- Suarez, D. L. and Simunek, J., 1997. UNSATCHEM: Unsaturated Water and Solute Transport Model with Equilibrium and Kinetic Chemistry. *Soil Science Society of America Journal*, 61, 1633-1646.
- Suárez, D., 2001. Sodic soil reclamation: Modelling and field study. Australian Journal of Soil Research, 39, 1225-1246.
- Suárez, D., Wood, J. and Lesch, S., 2006. Effect of SAR on water infiltration under a sequential rain-irrigation management system. *Agricultural Water Management*, 86, 1-2, 150-164.
- Thompson, W., Leege, P., Millner, P. and Watson, M., 2001. Test Methods for the Examination of Composting and Compost.
- Van Genuchten, M. T., 1980. A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils 1. Sci. Soc. Am. J., 44, 892-898.
- Van Genuchten, M. T., Leij, F. J. and Yates, S. R., 1991. The RETC Code for Quantifying the Hydraulica Functions of Unsaturated Soils. Riverside, CA: U. S. Salinity Laboratory.
- Zhang, C., Li, L. and Lockington, D., 2014. Numerical study of evaporation-induced salt accumulation and precipitation in bare saline soils: Mechanism and feedback. *Water Resources Research*, 50, 1-23.

THE EFFECTS OF SHRUBS REVEGETATION IN DEGRADED LANDS ON SOIL LOSS AND RUNOFF

R. Bienes¹, A. Sastre-Merlín², B. Sastre-Rodríguez¹, A. García-Díaz¹, S. Ríos-Ramos¹, S. Martínez-Pérez², E. Molina-Navarro², M. Ruiz-Colmenero³, M.J. Marques⁴

¹ Applied Research Dept., Madrid Institute for Research and Rural Development in Food and Agriculture (IMIDRA). Apdo 127. 28800-Alcalá de Henares, Madrid (Spain). e-mail: <u>ramon.bienes@madrid.org</u>. web: <u>http://www.madrid.org/imidra.es</u>

² Geology, Geography and Environment Dept., Alcalá University, 28871 Alcalá de Henares, Madrid (Spain). e-mail: <u>antonio.sastre@uah.es</u>. web: <u>http://www.uah.es</u>

³ School of Biological, Earth and Environmental Sciences, University of New South Wales, Sydney, NSW 2052, Australia. e-mail: <u>marruizcol@yahoo.es</u>. <u>https://www.unsw.edu.au</u>

⁴ Geology and Geochemistry Dept. Universidad Autónoma de Madrid, 28049 Madrid (Spain). e-mail: <u>mariajose.marques@uam.es</u>. web: <u>http://www.uam.es</u>

ABSTRACT. This paper analyzes the effectiveness of revegetation with shrubs on abandoned land on reducing runoff and soil loss, taking as control the spontaneous herbaceous vegetation (nonintervention). The study was performed on a soil developed on miocene gypsiferous marl located in the center of Spain (Colmenar de Oreja, Madrid), with an average gradient of 10% and under semiarid climate. To determine soil loss and runoff 7 USLE plots (20 m long x 4 m wide) were used. Sampling was carried out after each significant rainfall episode. Shrub species used were Atriplex halimus and Retama sphaerocarpa, both are well adapted to the environmental conditions of the area. R. sphaerocarpa has been the most effective treatment, having promoted a great development of nitrophilous plants (mostly grasses) that have been responsible of the reduction of soil loss and runoff. By contrast, the introduction of A. halimus has not represented an improvement over the spontaneous vegetation.

RESUMEN. Este trabajo analiza la eficacia de dos revegetaciones con arbustos en una tierra abandonada sobre el control de la escorrentía y la pérdida de suelo, tomando como control la no intervención representada por la vegetación espontánea herbácea. El estudio se ha llevado a cabo sobre un suelo desarrollado sobre margas yesíferas miocenas situado en el centro de España (Colmenar de Oreja, Madrid), con una pendiente media del 10% y bajo clima semiárido. Para determinar las pérdidas de suelo y escorrentía se han empleando 7 parcelas de erosión tipo USLE (20 m largo x 4 m ancho), realizando un muestreo después de cada episodio significativo de lluvia. Las especies arbustivas empleadas han sido Atriplex halimus y Retama sphaerocarpa, ambas especies están bien adaptadas a las condiciones ambientales de la zona. La R. sphaerocarpa ha sido el tratamiento más eficaz, habiendo promovido un gran desarrollo de las plantas nitrófilas (fundamentalmente gramíneas) que han sido las responsables de disminuir la pérdida de suelo y la escorrentía. Por el contrario, la introducción del A. halimus no ha representado una mejora con respecto a la vegetación espontánea.

Keywords. shrubs; USLE; revegetation; abandoned land; runoff; erosion control.

1.- Introduction

Over the last decades, farming activity has decreased in semi-arid climate regions due to low profitability and rural emigration (Ales *et al.* 1992). This trend leads to an increase of agricultural land abandonment, frequently located in poor and degraded areas prone to erosion processes (Romero-Díaz, 2003).

Nevertheless, by means of vegetation cover reestablishment, the abandoned soil can improve its physical properties (Errea *et al.* 2001), although this process can takes several decades depending on climate and the amount of soil loss along those years. Both, climate and soil loss could delay or even impede the natural revegetation.

Along a recovering process, the scant vegetation growing in abandoned lands is often dominated by dispersed thicket, not useful for pasture (Haase et al. 2000). This kind of vegetation does not provide sufficient protection either to control erosion or runoff, since the effectiveness of the vegetation is also related to its distribution (Cerdá, 1997). Consequently, such abandonment intensifies the erosion process (Yoshikawa et al. 1998), and produce runoff shortly after the onset of rain (Molina et al. 2007). Research studies conducted in Spain have revealed that abandoned lands present higher erosion rates compared with cultivated lands (Lesschen et al. 2007). Other studies have demonstrated that abandoned lands show quick response to rainfall, with flow-peaks, high runoff coefficients and a shallow humidity front, confirming the effects of low vegetation density and the development of micro-crusts on the soil (Lasanta et al. 2000). Land use policies must be developed based on the knowledge of factors involved in farmland abandonment to find a suitable management, which reduce its effect on processes such as soil erosion or hydromorphological effects (García-Ruiz and Lana-Renault, 2011).

Afforestation can be difficult and slow in degraded soils in semi-arid environments, and therefore it frequently fails as a land conservation tool. Nevertheless, promoting the growth of native bushes may be a useful alternative for revegetation of vulnerable soils (Mesón and Montoya, 1993). This is especially valuable to facilitate the development of elastic systems with an inbuilt capacity for restoration, since the shrubs play a very important role in this balance (Mainguet, 1994).

The aim of this paper is to evaluate the effect of revegetation with shrubs on erosion control and reducing runoff, as well as examine whether the introduction of shrubs represents a significant improvement in erosion control regarding non-intervention (spontaneous vegetation). It also examines whether shrubs accelerate the soil restoration process of abandoned farmlands compared with the soil with spontaneous vegetation.

2.- Material and methods

2.1.- Study area

The study area was located in Colmenar de Oreja (Madrid, Spain, UTM ETRS89: 30, 455654, 4435959). This is a semi-arid zone, close to aridity in certain years, with a mean annual rainfall of 390 mm (the average value of the last 10 years has decreased to 310 mm) and an annual evapotranspiration (Thornthwaite) of 769mm. This semiarid climate accentuates erosion problems due to its extreme continental climate and the torrential rainfall regime between middle May and early October.

The soil of the area, classified as Gypsic Haploxerept (Soil Survey Staff, 2014) or Calcic Gypsisol (IUSS, 2014), is developed over gypsum marls with a xeric soil moisture regime.

2.2.- Experimental design: plot type and revegetation

Seven USLE erosion plots of $80m^2$ (4m x 20m) were set up in an area with an average slope of 10%. The treatments were as follows: 2 plots with Atriplex halimus and natural herbaceous vegetation (Ah), 2 plots with Retama sphaerocarpa and natural herbaceous vegetation (Rs), and 3 plots with only natural herbaceous vegetation (Vh). This latter treatment lacking the possible influence of shrubs was used as reference of inaction on abandoned soil. Beside these shrubs have grown other typical plants of the native vegetation of the study area, such as Eryngium campestre; Genista scorpius; Asphodelus ramosus; Frankenia thymifolia; Thapsia villosa or Salsola vermiculata can be frequent, particularly if there is a humid year. Less frequent are some small-sized plants such as Dactylis hispanica, Avena sterilis and Arrhenatherum album or Erodium laciniatum ssp. pulverulentum.

The shrub *A. halimus* (*Ah*) is widely distributed in the Mediterranean Basin and it was selected because of its adaptation capacity to soils with gypsum and its ability to provide high soil coverage. It is a well adapted species to drought conditions. It is densely ramified from the base to the 1–3 m height; canopy can reach around 3 m in diameter (Ortiz-Dorda *et al.* 2005). The aboveground biomass and canopy provide a microclimatic buffering for wind, temperature and evapotranspiration, and their landscape roughness factor have proved to be efficient for erosion and desertification control (Le Houerou, 2000).

The other shrub tested (Rs) is almost leaves devoid and shows very low canopy density. It was selected because it is a widespread distributed native shrub in the area and has found to be effective for land restoration purposes (Jiménez *et al.* 2004). This shrub can reach 2 m height and 2.5 m diameter. Since it is a leguminous plant, its capacity to fix nitrogen may favour the growth of herbs, which can result in an increase of herbaceous plants covering the soil.

Shrubs were planted in March 2003 following a plantation pattern frequently used in woody crop plantations in the area, in triangular arrangement (Fig. 1).



Fig. 1. USLE plot showing sediment collection system at the bottom of the plot (Gerlach trough), the reservoir for runoff collection and scheme with the distribution of shrub planting in triangle the first year of study.

2.3.- Sampling of soil loss and runoff water

From October-2003 to October-2005 (2 years), runoff and sediments were collected after 17 rain events, resulting in 119 samples. The soil loss was sampled: i) in the Gerlach troughs located at the bottom of each USLE plot, and ii) in the tanks connected by pipes with the Gerlach troughs (Fig. 1).

Runoff volume was measured in the tanks; suspended sediments in water runoff were collected after mixing the runoff water in the tanks to pick up an aliquot sample; further on, the sediments were filtered, oven dried (105°C) and weighted in the laboratory. After determining the sediment concentration in the aliquot, the total weight of sediment in the tanks was estimated. Total soil loss for each event was the sum of sediments in Gerlach troughs and suspended sediments in runoff.

An automatic meteorological station near to the plots, registered data every 5 minutes and it was used to measure rainfall depth. An additional HOBO pluviometer having 0.2 mm s⁻¹ precision provided us with rainfall intensity. These data were accumulated in a datalogger, and downloaded every week.

3.- Results and Discussion

Table 1 shows the values of soil loss in each treatment, these values are the sum of mineral particles and plant debris. In all cases registered erosion rates are low.

Significant differences of soil loss were only observed in *Rs* compared with plots covered only by *Vh* (Table 1); this is remarkable, taking into account the high variability of soil loss recorded in each event. A hillslope land (10%) revegetated with *Rs* lost an average of 0.94 g m⁻² event⁻¹ of soil. No differences were found in runoff between treatments.

 Table 1. Runoff and soil loss by event. Mean and standard deviation (SD)

 by event for each treatment tested in the USLE plots. Different letters

 indicate significant differences (Kolmogorov-Smirnoff test).

Treatment	Ν	Sediments (g m ⁻² event ⁻¹)	Runoff (mm event ⁻¹)
Ah+Vh	34	1.37 ± 3.32 ab	0.20 ± 0.38 a
Rs+Vh	34	0.94 ± 2.75 a	0.10 ± 0.13 a
Control (Vh)	51	$1.21\pm2.03~b$	0.12 ± 0.12 a
		P < 0.01	P > 0.05

However, when comparing the annual soil loss recorded for each plot (Table 2), no significant difference between treatments was observed. This is due to the high interannual variability of rainfall recorded. This variability is damped when the statistical analysis is performed by event, since the number of cases (N) increases considerably.

The values of average annual soil loss recorded are quite low. This is because during the study period (October 2003 to October 2005) were practically no high-intensity events. There were only two events of high intensity in 2005, whose intensities were 20.4 and 45.6 mm h⁻¹. The rest of the events sampled rarely had intensities greater than 8 mm h⁻¹.

This shows that the short-term studies (two years) of erosive processes may provide unrepresentative results. However, field studies oriented to determine rates of erosion under natural rainfall are valuable. Therefore, it is necessary dilate these studies in time for several years to obtain representative data of soil loss, so that interannual environmental changes do not condition the results so strongly. But this means that the cost of erosion studies under natural conditions is high. Dilemma between economic cost and study duration is posed.

 Table 2. Annual soil loss rate. Mean and standard deviation (SD) (non-parametric Kolmogorov-Smirnoff test).

Treatment	N	Sediments (Kg ha ⁻¹ yr ⁻¹)
Ah+Vh	4	113,72 ± 143,9
Rs+Vh	4	$79,\!98 \pm 76,\!0$
Control (Vh)	6	$98,6\pm63,\!6$
		<i>P</i> > 0.10

Throughout the study period, the vegetation (herbaceous plants and shrubs) showed an irregular growth along the plots, these differences could be due to low rainfalls and to the experimental design of bounded plots in the sloping land. Furthermore, the development of herbaceous vegetation leaded to a strong competition for the shrubs in their first growth stage (Rey et al. 2002; Espigares et al. 2004) since the most limiting factor for vegetation growth was water availability. In our study area, high evapotranspiration and low precipitation generate a high edaphic water deficit, which has further exacerbated the effect of competition from herbaceous plants. This fact could explain this poor development of vegetation found in the study. Consequently, shrubs did not develop easily for the first three years after plantation. Therefore runoff was not significantly reduced compared to Vh (without active restoration). Regarding soil loss reduction in Rs, it is considered to be an indirect consequence of the presence of these shrub legumes.

The textural class of soil, with high content on fine particles, mainly silt, explains the ease with which surface crusts are formed by splash processes. These silty soils present a low capacity to regenerate macroporosity (Stengel *et al.* 1984). In the upper section of the plot (UpSc) the predominant process is erosion, due to the fact that plots are bounded, and there is no sedimentation from upper parts, therefore this represents the top of a hillslope. Under these circumstances, the UpSc acted as a water transmitter. As a result, there was a water deficit in this section, slow vegetation growth rates, low plant density and reduced plant size, typical in the top of the hillslopes in Mediterranean ecosystems (García-Fayos, 2004).

Arguably in the mid section of the plot (MSc), the water lost by runoff was counterbalanced by the water received from the UpSc, as a result there was more plant cover compared with the UpSc and similarly, the lower section (LSc) presented more coverage than MSc. In these lower sections there is a balance between soil loss by erosion and sediment deposition from higher sections of the plot. The sediments received are mainly fine particles (inorganic and organic colloids, silt and very fine sand) as the eroded sediment is usually rich in lighter particles and soil organic matter (SOM) (Ruiz-Colmenero et al. 2011). LSc showed a greater development of vegetation. Moreover, a thick layer of mulch and roots in the topsoil was remarkable under Ah treatment, thus bulk density decreases, and therefore soil porosity increases. The litter under shrub canopy reduced the temperature of the soil surface and favored the water holding capacity of soils. Rs hardly generates any litter, and it mineralizes quickly (Oliver et al. 2002).

The LSc would be similar to the bottom part of a slope where erosion and runoff would arrive. A positive feedback occurred in this part of the plot, since vegetation development reduced runoff velocity, facilitating thus infiltration; consequently, much more water was available here compared with upper sections of the plot. Two years after the planting, the coverage reached the 70% in LSc, rising 80% after the third year, even in this climate, which is very close to aridity.

Aggregate stability can have consequences in sediment yield, runoff and infiltration rates in the slope. Aggregate

disintegration strongly influences soil detachment by rainfall, which is recognized as the dominant erosive process affecting erosion rates in interrill areas (Barthès and Roose, 2002). It has been suggested that the rate of aggregate disintegration determines the rate of seal formation (Shainberg et al. 1997), which is closely linked to the potential for rilling (Poesen, 1992; Barthès and Roose, 2002). The macroaggregates less stable to raindrop impact are responsible of the crust generation when it rains. The crusts are linked with low hydraulic conductivity, they are frequently composed by a significant proportion of microaggregate particles (Boix-Fayós et al. 1998) produced by the disintegration of larger aggregates under raindrop impact. Bochet et al. (1998) observed that protection of the shrub canopy reduced soil crusting, whilst Chisci et al. (2001) found that in plots with Ah horizon the roots were decomposed, and this favored better development of macroporosity and a notable increase in infiltration.

The coverage distribution also controls the erosion and runoff processes (Boix-Fayos et al. 2006). The irregular growth along the plots may influence the erosion figures. It is deduced from Table 2 that annual soil losses recorded in this study are lower in Rs plots (79.98 kg ha⁻¹ y⁻¹) and in spontaneous vegetation plots (98.06 kg ha-1 y-1). Arguably higher erosion rates in Ah treatment are related to the abundant litter generated by this shrub. The mulch created under the shrubs with different rates of mineralization can reach up to 2 cm. This important amount of residues is partly responsible of the magnitude of sediment yield found in this study. Bienes et al. (2009) found that at least 80% of the weight of sediment yield was due to plant debris. However, this litter cover promotes the conservation of soil moisture and this property is especially important in semiarid areas (Blackburn et al. 1990). The revegetation with Rs is more effective in soil loss control, even despite being a light shrub in canopy distribution; its roots are able to establish symbiotic relationships with Rhyzobium bacteria with positive consequences in the development of other plants, such as grasses, which are in turn very efficient in erosion and runoff control.

4.- Conclusions

Gypsiferous soils, typical in drylands are particularly prone to degradation and show slow recovering rates after revegetation treatments. Three years after shrub planting in plots a strong heterogeneity in vegetation distribution was shown. It is important to consider the distribution of the vegetation, and not only the total percentage of plant cover.

Treatment of Rs showed less soil erosion as a consequence of promoting the development of annual plants, mainly grasses. The introduction of Ah did not denoted an advantage compared with non-intervention (spontaneous vegetation), but Rs showed an improvement. Litter accumulation of Ah is less effective than the great development of annual grasses promoted by the legume (Rs). *Aknowledgements.* We are grateful for the financial support given by the Consejería de Educación (Project Ref. 07M-0011-2002 and Proyect Ref. S2013/ABI-2717), to the Instituto Madrileño de Investigación y Desarrollo Rural, Agrario y Alimentario (IMIDRA) and to the European Union. We are also very grateful to those in charge of the estate 'La Chimenea' for their help in the field.

5.- References

- Ales, R.F., A. Martin, F. Ortega and E.E. Ales. 1992. "Recent changes in landscape structure and function in a mediterranean region of SW Spain (1950-1984)". *Landscape Ecology* 7(1), 3-18.
- Barthès, B. and E. Roose. 2002. "Influence of Topsoil Aggregate Stability on Runoff and Erosion". Paper presented at the 12th ISCO Conference, 2002, Beijing, China.
- Bienes, R., L. Jiménez, R. Pérez, S. García-Ormaechea, and M.J. Marques. 2009. "Shrub Covers and Erosional Withdrawal of Sediments and Plant Litter from the Soil". *Advances in Geoecology* 40, 251-262.
- Blackburn, W.H., F.B. Pierson, and M.S. Seyfried. 1990. "Spatial and temporal influence of soil frost on infiltration and erosion of sagebrush rangelands". *Water Resources Bulletin* 26(6), 991-997.
- Bochet, E., J.L. J.L. Rubio, and J. Poesen. 1998. "Relative efficiency of three representative matorral species in reducing water erosion at the microscale in a semi-arid climate Valencia, Spain". *Geomorphology* 23, 139-150.
- Boix-Fayos, C., A. Calvo-Cases, A.C. Imeson, M.D. Soriano-Soto, and I.R. Tiemessen. 1998. "Spatial and short-term temporal variations in runoff, soil aggregation and other soil properties along a mediterranean climatological gradient". *Catena* 33, 123-138.
- Boix-Fayos, C., M. Martinez-Mena, A. Calvo-Cases, E. Arnau-Rosalén, J. Albadalejo, and V. Castillo. 2006. "Causes and underlying processes of measurement variability in field erosion plots in Mediterranean conditions". *Earth Surface Processes and Landforms* 78, 267-285.
- Cerdá, A. 1997. "Soil erosion after land abandonment in a semiarid environment of southeastern Spain". *Arid Soil Research and Rehabilitation* 11, 163-176.
- Chisci, G.C., P. Bazzoffi, M. Pagliai, R. Papini, S. Pellegrini, and N. Vignozzi. 2001. "Association of sulla and atriplex shrub for the physical improvement of clay soils and environmental protection in central Italy". Agriculture, Ecosystem and Environment 84, 45-53.
- Errea, M.P., T. Lasanta, L. Ortigosa, and A. Cerdá. 2001. "Soil moisture changes after land abandonment in the central spanish Pyrenees". *Cuadernos de Investigación Geográfica* 27, 47-60.
- Espigares, T., A. López-Pintor, and J.M. Rey-Benayas. 2004. "Is the interaction between Retama sphaerocarpa and its understorey herbaceous vegetation always reciprocally positive? Competition– facilitation shift during Retama establishment". Acta Oecologica 26, 121-128.
- IUSS Working Group WRB. 2014. World Reference Base for Soil Resources 2014. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports No. 106. Rome, FAO.
- García-Fayos, P. 2004. "Interacciones entre la vegetación y la erosión hídrica [Interactions between vegetation and water erosion]". In *Ecología del bosque mediterráneo en un mundo cambiante, Ministerio de Medio Ambiente*, edited by F. Valladares, 309-334. Madrid, EGRAF, S.A.
- García-Ruiz, J.M. and N. Lana-Renault. 2011. "Hydrological and erosive consequences of farmland abandonment in Europe, with special reference to the Mediterranean region A review". *Agriculture, Ecosystems & Environment* 140, 317-338.
- Haase, P., F.I. Pugnaire, S.C. Clark, and L.D. Incoll. 2000. "Photosynthetic rate and canopy development in the droughtdeciduous shrub Anthyllis cytisoides L." Journal of Arid Environments 46, 79-91.
- Jiménez, L., J. Ramírez, S. García-Ormaechea, M.J. Marqués, R. Pérez, and R. Bienes. 2004. "Infiltration and water erosion in clay loam soils in central Spain. The influence of *Retama sphaerocarpa*". Paper presented at the Fourth Internacional Conference on Land Degradation (Extended Abstracts), edited by A. Faz, R. Ortiz and G. García. Murcia, University of Murcia.

- Lasanta, T., J.M. García-Ruiz, C. Pérez-Rontomé, and C. Sancho-Marce. 2000. "Runoff and sediment yield in a semi-arid environment, the effect of land management after farmland abandonment". *Catena* 38, 265-278.
- Le Houerou, H.N. 2000. "Utilization of fodder trees and shrubs in the arid and semiarid zones of west Asia and north Africa". *Arid Soil Research and Rehabilitation* 14, 101-135.
- Lesschen, J.P., K. Kok, P.H. Verburg, and L.H. Cammeraat. 2007. "Identification of vulnerable areas for gully erosion under different scenarios of land abandonment in Southeast Spain". *Catena* 71, 110-121.
- Mainguet, M. 1994. Desertification Natural Background and Human Mismanagemente, 2nd Ed Berlín, Springer-Verlag.
- Mesón, M. and M. Montoya. 1993. Selvicultura Mediterránea. Madrid, Ediciones Mundi-Prensa.
- Molina, A., G. Govers, V. Vanacker, J. Poesen, E. Zeelmaekers, and F. Cisneros. 2007. "Runoff generation in a degraded Andean ecosystem: Interaction of vegetation cover and land use". *Catena* 71,357-370.
- Oliver, L., M.E. Pérez-Corona, and F. Bermúdez de Castro. 2002. "Degradación de la hojarasca en un pastizal oligotrófico mediterráneo del centro de la Península Ibérica [Litter degradation in mediterranean oligotrophic grassland of Iberian Peninsula center]". *Anales de Biología* 24, 21-32.
- Ortiz-Dorda, J., C. Martinez-Mora, B. Correal, B. Simon, and L. Cenis. 2005. "Genetic Structure of Atriplex halimus Populations in the Mediterranean Basin". *Annals of Botany* 95, 827-834.
 Poesen, J.W.A. 1992. "Mechanisms of overland-flow generation and
- Poesen, J.W.A. 1992. "Mechanisms of overland-flow generation and sediment production on loamy and sandy soils with and without rock fragments". In *Overland Flow: Hydraulics and Erosion Mechanics*, edited by A.J. Parsons and A.D. Abrahams, 275-305. London, UCL Press.
- Rey-Benayas J.M., A. López-Pintor, C. García, N. de la Cámara, R. Strasser, and A. Gómez-Sal. 2002. "Early establishment of planted Retama sphaerocarpa seedlings Ander different levels of light, water and weed competition". *Plant Ecology* 159, 201-209.
- Romero-Díaz, A. 2003. "Influencia de la litología en las consecuencias del abandono de tierras de cultivos en medios mediterráneos semiáridos [Influence of lithology on the consequences of the abandonment of farmland in semiarid Mediterranean environments]". Papeles de Geografía 38, 151-165.
- Ruiz-Colmenero, M., R. Bienes, and M.J. Marques. 2011. "Soil and water conservation dilemmas associated with the use of green cover in steep vineyards". Soil and Tillage Research 117, 211-223.
- Shainberg, I., G.J. Levy, J. Levin, and D. Goldstein. 1997. "Aggregate size and seal properties". Soil Science 162, 470-478.
- Soil Survey Staff. 2014. *Keys to Soil Taxonomy*, 12th ed. Washington, DC., USDA-Natural Resources Conservation Service,
- Stengel, P., P. Douglas, J.T. Guerif, M.J. Goss, M. Monnier, and R.Q. Cannel. 1984. "Factors influencing the variation of some properties of soils in relation to their suitability for direct drilling". *Soil and Tillage Research* 4, 35-53.
- Yoshikawa, S., H. Yamamoto, A. Ishihara, and Y. Hanano. 1998. "Evaluation of soil erosion caused by the abandonment of agricultural practices in Shikoku, Japan". *Japanese Journal of Soil Science and Plant Nutrition* 69, 265-277.

ANALYSIS OF RUNOFF, PERCOLATION AND EVAPORATION FROM GREEN ROOFS BASED ON RECYCLED CONSTRUCTION WASTE

T. Vanwalleghem¹, Peña, A.², Jiménez-Quiñones, D.¹, Sánchez, D.¹, J.V. Giráldez^{1,3}

¹Dpto. de Agronomía, Universidad de Córdoba, Cra de Madrid km 396, 14071 Córdoba, ag2vavat@uco.es

²Dpto. de Proyectos, Universidad de Córdoba, Cra de Madrid km 396, 14071 Córdoba, ir1peala@uco.es

³Dpto. de Agronomía, IAS, CSIC, Alameda del Obispo, 14004 Córdoba, ag1gicej@uco.es

RESUMEN. Los techos verdes son una forma pasiva de refrigeración que proporcionan una serie de beneficios ambientales adicionales de las cuales la retención y detención de escorrentía de tormentas es una de las principales. Durante este estudio, analizamos 10 tipos de sustratos para techos verdes, basados en áridos reciclados de la construcción. Elaboramos un experimento con cajas de 0,4m x 0,6 m bajo lluvia natural, con y sin vegetación. Recogimos la escorrentía y percolación durante cada evento durante el año hidrológico 2014-15 y se midió la evaporación de manera regular pesando las cajas. Se comprobó el funcionamiento de un modelo sencillo de balance de agua relacionando la evaporación de los sustratos con la saturación relativa. La diferencia entre sustratos con y sin vegetación era más importante que la diferencia entre sustratos. En cuanto a calidad de agua, se recogieron altos valores de CE después del periodo estival. Este estudio demostró que los sustratos basados en áridos reciclados son una opción viable para la construcción de techos verdes y que se podía modelar su comportamiento hidrológico satisfactoriamente.

ABSTRACT. Green roofs are a passive form of isolation that provide a wide array of additional environmental benefits, among which the retention and detention of storm runoff is possibly the most important one. In this study, we analyzed 10 types of substrates for green roofs, based on recycled construction waste. An experiment was set up in 0,4 m x 0,6 m boxes under natural rainfall, both vegetated and non-vegetated. Runoff and percolation were collected on an event-basis during the hydrological year 2014-2015 and evaporation was measured regularly. A simple water balance model relating the evaporation to the relative saturation of the substrate performed well. The difference between the vegetated and non-vegetated green roofs was found higher than the substrate differences. In terms of water quality, high EC values were observed after the summer period. This study shows that substrates based on recycled materials are a viable option for green roofs and that their hydrological behaviour can be adequately modelled from experimental data.

1.- Introduction

Green roofs are a passive refrigeration technique that functions as a natural insulator and avoid the impact of direct solar radiation on the roof structure. Different studies over the past years have clearly indicated that green roofs help to lower summer temperatures and to maintain higher temperatures during winter (Jaffal *et al.*, 2012). Green roofs are an integral part of Sustainable Urban Drainage Systems (SUDS) and as such, the hydrological characteristics of the substrate exert an important control not only on plant growth and the roof's heat balance, but also on off-site effects such as flooding.

In order to reduce the energy and environmental impact of building products significantly and diminish the amount of landfill waste, it is paramount to promote their recycling, preferably locally. Green roof substrates offer a significant potential for incorporating recycled building waste and contribute to a more sustainable construction process. Some previous studies exist on the use of recycled waste materials for use as green roof growing media. In a recent study, Bates et al. (2015) published the results of a 6-year experiment in which vegetation growth was monitored on substrates based on different recycled materials, including recycled building materials such as crushed brick or crushed demolition aggregate, but also solid municipal waste and mixes of the beforementioned substrates. They concluded that all treatments supported similar plant biomass, with the crushed brick substrate favouring richer assemblages. Molineux et al. (2009) characterised 4 different waste materials in terms of physical and chemical properties, such as organic carbon content, pH, particle size distribution, bulk density and leachate. Mickovski et al. (2013) analysed a substrate mix including a relatively low fraction (20%) of building and demolition waste in laboratory conditions and concluded that this substrate was adequate in supporting plant growth and resistant to erosion and slippage. They also pointed out several potential problems related to the use of recycled building materials for use as green roofs. These mainly include concerns relating to the adequacy for plant growth, both physically in terms of water availability, as chemically, since these substrates are often poor in nutrients. Because of the high coarse fragment content, possibly leading to high drainage rates, it is also not clear whether recycled building materials can store enough water to attenuate flood peaks compared to traditional green roof substrates. In the case of the recycled building substrate used by Mickovski et al. (2013), they found that vegetation established well and retarded drainage flow satisfactorily. They also did not identify any problems related to erosion or stability. It remains to see however, how other substrates with higher proportions of recycled building materials would perform. Especially the

hydrological response, depending on the water holding capacity, drainage and evaporation dynamics, is important in order to design green roofs. The green roof's hydrology impacts on three important design aspects: the first one vegetative, i.e. plant selection and irrigation requirements; the second one constructive, as potential loads will vary with maximum water holding capacity; and the final aspect energy-related, since the thermal response of the roof will be closely linked to the substrate's water content (Tabares-Velasco *et al.*, 2012).

The objective of this study is therefore to analyse the physical properties and hydrological response of different extensive green roof substrates based on recycled building waste. In order to do so, this study will design and study 10 different substrates, all based on recycled building materials, but spanning a wide range of material mixtures and properties.

2.- Materials and methods

High density poly-ethylene (HDPE) boxes (0.6 m \times 0.4 m \times 0.252 m; volume 0.011 m3; Plastipol, ES) were used as growth trays, filled with substrate. In total 10 different substrate mixes were designed. 10 boxes were installed without vegetation, in order to perform an evaporation experiment, and 10 boxes were planted with a test species and regularly irrigated, in order to evaluate plant growth. The green roof test beds were set up following the protocol used in commercially installed green roofs. The first layer, at the bottom of the box, was a protective geotextile (0.300 kg m⁻²). Second is a drainage and water retention layer (DE25, thickness 23 mm, water storage capacity 6.1 Lm^{-2}). On top of this layer, a filtrating geotextile was placed in order to avoid root intrusion and substrate loss. The fourth layer is then the main substrate, where 10 different mixtures were created and installed. The composition in weight% is given in Table 1. Two types of recycled building waste were used: coarse crushed aggregate and fine recycled concrete aggregate. All mixtures include between 15-90% of the coarse crushed aggregate, while the fine recycled concrete aggregate was used as a substitute for the fine soil fraction in two mixtures. The fine soil fraction of the other mixtures then held different proportions of commercially available sand, a clay soil and a natural silt-loam soil, excavated from the University of Cordoba site (37°55'14.60"N, 4°42'45.38"W). This soil was sieved to extract all fragments > 2 mm. All mixtures also received peat, in proportions ranging from 5-30%.

The substrate was mixed by hand. The main substrate layer was then packed in the boxes to a thickness of 100 mm, applying slight manual pressure during the installation in order to create a slight compaction. Finally, the substrate layer was topped off by a protective coco-fiber mat (Bonterra Ky) at the surface, mainly in order to avoid any superficial erosion.

Table 1. Composition of substrate mixtures (mass %).

code	CCA ^a	FRCA ^b	silt-loam soil	sand	clay	peat
1	90					10
2	35		35			30
3	50		45			5
4	35	57.5				7.5
5	35		57.5			7.5
6	30				65	5
7	30		55			15
8	30		65			5
9	15	80				5
10	35			35		30

^a coarse crushed aggregate

^b fine recycled construction aggregate

Each box was perforated at the bottom and at the level of substrate surface in order to collect respectively drainage and surface runoff (Figure 1). The weight of the box was recorded regularly (every 2-3 days) and the volume of percolation and runoff was recorded after each event during the hydrological year 2014-15.

Figure 1. Experimental setup showing the irrigated *Sedum*-vegetated green roof test beds.



3.- Results and discussion

The novel test substrates chosen here vary widely in particle size, as shown in Table 2, from pure clay size (substrate 6) to very coarse material, with a D50 larger than 3 mm (substrate 1). This variation in grain size is reflected in an important variation of initial dry bulk density, between 1089-1605 kg m⁻³. Although few studies report substrate bulk density and a wide variation exists in practice, values for commercial extensive green roof substrates are typically below 1000 kg m⁻³ (Olszewski and Young, 2011), as these are typically high in organic material (Ampim *et al.*, 2010).

In all cases, an important compaction was observed

between the initially installed substrate and the substrate at the end of the evapotranspiration experiment, even though the test substrates were already manually compacted during installation. Compaction ratios between 1.04-1.38 were observed. The compaction ratio was found to be significantly negatively related to the initial dry bulk density (R^2 =0.46, p=0.03). This implies that the substrates with the higher initial bulk density were compacted less, as could be expected from their higher incompressible coarse fragment content. These results clearly stress the importance of taking into account this natural compaction during the green roof's design.

The total water holding capacity of the green roof test beds (Table 2), varies between 28.3 and 45.2 % by volume. This integrates the effect of the substrate mixture, the drainage nodule layer and the geotextiles. Water retained by the substrate layers alone, varies between 10.4 and 23.9% by volume. The other layers, that are similar in all test beds, retain 19% +/-1.4%. This means that the substrate layer alone is responsible for 37-53 % of the total water holding capacity. The substrates with the highest water holding capacity are 2 and 5. The first has the highest fraction of organic peat material and an important fraction of silt-loam soil. The latter has the second-highest fraction of silt-loam soil. Interestingly, substrates 7 and 8, with similarly high silt-loam levels, have slightly lower water holding capacity, both with respect to total as to individual substrate holding capacity. Substrate 1 has the lowest water holding capacity, not surprisingly, since this is mostly made up out of coarse crushed aggregate.

Table 2. Main physical and hydrological properties of the different green roof substrates.

code	D50 (mm)	BDF ^a (kg m ⁻³)	CR ^b	POR ^c (%)	WUSL (kg m ⁻²) ^d	TWHC (vol%) ^e
1	3.164	1676	1.04	36.7	132	28.3
2	1.422	1715	1.40	35.3	118	45.2
3	1.457	1738	1.14	34.4	132	35.4
4	1.890	1853	1.28	30.1	124	32.3
5	1.283	1993	1.31	24.8	135	39.9
6	0.002	1457	1.34	45.0	83	34.4
7	1.287	1873	1.38	29.3	118	32.7
8	1.241	1791	1.35	32.4	117	33.8
9	1.819	1965	1.35	25.8	122	30.2
10	1.591	1692	1.30	36.1	115	34.5

^a final bulk density, at the end of the evapotranspiration experiment

^b compaction ratio, defined as final dry bulk density divided by initial dry bulk density

^c final porosity

^d wet unit surface load, includes mass of water retained by the substrate, drainage layer and geotextiles

^e total water holding capacity, see e

The evolution of the relative saturation of the substrates, expressed as the actual divided by the maximum water content, from the green roof test beds during the evapotranspiration experiment is shown in Figure 2. Overall, it can be seen that the evapotranspiration process follows an exponential pattern. In all cases, the evapotranspiration process was found to be very fast when the substrates are near saturation, and therefore only small differences were observed during the first week. At the beginning of June, when the relative saturation in the substrates dropped below 0.2, the evapotranspiration process slowed down considerably, as can be appreciated by the change in slope. The average daily water loss over all substrates dropped from 1.3 mm day⁻¹ in May to 0.3 mm day⁻¹ in June, while the reference evapotranspiration increased from 5.3 to 5.6 mm day⁻¹.

Figure 2. Relative water saturation $(W(t)/W_{max})$ of the 10 substrate mixtures, daily rainfall (grey bars) and potential evapotranspiration (black dots) during the evapotranspiration experiment. Note that an increase in relative water content corresponds to a rainfall event.



The evapotranspiration model proposed in this study assumes that there is a linear relation between the measured or actual evapotranspiration, e(t), and the potential evapotranspiration, $e_0(t)$, multiplied by the relative saturation of the substrate, W(t)/Wmax, with W(t)the substrate water depth at time t and W_{max} its maximum value. This model is based on the Thornthwaite and Mather (1955, Alley, 1984) model, frequently used in hydrological applications like Rutter et al. (1971) for predicting evaporation of intercepted rainfall from tree canopies or by Brocca et al. (2008) for evapotranspiration from soils. In the model presented here however, there is additional coefficient *m*, that expresses the proportionality between normalized evapotranspiration $e(t)/e_0(t)$ and relative saturation.

$$\mathbf{e}(t) = \mathbf{m} \times \mathbf{e}_{0}(t)(\frac{\mathbf{W}(t)}{\mathbf{W}_{\text{max}}})$$
 (Equation 1)

In order to evaluate the suitability of the

evapotranspiration model (Equation 1), normalized evapotranspiration was plotted versus relative saturation of the substrate for all substrates (Figure 3). The obtained relation with an m-value, equal to the slope of the linear regression fit, of 0.67 shows clearly that actual evapotranspiration from the multi-course green roof test beds is always lower than the potential evapotranspiration, even at saturation. With an overall R^2 -value of 0.78, it can be seen that a good fit is obtained, although the dispersion is quite large. The dispersion of the data can partly be attributed to measurement errors, although an important part of this variability could possibly be explained by the differences between the substrates. Therefore, in order to identify differences in the hydrological response of the different substrates, this relation was subsequently evaluated for all substrates separately. However, no statistically significant differences were found.





The observed model was then shown to represent the observed drying behavior adequately (Figure 4).

Figure 4. Observed and modelled water balance, expressed as the variation in unit surface load, during the experiment for substrate mixture 5.



In total 13 runoff or percolation producing events were recorded. No significant effect of vegetation or substrate type could be discerned for the percolation quantity (Figure 5). With respect to runoff, only one substrate, number 8, showed a significantly higher runoff compared to the others (Figure 6), because of a single event, yielding 1100 ml of runoff. Again, no effect of vegetation was observed. This indicates that during the observation period, the antecedent moisture status of the substrate did not control the runoff and percolation behavior. This implies that the time between events is too short so that additional drying of the substrate due to evaporation did not cause a difference in the moisture status of the substrate types. Possibly also the rainfall characteristics, dominated by short periods of intensive rainfall might contribute to these observations. Further observations will be done in order to clarify this.





Figure 6. Runoff behavior by substrate type, vegetated.



4.- Conclusions

Green roofs are an effective tool for reducing energy losses from poorly isolated buildings and for urban water management. Incorporating recycled building materials into green roof substrates improves the sustainability of and contributes to sustainable urban buildings development. This study has shown that this is a viable option, both from constructive, vegetative as hydrological aspects. Total water holding capacity of the recycled substrates varied between 10 and 24 % by volume. Unit surface loads vary between 10-16 or 14-19 kg m⁻² per cm course depth for dry and fully saturated conditions respectively. Finally, a simple water balance model was developed that proved adequate to describe the evolution of soil moisture. It was shown that evapotranspiration was controlled mainly by relative water content. Substrates characteristics played only a secondary role.

These results will contribute to the design of green roof substrates based on recycled building materials under Mediterranean conditions. Further research will focus on the effect of different substrates on runoff generation, on the effect of other plant species, such as endemic Mediterranean species, on the evapotranspiration, and on the interaction between irrigation strategies and heat balance.

Acknowledgements. The authors acknowledge Paisajes del Sur SA and Bonterra Ibérica SA, and in particular its director Mr. Valentin Contreras, for help with the installation of the green roof test beds. We acknowledge Dr. Jesús Ayuso, for supplying the recycled building material. The authors would like to thank the ERDF of European Union for financial support via project "Optimizando el potencial de techos verdes para la rehabilitación energética de edificios: interacción entre sustratos reciclados, propiedades hídricas y eficiencia energética" of the "Programa Operativo FEDER de Andalucía 2013-2015". We also thank to Public Works Agency and Regional Ministry of Public Works and Housing of the Regional Government of Andalusia. Tom Vanwalleghem is funded by a Ramón y Cajal Fellowship by the Spanish Ministry of Economy and Competitiveness.

5.- References

- Alley, W.M., 1984. On the Treatment of Evapotranspiration, Soil Moisture Accounting, and Aquifer Recharge in Monthly Water Balance Models. *Water Resour. Res.* 20, 1137-1149. doi:10.1029/WR020i008p01137
- Ampim, P.A., Sloan, J.J., Cabrera, R.I., Harp, D.A., Jaber, F.H., 2010. Green roof growing substrates: Types, ingredients, composition and properties. J. Environ. Hortic. 28, 244.
- Bates, A.J., Sadler, J.P., Greswell, R.B., Mackay, R., 2015. Effects of recycled aggregate growth substrate on green roof vegetation development: A six year experiment. *Landsc. Urban Plan.* 135, 22-31. doi:10.1016/j.landurbplan.2014.11.010
- Brocca, L., Melone, F., Moramarco, T., 2008. On the estimation of antecedent wetness conditions in rainfall–runoff modelling. *Hydrol. Process.* 22, 629-642. doi:10.1002/hyp.6629
- Castleton, H.F., Stovin, V., Beck, S.B.M., Davison, J.B., 2010. Green roofs; building energy savings and the potential for retrofit. *Energy Build*. 42, 1582-1591. doi:10.1016/j.enbuild.2010.05.004
- Czemiel Berndtsson, J., 2010. Green roof performance towards management of runoff water quantity and quality: A review. *Ecol. Eng.* 36, 351-360. doi:10.1016/j.ecoleng.2009.12.014
- Mickovski, S.B., Buss, K., McKenzie, B.M., Sökmener, B., 2013. Laboratory study on the potential use of recycled inert construction waste material in the substrate mix for extensive green roofs. *Ecol. Eng.* 61, 706-714. doi:10.1016/j.ecoleng.2013.02.015
- Molineux, C.J., Fentiman, C.H., Gange, A.C., 2009. Characterising alternative recycled waste materials for use as green roof growing media in the U.K. Ecol. Eng. 35, 1507-1513. doi:10.1016/j.ecoleng.2009.06.010
- Rutter, A.J., Kershaw, K.A., Robins, P.C., Morton, A.J., 1971. A predictive model of rainfall interception in forests, 1. Derivation of the model from observations in a plantation of Corsican pine. *Agric. Meteorol.* 9, 367-384. doi:10.1016/0002-1571(71)90034-3
- Tabares-Velasco, P.C., Zhao, M., Peterson, N., Srebric, J., Berghage, R., 2012. Validation of predictive heat and mass transfer green roof model with extensive green roof field data. *Ecol. Eng.* 47, 165-173. doi:10.1016/j.ecoleng.2012.06.012
- Thornthwaite, C.W., Mather, J.R., 1955. The Water Balance, Publications in Climatology VIII(1). Drexel Institute of Climatology, Centerton, New Jersey.

UNA PRÁCTICA QUE SOLUCIONÓ EL ABASTECIMIENTO GANADERO EN SEQUÍAS EN LOS BAJOS SUBMERIDIONALES SANTAFESINOS

D.C. Sosa¹, E.L. Díaz², S.L. Castro¹, M. Genesio¹, M. Basan³ y A. Paz González⁴

¹INA Centro Regional Litoral, Patricio Cullen 6161 – Santa Fe Argentina, Email. Sosa.dora@gmail.com

² Facultad de Ciencias Agropecuarias, UNER. RP 11 km 10.5 Oro Verde. Entre Ríos. Argentina

³ Estación experimental Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria Reconquista

⁴ Universidade da Coruña. Campus Zapateira. Coruña. España.

RESUMEN. Los Bajos Submeridionales, en la Provincia de Santa Fe, se encuentran en una extensa llanura sedimentaria con suaves pendientes y alternancia de periodos extremos, consecuencia de la variación de las precipitaciones de 400 a 1600 mm. La ganadería es la actividad principal, a pesar de que existen serios limitantes en la aptitud de las aguas subterráneas para su uso.

Los paleocauces son reservorios naturales de agua con mejor calidad que su entorno, los que se recargan por infiltración. La zona no saturada juega un rol clave por que evita la transferencia vertical y pérdidas asociadas por evaporación. Perforaciones de recarga superficial inducen la infiltración del almacenamiento superficial generada en bajos. La explotación mediante bombas basadas en energía eólica en varios pozos distribuidos en formato araña evitan los conos de depresión concentrados y ascenso de aguas de menor calidad. Los resultados de una Planta Piloto para abastecimiento ganadero permiten recomendar su adopción por productores en áreas con limitaciones hídricas.

Palabras claves: recarga, bajos submeridionales, abastecimiento ganadero

ABSTRACT. Bajos Submeridionales in Santa Fe province, Argentina, is a region with a tender slope, with an extreme rainfall pattern wich values range from 400 mm to 1600 mm per year. Livestock farming, the main activitive in this region, even tough important limitations refering to groundwater quality for this use. Former river chanels are natural groundwater reservoirs of better quality than its surroundings as they are recharged by infiltration. The vadose zone plays a key role as it prevents shallow groundwater from evaporating. Recharge wells induce infiltration from water reservoirs constructed taking advantage of natural depressions. Water pumping wells have a "spider-like" distribution. Extraction is achieve with few wells avoiding depresión cone and up-conning of lower quality groundwater. Pumps can function with eolic energy or mills. Results in a Pilot Plant for livestoke supply allow as to recommend this technique to be applied in areas with similar water limitations.

Key words: recharge, bajos submeridionales, livestoke supply.

1.- Introducción

El objetivo del trabajo fue el de evaluar una alternativa de almacenar agua proveniente de las precipitaciones en la zona no saturada, a los efectos de disminuir el efecto de la evaporación de las aguas almacenadas en superficie, de manera de mejorar la aptitud del agua del primer nivel acuífero mediante la dilución por la infiltración del agua de lluvia almacenada en superficie. Finalmente, evaluar el efecto que produce la recarga del agua de lluvia en la zona del acuífero libre con excesos de sales para el abrevado de la ganadería.

Los Bajos Submeridionales se encuentran situados en el centro norte de argentina ocupando parte de las provincias de Santiago del Estero, Chaco y noroeste de la provincia de Santa Fe, el presente trabajo se refiere a esta última ver fig. 1. Es un ambiente de llanura sedimentaria con escasa pendiente, donde no existen divisorias de aguas topográficamente nítidas У permanentes. Como consecuencia de las precipitaciones las tenues elevaciones que separan las depresiones pueden ser traspuestas, en uno u otro sentido por importantes volúmenes de agua en formato de manto, Girault et al. (2002). Además, Fertonani y Prendes, (1984) lo definieron como Sistema hidrológico no típico, para identificar a estas cuencas de llanuras donde los límites son difíciles de definir y las aguas superficiales presentan baja energía cinética y tendencia al almacenamiento en depresiones del terreno.



Fig. 1. República argentina – Santa Fe-Bajos Submeridionales Santafesinos.

Este insuficiente gradiente de energía para organizar los escurrimientos y que condiciona los almacenamientos en depresiones favorecen el incremento de carga hidráulica necesaria para iniciar procesos de infiltración, que en períodos de excesos hídricos generan la desaparición de la
ZNS por ascenso de los niveles freáticos que llegan a alcanzar la superficie del terreno.

En este ambiente, también se observan características hidrogeológicas particulares debido a la escasa energía cinética consecuencia del escaso gradiente hidráulico, del orden de cm por km, con un fuerte predominio de movimientos verticales sobre los horizontales. Tendencia al almacenamiento y grandes variaciones hidroquímicas en cortas distancias donde en un mismo espesor conviven aguas de diferentes densidades. Estas particularidades propias de estos sistemas permiten definirlos como "Sistemas Hidrogeológicos No Típicos". Sosa *et al.* (2011)

Las bajas permeabilidades de estos sedimentos cuaternarios lo ubican en el entorno de los acuitardos. Estos sistemas frecuentemente presentan sectores menos salinos contenidos en los sedimentos más permeables limo arenosos cuyo origen proviene de abanicos aluviales de los ríos Salado y Bermejo, que han surcado durante Cuaternario y han dejado numerosos paleocauces en una compleja red de meandros de trazado irregular y poco divagantes cuya dirección general es de oeste-este. Estos, están totalmente colmatados, siendo muy difíciles de ubicar en el terreno.

También algunos de estos presentan alineamientos de hoyas de deflación, excavadas en una época posterior. Unos pocos de ellos, sin embargo, constituyeron verdaderas llanuras aluviales de 2 a 3 Km de ancho. Actualmente los cursos de distinta edad y dirección se presentan parcialmente superpuestos y entrecruzados, en una trama irregular. Algunos pocos son portadores de agua de una calidad aceptable para consumo humano en los subálveos, lo que les confiere un gran valor potencial en una región con serios limitantes en la calidad de las aguas subterráneas, que frecuentemente es no apta aun para el consumo ganadero. El primer nivel acuífero proveniente de flujos locales, incrementa la concentración salina durante las sequías, a medida que los niveles freáticos se profundizan.

Las aguas en esta región pueden presentar conductividades dentro del rango 1000 a 15000 μ S/cm, en ocasiones pueden superar ampliamente los 20000 μ S/cm.

La metodología para la detección de los paleocauces, se realiza mediante el análisis combinado de imágenes satelitales, fotos aéreas y Prospección Eléctrica con Calicatas Eléctricas y Sondeos Eléctricos Verticales.

En este ambiente los suelos que se han desarrollado son del tipo franco limosos de baja permeabilidad, donde es posible identificar dos grandes ordenes de suelos los Alfisoles y los Molisoles.

El orden de los Alfisoles presenta un horizonte argílico, sin epipedón mólico. Se caracteriza por presentar un horizonte subsuperficial de enriquecimiento secundario de arcillas, desarrollado en condiciones de acidez o de alcalinidad sódica, asociado con un horizonte superficial claro, generalmente pobre en materia orgánica o de poco espesor. Estos suelos presentan una alta saturación con bases en todo el perfil. En los Bajos Submeridionales se han identificado 1 de los 5 subórdenes que la taxonomía reconoce para los Alfisoles: Acualfes.

En cuanto a los Molisoles, se describen como suelos oscuros desarrollados a partir de sedimentos minerales en

climas templado-húmedos a semiáridos, también se presentan en regímenes fríos y cálidos con una cobertura vegetal integrada fundamentalmente por gramíneas. La incorporación sistemática de los residuos vegetales y su mezcla con la parte mineral ha determinado un proceso de mecanización, que se ve representado en el epipedón mólico. Otras propiedades que lo caracterizan son: la estructura granular o migajosa moderada y fuerte que facilita el movimiento del agua y el aire; la dominancia del catión calcio en el complejo de intercambio catiónico, que favorece la floculación de los coloides; la dominancia de arcillas; moderada a alta capacidad de intercambio y de elevada saturación bases. En los Baios Submeridionales ocupan casi todos los ambientes. Se han reconocido los Subórdenes Alboles, Acuoles y Udoles. La zona de interés esta representada por suelos clasificados como Argialboles, Argiudoles, Argiustoles, Natracuoles y Natralboles.

Iriondo (2011) complementa la descripción de la ZNS y menciona que entre las característica de los primeros espesores es frecuente la presencia de facies palustre y fluviales, con estratos mal definidos, son evidencias de saturación permanente y actividad hidroquímica en varios niveles y afirma que la bioturbación producida por las hormigas en la fase actual es muy grande hasta una profundidad que va de 1 a 2 m.

En los últimos años 20 años se observó un avance de la ganadería, al que se sumó una sequía importante ocurrida durante los año 2008-2009 en que muchos de los paleocauces y aguadas exigidas al máximo para el abrevado animal tuvieron un deterioro de su calidad y reservas. Es entonces que a partir del año 2010 se comienzan con las primeras investigaciones de recarga para abastecimiento ganadero.

En un mundo cada vez más necesitado de alimento, y ante un cambio climático que exige producir en zonas cada vez mas complicadas, se pretende contribuir con una experiencia que permitió al establecimiento ganadero no comprar agua en los períodos críticos y manejar sus recursos hídricos con la producción.

El clima es meso termal subhúmedo húmedo. La precipitación media anual oscila entre 900 y 1.000 mm con concentración estivo-otoñal. Existe un ligero déficit en el verano dada la elevada evapotranspiración. Según un análisis cualitativo de las sequías en la Província de Santa Fe a través de un anàlisis espectral mostró al norte de la Provincia como la región más afectada por el fenómeno, resultando la localidad de Villa Minetti la más perjudicada. Venencio *et al.* (2002).

En esta región se observa una alternancia de excesos y déficits de agua. En cuanto a la información pluviométrica en estudios previos desarrollados entre el Instituto Nacional del Agua y la Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas de la Universidad Nacional del Litoral, se concluye que la precipitación media de la región se incrementó en 30 años de 1971 a 2000 en un 28.9 %, lo que condicionó a la actividad productiva a la disponibilidad hídrica aumentando la carga animal en los establecimientos.

El trabajo realizado en el marco del Convenio DPOH SPAR-INA CRL (2002) muestra que la precipitación presenta una distribución a escala anual desigual, los tres meses de mayor precipitación, corresponden a los meses de verano, tienen una marcada diferencia con los restantes, lo que indica que la pluviometría está concentrada. Durante los años 2008 y 2009 la precipitación anual llegó a mínimos extremos de 400 mm, siendo la media de los últimos 30 años cercana a los 950mm, la Fig. 2 presenta la evolución anual de las precipitaciones en la localidad de Tostado de la Provincia de Santa Fe.

PRECIPITACIONES - TOSTADO (STA. FE)

Fig. 2. Serie de precipitación 1929-2008 Fuente: Productor ganadero (at. Miguel Zaballa) Tostado. (Veizaga *et al.*, 2009)

El lugar de estudio, donde se realizaron las experiencias que se describen a continuación es el Establecimiento "La Güeya", ubicado aproximadamente a 11 Km en dirección noroeste de la ciudad de Tostado, Dpto. 9 de Julio, Provincia de Santa Fe. En coordenadas (29° 8'39.79"S; 61°50'23.62"O). El mismo se dedica a la ganadería con un predominio de pasturas naturales y en un porcentaje menor pasturas implantadas y/o agricultura con fines forrajeros, con bajo uso de insumos agroquímicos de fertilizantes y herbicidas.

En la experiencia participan el Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA), el Instituto Nacional del Agua (INA), el gobierno provincial, Universidades y el productor.

En la Fig. 3 se identifican los Sistemas de Investigación A, B y C, cuyos resultados se exponen en este trabajo.



Fig. 3. Imagen GOOGLE EARTH Establecimiento "La Güeya", ubicación de los sistemas A;B yC.

2. Metodología

Los estudios se realizaron en dos Plantas Piloto de recarga para evaluar el sistema y un tercer área testigo. Que se denominaron Sistemas A, B y C. Se implementaron equipos de monitoreo para medir las variables de precipitación, niveles freáticos y caudales explotados mediante la instalación de una estación meteorológica automática en el establecimiento que permite evaluar variables de interés para este estudio, un freatígrafo digital para realizar el seguimiento del nivel del acuífero y finalmente un caudalímetro para tener el registro de agua bombeada.

Las Plantas Piloto cuentan con una sistematización en el sector de las perforaciones para que toda el agua superficial proveniente de las lluvias confluya a los pozos de recarga. Finalmente se realizan controles periódicos mediante análisis químicos del agua para evaluar la aptitud del agua destinada al consumo animal.

Las mediciones sistemáticas comenzaron en el año 2011, fecha a partir de la cual la Planta Piloto se encuentra operativa.

La implementación del Sistema A se realizó sobre un paleocauce difuso del río Salado donde se ubicaron 4 perforaciones utilizando imágenes satelitales v prospecciones geoeléctricas. El diseño de las "doble propósito" perforaciones, denominadas de infiltración del agua superficial y extracción mediante bombeo se presenta en la Fig. 4 (a) dispuestas según una distribución tipo patas de araña Fig. 4 (b) tienen doble finalidad la recarga y el bombeo.



Fig. 4 (a) Diseño de una perforación "doble propósito" Fuente: Basán *et al.* 2011



Fig. 4 (b). Ejemplo de pozos araña

Para mejorar la recarga se conectaron las cuatro perforaciones mediante una depresión en forma de plato de escasa profundidad, complementado un camino de acceso con propósito de tránsito en el establecimiento y recolección del agua de lluvia. Fig. 5. Periódicamente se extraen muestras de agua a los efectos de evaluar conductividad eléctrica, sales totales, cloruro de sodio, sulfato y magnesio. El molino del Sistema A deriva el agua hacia el tanque

central de mezcla del Establecimiento con una autonomía de 15 días, de forma que esta reserva sea la suficiente con el objeto de no exigir al acuífero con extracciones no sustentables.



Fig. 5. Esquema en planta del Sistema A – donde P1, P2, P3 y P4 son los Pozo 1,2,3 y 4. Distribución de pozos araña

El sistema B también implementado en la zona de un paleocauce difuso, con perforaciones según un sistema "patas de araña" conformado por 4 perforaciones convencionales encamisadas de 115 mm de diámetro, las cuales tienen un distanciamiento de más de 12 m cada una del resto. Alimentan a un molino, que bombea el agua hacia el Tanque Central de almacenamiento y mezcla.

Este sistema posee una represa de almacenamiento, contigua a las 4 perforaciones, que permite la recarga del acuífero libre a través de su piso y talud lateral, mejorando la calidad química del agua subterránea de ese sector, el sistema se complementa con un caudalímetro totalizador, controlado mensualmente.

El Sistema C fue construido en una depresión natural del terreno, donde no se identificó un paleocauce. En su inicio las perforaciones eran convencionales, luego se implementó con el diseño de pozos de recarga-bombeo. Se adoptó un sistema de patas de araña para el funcionamiento del molino.

Durante las precipitaciones, el agua que supera la capacidad de infiltración de los suelos escurre en los canales (sistema colector) que conducen las mismas a una depresión superficial la cual fue acondicionada, y es el sitio donde se ubican los filtros horizontales que son la captación de las perforaciones y llevan el agua de recarga al acuífero. La captación se realiza con un molino de viento que extrae simultáneamente de todas las perforaciones del sistema de pozos araña y descarga en una cisterna central de la que se distribuye el agua a los bebederos de los potreros del establecimiento que garantizan una distribución de agua de la misma aptitud.

3. Resultados

El sistema denominado A cuenta con un período de registro, que se extiende desde diciembre de 2011 y con una periodicidad mensual hasta diciembre de 2012 Tabla 1, fue el primero implementado, y permite compararlo con los otros dos sistemas B y C. Se observa que el nivel freático disminuyó y la calidad del agua desmejoró, sobrepasando valores de sales totales de 4 g/l, clasificándose hasta ese límite como "buena" para ganadería bovina de cría Bavera, (2011), los mismos se representan en la Fig. 6.

Tabla 1. S	Sistema A
------------	-----------

Mes- año	P (mm)	Vol [m ³]	N _f prom (m)	C.E. (µS/cm)	Res. Seco (gr/l)	Ap. Gan
12-11	25	183	-4,976	7320	5,12	А
01-12	148	240	-5,100	5520	3,86	В
02-12	92	210	-5,191	6500	4,55	А
03-12	70	269	-5,227	7370	5,16	А
04-12	82	149	-5,280	6840	4,79	А
05-12	66	146	-5,188	5010	3,51	В
06-12	0	173	-5,123	7540	5,28	А
07-12	0	272	-5,347	7680	5,38	А
08-12	24	274	-5,361	8130	5,69	А
09-12	18	212	-5,377	8420	5,89	А
10-12	80	217	-5,340	9110	6,38	А
11-12	124	195	-5,483	310	0,22	D
12-12	185,5	260	-4,445	5390	3,77	В

Donde P: Precipitación, Vol: Volumen extraído, Nf: nivel freático, C.E.: Condictividad eléctrica del agua, Res. Seco: Residuo Seco, Ap Gan : Aptitud Ganadera según Bavera, (2011).



Sistema A

Fig. 6. Sistema A – Relaciones entre Nivel freático promedio-Residuo seco- Precipitación y volumen extraído

El Sistema B cuenta con el período de registro más prolongado que se extiende la toma de información desde el Junio de 2011 y con una periodicidad mensual hasta Diciembre de 2012 Tabla 2, fue el primero implementado, y permite compararlo con los otros dos sistemas B y C. Se observa que el nivel freático disminuyó y la calidad del agua desmejoró, sobrepasando valores de sales totales de 4 g/l, clasificándose hasta ese límite como "buena" para ganadería bovina de cría (Bavera, 2011), los mismos se representan en la Fig. 7.

Mes- año	P [mm]	Vol [m ³]	N _f [m]	C.E. (µS/cm)	Res. Seco [g/l]	Ap Gan
06-11	14	0	-4,2	5410	4,33	А
07-11	26	113,7	-4,4	5830	4,66	А
09-11	47	139,6	-4,2	6700	5,36	А
10-11	76	227	-5,2	6790	5,43	А
11-11	73	326	-5,8	6770	5,42	А
12-11	25	326	-5,7	6850	5,48	А
01-12	148	338	-5,7	7400	5,92	А
02-12	92	293	-5,8	7880	6,30	А
03-12	70	312	-6,4	8230	6,58	А
04-12	82	226	-5,6	7630	6,10	А
05-12	66	172	-5,5	7540	6,03	А
07-12	0	194	-5,6	8590	6,87	А
08-12	24	259	-5,34	9180	7,34	М
09-12	18	302	-6,4	9820	7,86	М
10-12	80	420,4	-6,9	9930	7,94	М
11-12	124	443,6	-3,7	2660	2,13	В
12-12	185.5	317	-5.1	9080	7.26	М

Tabla 2.Sistema B

Donde P: Precipitación, Vol: Volumen extraído, Nf: nivel freático, C.E. Condictividad eléctrica del agua, Res. Seco: Residuo Seco, Ap Gan :



Fig.7. Sistema B – Relaciones entre Nivel freático promedio- Residuo seco- Precipitación y volumen extraído

En general, en aquellos meses donde el nivel freático se encontró con menores valores, la salinidad aumenta (Tabla 2). Los meses más críticos en relación a la calidad del agua fueron septiembre y octubre de 2012 (Tabla 2), donde se alcanzaron valores de sales totales superiores a 7 g/l, que para animales no acostumbrados a consumir agua con tenores salinos semejantes, puede ocasionarles problemas, en estos casos resulta importante observar los cationes y aniones que se presentan. A su vez, la profundidad del nivel freático fue de 6,4 m en septiembre y de 6,9 m en octubre, siendo estos los casos en que el nivel freático se encontró más profundo durante el período de estudio considerado. Esto coincide con los altos volúmenes de agua extraída en ambos meses, 302 y 420 m3, respectivamente.

El mes de Noviembre de 2012 fue el único en el que obtuvo agua de buena calidad, con un valor de sales totales de 2,1 g/l. Esto concuerda con el aumento brusco del nivel freático (más cerca de superficie) debido a las precipitaciones de ese momento, coincidiendo, en el mismo mes, el menor contenido de sales y el nivel freático más cercano a superficie registrado en todo el periodo analizado. Es por ello que altos contenidos de sales totales se relacionan con los menores niveles freáticos (más profundos) producto del bombeo, y menores contenidos de sales totales se relacionan directamente con niveles freáticos más altos, debido a lluvias y/o al bombeo al que se ve sometido el sistema.

En la Tabla 3 se presentan los valores de Nivel freático, conductividad eléctrica, residuo seco de las aguas y volumen extraído de las perforaciones del sistema C, en meses discontinuos desde junio 2011 a dic-2012, Fig. 8, estos valores son previos a la construcción de los pozos de doble propósito.

14014 01 01	stenna e					
Mes- año	P (mm)	Vol. (m ³	N _f (m)	C.E. (µS/cm)	Res. Seco (g/l)	Ap Gan
06-11	14	0	-4,0	11420	10,28	М
08-11	0	68,5	-4,1	11300	10,17	М
10-11	76	6	-5,0	12960	11,66	С
11-11	73	109	-4,5	12550	11,30	С
12-11	25	164	-5,1	12700	11,43	С
01-12	148	167	-4,8	13470	12,12	С
02-12	92	185	-5,4	13410	12,07	С
03-12	70	146	-5,85	14600	13,14	С
12-12	185,5	124	-5,4	13600	12,24	С

Tabla 3. Sistema C

Donde P: Precipitación, Vol: Volumen extraído, Nf: nivel freático, C.E. Condictividad eléctrica del agua, Res. Seco: Residuo Seco, Ap Gan : Aptitud Ganadera según Bavera, (2011).



Fig. 8. Sistema B – Relaciones entre Nivel freático promedio- Residuo seco- Precipitación y volumen extraído previas a obras de recarga.

En todos los meses los valores de sales totales superaron los 10 g/l (Tabla 3) Por lo que el agua del Sistema C es de menor aptitud ganadera que la de los Sistemas A y B. Solo llega a ser utilizado para complementar los volúmenes requeridos por la hacienda del Establecimiento. Al igual que en los Sistemas A y B, se observó que en aquellos meses donde el nivel freático disminuyó, la salinidad aumentó y en aquellos meses donde el nivel freático ascendió la salinidad fue menor Fig. 8.

El mes de marzo del 2012 presentó el mayor contenido de sales totales (13,1 g/l), lo que se considera un agua "condicionada" como destino para aptitud ganadera. Esto concuerda con un volumen de agua extraído alto (146 m3 en el mes) y el nivel freático bajo (5,85 m), a pesar de haberse producido 70 mm de lluvia durante ese mes, pero eso se explica debido a que en este sistema la recarga se produce naturalmente debido a la infiltración del terreno natural, donde las respuestas de la recarga del acuífero con el agua de lluvia se verifican con un mayor retraso.

A continuación se muestran los valores para el año 2015 para todos los sistemas A, B y C Tablas 4, 5 y 6. Pero se recalca que el Sistema C, ya acondicionado, con pozos doble propósito recarga-bombeo el agua mejora considerablemente pasando de una clasificación Mala- Condicionada a Buena o sea de un agua con C.E. para enero-marzo 2012 entre 13420 y 14600 μ S/cm a valores

inferiores a 2300 μ S/cm . En los tres primeros meses del año 2015 (Enero, Febrero y marzo) llovieron 234.5, 207 y 108 mm, respectivamente.

Tabla	4.	Sistema	A
1 40,0144	••	Disterine	

Mes-	Vol.	N _d	C.E.1	C.E.2
año	(m ³)	(m)	(µS/cm)	(µS/cm)
01-15	80		5680	170
02-15	80	4,15	750	1450
03-15	141	3,16	3170	2740

C.E.1: Conductividad eléctrica del agua al final 1° quincena del mes. C.E.2 Conductividad eléctrica del agua al final 2° quincena del mes. Tabla 5. Sistema B

Vol.	N _d	C.E.1	C.E.2
(m^3)	(m)	(µS/cm)	(µS/cm)
s/d	s/d	2310	180
0.81	2,68	150	140
s/d	3,6	250	1570
	Vol. (m ³) s/d 0.81 s/d	Vol. (m ³) N _d (m) s/d s/d 0.81 2,68 s/d 3,6	$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $

C.E.1: Conductividad eléctrica del agua al final 1° quincena del mes. C.E.2 Conductividad eléctrica del agua al final 2° quincena del mes.

Tabla 6. Sistema C

Mes-	Vol.	N _d	C.E.1	C.E.2
año	(m ³)	(m)	(µS/cm)	(µS/cm)
01-15	88,0	s/d	3070	440
02-15	87.7	3,58	950	590
03-15	72.31	3,10	910	1050

C.E.1: Conductividad eléctrica del agua al final 1° quincena del mes. C.E.2 Conductividad eléctrica del agua al final 2° quincena del mes.

Del análisis de las Tablas 4, 5 y 6, se concluye que los volumen extraídos fueron menores que el año 2012 y tienen una excelente calidad.

Es de hacer notar el efecto del sistema con los pozos de recarga doble propósito con respecto a la situación sin las perforaciones de recarga/bombeo propuestas.

4. Conclusiones

La posibilidad de realizar una recarga artificial en estos sistemas implica forzar la circulación de las aguas dentro del acuífero lo que permite con el tiempo el lavado de los sedimentos con que toma contacto y la utilización de la matriz sedimentaria ubicada en el espesor de la ZNS para su utilización como reservorios, almacenando las aguas menos mineralizadas. Esta técnica permite almacenar en zonas de bajos relieves "bajos" volúmenes de agua, para que sean utilizados en épocas de déficit hídrico.

Cuando se extraen importantes volúmenes de agua del acuífero en los sistemas analizados el nivel freático desciende de manera considerable, situación que se maximiza en períodos de bajas o nulas precipitaciones, lo cual incide sobre la aptitud ganadera del agua subterránea almacenada en el nivel freático.

El funcionamiento adecuado de la solución propuesta está relacionado con la presencia de una zona no saturada de espesor adecuado que permita actuar como almacenamiento transitorio de agua y buffer del sistema.

Agradecimientos. Al Personal de la Agencia de Extensión INTA Tostado y al Productor Agropecuario Alejandro Lahitte.

5. Bibliografía

- Basán, M., (2011). Sistemas Que Utilizan Agua de Lluvia En Ambientes Rurales. XXIII Congreso Nacional del Agua, Resistencia, Chaco, Argentina. 22 al 25 de junio de 2011.
- Basán M, Tosolini R, Lahitte A, Sosa D, Parodi MI, Sánchez L, Firman P, Pagura Y, Oprandi G, Colombo F, Rotela F, Genesio M Monzón L (2013) Recarga Inducida Al Acuífero Libre Con Agua De Lluvia Para

Abrevado de Ganadera de Cría Congreso Nacional del Agua- San Juan Argentina.

- Bavera G. A. (2011) Manual De Aguas Y Aguadas Para El Ganado 4ta. Edición.Editorial del Autor, Córdoba, Argentina.
- Consejo Federal de Inversiones (CFI); INA.2011 "Comportamiento de las aguas subterráneas en el noroeste de la provincia de santa fe. Producción ganadera". Informe inédito.
- Custodio E., Llamas M. R (1976) Hidrologia Subterránea. Ediciones Omega SA.
- DPOH SPAR INA CRL (2002) Convenio Dirección Provincial de Obras Hidráulica- Servicio Provincial de agua Rural e Instituto Nacional del agua Centro Regional Litoral- Informe inédito
- Fertonani, M. y Prendes, J., 1984. "Sistemas hidrológicos no típicos". Anales del Congreso del agua Olavarria páginas 203, 207.
- Giraut M.; Laboranti C.; Rey C.; Fioriti M.; Ludueña S. (2002). SSRH-INA. Cuenca Propia de los Bajos Submeri-dionales, creación de una unidad hídrica independiente. Subsecretaría de Recursos hídricos Ministerio de Infraes-tructura y Vivienda de la Nación.
- Iriondo, M., (2011). Aguas Subterráneas de la Provincia de Santa Fe-ISBN:978-987-24637-2-4- Primera Edición. Museo Florentino Ameghino, Santa Fe 2011. Impreso en Moglia SRL, 264 páginas.
- Sosa D, Diaz E, Marchetti Z, Genesio M, Vergini E. (2014) Publicado en el II Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras Santa Fe Argentina.
- Sosa, D, (2012) Tesis Doctoral "El agua, excesos y déficits en la producción agrícola de secano y pecuaria dentro de la cuenca inferior del río Salado. Universidad de la Coruña-España.
- Sosa, D; Díaz E., Castro, S., Genesio (2011). "Sistemas hidrogeológicos no típicos en la llanura chaqueña y las obras de recarga"- Seminario hispano americano de aguas subterránea Salta Argentina.
- Sosa, D.(2011)."Recarga artificial de agua". *Revista Hydria* N°38: 16-19. ISSN 1669-5119.
- Veizaga E.; Sosa, D.; Genesio, M., (2009). "Diagnóstico y estrategias para la utilización de agua subterránea para uso ganadero en Bajos Submeridionales provincia de Santa Fe". Actas del VI Congreso de Hidrogeología y IV Seminario Hispanolatinoamericano de temas actuales de la Hidrogeología. La Pampa, Argentina. ISBN 978-987-1082-38-4. Páginas 13-21.
- Venencio, M.V.; García N.; Sgroi, L. (2002). Informe Final "Análisis de la variabilidad del clima y su impacto en el acuífero libre con fines de riego en la Provincia de Santa Fe". Convenio INA-FICH. Diciembre, pp:55.

EFECTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO SOBRE LA RELACIÓN ENTRE NIVEL FREÁTICO Y PRECIPITACIÓN EN LA PAMPA HÚMEDA. ARGENTINA

E. L. Díaz¹, D. Mársico² y A. Paz González³

¹Facultad de Ciencias. Agropecuarias. UNER. Argentina. Email: <u>ediaz@fca.uner.edu.ar</u>

²Ente Regulador de los Recursos Termales de Entre RÍos. Argentina. Email: <u>dmarsico@hotmail.com</u>

³ Universidade da Coruña, Campus Elviña s/n, 15071, La Coruña, España. Email: <u>tucho@udc.es</u>

RESUMEN. El área de estudio pertenece a la región denominada llanura pampeana en la Provincia de Santa Fe de Argentina, con pendientes del 2 %. La precipitación media es de 937 mm y existe una alternancia de ciclos secos y húmedos. A partir de 1970 se inició un período húmedo. Se analizaron los registros de precipitaciones mensuales y de la profundidad del nivel freático, medidas en la ciudad de Rafaela. Se realizó un ajuste matemático entre los desvíos de las precipitaciones mensuales acumuladas y las variaciones de los niveles freáticos. La ZNS presenta gran capacidad de amortiguación de las precipitaciones en las variaciones de los niveles freáticos, a mayor profundidad el impacto de los desvíos de las precipitaciones genera menores variaciones instantáneas de los niveles freáticos. En el periodo analizado las precipitaciones oscilaron entre 636 y 1989 mm, lo que generaron variación de los niveles freáticos desde superficie hasta 12,22 m.

ABSTRACT. The study area belongs to the region called pampas in the province of Santa Fe in Argentina, with slopes of 2%. The average rainfall is 937 mm and there is an alternation of wet and dry cycles from 1970, starts a wet period. Analyzed the records of monthly precipitation and groundwater depth measures in the city of Rafaela. He was a mathematical adjustment between accumulated monthly precipitation deviations and variations in groundwater levels. The ZNS presents large-capacity buffer of rainfall on variations in groundwater levels, deeper impact of rainfall offsets generated under pulsating water table levels. In the analyzed period rainfall ranged between 636 and 1989 mm, which generated variation of phreatic levels from surface to 12,22 m.

1.- Introducción

Hasta no hace mucho, el uso de la información climática, descansaba en la premisa que el clima era estacionario, al menos en la escala de décadas, y que por lo tanto el clima futuro sería igual al del pasado inmediato. Así, las series de los elementos climáticos y de sus derivados hidrológicos eran tratadas estadísticamente como estacionarias. Hoy, la hipótesis de que las series climáticas o de sus derivados son estacionarias aparece como poco apropiada.

Cada vez hay menos dudas que el planeta ha entrado en un rápido cambio climático inducido por las emisiones de gases de efecto invernadero.

La comunidad científica considera sin duda, que el clima está cambiando debido al incremento antropogénico de las emisiones de gases de efecto invernadero. De acuerdo con el Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático, la degradación futura de los recursos hídricos y de suelo será un desafío fundamental que enfrentará la agricultura global (IPCC, 2001). Las predicciones climáticas más recientes establecen que la temperatura superficial promedio global se incrementará de 2 a 7 °C durante el período de 1900 al 2100. Esta temperatura se ha incrementado ya en unos 0,6 °C desde fines del siglo XIX (IPCC, 2001).

El incremento de las precipitaciones en áreas de baja pendiente, como la Pampa Húmeda de la República Argentina, ha llevado a que el exceso de precipitaciones en los niveles de los promedios históricos haya generado un ascenso de los niveles freáticos debido, entre otros aspectos, a la baja pendiente y por lo tanto su bajo nivel de energía del que dispone el sistema natural para generar el escurrimiento de los excesos de precipitación.

Por otro lado y con niveles de similar importancia se manifiesta el elevado grado de agriculturalización que ha modificado la frontera agrícola. Ello ha llevado a ocupar áreas que naturalmente estaban destinadas a la ganadería extensiva bajo manejo de praderas naturales o silvopastoril en áreas de montes nativos.

La producción agropecuaria se ve afectada por el ascenso de los niveles freáticos, que en algunos casos llegando a alcanzar la profundidad radicular de los cultivos y afectar sus rendimientos.

Un problema adicional, y atendiendo a que el poblador rural trata sus excretas mediante los denominados "pozos ciegos" que infiltran en la zona no saturada genera problemas sanitarios a las poblaciones rurales y el adecuado funcionamiento de las redes cloacales.

En el año 2004, la OMS estimó que el número de muertes por causas relacionadas con agua y saneamiento en América Latina y el Caribe fue de 95.000. Más de la mitad de estas muertes fue por diarrea.

Según el Banco Mundial (1988), las enfermedades de origen hídrico o los efectos adversos del agua sobre la salud humana pueden dividirse en enfermedades transmitidas por el agua, originadas en el agua, de origen vectorial relacionadas con el agua.

Enfermedades vinculadas a la escasez de agua y fundamentalmente aquellas causadas por el agua contaminada por desechos humanos, animales o químicos. Por ejemplo cólera, fiebre tifoidea, shigella, poliomielitis, meningitis, hepatitis, diarrea.

La incidencia de estas enfermedades parece estar aumentando pues los cambios medioambientales están creando nuevos lugares de cría.

2.- Objetivo

El objetivo del presente trabajo fue el de relacionar el incremento de las precipitaciones con respecto a los promedios históricos y su impacto en el ascenso de los niveles freáticos, desde el principio de la década del setenta al presente.

3.- Metodología

El proceso metodológico consistió en evaluar la relación entre los niveles freáticos y las precipitaciones. A partir de la información existente se realizó un análisis seriado de la relación de los niveles freáticos con el desvío acumulado de las precipitaciones con respecto al promedio histórico.

Para ello se seleccionó un sitio en que la medición de ambos parámetros fuese determinada en forma rigurosa y que contara con un registro lo suficientemente extenso para obtener las relaciones objeto del estudio, Bolzico (1988).

Este tipo de mediciones en las Provincias del Litoral Argentino son registradas por distintos organismos oficiales, tanto provinciales como nacionales. Los registros de precipitaciones más extensos corresponden a los del Servicio Meterológico Nacional (SMN), el que posee estaciones distribuidas en todo el territorio nacional.

Asimismo se requirió contar con un adecuado conocimiento de los suelos y del funcionamiento hidrogeológico del área de estudio.

Los suelos son de tipo argiudol con un horizonte B_{2t} que contiene un porcentaje de arcillas expansibles cercano al 60%. La presencia de arcilla puede dificultar la penetración del agua, aunque el atributo de expansible da lugar a la formación de grietas por contracción durante períodos secos; éstas pueden constituir vías de acceso preferencial de agua al subsuelo.

La columna hidrogeológica regional fue descripta por Filí y Tujchneider (1977). La local comprende: un basamento acuícludo (arcillas), correspondiente al techo de la Formación Paraná; un acuífero semiconfinado, compuesto por arenas finas y medianas, pertenecientes a la Formación Puelche, de alrededor de 24m de espesor medio en el área de estudio; un manto semiconfinante o acuitardo, compuesto por limos y arcillas, con un espesor medio de aproximadamente 3m y, un acuífero freático compuesto por limos, arcillas y loess de la Formación Pampa de aproximadamente 15m de potencia.

El comportamiento hidraúlico es de tipo multiunidad con la posibilidad de flujo descendente y ascendente a través del acuitardo en función de las relaciones hidraúlicas. Consecuentemente la extracción de agua de las arenas que integran la Fm. Puelche induce la recarga desde la Fm. Pampa, vinculada directamente al arco meteórico del ciclo hidrológico y la afluencia lateral desde áreas circundantes del propio acuífero.

La parte basal de esta última formación, de constitución más arcillosa y calcárea, actúa como acuitardo entre las dos unidades productivas, re transferencia vertical. De igual modo si la extrae del acuífero Puelche produce pérdidas de cargas importantes y muy concentradas, se puede inducir el ascenso de agua proveniente de las acuíferas integrantes de la Formación. Paraná, Fili y Tujchneider (1977). Los autores estiman la porosidad gravífica es del orden del 16 %.

En función de los objetivos planteados se seleccionó el área central de la Provincia de Santa Fe, la cual hidrológicamente pertenece a la cuenca baja del río Salado y se encuentra ubicada en la región denominada llanura pampeana, con pendientes medias del 0.1 al 0.2%, Fig. 1.



Fig. 1. Plano de la Provincia de Santa Fe y ubicación relativa en Argentina

En el área se dispone de información generada por la Estación Meteorológica del INTA Rafaela La Unidad se encuentra sobre un predio ubicado sobre la ruta provincial Nº 70 a 11 km al oeste de la ciudad de Rafaela, próximo a la localidad de Presidente Roca, en el centro oeste de la Provincia de Santa Fe. Latitud Sud: 31º14', Longitud Oeste: 61º35' tiene Superficie: 119 has cuenta con un registro suficientemente prolongado de las variables, así como la serie del suelo del área de estudio y características del relieve elaborado por el INTA (1991) "Carta de Suelos de las Hojas 3160-26 y 25".

De los registros climáticos del SMN y Panigatti (1986) caracterizan el clima del área de estudio como "subhúmedo húmedo, mesotermal, de nula a pequeña deficiencia de agua, y de baja concentración térmica estival".

La temperatura media anual en la zona de estudio es de 18°C. La precipitación media anual para la serie 1904-2009 es de 989mm, con un valor máximo de 1710 mm en el año 1914 y un mínimo de 423mm en el año 1906.

Presenta una secuencia de ciclos secos y húmedos, que desde la década del '70, se transforma en un período húmedo, con precipitaciones anuales que varían entre 900 a 1200mm.

La serie de estudio para relacionar precipitaciones y variaciones de los niveles freáticos se extiende desde el 1 de setiembre de 1969 a la fecha con mediciones con un intervalo diario de medición en un freatímetro y pluviómetro, ubicados en el mismo predio de la estación meteorológica de la EEA INTA Rafaela.

La responsabilidad de la medición de ambos parámetros compete al observador oficial de la estación meteorológica.

4.- Resultados

La serie de precipitaciones del Servicio Meteorológico Nacional (2000) que se extiende desde 1908 a 1990 y la información de temperaturas, desde 1934 a 1980, permitieron elaborar un Balance Hídrico realizado de acuerdo a la metodología de Thornthwaite (1948), en la que se presentan los valores anuales de precipitación, temperatura media anual, evapotranspiración potencial media, evapotranspiración real media, déficit y excesos hídricos anuales medios, ver Tabla 1, la que indica un exceso anual de 176,8 mm.

Tabla 1. Balance Hídrico

INTA FEA Rafaala

Variable	ANUAL (mm)
Precipitación	1021,8
Temperatura	17,9
E. Potencial	845,0
E. Real	845,0
Déficit	0,0
Excesos	176,8

Las precipitaciones anuales variaron entre 335 y 1890 mm, en los años 1917 y 1977, respectivamente.

Los niveles freáticos observados en el período de estudio variaron entre 0.345 y 12.29 metros de profundidad, lo que muestra la variación de la zona no saturada en el área analizada. La información del día de menor profundidad indica en el registro del observador que el nivel llegó a estar en superficie.

La profundidad mayor desde el nivel freático al terreno natural se registró en Agosto de 1973 y desde esa fecha los niveles ascendieron gradualmente hasta Agosto de 1981, los valores descienden nuevamente hasta Diciembre de 1987 y desde ese mes comienza un nuevo ascenso de los niveles regionales, cuando se inicia un nuevo ciclo húmedo. El concepto es que en condiciones de precipitaciones medias los niveles freáticos deberían estar en equilibrio con el tiempo, y solo modificarse con mínimas oscilaciones anuales. Adicionalmente, dado que el sistema se caracteriza por una alta inercia en períodos en que los niveles freáticos se encuentran profundos (mayor espesor de la zona no saturada), el análisis debe realizarse a nivel de precipitaciones mensuales y valores medios mensuales de los niveles freáticos (espesor de la zona saturada), dado que el tiempo de tránsito dependerá de las características hidráulicas del suelo (permeabilidad) y espesor de la zona no saturada.

Por ello el sistema acuífero tiene un tiempo de respuesta, que no es instantáneo, por lo que se observa que los niveles freáticos ascienden entre uno y dos meses después de una época lluviosa.

La Figura 2 representa la evolución de los niveles freáticos a lo largo del tiempo. En el mismo se detectan 8 tramos de ascenso y descensos.

Asimismo en los tramos, tanto de ascenso como de descenso se presentan impulsos relacionados a las precipitaciones mensuales en exceso o déficit con respecto a los valores promedios mensuales.

El tramo final manifiesta un descenso de los niveles que continúa en la actualidad.



Fig. 2. Evolución de los niveles freáticos a lo largo del tiempo



Fig. 3. Niveles freáticos en función de los desvíos acumulados de las precipitaciones

La Figura 3 presenta la relación entre los desvíos de las precipitaciones acumuladas y los niveles freáticos.

Queda claro que a medida que las precipitaciones superan al promedio y los desvíos acumulados cambian de signo, de positivos a negativos, Los niveles ascienden de profundidades de 12 a 3 metros. El proceso en el período analizado se repite 8 veces y alcanza finalmente los 2 m de profundidad bajo el nivel del terreno natural, luego de estabilizarse en la precipitación media anual del período de registro.

Las pendientes de los tramos de ascenso y descenso de los niveles freáticos son similares lo cual indica que el proceso de incorporación de agua gravífica a la zona no saturada está regulada por la afectación del sistema radicular y el estado fenológico de los cultivos.

Por el contrario, cuando se producen períodos de déficit hídrico los cultivos comienzan a abastecerse de sus usos consuntivos a partir del perfil del suelo y por ello el agua gravífica y los contenidos de humedad disminuyen generando un descenso de los niveles freáticos.

5.- Conclusiones

La zona no saturada del la región central de la Provincia de Santa Fe está marcada por un clima que oscila entre marcados períodos de déficit y sequias.

Esto afecta el espesor de la zona no saturada generando efectos en la producción agropecuaria y la repuesta del sistema antes eventos de elevadas precipitaciones.

Se provocan eventos de elevados escurrimientos superficiales con caudales picos que llegan a afectar la infraestructura vial.

A partir de la década del setenta se produjo un cambio climático que alteró el equilibrio del sistema hídrico.

Las desviaciones de las precipitaciones acumuladas produjo el ascenso de los niveles freáticos de 12 metros.

Para alcanzar los niveles freáticos históricos debería producirse un período de precipitaciones por debajo de la media anual y acumular un déficit de 2000 mm.

Ello llevará a estabilizarlos en profundidades de 12 metros bajo superficie del terreno, coincidente con las mediciones previas al período de incremento de las precipitaciones anuales.

Finalmente el análisis realizado con un paso de tiempo mensual permitió representar fielmente las relaciones entre los desvíos de las precipitaciones con respecto a las medias históricas y las variaciones de los niveles freáticos.

6.- Bibliografía

- Banco Mundial. (1988). Información y capacitación en abastecimiento de agua y saneamiento de bajo costo: aspectos del abastecimiento de agua y el saneamiento relacionados con la salud: Guía para participantes (3.1). Cepis. 1988: 29-31.
- Bolzico, J., 1988. Precipitaciones y niveles freáticos, relación y evolución en el tiempo. Serie Investigación y Desarrollo. Publ. UNL. FICH. (I+D) 1988. 19 pp.
- Fili, M. y Tujchneider, O. (1977). Características geohidrológicas del subsuelo de la Provincia de Santa Fe (Argentina). Rev. Asoc. Cienc. Nat. del Litoral Nro. 8, pp. 105-113. ISSN 0325-2809.
- Fornari E. (2011). "Relaciones entre los niveles freáticos y variables hidrometeorológicas en un área de llanura".
- INTA (1991). "Carta de Suelos de la República Argentina. Hojas 3160-26 y 25. Esperanza-Pilar)

- IPCC. (2001). "Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático" (IPCC) XVIII^a Reunión Plenaria del IPCC (Wembley, Reino Unido).
- Panigatti, J. (1986). "Consideraciones sobre el clima del centro-este de la provincia de Santa Fe". EEA INTA Rafaela. Boletín Interno de Divulgaciones, n 15, 29 pp.
- Servicio Meteorológico Nacional (2010). "Estadísticas Climáticas". Buenos Aires.
- Thornthwaite, C.W. (1948). "An Approach toward a Rational Classification of Climate". Geographical Review, Vol. 38, n. 1. (Jan.), pp. 55-94.

Área temática IV

Contaminación y métodos de remediación

SOIL AMENDMENTS USING POPLAR WOODCHIPS: AN EFFECTIVE STRATEGY FOR THE REMOVAL OF WASTEWATER-ORIGINATED CONTAMINANTS?

R. Meffe¹, A. De Miguel¹, L. Sánchez-Ruano², V. Martínez-Hernández¹, M. Leal^{1,3}, J. Lillo^{1,3}, I. de Bustamante^{1,2}

¹ IMDEA Agua, C/Punto Com, nº 2, 28805, Alcalá de Henares, Madrid, España. <u>raffaella.meffe@imdea.org; angel.demiguel@imdea.org;</u> <u>virtudes.martinez@imdea.org</u>

² Departamento de Geología, Geografía y Medio Ambiente, Universidad de Alcalá, 28871 Alcalá de Henares, Madrid, España. laura.sanchezruano@gmail.com; irene.bustamante@uah.es

3 Departamento de Biología, Geología, Física y Química Inorgánica. Universidad Rey Juan Carlos, C/Tulipán s/n, 28933 Madrid, España. maria.leal@urjc.es; javier.lillo@urjc.es

RESUMEN. Los filtros verdes, como tecnología de depuración de agua residual basada en la remediación natural, suponen una solución viable para pequeñas comunidades o poblaciones aisladas con una limitada conexión a la red de saneamiento. Sin embargo, la lixiviación de contaminantes a través de la zona no saturada puede suponer un riesgo incluso cuando el sistema está planificado de una forma apropiada. La incorporación al suelo de una fuente de carbono fácilmente disponible puede mejorar la eliminación de contaminantes mediante la estimulación de la actividad microbiana y el aumento de los procesos de sorción. En este estudio se han llevado a cabo experimentos en columna para investigar si la incorporación de virutas de madera al suelo podría ser una estrategia viable a integrar en los filtros verdes. La muestra de suelo utilizada se recogió de un filtro verde en funcionamiento que trata el agua residual procedente de un edificio de oficinas. Como influente de las columnas se utilizó agua residual sintética que reproduce el agua residual realmente aplicada al filtro verde. La infiltración a través de la columna se controló a través de tensiómetros. Se tomaron muestras de agua diarias a la salida de la columna y se analizó el N_T, el P_T, la DQO, la CE, el pH y el potencial redox. Los resultados preliminares sugieren que la incorporación de virutas de madera al suelo mejora la eliminación de contaminantes derivados de aguas residuales. En concreto, el N_T se elimina rápidamente en presencia de la materia vegetal. La infiltración de carbono orgánico como consecuencia de la degradación y lavado de las virutas de madera podría representar un problema cuando este tipo de material se utiliza con agua residual con un alto contenido de carbón orgánico.

ABSTRACT. Vegetation filters, a nature-based wastewater purification technique, is a useful method for small villages and scattered towns with limited access to sewage networks. However even when such a technology is properly planned, some pollutants may leach through the vadose zone to underground aquifers. The addition of an organic amendment with a readily-labile source of carbon to the soil might enhance the removal of contaminants by stimulating microbial activity and enhancing sorption processes. Leaching column experiments were carried out to explore the influence of woodchips added to soil to reinforce the vegetation filter. The soil was collected from an operating vegetation filter treating wastewater that originates from an office building. The influent solution was synthetized simulating the real wastewater. The infiltration through the column was monitored by several tensiometers. Daily effluent samples were collected and analyzed for N_T , P_T , COD, EC, pH and redox potential. Preliminary results suggest that woodchips enhance the elimination of wastewater-originated contaminants. In particular, N_T was highly removed in the column containing woodchips. Elution of organic carbon as a consequence of woodchips degradation may represent a concern when this material is used with high organic carbon wastewater.

1.- Introduction

Vegetation filters, a specific type of nature-based wastewater purification systems, involve the application of pre-treated and/or treated wastewater into a soil surface with the aim to remove pollutants (i.e., nutrients) by soil attenuation capacity and plant uptake processes (de Miguel et al., 2014). However, when wastewater is applied to the soil-plant system, contaminant leaching, especially of nitrogen (N) to shallow groundwater and ultimately to surface water is an issue of great concern. Indeed, the excess of N and phosphorous (P) in the water bodies induce eutrophication of streams, lakes, coastal (Ruane et al., 2011) and groundwater waters contamination (Knudsen et al., 2006). The amendment of the soil with a readily-labile source of carbon could accelerate the removal of contaminants by stimulating microbial activity. The use of wood materials as carbon source has several advantages: low cost, high C:N ratio and durability (Robertson et al., 2009). Moreover when integrated in a vegetation filter, the vegetable material can be generated by the irrigated plants.

More labile carbon sources such as corn stalks and straw can provide higher removal rates but they are usually consumed faster implying a frequent replenishment (Schipper *et al.*, 2010a).

This research arises from a previous study developed in Carrión de los Céspedes (Seville, Spain) where a vegetation filter with a short-rotation poplar species was installed for treating wastewater from an office building (Miguel *et al.*, 2014). The effluent was applied directly on the soil surface with the aim of assessing the ability of the soil-plant system to remove contaminants. Although high total nitrogen (N_T) removal percentages (73%) were obtained, the concentration of this species in the drainage water was higher than the admissible concentration limits established by Directive 91/271/EEC (EEC, 1991b). Therefore, leaching column experiments were carried out to explore if the addition of poplar woodchips to the soil could be a feasible strategy to be integrated in a vegetation filter.

2.- Methods

2.1.- Woodchips collection and preparation

Fresh poplar woodchips were obtained with a mechanical chipper from an existing stockpile located in Central Italy. Once dried, the wood particles were sent to the IMDEA Water laboratory (Madrid, Spain). Before their use in the column experiments, the woodchips were passed through a 12.7 mm sieve, rinsed with tap water and dried in the oven at 50° C.

2.2 Soil sample collection and preparation

Soil samples were collected, down to 20 cm of depth, from the operating vegetation filter installed in Carrión de los Céspedes (Seville, Spain) (de Miguel *et al.*, 2014). Soil samples were air-dried, gently crushed and passed through a 2 mm sieve. pH and electrical conductivity (EC) were measured in a soil–water suspension (soil–water ratio 1:2.5 and 1:5 respectively). Particle size distribution was determined following the method of Gee and Bauder (1986). Cation exchange capacity (CEC) was determined by extraction with ammonium and sodium acetate solutions and the exchangeable bases by extraction with ammonium acetate. Exchangeable cation concentrations (Na⁺, K⁺, Mg²⁺, Ca²⁺) were analysed by ICP-MS at the IMDEA Water facilities. Relevant soil properties are shown in Table 1.

Table 1. Some physical and chemical properties of the soil.

Texture					
Sand (%)	55 ± 4.33				
Silt (%)	26.67 ± 1.44				
Clay (%)	18.33 ± 5.77				
Chemical properties					
pН	7.64 ± 0.08				
EC (mS cm ⁻¹)	120.93 ± 15.27				
CEC (mol _c kg ⁻¹)	0.10 ± 0.0009				
Exchanged	ıble cations				
$Na^+ (mol_c kg^{-1})$	0.004 ± 0.001				
$K^+(mol_c kg^{-1})$	0.003 ± 0.00007				
Mg^{2+} (mol _c kg ⁻¹)	0.012 ± 0.0003				
Ca^{2+} (mol _c kg ⁻¹)	0.084 ± 0.001				

2.3 Synthesis of wastewater

Synthetic wastewater (SWW) mimicking real wastewater applied to the vegetation filter of Carrión de los Céspedes was produced dissolving in tap water solution the reagents (purity > 95.0%) of Table 2.

Table 2. Amount of reagents dissolved in 1L of tap water.

Reagents	mg
NaCl	0.100
MgSO ₄	0.055
K_2HPO_4	0.050
(NH ₄) ₂ CO ₃	0.650
KCl	0.050
Peptone	0.075
Meat extract	0.175

Once prepared, the SWW was purged with nitrogen gas (N_2) until dissolved oxygen concentration was below 1.5 mg L⁻¹. The compositions of the SWW and the original wastewater are shown in Table 3.

Table 3. Physico-chemical properties of the real wastewater and SWW.

Parameter	Real wastewater	SWW
pН	7.7 ± 0.04	7.8
EC (dS m^{-1})	2049.9 ± 72.0	2030.0
$O_2(mg L^{-1})$	< 1.5	< 1.5
$COD (mg L^{-1})$	269.6 ± 22	227.0
$N_T (mg L^{-1})$	154.9 ± 7.8	185.5
$NO_3-N (mg L^{-1})$	0.4 ± 0.3	0.4
$NH_4-N (mg L^{-1})$	145.8 ± 7.2	144.7
$P_T (mg L^{-1})$	16.1 ± 0.9	14.5
$PO_4-P (mg L^{-1})$	12.4 ± 0.7	11.1
Cl^{-} (mg L^{-1})	164.2 ± 7.9	198.0
SO_4^{2-} (mg L ⁻¹)	41.4 ± 6.1	58.4
$HCO_3^{-1}(mg L^{-1})$	831 ± 31.5	608.9
Na^{+} (mg L ⁻¹)	100.3 ± 4.5	57.8
K^{+} (mg L ⁻¹)	51.8 ± 2.3	58.9
Mg^{2+} (mg L ⁻¹)	16 ± 0.8	18.1
Ca^{2+} (mg L ⁻¹)	51 ± 5.8	27.7

2.4 Column experiments

Two columns, one with only soil (S) and one with soil mixed with poplar woodchips (S+W) were run simultaneously. The soil column S was used as reference. The stainless steel columns had an inner diameter of 10 cm and a length of 35 cm. However, they were not completely filled with the testing material. A porous glass filter plate with a pore size between 160 and 250 μ m was placed at the bottom of each column to avoid loss of

material. A 2 cm layer of glass fragments (0.6-1.2 mm of diameter) was placed above the plate to avoid direct contact with the soil particles. The top of the material (soil and soil plus woodchips) was in contact with the atmosphere. Table 4 reports their main characteristics in terms of soil and woodchips mass, bulk density (ρ_b) and saturated water content. Note that due to the higher water retention of the woodchips and the lower total bulk density, the water content of column S+W was higher (Table 4).

Table 4. Properties of the columns

Parameter	Column S	Column S+W
Soil (kg)	1.99	1.99
Woodchips (kg)	0	0.0684
Bulk density ρ_b (kg m ⁻³)	1410	880
Saturated Water Content (ml)	600.27	1,161.42

Once assembled, the columns were saturated with SWW by an upward flow using a peristaltic pump. After reaching saturation the columns were let drain until water flow stopped. Daily additions of 50 mL of SWW were performed manually, except during the weekend when two peristaltic pumps automatically provide the 50 mL with a flow rate of 25 mL min⁻¹. Water contents were daily monitored by weighting the columns. To evaluate the hydrodynamic of the wetting front, two tensiometers were installed in each column at defined depths. Tensiometer data were stored directly in a datalogger. Daily effluent samples were collected, their weight recorded and pH, EC, pH, redox and turbidity measured. Analyses of major ions, N_T, P_T, chemical oxygen demand (COD) were carried out three times per week. In the case the analysis could not be immediately performed, samples were stored, not more than three weeks, at -21°C. Analyses were carried out at the IMDEA Water. Major ions were analyzed by ICP-MS. N_T, P_T and COD were analyzed using a Merck Spectroquant TR420 and Spectroquant NOVA60 Spectrophotometer.

3.- Results and discussion

3.1.- Nitrogen removal

 N_T leached concentrations *vs* time (days of operation) for both columns are shown in Fig. 1. High N_T removals can be obtained in both systems independently of the presence of woodchips. A very similar behaviour in term of N_T concentration declining (down to 28 mg L⁻¹) can be observed between the two experiments during the first 30-37 days of operation. Afterwards, the two systems start to behave differently in the elimination of N_T , with the column with woodchips showing a higher decrease in concentration. By the end of the experiments, N_T concentration in the effluent reaches a value of 1.03 mg L⁻¹ in the amended column and 17 mg L⁻¹ in that containing only soil. The N_T removal percentages were 99.4 and 91.0%, respectively, in the S+W and S columns. Although these high values, the effluent of the column S never meet the legal limits set by Directive 91/271/EEC (CEE, 1991) for wastewater treatment (15 mg L⁻¹). Therefore, one may conclude that the addition of a readily-labile source of carbon clearly enhances the elimination of N_T.



Fig. 1. N_T concentration in the effluent of the columns.

According to Robertson (2010), wood-particle media such as woodchips and sawdust have been shown to produce constant long-term nitrogen removal (between 5 and 15 years). Published research on the use of woodchip bioreactors claims that N_T removal is mainly due to the heterotrophic nitrification enhanced by microbial stimulation under anoxic conditions that is, in turn, promoted by the vegetable media (Robertson, 2010; Schipper et al., 2005; Schipper et al., 2010b). These works use woodchips to treat water containing mainly NO₃-N as the predominant nitrogen form. The difference with our study relies on the fact that the applied wastewater is anoxic with NH₄-N being the main nitrogen species and that the woodchips are mixed with soil. Therefore, it is difficult to discern among NT removal processes. According to measurements of NO₃-N and NO₂-N at the column effluents (data not shown), nitrification in the soil column (column S) is certainly occurring from day 26 when these two species start to appear with concentrations below 5 mg L⁻¹. On the other hand, in the woodchip column NO₃-N and NO2-N concentrations are always very low (below 0.27 and 0.14 mg L⁻¹, respectively) and the major form of nitrogen reaching the effluent is mainly NH₄-N. Different processes responsible for N_T removal can occur simultaneously in the amended column. Since the upper part of the column is exposed to the atmosphere, we suppose some nitrification processes together with NH₄-N sorption onto soil occur. With further infiltration through the column, where conditions are anoxic (average redox: -30.45 mV) due to the presence of the labile organic carbon source, the NO₃-N is then possibly transformed into N2 gas or into intermediate products (i.e. N₂O gas). Alternative mechanisms for NO₃-N removal are the dissimilatory NO3-N reduction to NH4-N (DNRA), the anaerobic NH₄-N oxidation (ANNAMOX) and NH₄-N volatilization. If DNRA was occurring an increase in NH₄-N concentration would also be expected and this was not observed. ANNAMOX is the microbial conversion of NH_4-N to N_2 using NO_2-N as the electron acceptor. According to Kunen (2008), the growth of ANNAMOX microbes needs a start-up period of more than 2 years. The microbial population in our columns received untreated wastewater during the 3 years of the field site trial and therefore the ANNAMOX as a process responsible for the N_T removal cannot be excluded. NH₄-N volatilization could be another possible phenomenon occurring in our columns due to the slightly alkaline pH (Ruane et al., 2011). Finally, sorption of NH₄-N to woodchips should be explored further. Data on woodchips sorption capacity are currently missing in the literature; only Ruane et al. (2011) investigated sorption of PO₄-P onto woodchips indicating their ability to retain this species.

3.2.- Phosphorous removal

The effluents of both columns show a P_T concentration that is much lower than influent concentration after already few days of operation (Fig. 2) suggesting that significant removal rates are achieved independently of the presence of woodchips. However, the effluent of column S always shows a concentration of P_T higher than that measured in the effluent of column S+W (Fig. 2). Indeed after 16 days from the beginning of the experiment, P_T is never detected (concentration below 0.05 mg L⁻¹) in the effluent of the column S+W. On the other hand, P_T always appears in the effluent of the soil column but with very low concentrations (average value of 0.13 mg L⁻¹) during the last 49 days of the experiment.



Fig. 2. P_T concentration in the effluent of the columns.

As suggested by de Miguel *et al.* (2014), orthophosphate (PO₄-P) precipitation in the presence of Ca^{2+} , which is

relatively abundant in the soil of Carrión de los Céspedes, might be the reason for the low P_T levels measured in the effluents. However, the enhanced removal of P_T in the presence of woodchip could be related to their sorption capability. As noted before, Ruane *et al.* (2011) describe as the removal of PO₄-P from dairy soiled water is due to sorption onto woodchips.

3.3.- COD removal

COD concentrations measured in the effluent of the columns during the experiment are reported in Fig. 3. Both columns show leaching of organic compounds upon the start-up of the experiment (approx. 16 days of operation). Exceptionally high concentrations of COD (up to 753 mg L⁻¹) are registered in the column containing woodchips. As pointed out by Schipper *et al.* (2010b), the use of vegetable material can imply the release of soluble carbon that enhances oxygen consumption in receiving water (Schipper *et al.*, 2010b). In this study, the carbon leaching seems to be only a short-term concern since by the end of the experiment (last week) COD concentrations decreases to an average value of about 71.3 mg L⁻¹, indicating a removal of 68.5 %. Approximately the same COD removal is achieved by the soil column (66.5 %).



Fig. 3. COD concentration in the effluent of the columns.

The SWW already contains organic carbon that can be used by microbes for their metabolism. Therefore, if higher DOC concentrations are applied in a vegetation filter there could be the risk of organic carbon leaching.

4.- Conclusions

These preliminary experimental results suggest that soil amendments with woodchips enhance the elimination of wastewater-originated contaminants.

Indeed, 99.4% of N_T removal is obtained in the column S+W as a result of simultaneous processes such as NH₄-N sorption, NO₃-N heterotrophic denitrification and,

possibly, ANNAMOX. After 16 days of operation P_T concentrations in the column effluent are always below the detection limit (0.05 mg L⁻¹) due to PO₄-P precipitation and sorption onto woodchips. Finally, after a pronounced leaching of carbon upon the start-up of the experiment, a removal of 68.5% is achieved for COD. However, it has to be noted that when woodchips are used with high organic carbon wastewater elution of organic carbon may represent a concern.

Considering the limits established by Directive 91/271/EEC (CEE, 1991), the amended column is able to provide concentrations of the three investigated species that fulfill the legal limits. Whereas similarly to what was occurring at field site, the effluent of the soil column shows N_T concentrations that do not accomplish the legislative requirements.

Aknowledgement. Funding for this research is provided by the Subprogram of Non-Oriented Research REAGUA2 (CGL2012-39520-C03-01) and REAGUAM (CGL2009-13168-C03-0) and by the Subprogram CONSOLIDER-INGENIO (CSD2006-00044) of the Spanish Ministry of Science and Innovation. The authors wish to thank Mrs. Anna Marianecci, Mr. Michelino Meffe, and Mr. Donato Meffe for providing poplar woodchips.

5.- References

- De Miguel. A., R. Meffe, M. Leal, V. González-Naranjo, V. Martínez-Hernámdez, J. Lillo, I. Martín, J.J. Salas and I. de Bustamante, 2014. Treating municipal wastewater through a vegetation filter with a shortrotation poplar species. Ecol. Eng. 73, 560-568.
- EEC, 1991. Urban waste water treatment. Council Directive 91/271/EEC, vol L 135. Official Journal of the European Communities.
- Knudsen, M.T., I.S. Kristensen, J. Berntsen, B.M. Petersen and E.S. Kristensen, 2006. Estimated N leaching losses for organic and conventional farming in Denmark. J. Ag. Sci. 144, 135-149.
- Kunen, J.G., 2008. Annamox bacteria: from discovery to application. Nat. Rev. Microbiol. 6, 320-326.
- Gee, G.W. and J.W. Bauder. 1986. Particle-size analysis. p. 383-411.In: A. Klute (ed.) Methods of soil analysis. Part 1. 2nd ed. Agron. Monogr. 9. ASA and SSSA, Madison, WI.
- Robertson, W.D., 2010. Nitrate removal rates in woodchips media of varying age. Ecol. Eng. 36, 1581-1587.
- Robertson, W.D. and L.C. Merkely, 2009. In-stream bioreactor for agricultural nitrate treatment. J. Environ. Qual. 38, 230-237.
- Ruane, E.M., P.N.C. Murphy, M.G. Healy, P. French and M. Rodgers, 2011. On-farm treatment of dairy soiled water using aerobic woodchip filters. Water Res. 45, 6668-6676.
- Schipper, L.A., G.F. Barkle and M. Vojvodic-Vudovic, 2005. Maximum rates of nitrate removal in a denitrification wall. J. Environ. Qual. 34, 1270-1276.
- Schipper, L.A., W.D. Robertson, A.J. Gold, D.B. Jaynes and S.C. Cameron, 2010a. Denitrifying bioreactors- An approach for reducing nitrate loads to receiving waters. Ecol. Eng. 36, 1532-1543.
- Schipper, L.A., S.C. Cameron and S. Warneke, 2010b. Nitrate removal from three different effluents using large-scale denitrification beds. Ecol. Eng. 36, 1552-1557.

TRATAMIENTO DE AGUAS RESIDUALES PROCEDENTES DE UN EDIFICIO DE OFICINAS MEDIANTE UN FILTRO VERDE INTENSIVO

A. De Miguel¹, R. Meffe¹, M.C. Leal², V. González-Naranjo¹, V. Martínez-Hernández¹, J. Lillo^{1,2}, I. Martín³, J. J. Salas³, I. de Bustamante^{1,4}

¹ IMDEA Agua, C/Punto Com, nº 2, 28805, Alcalá de Henares, Madrid. <u>angel.demiguel@imdea.org</u>; <u>raffaella.meffe@imdea.org</u>; <u>victor.naranjo@imdea.org</u>; <u>virtudes.martinez@imdea.org</u>

² Departamento de Biología, Geología, Física y Química Inorgánica. Universidad Rey Juan Carlos, C/Tulipán s/n, 28933, Madrid, España. maria.leal@urjc.es; javier.lillo@urjc.es

³ Fundación Centro de las Nuevas Tecnología del Agua (CENTA). Autovía Sevilla-Huelva (A-49), Km. 28, 41820, Carrión de los Céspedes, Sevilla, España.

⁴ Departamento de Geología, Geografía y Medio Ambiente, Universidad de Alcalá, 28871, Alcalá de Henares, Madrid. <u>irene.bustamante@uah.es; jisalas@centa.es; imartin@centa.es</u>

RESUMEN. El objetivo del presente trabajo es evaluar la capacidad regeneradora de la zona no saturada (ZNS) en la eliminación de los contaminantes de un efluente procedente de un edificio de oficinas, caracterizado por una elevada carga orgánica, y en especial de nitrógeno. El agua residual, antes de ser aplicada a la superficie forestal, es sometida a un tratamiento primario mediante un tanque Imhoff. El filtro verde cuenta con una superficie de 77 m² y ha sido diseñado con un marco de plantación intensivo (10.000 pies/ha) para maximizar la captación de nutrientes por la planta. Con el objetivo de controlar la eficiencia del sistema, se ha instalado un lisímetro de succión pasiva a 90 cm de profundidad, que permite el muestreo periódico del agua infiltrada a través de la ZNS. Además, la posible afección al agua subterránea derivada de las actividades de aplicación del agua residual ha sido evaluada mediante el muestreo de un piezómetro aguas abajo del filtro verde.

El filtro verde presenta un rendimiento elevado en la eliminación de contaminantes, con una reducción en términos de concentración del 85% en el caso de la demanda química de oxígeno (DQO) y del carbono orgánico disuelto (COD), un 90% en el caso del fósforo total (P_T), y un 73% en el caso del nitrógeno total (N_T). Cuando la eficiencia se evalúa en términos de masa, los valores son muy superiores, llegando al 90% de eliminación del N_T . No se ha observado ninguna alteración significativa en la calidad del agua subterránea como consecuencia de la infiltración del agua lixiviada.

ABSTRACT. The objective of the present work is to evaluate the treatment capacity of the unsaturated zone (UZ) to remove contaminants from a wastewater effluent using a vegetation filter. The wastewater effluent originates from an office building and it is characterized by a high organic carbon and nitrogen load. Prior to its application over the vegetation filter, the raw wastewater is primary treated with an Imhoff tank. The vegetation filter surface is 77 m² and it has been designed with an intensive plantation density (10,000 plants/ha) to maximize the plants nutrients uptake. The system efficiency has been controlled with a Gee Passive Capillary Lysimeter installed at 90 cm depth that allows a periodical sampling of the infiltrating water through the UZ. Furthermore, the potential groundwater affection derived from the wastewater application was monitored in a downgradient piezometer.

The vegetation filter presents a high contaminant removal: up to 85% in terms of concentration in the cases of chemical oxygen demand (COD) and dissolved organic carbon (DOC), 90% for total phosphorus (P_T) and 73% for total nitrogen (N_T). When the efficiency is evaluated in terms of mass, the values are much higher, reaching 90% of removal for N_T . No significant affection was observed in groundwater quality as a consequence of the leaching from the vegetation filter.

1.- Introducción

Las tecnologías extensivas de tratamiento de aguas residuales (TNCs) son una solución viable para la depuración de los efluentes procedentes de núcleos población de pequeño tamaño o aislados (Ortega et al., 2011). Gracias a sus bajos costes de implantación y operación, su robustez y los beneficios ambientales asociados (baja producción de lodos, mínimo consumo energético y de reactivos) pueden suponer una alternativa a las tecnologías de tratamiento tradicional. Los Filtros Verdes (FVs), un tipo de TNC, se basan en la aplicación del agua residual pre-tratada a un cultivo forestal, valiéndose de la capacidad autodepuradora de la ZNS y de la captación de nutrientes por parte de la vegetación para la depuración. El uso de especies arbóreas de rápido crecimiento, como chopos, sauces o eucaliptos, con gran requerimiento hídrico y cuyas raíces son tolerantes a condiciones anaerobias permiten la aplicación de importantes volúmenes de agua residual (Persson y Lindroth, 1994; Herschbach et al., 2005). Tradicionalmente los FVs se caracterizan por una baja densidad de plantación (300-500 pies/ha) y turnos largos de poda (12-17 años) en busca de maderas de mejor calidad (Magesan y Wang, 2003; Sanz et al., 2014). Pero cuando la tasa de aplicación es calculada para cumplir con los requerimientos hídricos de las especies implantadas la carga de nutrientes puede ser muy elevada (Tzanakakis et al., 2011). El uso de turnos cortos de poda (2-3 años) y densidades de plantación más elevadas (7.500-15.000

pies/ha), aún cuando pueden provocar un aumento en la demanda de agua, resultará en un aumento en la capacidad de asimilación de nutrientes por parte del cultivo forestal (Dimitriou y Aronsson, 2011; Holm y Heinsoo, 2013).

El presente trabajo muestra la eficiencia en la eliminación de contaminantes por parte de un FV compuesto de una plantación de chopos (*Populus alba*) en alta densidad (10.000 pies/ha) durante 3 años de operación (Marzo 2011-Febrero 2014), que recibe el efluente de un edifico de oficinas caracterizado por una alta concentración de nutrientes.

2.- Metodología

2.1.- Descripción de la parcela de estudio

El FV, localizado en Carrión de los Céspedes (Sevilla) (Fig. 1), trata el efluente de agua residual de un edificio de oficinas que produce aproximadamente 0,25 m³/día. La metodología seguida para el diseño del FV es la propuesta por De Bustamante *et al.* (2009) y las condiciones concretas de aplicación han sido descritas por De Miguel *et al.* (2014). Su superficie es de 77 m² en los que los chopos se plantaron mediante estacas de 1,5 m de altura con un distancia entre ejemplares de 1 m.



Fig. 1. Estado del FV en el verano de 2011.

El agua residual se aplica mediante drenaje libre en 5 calles de 30 x 20 cm rellenas de grava para evitar los olores y el contacto directo. Cada calle se corresponde con un día de la semana y su aplicación se realizó conforme a la producción de agua residual del edificio para reflejar las condiciones de poblaciones aisladas donde el agua residual no se almacena.

La parcela experimental está equipada con un lisímetro de succión pasiva que permite el muestreo periódico del agua infiltrada a través de la ZNS a 90 cm de profundidad. Además, el lisímetro permite determinar la cantidad de agua infiltrada a esa profundidad (Fig. 2). En la figura 2 también se muestran la variación de la precipitación, de la evapotranspiración de referencia y de la cantidad del agua residual aplicada durante los 3 años de operación.

Por otro lado, el control de la calidad del agua subterránea se realizó analizando periódicamente muestras a 10 m de profundidad procedentes de un piezómetro localizado a una distancia de 4 m aguas abajo del FV.



Fig. 2. Variación temporal de la cantidad de agua residual aplicada (*wastewater load*), precipitación (P), agua infiltrada (*drainage*) y evapotranspiración de referencia (ET_0) .

El suelo de los primeros centímetros de la ZNS se caracteriza por ser un suelo franco (20,4% arcilla, 46,8% arena y 32,8% limos) categorizado como *Calcic Haproxeralf* según el sistema del USDA (De Bustamante *et al.*, 2010).

2.2.- Análisis de las muestras de agua

Para evaluar la capacidad de eliminación de nutrientes por parte del FV se ha realizado un seguimiento de la concentración de contaminantes en el agua residual aplicada, en el agua infiltrada recogida por el lisímetro y en el agua subterránea del piezómetro adyacente. Las muestras se recogieron y almacenaron durante un periodo inferior a 30 días a -21°C. Todos los análisis se realizaron con métodos normalizados (Eaton et al., 2005). La conductividad eléctrica (CE) se analizó utilizando un multímetro MM41 (Crison, España). El carbono orgánico disuelto (DOC) y la demanda química de oxígeno (DQO) se midieron a través de un analizador de carbono (Shimadzu, Japón) por espectrofotometría, v respectivamente. Para llevar a cabo el análisis de nitrógeno total (N_T) y fósforo total (P_T) las muestras fueron digeridas previamente (Ebina et al., 1983) y analizadas en forma de NO3-N y PO4-P mediante un analizador de flujo segmentado Brand+Luebbe. El resto de iones mayoritarios (NO_3^{-1} y PO_4^{3-}) se midieron en el agua a través de cromatografía iónica compacta de doble canal (Metrohm, Suiza).

3.- Resultados y discusión

El agua residual aplicada se caracteriza por llevar una elevada carga contaminante, en términos de nutrientes (N_T y P_T), siendo superior al agua residual de referencia (Tabla 1). Este hecho está posiblemente ligado al patrón de consumo de agua del edificio de oficinas (solo agua de cisternas y de lavado de manos) a diferencia de las aguas residuales domésticas. El NH_4^- y el PO_4^{3-} en el agua residual aplicada

son las especies dominantes de nitrógeno y fósforo, respectivamente. Respecto a la carga orgánica, el COD y la DQO en el agua residual aplicada es inferior a la de referencia (Tabla 1). Ortega *et al.* (2011) indican que el tratamiento de un tanque Imhoff es capaz de eliminar el 20-30% de la carga orgánica. Por tanto, los bajos valores pueden deberse, presumiblemente, al tratamiento llevado a cabo en el tanque.

Tabla 1. Composición química (en términos de concentración) de un agua residual de referencia (Metcalf y Eddy, 2003), el agua residual aplicada y el agua infiltrada en el lisímetro. El porcentaje de eliminación fue calculado para cada uno de los parámetros teniendo en cuenta los primeros 90 cm de ZNS. Los resultados obtenidos son la media de todo el periodo de estudio \pm la desviación típica.

	Agua residual referencia	Agua residual aplicada	Agua infiltrada	% Eliminación
CE (dS/m)	-	2.05		
COD (mg/L)	260,0	$88,0\pm7,\!2$	$12,\!7{\pm}0,\!7$	85,6
DQO (mg/L)	800,0	$269,6\pm22,0$	$40,1\pm3,0$	85,1
N_T (mg/L)	70,0	$154{,}9\pm7{,}8$	$41{,}9\pm3{,}4$	73,0
NO ₃ -N (mg/L)	0,0	$0,4\pm0,3$	$40,1\pm3,4$	*
NH ₄ -N (mg/L)	45,0	$145,8\pm7,2$	$0,6\pm0,3$	*
P _T (mg/L)	12,0	$16,1\pm0,9$	$1{,}5\pm0{,}3$	90,7
PO ₄ -P (mg/L)	8,0	$12,\!4\pm0,\!7$	$1,0\pm0,2$	*

* No se puede calcular su porcentaje de eliminación debido a que es una especie que se ha podido transformar en otra pero no eliminarse del sistema.

El COD y la DQO del agua infiltrada es relativamente constante a lo largo del periodo de estudio y se corresponde con valores de 12,7 y 40,1 mg/L, respectivamente. Ambos parámetros presentan una tasa de eliminación de aproximadamente el 85%. El elevado porcentaje de eliminación coloca los valores de la DQO del agua infiltrada por debajo de los límites establecidos por la Directiva 91/271/EEC (CEE, 1991) sobre descarga de aguas residuales urbanas (125 mg/L o 75% de eliminación).

Las concentraciones medias de N_T , NO_3 -N y NH_4 -N en el agua infiltrada son 41,9, 40,1 y 0,6 mg/L (Tabla 1), respectivamente. Como se puede observar comparando las especies dominantes de nitrógeno en el agua residual aplicada y en el agua infiltrada, la nitrificación ha tenido lugar durante el paso a través de la ZNS. La capacidad de eliminación del sistema en términos de N_T es del 73%. Si la tasa de eliminación de N_T se calcula en masa, el valor alcanza el 90%. Esto está relacionado con el pequeño volumen de agua recogido por el lisímetro. El P_T presenta la mejor tasa de eliminación con un 90,7% y una concentración media en el agua infiltrada de 1,5 mg/L. A pesar de que la carga de nutrientes es mayor en el agua residual aplicada que en el agua residual de referencia, el sistema suelo-planta es capaz de reducir las concentraciones de N_T y P_T .

Otros trabajos también han demostrado la capacidad de los FV de eliminar nutrientes cuando su gestión se basa en ciclos de cultivo cortos (Holm y Heinsoo, 2013; Isebrands y Richardson, 2014).

En el presente trabajo, a pesar de la elevada eficiencia en

la eliminación de N_T , la concentración media detectada en el agua infiltrada supera el límite de 15 mg/L establecido por la Directiva 91/271/EEC (CEE, 1991). Sin embargo, la misma Directiva señala que, de acuerdo con la situación local, una mínima reducción de N_T de 70-80% puede aplicarse como criterio de regulación. En este caso, la intensidad de eliminación lograda cumpliría los requerimientos de la Directiva.

La eliminación de N_T está controlada por mecanismos como la absorción de nutrientes por parte de la planta, la desnitrificación, la acumulación por adsorción en el suelo, inmovilización bacteriana, intercambio iónico y volatilización en forma de amoniaco. La absorción de nitrógeno por las plantas se considera el mecanismo más importante en la eliminación de NT en los FV (Tzanakakis et al., 2009). Sin embargo, este mecanismo depende en gran medida de la especie y del manejo adoptado (Barton et al., 2005). La elevada tasa de eliminación de N_T presentada en este trabajo indica que intervienen otros procesos, además de la absorción de las plantas.

La aparición de NO₃-N en el agua infiltrada demuestra que se han producido procesos de nitrificación. El NO3-N puede seguir transformándose hasta obtener como producto final el N2 gas. Este proceso puede llegar a jugar un papel importante en la eliminación del N_T (Duan et al., 2010) y llegar a reducir hasta un 80% el N_T aplicado (EPA, 1981). A pesar de que las condiciones a escala de campo en el FV son predominantemente aeróbicas, como sugieren los procesos de nitrificación, no se puede descartar la presencia de condiciones anóxicas inmediatamente después de la aplicación del efluente. Esto limitaría temporalmente la nitrificación y favorecería la adsorción del NH4-N a las partículas de arcilla y materia orgánica. Por otro lado, otra alternativa podría ser que durante las temporales condiciones anóxicas, la transformación del NH4-N tuviera lugar vía Annamox (Sher et al., 2012). Sin embargo, tanto la adsorción como la oxidación vía Annamox son procesos considerablemente menos efectivos que la nitrificacióndesnitrificación. Como diferentes autores han descrito (Fenn y Kissel, 1973; Fenn y Kissel, 1975; Fenn y Miyamoto, 1981), la volatilización del amoniaco por reacción con el carbonato de calcio en el suelo podría haber contribuido también a la eliminación de N_T.

La absorción de P_T por parte de la planta es un proceso importante en la eliminación de este nutriente. Sin embargo, parece que la elevada tasa de eliminación del P_T en este estudio, en base a la cantidad aplicada, excede los requerimientos del chopo (Tzanakakis *et al.*, 2009). Por ello, la precipitación del fosfato (PO₄³⁻) en presencia de calcio (Ca²⁺), el cual es relativamente abundante en el suelo del FV, podría ser el proceso responsable de la elevada eliminación del nutriente (McGechan, 2002).

Los parámetros del agua subterránea no varían significativamente a lo largo del periodo de estudio. El COD y la DQO presentan valores medios de 5,9 y 21,0 mg/L, respectivamente. La concentración media de N_T en el agua subterránea antes de la puesta en marcha del FV era de 14,1 mg/L principalmente en forma de NO₃-N. Aunque los valores N_T varían en el tiempo, su evolución hasta ahora no

presenta ninguna tendencia ni tampoco puede observarse una afección clara procedente del FV (Fig. 3).



Fig. 3. Concentración media de NO₃-N en el agua subterránea antes de la puesta en marcha del FV y durante los tres años de operación. La cantidad acumulada tanto de agua infiltrada (*drainage*) como de carga de N_T lixiviado (*NT load*) se presenta para cada año.

Algunos autores han observado concentraciones de N_T en el agua infiltrada por encima del límite establecido por la legislación (De Bustamante, 1990; Aronsson *et al.*, 2010). Sin embargo, la ya elevada concentración de NO₃-N medida en el agua subterránea antes de la puesta en marcha del FV indica que la afección del FV al agua subterránea es difícil de determinar. Además, la concentración observada en el agua infiltrada se ha medido a 90 cm, estando el nivel piezométrico a una profundidad variable entre 1-3 metros. Esto implica que el agua sigue infiltrándose y sometiéndose durante más tiempo a los procesos de atenuación descritos anteriormente. Por otro lado, una vez que ha alcanzado el agua subterránea, procesos como la dispersión mecánica y la difusión molecular atenuarían la concentración máxima.

Las tasas de eliminación observadas en este trabajo demuestran que el chopo junto con el suelo y su población microbiana, son capaces de reducir las concentraciones de los contaminantes del agua residual según aumenta la producción de biomasa. Resultados similares han sido también descritos en la literatura por otros autores tanto para chopos como para otro tipo de especies (Dimitriou y Aronsson, 2011; Tzanakakis *et al.*, 2011; Holm y Heinsoo, 2013).

4.- Conclusiones

En base a los resultados obtenidos se puede concluir que los FVs pueden ser utilizados como alternativa para el tratamiento de aguas residuales en comunidades aisladas. El FV ha eliminado eficientemente los contaminantes estudiados a pesar de la elevada carga de nutrientes que estos sistemas presentan.

5.- Bibliografía

- Aronsson Pr, Dahlin T, Dimitriou I, 2010. Treatment of landfill leachate by irrigation of willow coppice ,Äì Plant response and treatment efficiency. *Environmental Pollution 158*, 795-804.
- Barton L, Schipper LA, Barkle GF, McLeod M, Speir TW, Taylor MD, McGill AC, van Schaik AP, Fitzgerald NB, Pandey SP, 2005. Land application of domestic effluent onto four soil types: plant uptake and nutrient leaching. *Journal of Environmental Quality* 34, 635-43.
- CEE, 1991. Urban waste water treatment. Vol L 135. Official Journal of the European Communities.

- De Bustamante I, 1990. Land application: Its effectiveness in purification of urban and industrial wastewaters in La Mancha, Spain. *Environmental Geology 16*, 179-185.
- De Bustamante I, Lillo FJ, Sanz JM, de Miguel A, Garcia E, Carreno F, Gomez D, Martin T, Martinez F, Corvea JL, 2009. A comparison of different methodologies for designing land application systems: Case study at the Reduena WWTP. *Desalination and Water Treatment 4*, 98-102.
- De Bustamante I, Lillo J, De Miguel A, Leal M, 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.
- De Miguel A, Meffe R, Leal M, González-Naranjo V, Martínez-Hernández V, Lillo J, Martín I, Salas JJ, De Bustamante I, 2014. Treating municipal wastewater through a vegetation filter with a shortrotation poplar species. *Ecological Engineering* 73, 560-568.
- Dimitriou I, Aronsson P, 2011. Wastewater and sewage sludge application to willows and poplars grown in lysimeters - Plant response and treatment efficiency. *Biomass and Bioenergy* 35, 161-170.
- Duan RB, Fedler CB, Sheppard CD, 2010. Nitrogen Leaching Losses from a Wastewater Land Application System. *Water Environment Research* 82, 227-235.
- Eaton AD, Clesceri LS, Rice EW, Greenberg AE, 2005. Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater. *American Public Health Association/American Water Works Association/Water Environment Federation*, Washington DC (USA).
- Ebina J, Tsutsui T, Shirai T, 1983. Simultaneous determination of total nitrogen and total phosphorus in water using peroxodisulfate oxidation. *Water Research 17*, 1721-1726.
- EPA US, 1981. Process Design Manual: Land Treatment of Municipal Wastewater Effluents. Cincinnati, Ohio.
- Fenn LB, Kissel DE, 1973. Ammonia Volatilization from Surface Applications of Ammonium Compounds on Calcareous Soils: I. General Theory1. Soil Sci. Soc. Am. J. 37, 855-859.
- Fenn LB, Kissel DE, 1975. Ammonia Volatilization from Surface Applications of Ammonium Compounds on Calcareous Soils: IV. Effect of Calcium Carbonate Content1. Soil Sci. Soc. Am. J. 39, 631-633.
- Fenn LB, Miyamoto S, 1981. Ammonia Loss and Associated Reactions of Urea in Calcareous Soils1. Soil Sci. Soc. Am. J. 45, 537-540.
- Herschbach C, Mult S, Kreuzwieser J, Kopriva S, 2005. Influence of anoxia on whole plant sulphur nutrition of flooding-tolerant poplar (Populus tremula × P. alba). *Plant, Cell & Environment* 28, 167-175.
- Holm B, Heinsoo K, 2013. Municipal wastewater application to Short Rotation Coppice of willows - Treatment efficiency and clone response in Estonian case study. *Biomass & Bioenergy* 57, 126-135.
- Isebrands JG, Richardson J, eds. 2014. Poplars and willows- Tree for society. Cabi Wallingford.
- Magesan GN, Wang HL, 2003. Application of municipal and industrial residuals in New Zealand forests: an overview. *Australian Journal of Soil Research* 41, 557-569.
- McGechan M, 2002. Sorption of phosphorous by soil. Part 2: Measurment methods, results and model parameters values. *Biosystems Eng.* 82, 115-130.
- Metcalf L, Eddy HP, 2003. Wastewater engineering: treatment and reuse. 4th ed. *McGraw-Hill*, New York, United States of America.
- Ortega E, Ferrer Y, Salas JJ, Aragón C, Real A, 2011. Manual para la implantación de sistemas de depuración en pequeñas poblaciones. *Ministerio de Medio Ambiente Medio Rural y Marino*, Madrid, Spain.
- Persson G, Lindroth A, 1994. Simulating evaporation from short-rotation forest: variations within and between seasons. *Journal of Hydrology* 156, 21-45.
- Sanz J, Miguel Á, Bustamante I, Tomás A, Goy JL, 2014. Technical, financial and location criteria for the design of land application system treatment. *Environmental Earth Sciences* 71, 13-21.
- Sher Y, Baram S, Dahan O, Ronen Z, Nejidat A, 2012. Ammonia transformations and abundance of ammonia oxidizers in a clay soil underlying a manure pond. *FEMS Microbiol Ecology* 81, 145-155.
- Tzanakakis VA, Paranychianakis NV, Angelakis AN, 2009. Nutrient removal and biomass production in land treatment systems receiving domestic effluent. *Ecological Engineering* 35, 1485-1492.
- Tzanakakis VA, Paranychianakis NV, Londra PA, Angelakis AN, 2011. Effluent application to the land: Changes in soil properties and treatment potential. *Ecological Engineering 37*, 1757-1764.

DISIPACIÓN DE HERBICIDAS EN CAMPO EN SUELOS ENMENDADOS Y EFECTO EN LA CALIDAD DEL SUELO

M.S. Rodríguez-Cruz^{1*}, J.M. Ordax¹, E. Pose-Juan¹, M.S. Andrades², M.J. Sánchez-Martín¹

¹ Instituto de Recursos Naturales y Agrobiología de Salamanca (IRNASA-CSIC), C/Cordel de Merinas 40-52, 37008 Salamanca, España, <u>msonia.rodriguez@irnasa.csic.es</u>, <u>www.irnasa.csic.es</u>

² Departamento de Agricultura y Alimentación, Universidad de La Rioja, C/Madre de Dios 51, 26006 Logroño, España

RESUMEN. La aplicación de enmiendas orgánicas al suelo puede modificar el comportamiento de los pesticidas con consecuencias en la actividad y funcionamiento de las comunidades microbianas del suelo. En este trabajo se ha llevado a cabo un estudio en parcelas experimentales de campo para conocer la disipación de los herbicidas triasulfuron y prosulfocarb, aplicados de manera individual o conjunta en un suelo sin enmendar y enmendado con compost verde y los cambios en la actividad deshidrogenasa del suelo. La disipación de prosulfocarb fue más rápida que la de triasulfuron en todos los tratamientos. La disipación de triasulfuron aplicado de forma individual disminuyó en el suelo enmendado con compost, mientras que la disipación de prosulfocarb fue más rápida en el suelo enmendado debido posiblemente a un proceso de adsorción irreversible. La actividad deshidrogenasa del suelo aumentó por la aplicación de la enmienda mientras que se observó una modificación variable por la aplicación de los herbicidas en el suelo sin enmendar y enmendado.

ABSTRACT. The application of soil amendments can modify the behaviour of pesticides with an impact on the activity of soil microbial communities. A study has been conducted in experimental field plots to assess the dissipation of two herbicides, triasulfuron and prosulfocarb, applied individually or together in unamended soil and soil amended with green compost, and the changes in the soil dehydrogenase activity. Dissipation of prosulfocarb was faster than that of triasulfuron in all treatments. Dissipation of triasulfuron applied individually decreased in compost amended soil, while prosulfocarb dissipation was faster in compost amended soil due possibly to an irreversible adsorption process. Soil dehydrogenase activity increased by the application of the amendment and it was modified differently by the application of herbicides in unamended and amended soils.

1.- Introducción

El empleo de residuos orgánicos como enmiendas en el suelo es una práctica ampliamente utilizada para aumentar el contenido en materia orgánica (MO) de los mismos (García Izquierdo y Lobo Bedmar, 2008). En este sentido, el posible aprovechamiento de la materia orgánica (MO) contenida en residuos orgánicos de bajo coste es de gran interés. Entre los residuos orgánicos biodegradables potencialmente aprovechables con gran crecimiento en España y en los últimos años en Castilla y León se encuentran los residuos biodegradables generados de las podas llevadas a cabo en parques y jardines (3921 t se recogieron en Castilla y León en el año 2012 (www.magrama.es). Estos residuos debidamente compostados dan lugar a materiales con un contenido en MO > 15%, que pueden ser utilizados como enmiendas orgánicas (compost vegetal o verde) de acuerdo con el Real Decreto 506/2013, de 28 de junio, sobre productos fertilizantes (BOE 164, 10 de julio de 2013).

Sin embargo esta práctica puede tener consecuencias en el comportamiento fisicoquímico de los herbicidas aplicados en suelos enmendados variando su persistencia y movilidad o su biodisponibilidad (Marín-Benito *et al.*, 2012, 2013, 2014) lo que podría incidir también en el funcionamiento y actividad de las comunidades microbianas del suelo (Hussain *et al.*, 2009; Gianfreda y Rao, 2011; Pose-Juan *et al.*, 2015). Generalmente estos efectos se estudian en laboratorio y son menos frecuentes los estudios que abordan la influencia de enmiendas orgánicas en el comportamiento de herbicidas y la aplicación simultánea de los mismos sobre los parámetros fisicoquímicos y bioquímicos del suelo en condiciones reales de campo (Rodríguez-Cruz *et al.*, 2003, Herrero-Hernández *et al.*, 2011).

En Castilla y León el uso de fitosanitarios no es muy elevado (2.3 kg ha⁻¹), aunque el uso de herbicidas es importante siendo el consumo de estos compuestos en kg ha⁻¹ más de 5 veces superior al consumo de insecticidas o fungicidas en el año 2011 (www.magrama.es).

Triasulfuron y prosulfocarb son dos herbicidas que son utilizados en pre- y post-emergencia contra las malas hierbas en cereales de invierno (trigo v cebada) v otros cultivos (patata). Triasulfuron es una sulfonilurea que actúa inhibiendo la síntesis de aminoácidos ramificados. Debido a sus características fisicoquímicas (alta solubilidad en agua y baja hidrofobicidad), este herbicida presenta una elevada movilidad en el suelo (EU, 2000). Su disipación en el laboratorio y campo ha sido estudiada encontrando valores de vida media (DT₅₀) de 33-76 días y 3-48 días, respectivamente (EU, 2000). Gennari et al. (2008) obtuvieron valores de DT₅₀ en laboratorio menores (8-32 días). La adsorción del triasulfuron por el suelo influye en su biodegradación y biodisponibilidad (Said-Pullicino et al., 2004). Singh y Kulshrestha (2006) observaron que la persistencia del triasulfuron en el suelo está influenciada por factores tanto bióticos (actividad microbiana) como abióticos (pH). Existen algunos estudios en la bibliografía que han evaluado el efecto de la

dosis de aplicación del herbicida (Sofo *et al.*, 2012) o la influencia de la MO (Said-Pullicino *et al.*, 2004) en la disipación del herbicida en el suelo en estudios de laboratorio. Prosulfocarb es un tiocarbamato que actúa inhibiendo la síntesis de lípidos. Este herbicida es hidrofóbico y presenta una elevada adsorción, una baja movilidad y una moderada persistencia en el suelo (EFSA, 2007). En estudios de laboratorio y campo se han encontrado valores medios de DT₅₀ de 15.2 y 10.1 días, respectivamente, y las cinéticas de disipación se ajustaron a ecuaciones de primer orden en todos los casos (EFSA, 2007). La disipación del prosulfocarb es debida principalmente a un proceso de degradación microbiana (Gennari *et al.*, 2002).

Según la bibliografía existente, hasta el momento la disipación de estos dos compuestos aplicados de manera conjunta y en presencia de enmiendas orgánicas aplicadas al suelo en ensayos de campo no ha sido estudiada. De acuerdo con esto se estudia en este trabajo el efecto de la aplicación de compost verde en el comportamiento de los herbicidas triasulfuron y prosulfocarb aplicados como dos formulaciones comerciales individuales y una conjunta en condiciones reales de campo al suelo no enmendado y enmendado y los cambios en la actividad microbiana del suelo.

2.- Material y métodos

2.1.- Herbicidas

Se han utilizado en el estudio las formulaciones comerciales de triasulfuron (Logran 20% p/p), de prosulfocarb (Auros 80% p/v) y de triasulfuron+ prosulfocarb (Auros Plus), suministradas por Syngenta Agro S.A. (Madrid). Los estándares analíticos PESTANAL® (pureza > 98.9%) de estos compuestos fueron suministrados por Sigma Aldrich Química S.A. (Madrid). Las características de estos compuestos aparecen recogidas en la Tabla 1.

2.2.- Compost verde

Se ha utilizado un residuo orgánico compostado de origen vegetal generado a partir de las podas de plantas y árboles de parques y jardines de la ciudad de Salamanca, suministrado por el Ayuntamiento de Salamanca. Las características de este compost verde (C) son las siguientes: pH 7.33, carbono orgánico (CO) 9.80%, nitrógeno (N) 1.04%, relación C/N 9.4.

2.3.- Preparación de parcelas experimentales y experimento de disipación

En total se han preparado 24 parcelas experimentales (tratamientos por triplicado) de $3 \times 3 \text{ m}^2$ cada una en un suelo de textura arcillosa en la finca experimental Muñovela perteneciente al Instituto de Recursos Naturales y Agrobiología de Salamanca, IRNASA-CSIC,

correspondientes a suelo no enmendado (12 parcelas) y enmendado con compost de residuos verdes (12 parcelas) en las que no se aplicó ningún herbicida (parcelas control) o se aplicaron las formulaciones comerciales de cada uno de los herbicidas de forma individual o conjunta. La distribución de los distintos tratamientos se ajustó a un diseño de bloques al azar.

Tabla 1. Características de los herbicidas (PPDB, 2015).

Tabla 1. Curacteristica	is de los lierorerads (11 DD)	, 2015).
	Triasulfuron	Prosulfocarb
Nombre químico	2-(2-cloroetoxi)-N-	S-(fenilmetil)-
	[[(4-metoxi-6-metil-	dipropilcarbamotioato
	1,3,5-triazin-2-	
	il)amino] carbonil]	
	bencenosulfonamida	
Estructura química	CI C	H ₃ C N S
Solubilidad agua	815 (20°C, pH 7)	13.0 (20°C, pH 6.1)
$(mg L^{-1})$		· · · · · ·
log Kow	-0.59 (pH 6.9)	4.48 (30°C, pH 7.5)
DT ₅₀ lab. (días)	59.1	12.4
DT ₅₀ campo (días)	38.5	9.8
Kf	0.49	23.1

El experimento fue iniciado en el mes de febrero de 2015. El compost verde fue aplicado en una cantidad correspondiente a 120 t ha⁻¹ y se mezcló con el suelo (10 cm) por métodos mecánicos. Después de un periodo corto (15 días) de acondicionamiento del compost en el suelo, los herbicidas fueron aplicados en las parcelas en forma de formulaciones comerciales. Las concentraciones de los herbicidas aplicados a las parcelas fueron las correspondientes a la dosis agronómica de prosulfocarb (Auros, 4.5 kg i.a. ha⁻¹) o ligeramente superior a la dosis agronómica de triasulfuron (Logran, 100 g i.a. ha⁻¹), que corresponden a una dosis de 3.46 mg kg⁻¹ de prosulfocarb y 76.9 µg kg⁻¹ de triasulfuron, considerando una densidad del suelo de 1.3 g/cm³ y una profundidad de 10 cm. Los herbicidas fueron aplicados en un volumen de 10 L de agua con una mochila acoplada a un pulverizador para evitar derrames y conseguir una aplicación homogénea de los mismos. Las condiciones climáticas (precipitaciones y temperatura) diarias fueron suministradas por la estación meteorológica existente en la zona. Las temperaturas medias después de la aplicación de los herbicidas fueron 16.4°C (máxima) y 2.6°C (mínima) y la precipitación acumulada fue de 64.2 mm durante el periodo de estudio.

Se tomaron muestras superficiales de suelo (0-10 cm) periódicamente a 0, 2, 7, 9, 15, 29 y 51 días (experimento actualmente sin finalizar) después de la aplicación de los herbicidas. En los distintos tiempos de muestreo se tomaron 5 muestras en cada una de las 24 parcelas. Las muestras de cada parcela se mezclaron y tamizaron (< 2 mm) y posteriormente se congelaron a -18° C hasta su análisis.

Se determinaron las características del suelo sin enmendar y enmendado por los métodos habituales de análisis (MAPA, 1986) (Tabla 2).

 Tabla 2. Características del suelo sin enmendar y enmendado con el compost verde.

	Suelo	Suelo+Compost
pН	7.81	7.13
Carbonatos (%)	0.21	
CO (%)	1.30	2.21
N (%)	0.14	0.23
C/N	9.29	9.61

2.4.- Extracción y análisis de los herbicidas

El triasulfuron y el prosulfocarb se extrajeron por duplicado desde muestras de 6 g agitadas a 20°C con 12 mL de metanol durante 24 h y en baño de ultrasonidos durante 1 h. Posteriormente se centrifugaron y se concentró un volumen de solución sobrenadante de 8 mL llevándolo a sequedad en un evaporador VLM modelo EVA EC2L (VLM GmbH, Bielefeld, Alemania). El compuesto evaporado se redisolvió posteriormente en un volumen de 0.5 mL de metanol con 1% de ácido fórmico.

La determinación analítica se llevó a cabo en un cromatógrafo HPLC Waters (Waters Assoc., Milford, MA, USA) con detector de espectrometría de masas (MS) ZQ. Se utilizó una columna Luna \mathbb{R} 3 µm PFP(2) 100 Å (150 × 4.6 mm) de Phenomenex (Torrance, CA, USA). La fase móvil utilizada fue acetonitrilo:agua+1% de ácido fórmico (70:30). La velocidad de flujo fue 0.4 mL min⁻¹ y el volumen de invección de muestra fue 10 µL. Se monitorizó el ion molecular positivo [m/z] 402.8 (triasulfuron) y 252.4 (prosulfocarb) y los tiempos de retención fueron 6.1 min y de 14.1 min, respectivamente, para los dos herbicidas. Se han utilizado rectas de calibrado de concentraciones entre 0.1 y 2.5 µg mL⁻¹ para los dos herbicidas. Los valores de LOD y LOQ fueron entre 0.018-0.026 y 0.059-0.088 µg mL^{-1} para triasulfuron y 0.005-0.008 y 0.017-0.027 µg mL⁻¹ para prosulfocarb en el suelo no enmendado y enmendado. Las recuperaciones obtenidas fueron >80% para el triasulfuron aplicado como formulación individual (Logran) o conjunta (Auros Plus) y >90% ó >70% para prosulfocarb aplicado como formulación individual (Auros) o como formulación conjunta (Auros Plus).

2.5.- Actividad deshidrogenasa del suelo

La actividad deshidrogenasa como indicador general de la actividad microbiana del suelo se determinó por el método de Tabatabai (1994) a los tiempos de muestreo de 0 y 29 días. Las muestras de suelo utilizadas para la determinación de la actividad deshidrogenasa se mantuvieron a 4°C hasta su análisis.

2.6.- Análisis de los datos

Las cinéticas de disipación de los herbicidas se ajustaron a un modelo cinético de primer orden (SFO) o de primer orden multicompartimental (FOMC), conocido también como modelo de Gustafson y Holden. Para la selección del modelo cinético que mejor describió los datos de disipación, se siguieron las recomendaciones del grupo de trabajo FOCUS sobre cinéticas de degradación (FOCUS, 2006). Se calcularon el coeficiente de determinación (r^2) y el chicuadrado (χ^2) como indicadores de la bondad de ajuste. Los valores de disipación del 50% (DT₅₀) del herbicida aplicado se calcularon para comparar las variaciones en las velocidades de disipación. Los parámetros cinéticos fueron estimados utilizando la herramienta Solver de la hoja Excel (FOCUS, 2006).

3.- Resultados y discusión

3.1.- Disipación de triasulfuron

La Fig. 1 muestra las cinéticas de disipación del triasulfuron en el suelo de las parcelas sin enmendar y enmendadas con el compost vegetal representadas como cantidades de herbicida expresadas como porcentajes de la cantidad inicialmente aplicada frente al tiempo (hasta 51 días). Se consideró la cantidad de herbicida extraída de las muestras de suelo tomadas 24 horas después de su aplicación como la cantidad inicialmente aplicada.

En la Tabla 3 se indican los valores de vida media (DT₅₀) calculados a partir del ajuste de las cinéticas de disipación del triasulfuron en el suelo de las distintas parcelas sin enmendar y enmendado con compost verde. Las cinéticas de disipación de triasulfuron en los distintos suelos se ajustaron en general a un modelo cinético de primer orden con valores de $r^2 > 0.74$. En dos de las parcelas de suelo sin enmendar y tratadas con el herbicida de forma individual, las cinéticas de disipación se ajustaron mejor a un modelo cinético de primer orden multicompartimental (FOMC). En una de las parcelas de suelo sin enmendar tratada con Auros Plus, la cinética de disipación del triasulfuron presentó una fase lag o de latencia de 9 días hasta que comenzó la disipación del compuesto (Tabla 3). Esta fase lag se corresponde con el periodo de adaptación que sufren los microorganismos antes de comenzar a degradar el compuesto como ha sido observado en trabajos previos (Marín-Benito et al., 2014). Algunos autores han observado en estudios de laboratorio que las cinéticas de disipación del triasulfuron se ajustaban a un modelo cinético de primer orden, mientras que en estudios de campo las cinéticas se ajustaron a un modelo bifásico (Singh y Kulshrestha, 2006; EFSA, 2015).

Después de 51 días de tratamiento de los suelos con el herbicida se encontró que el porcentaje medio de triasulfuron disipado fue 77.5 ± 4.3 % (Logran) y 79.1 ± 10.0 % (Auros Plus) en el suelo sin enmienda y 42.0 ± 12.7 % (Logran) y 74.0 ± 3.9 % (Auros Plus) en el suelo enmendado. Estos valores indican que la disipación fue menor en el suelo enmendado y cuando el herbicida fue aplicado de forma individual.

El valor medio de DT_{50} de triasulfuron aplicado de forma individual (Logran) en el suelo sin enmendar fue 19.4±2.3 días y aumentó a 72.9±31.8 días en el suelo enmendado con compost. Sin embargo el valor medio de DT_{50} de triasulfuron aplicado de forma conjunta (Auros Plus) osciló entre 28.5±8.3 días en el suelo sin enmendar y 24.0 \pm 2.0 días en el suelo enmendado. Los valores de DT₅₀ encontrados en este estudio están dentro del rango de valores encontrado en otros estudios de campo en suelos sin enmendar (EFSA, 2015). En estudios previos en laboratorio se observó también que los valores de DT₅₀ de triasulfuron en un suelo enmendado con compost de residuos urbanos aumentaron con respecto al suelo sin enmienda debido a un aumento de la adsorción del herbicida en el suelo enmendado (Said-Pullicino *et al.*, 2004).

Tabla 3. Valores de vida media (DT_{50}) y coeficientes de correlación (r^2) calculados a partir de las cinéticas de disipación de triasulfuron y prosulfocarb en el suelo sin enmendar y enmendado con compost verde.

		Suelo		Suelo+C	ompost
Formulación	Parcela	DT ₅₀	r^2	DT 50	r ²
		(días)		(días)	
Trisulfuron	А	20.8 ^a	0.97	95.6	0.74
(Logran)	В	16.8 ^a	0.97	36.6	0.75
	С	20.7	0.98	86.6	0.94
Triasulfuron	Α	35.8 ^b	0.98	23.0	0.98
(Auros Plus)	В	19.5	0.96	26.3	0.98
	С	30.1	0.93	22.8	0.96
Prosulfocarb	Α	11.3	0.98	18.1	0.99
(Auros)	В	15.3	0.96	16.3 ^a	0.99
	С	17.4	0.92	7.1 ^a	0.98
Prosulfocarb	Α	25.7	0.96	11.4 ^a	0.98
(Auros Plus)	В	14.4	0.99	17.4	0.98
	С	16.4	0.87	12.8	0.97

^a DT₅₀ calculados a partir del modelo de primer orden multicompartimental (FOMC). ^b DT₅₀ incluye una fase lag de 9 días.

La aplicación del compost al suelo influyó más en la disipación de triasulfuron aplicado de manera individual que conjunta. Estos resultados están de acuerdo con los coeficientes de adsorción Kd de triasulfuron por el compost, más altos que por el suelo no enmendado (datos no mostrados). El compost aporta microorganismos y MO al suelo que son capaces de modificar la biodisponibilidad del herbicida.

3.2. Disipación de prosulfocarb

La Fig. 2 muestra las cinéticas de disipación del prosulfocarb en el suelo de las parcelas sin enmendar y enmendadas con el compost vegetal representadas como cantidades de herbicida expresadas como porcentajes de la cantidad inicialmente aplicada frente al tiempo (hasta 51 días).

Las cinéticas de disipación de prosulfocarb en los distintos suelos se ajustaron en general a un modelo cinético de primer orden con valores de $r^2 > 0.87$, excepto en tres de las parcelas de suelo enmendado con compost tratadas con prosulfocarb de forma individual (dos parcelas) o conjunta (una parcela) donde las cinéticas de disipación del herbicida se ajustaron mejor a un modelo FOMC (Tabla 3). En estudios previos la disipación del prosulfocarb en laboratorio y campo en suelos sin enmendar fue descrita por un modelo cinético de primer orden (Rouchaud *et al.*, 1997; Gennari *et al.*, 1998; EFSA, 2007).



Fig. 1. Cinéticas de disipación de triasulfuron en suelos de parcelas no enmendadas y enmendadas con compost verde. Triasulfuron aplicado de manera individual (Logran) o conjunta con prosulfocarb (Auros-Plus).

Después de 51 días de tratamiento de los suelos con el herbicida se encontró que el porcentaje de prosulfocarb disipado fue 94.1 ± 2.3 % (Auros) y 90.9 ± 3.7 % (Auros Plus) en el suelo sin enmienda y 84.7 ± 3.5 % (Auros) y

89.7±2.4 % (Auros Plus) en el suelo enmendado. Estos valores indican que la disipación fue menor en el suelo enmendado cuando el herbicida fue aplicado de forma individual, y fue muy similar en el suelo sin enmendar y enmendado cuando se aplicó de forma conjunta.



Fig. 2. Cinéticas de disipación de prosulfocarb en suelos de parcelas no enmendadas y enmendadas con compost verde. Prosulfocarb aplicado de manera individual (Auros) o conjunta con triasulfuron (Auros-Plus).

El valor de DT₅₀ de prosulfocarb aplicado de forma individual (Auros) fue muy similar en el suelo sin enmienda (14.7±3.1 días) y enmendado (13.8±5.9 días). Cuando el prosulfocarb se aplicó de manera conjunta (Auros Plus), el valor medio de DT₅₀ disminuyó de 18.8 ± 6.0 días en el suelo sin enmienda a 13.9 ± 3.1 días en el suelo enmendado aunque la diferencia no fue significativa. Los valores de DT₅₀ están en el mismo rango que en estudios de disipación en campo del prosulfocarb en suelos sin enmendar (EFSA, 2007). Estos resultados indican que la disipación del prosulfocarb en el suelo enmendado fue más rápida que en suelo sin enmendar. Esto podría estar relacionado con la adsorción más elevada de este herbicida por el suelo enmendado y posible formación de residuos fuertemente enlazados al suelo debido a la mayor adsorción del prosulfocarb en suelos con mayor contenido en CO (Gennari et al., 2002; Nègre et al., 2006). Gennari et al. (1998) encontraron que los valores de DT₅₀ del prosulfocarb estaban inversamente afectados por el contenido en MO en tres suelos italianos.

3.3. Actividad deshidrogenasa del suelo

La actividad deshidrogenasa (DHA) del suelo se muestra en la Fig. 3 para el suelo sin enmienda y enmendado con compost verde y para los suelos sin herbicida (controles) y tratados con los herbicidas aplicados de manera individual o conjunta. La actividad deshidrogenasa se determinó inicialmente (24 h después de la aplicación de los herbicidas, equivalente al tiempo 0 días) y a 29 días desde la aplicación de los herbicidas.



Fig. 3. Actividad deshidrogenasa (DHA) del suelo sin enmendar y enmendado con el compost verde (C) sin herbicida y tratado con los herbicidas triasulfuron (T) y prosulfocarb (P).

Inicialmente, la actividad deshidrogenasa aumentó con la aplicación de compost al suelo, aunque las diferencias no fueron significativas. Este efecto ha sido observado en trabajos llevados a cabo utilizando otros residuos orgánicos (Herrero-Hernández *et al.*, 2011; Marín-Benito *et al.*, 2014; Pose-Juan *et al.*, 2015), indicando que el efecto positivo de la enmienda sobre la actividad microbiana del suelo es debido al mayor contenido de CO disponible en el suelo enmendado y a la presencia de nuevos microorganismos introducidos con la enmienda.

En el suelo sin enmendar, la actividad deshidrogenasa

aumentó con la aplicación de los herbicidas tanto de manera individual como combinada. Sin embargo en el suelo enmendado, la actividad deshidrogenasa disminuyó con la aplicación de los herbicidas. Un aumento de la actividad deshidrogenasa con la aplicación de pesticidas al suelo ha sido observado también en estudios de disipación de pesticidas en campo y laboratorio (Herrero-Hernández et al., 2011; Marín-Benito et al., 2014). En todos los tratamientos, la actividad deshidrogenasa disminuyó después de 29 días desde la aplicación de los herbicidas. Esto podría estar relacionado con la disminución en la humedad de los suelos (Quilchano y Marañon, 2002) y con la disipación de los herbicidas en los suelos tratados (Pose-Juan et al., 2015). Existe una diferencia significativa en los valores de la actividad deshidrogenasa entre los dos tiempos en los suelos tratados con los herbicidas de manera individual.

4.- Conclusiones

La adicción de compost verde al suelo modificó la disipación de triasulfuron y prosulfocarb en el suelo enmendado de distinta forma dependiendo de la manera de aplicación de los herbicidas (individual o conjunta). La disipación de triasulfuron fue menor en el suelo enmendado y cuando el herbicida fue aplicado de forma individual, mientras que la disipación de prosulfocarb fue menor en el suelo enmendado cuando el herbicida fue aplicado de forma individual y fue muy similar en el suelo sin enmendar y enmendado cuando se aplicó de forma conjunta. De acuerdo con los valores de DT₅₀, la disipación de prosulfocarb fue más rápida que la de triasulfuron debido posiblemente a la mayor adsorción irreversible del prosulfocarb de acuerdo con su mayor retención (datos no mostrados). La actividad deshidrogenasa aumentó con la aplicación del compost al suelo y disminuyó con el tiempo de forma significativa en los suelos tratados con los herbicidas de manera individual.

Este estudio, que está actualmente en realización, se completará con el estudio de la persistencia de los herbicidas durante un periodo más largo de tiempo, la movilidad de los herbicidas en el perfil del suelo y la evaluación de otros parámetros bioquímicos del suelo, como la biomasa microbiana y la respiración del suelo.

Agradecimientos. Este trabajo ha sido financiado por la Junta de Castilla y León (proyecto CSI240U14). E. Pose-Juan agradece al Ministerio de Ciencia e Innovación por su contrato postdoctoral Juan de la Cierva.

5.- Bibliografía

- EFSA (European Food Safety Authority), 2007. Conclusion on the peer review of prosulfocarb. *Scientific Report 111*, 1-81.
- EFSA (European Food Safety Authority), 2015. Conclusion on the peer review of the pesticide risk assessment of the active substance triasulfuron. *EFSA Journal 13*, 3958, 78pp.
- EC (European Commission. Directorate-General Health & Consumer Protection), 2000. Review report for the active substance triasulfuron. 33pp.

- FOCUS, 2006. Guidance Document on estimating persistence and degradation kinetics from environmental fate studies on pesticides in EU registration. Report of the FOCUS work group on degradation kinetics. EC Docuemnts Reference Sanco/10058/2005 version 2.0, 434 pp.
- García Izquierdo, C., y M.C. Lobo Bedmar, 2008. Rehabilitación de suelos degradados y contaminados mediante la aplicación de compost, en Moreno Casco, J., y R. Moral Herrero, (Eds.), *Compostaje*, Mundi Prensa, Madrid, 425–448.
- Gennari, M., R. Ambrosoli, M. Nègre, y J.L. Minati, 2002. Bioavailability and biodegradation of prosulfocarb in soil. *J. Environ. Sci. Health B 37*, 297-305.
- Gennari, M., L. Ferraris, M. Nègre, y R. Ambrosoli, 1998. Behaviour of prosulfocarb in three Italian soils. *Fresenius Environ. Bull.* 7, 688-694.
- Gianfreda, L., y M.A. Rao, 2011. The influence of pesticides on soil enzymes, en Shukla G., y A. Varma, (Eds.), *Soil Enzymology, Soil Biology* 22, 293-312.
- Herrero-Hernández, E., M.S. Andrades, J.M. Marín-Benito, M.J. Sánchez-Martín, y M.S. Rodríguez-Cruz. 2011. Field-scale dissipation of tebuconazole in a vineyard soil amended with spent mushroom substrate and its potential environmental impact. *Ecotoxicol. Environ.* Saf. 74, 1480-1488.
- Hussain, S., T. Siddique, M. Saleem, M. Arshad, y A. Khalid, 2009. Impact of pesticides on soil microbial diversity, enzymes, and biochemical reactions. *Adv. Agron.* 102, 159-200.
- MAPA (Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación), 1986. Métodos Oficiales de Análisis. Madrid: Dirección General de Política Alimentaria.
- Marín-Benito, J.M., M.S. Andrades, M.J. Sánchez-Martín, y M.S. Rodríguez-Cruz, 2012. Dissipation of fungicides in a vineyard soil amended with different spent mushroom substrates. J. Agric. Food Chem. 60, 6936-6945.
- Marín-Benito, J.M. C.D. Brown, E. Herrero-Hernández, M. Arienzo, M.J. Sánchez-Martín, y M.S. Rodríguez-Cruz, 2013. Use of raw or incubated organic wastes as amendments in reducing pesticide leaching through soil columns. *Sci. Total Environ.* 463-464, 589-599.
- Marín-Benito, J.M., E. Herrero-Hernández, M.S. Andrades, M.J. Sánchez-Martín, y M.S. Rodríguez-Cruz, 2014. Effect of different organic amendments on the dissipation of linuron, diazinon and myclobutanil in an agricultural soil incubated for different time periods. *Sci. Total Environ* 476-477, 611-621.
- Nègre, M., I. Passarella, C. Boursier, C. Mozzetti, y M. Gennari, 2006. Evaluation of the bioavailability of the herbicide prosulfocarb through adsorption on soils and model colloids, and through a simple bioassay. *Pest Manag. Sci.* 62, 957-964.
- Pose-Juan, E., J.M. Igual, N. Curto, M.J. Sánchez-Martín, y M.S. Rodríguez-Cruz, 2015. Mesotrione dissipation and response of soil microbial communities in a soil amended with organic residues. *Spanish J. Soil Sci. 5*, 12-25.
- PPDB, 2015. Pesticide Properties Data Base. University of Hertfordshire. http://sitem.herts.ac.uk/aeru/ppdb/en/index.htm.
- Quilchano, C., y T. Marañon, 2002. Dehydrogenase activity in Mediterranean forest soils. *Biol. Fertil. Soils* 35, 102-107.
- Rodríguez-Cruz, M.S., M.S. Andrades, M.J. Sánchez-Martín, y M. Sánchez-Camazano, 2003. Efecto de la aplicación de lodos de aguas residuales al suelo en la persistencia del herbicida linuron en condiciones de campo, en Álvarez-Benedi, J. y P. Marinero, (eds.), *Estudios de la zona no saturada del suelo Vol. VI.*, ITACYL, Valladolid, 349-354.
- Rouchaud, J., O. Neus, D. Callens, y R. Bulcke, 1997. Enhanced biodegradation of prosulfocarb herbicide in barley crop. *Bull. Environ. Contam. Toxicol.* 58, 752-757.
- Said-Pullicino, D., G. Gigliotti, y A.J. Vella, 2004. Environmental fate of triasulfuron in soils amended with municipal waste compost. *J. Environ. Qual.* 33, 1743-1751.
- Singh, S.B., y G. Kulshrestha, 2006. Soil persistence of triasulfuron herbicide as affected by biotic and abiotic factors. J. Environ. Sci. Health B 41, 635-645.
- Sofo, A., A. Scopa, S. Dumontet, A. Mazzatura, y V.Pasquale, 2012. Toxic effects of four sulphonylureas herbicides on soil microbial biomass. J. Environ. Sci. Health B 47, 653-659.
- Tabatabai, M.A., 1994. Soil Enzymes. en Weaver R.W., J.S. Angle, y P.S. Bottomley, (Eds.), *Methods of Soil Analysis. Part 2. Microbiological and Biochemical Properties*. Soil Science Society of America (SSSA), Madison, USA, 903-947.

MODELIZACIÓN DEL TRANSPORTE DEL ANTIBIÓTICO SULFAMETOXAZOL DURANTE SU INFILTRACIÓN A TRAVÉS DE LA ZONA NO SATURADA

V. Martínez-Hernández¹, R. Meffe¹, R. Segura², I. de Bustamante^{2,1}

¹ IMDEA Agua, C/Punto Net, 4, Edificio ZYE, 2º Planta, 28805, Alcalá de Henares, Madrid. <u>virtudes.martinez@imdea.org</u>; <u>raffaella.meffe@imdea.org</u>

² Dpto. de Geología, Geografía y Medio Ambiente, Universidad de Alcalá, 28871, Alcalá de Henares, Madrid. irene.bustamante@uah.es

RESUMEN. El sulfametoxazol un antibiótico es perteneciente al grupo de las sulfonamidas y su uso está ampliamente extendido tanto en el ámbito humano como en el veterinario. Las plantas de tratamiento convencionales de aguas residuales no son capaces de eliminar completamente este compuesto en el agua de vertido encontrándose en diferentes masas de agua. La reutilización de este recurso para riego y/o recarga de acuíferos podría implicar la infiltración de este fármaco a través de la zona no saturada (ZNS). El comportamiento del sulfametoxazol ha sido evaluado durante la infiltración a través de la ZNS mediante ensayos estáticos y dinámicos a escala de laboratorio. Para ello, se ha utilizado agua regenerada sintética (ARS) simulada en laboratorio y suelo de los primeros centímetros de la ZNS del área de recarga de la masa de agua subterránea Manzanares-Jarama. A los resultados de los ensayos batch se han aplicado diferentes modelos de sorción para describir la retención del sulfametoxazol en el suelo investigado. Por otro lado, el transporte del sulfametoxazol a través de la columna de suelo en condiciones no saturadas ha sido modelizado utilizando Hydrus 1D. Los resultados demuestran una sorción limitada, histerética y no lineal del compuesto en el suelo. La utilización de un modelo de transporte en equilibrio con sorción no lineal es suficiente para describir el comportamiento del sulfametoxazol. La aplicación de modelos cinéticos de sorción no mejora el ajuste del modelo a los datos experimentales. La sorción en el ensavo batch es mayor que en el ensayo en columna alertando sobre la dependencia de la sorción de las condiciones del experimento. El ensavo en columna demuestra cierta biodegradabilidad del antibiótico bajo condiciones aerobias. En base a estos resultados se puede concluir que se trata de un compuesto moderadamente persistente cuya evolución en el medio ambiente debería considerarse a la hora de incluir nuevos compuestos en el listado de contaminantes prioritarios de la Directiva Marco del Agua.

ABSTRACT. Sulfamethoxazole, a sulfonamide antibiotic, is worldwide used for human and veterinary applications. Its incomplete removal during conventional wastewater treatment leads to the occurrence of this compound in different water bodies. Water reuse for irrigation or artificial recharge may imply the infiltration of this compound through the unsaturated zone. Static and dynamic laboratory experiments have been carried out to evaluate the behaviour of sulfamethoxazole during infiltration through the unsaturated zone. Synthetic reclaimed water (SRW) and soil from the first centimetres of the unsaturated zone of the Manzanares-Jarama groundwater body recharge area were used for the laboratory experiments. Different sorption models were applied to describe the sorption isotherms the batch experiments. The transport from of sulfamethoxazole through the soil column was modelled using Hydrus 1D. Results show a limited, hysteretic and non-linear sorption of sulfamethoxazole onto the studied soil. The non-linear sorption equilibrium transport model is able to describe the behaviour of sulfamethoxazole. The use of a kinetic transport model does not improve the model fit to the experimental data. Sorption of sulfamethoxazole in the *batch* experiment is greater than sorption in the column experiment showing some dependency on the experimental conditions. The column experiment demonstrates moderate biodegradability of the antibiotic under aerobic conditions. Considering the obtained results, sulfamethoxazole is a moderate persistent compound whose environmental fate should be thoroughly investigated especially in view to update the priority contaminants list of the Water Framework Directive.

1.- Introducción

El aumento de las áreas urbanizadas y el envejecimiento de la población ha incrementado la producción y el consumo de compuestos farmacéuticos. Las estaciones depuradores de aguas residuales (EDARs) convencionales no son capaces de eliminar completamente los fármacos (Carballa et al., 2004; Gómez et al., 2007; Kasprzyk-Hordern et al., 2009) introduciéndose en el medio ambiente a través del agua de vertido. A pesar de que son sustancias biológicamente activas, los compuestos farmacéuticos no están regulados o su legislación no es todavía frecuente a nivel internacional (Pal et al., 2010). La reutilización de agua mediante prácticas como el riego y la recarga artificial de acuíferos puede implicar la infiltración de fármacos si consiguen atravesar la zona no saturada (ZNS) sin sufrir degradación, transformación o retención (Fatta-Kassinos et al., 2011). Estas sustancias han sido encontradas en efluentes de tratamientos secundarios y terciarios usados en actividades de reutilización (Drewes et al., 2002; Drewes et al., 2003; Teijón et al., 2010; Cabeza et al., 2012; Estévez et al., 2012) y su llegada a masas de agua subterránea ha sido descrita en diferentes países (Barnes et al., 2008; Loos et al., 2010).

El sulfametoxazol es un antibiótico perteneciente al grupo de las sulfonamidas y su uso está ampliamente

extendido tanto en el ámbito humano como en el veterinario (Tolls, 2001; Morel *et al.*, 2014). El problema de la presencia de compuestos pertenecientes al grupo de antibióticos en las aguas es que estas sustancias pueden estimular el desarrollo de cepas bacterianas resistentes neutralizando los efectos de la administración de este tipo de fármacos en el ser humano (Nwosu, 2001; Morse y Jackson, 2004; Gallert *et al.*, 2005).

Para determinar la potencial infiltración del sulfametoxazol a través de la ZNS se ha evaluado su comportamiento mediante ensayos estáticos y dinámicos a escala de laboratorio.

2.- Metodología

En los ensayos llevados a cabo se ha utilizado agua regenerada sintética (ARS) simulada en laboratorio y suelo de los primeros centímetros de la ZNS del área de recarga de la masa de agua subterránea Manzanares-Jarama.

2.1.- Ensayos estáticos

2.1.1.- Sorción

El grado de sorción de los compuestos farmacéuticos al suelo fue determinado mediante experimentos estáticos tipo batch en paralelo siguiendo la guía 106 de la OECD ligeramente modificada (OECD, 2000). El ARS (200 ml) se puso en contacto con el suelo (50 g) previamente esterilizado en vasos de precipitados de vidrio de 1 L, donde se añadieron las diferentes concentraciones estudiadas de sulfametoxazol (1, 5, 10, 25, 50, 75 and 100 μ g L⁻¹) (Fig. 1). La solución de sulfametoxazol empleada para fortificar el agua se conservó en metanol a -18°C hasta su utilización. Tanto el suelo como el material de vidrio utilizado fueron autoclavados durante 15 minutos a 121ºC. La concentración final de metanol en la solución agua-suelo fue mantenida en todo momento por debajo de 0,1% (v/v) para evitar fenómenos de co-disolución. La guía OECD recomienda una proporción suelo-agua de 1:5 (OECD, 2000). Sin embargo, se optó por establecer una proporción 1:4 sueloagua que simulaba mejor los contenidos de agua en la ZNS.



Fig. 1. Procedimiento de preparación de los ensayos *batch*.

Los vasos de precipitados fueron agitados a 140 rpm durante 24 horas hasta alcanzar el equilibrio. Los ensayos se realizaron por sextuplicado. Para confirmar que el suelo original carecía de sulfametoxazol y excluir posibles efectos de adsorción al vidrio o de degradación durante los ensayos, se prepararon por triplicado un blanco (suelo + ARS) y un control (ARS + sulfametoxazol) y se analizaron como el resto de muestras. Todos los vasos de precipitados fueron envueltos en papel de aluminio para evitar procesos de fotodegradación. Después de 24 horas en agitación, se recogieron las muestras de cada uno de los vasos y se centrifugaron a 5.000 rpm durante 20 minutos para separar el agua del suelo. Las muestras, después de ser filtradas, fueron congeladas y guardadas a -18°C hasta su análisis para inhibir cualquier actividad microbiana que se pudiera desarrollar.

2.1.2.- Desorción

Las isotermas de desorción se determinaron siguiendo de nuevo la guía 106 de la OECD al igual que para el experimento de la sorción (OECD, 2000). Sin embargo, en este caso el suelo (50 g) que se utilizó era el que previamente había estado en contacto con el sulfametoxazol durante el ensavo de sorción a todas las concentraciones estudiadas. Cada uno de los suelos sometidos a los ensayos de sorción se pusieron en contacto con ARS (sin el antibiótico) y con una disolución de CaCl₂ 0,01M durante 24 horas en vasos de precipitados de 1L. Como el ensayo de sorción se había realizado por sextuplicado, se utilizaron tres réplicas para cada uno de los dos ensayos de desorción (ARS y CaCl₂). La aplicación de ARS sin sulfametoxazol pretende simular la posible desorción del antibiótico durante la infiltración de esta agua cuando dicha sustancia no están presentes. El CaCl₂, por el contrario, pretende simular la posibilidad de desorción del compuesto retenido tras un evento de lluvia (OECD, 2004).

2.1.3.- Isoterma de sorción y modelos de ajuste

La isoterma de sorción fue ajustada a tres tipos de modelos de sorción: Lineal, Langmuir y Freundlich. Estos modelos son usados frecuentemente para describir la sorción de los compuestos orgánicos en suelos y las ecuaciones pueden encontrarse en la bibliografía (Schwarzenbach *et al.*, 2003).

2.2.- Ensayos dinámicos

2.2.1.- Preparación y acondicionamiento

El ensayo dinámico se realizó utilizando una columna de acero inoxidable. A la salida de la columna se colocó un sistema de vacío que ejercía una tensión continua durante el experimento para mantener condiciones no saturadas en el interior de la misma.

La columna se rellenó con suelo homogéneamente distribuido y se equilibró con ARS en condiciones saturadas desde la parte inferior. Después de 5 días de equilibrio se desaturó sin aplicar succión y en el momento que el agua dejó de fluir, se conectaron los dos tensiómetros, se introdujo un caudal de 0,3 ml min⁻¹ por la

parte superior de la columna (cambiando de este modo la dirección del flujo) y se aplicó progresivamente una presión de -250 milibares. En los primeros minutos de succión la columna se desaturó rápidamente y pasadas aproximadamente 3 horas el flujo y los tensiómetros se estabilizaron demostrando la existencia de un contenido de humedad constante a lo largo de la columna.

2.2.2.- Ensayo de transporte

Para definir los parámetros hidráulicos de la columna se ha realizado un ensayo de trazador con KCl a una concentración de 5 g L⁻¹. Se inyectaron al mismo flujo de trabajo (0,3 ml min⁻¹) 50 ml de la disolución del trazador conteniendo también sulfametoxazol a una concentración de 100 μ g L⁻¹. Para determinar la curva de llegada tanto del trazador como del sulfametoxazol, se tomaron muestras de agua a la salida de la columna cada 40 minutos. Para preservar las muestras de la degradación microbiana se utilizó una disolución de azida sódica (NaN₃). Las muestras fueron filtradas por 0,45 μ m y se conservaron en el congelador en viales de vidrio topacio a -18°C hasta su análisis.

2.2.3.- Modelización

Los resultados obtenidos en laboratorio han sido simulados mediante el programa de libre acceso Hydrus 1D versión 4.16 (Šimůnek et al., 2013). El paquete informático incluye un modelo unidimensional de elementos finitos para simular el movimiento del agua, del calor y de múltiples solutos en medios porosos bajo condiciones de saturación hidráulica variables. HYDRUS 1D resuelve mediante métodos numéricos la ecuación de Richards para el flujo de agua en condiciones no saturadas y las ecuaciones de adveccióndispersión para el transporte de calor y de solutos (Šimůnek et al., 2013). Los parámetros hidráulicos del suelo contenido en la columna han sido estimados por Rosetta (Schaap et al., 2001), un código que se acopla a Hydrus 1D para predecir los valores de la curva de retención a partir de parámetros conocidos del suelo mediante funciones de pedotransferencia. Los parámetros hidráulicos predichos se han obtenido en base a la densidad aparente del suelo (1,5 g cm⁻³), medida en campo y reproducida en ambas columnas, y a las fracciones texturales (arena 82,5%, limos 10% y arcilla 7,5%). El valor de θ_s estimado por *Rosetta* coincidió con el medido gravimétricamente en la columna.

La discretización del tiempo y del espacio en el modelo se llevó a cabo manteniendo el número de *Courant* igual o inferior a 1 y el número de *Peclet* igual o inferior a 2, respectivamente.

Las condiciones iniciales en la simulación del flujo, hasta alcanzar el estado estacionario, se introdujeron en potenciales de presión (*pressure heads*) cuyas medidas se tomaron a través de los dos tensiómetros instalados. En el modelo de flujo, las condiciones de contorno a la entrada de la columna (*upper boundary conditions*) son de tipo 2 o de *Neumann*, representada por un flujo de -0,0947 m día⁻¹ que se corresponde con el caudal de la bomba peristáltica (0,3 ml min⁻¹) dividido por el área de la sección de la columna. Las condiciones de contorno a la salida (*lower boundary conditions*) son de tipo 1 o de *Dirichlet* (potencial de presión conocido).

Las concentraciones iniciales en el transporte del KCl y del sulfametoxazol en el interior de la columna son nulas. Las condiciones de contorno a la entrada de la columna (*upper boundary conditions*) son de tipo 3 o de *Cauchy*, donde la concentración del trazador y del sulfametoxazol en el flujo es conocida. Las condiciones de contorno a la salida de la columna (*lower boundary conditions*) son de tipo 2 o de *Neumann* donde el gradiente de concentración es cero tanto para el trazador como para el sulfametoxazol.

Tanto el transporte del trazador como del sulfametoxazol se realizó en condiciones estacionarias donde el contenido de humedad permanece constante en el tiempo a lo largo de la columna. La simulación del transporte conservativo del trazador se utilizó para calibrar los valores de K_s y de dispersividad, asumiendo que la difusión molecular es despreciable. En la simulación del transporte reactivo del sulfametoxazol, se aplicaron dos modelos de sorción, equilibrio y cinética de primer orden. Los parámetros a calibrar en el modelo cinético han sido el coeficiente de distribución (K_F), la constante cinética de sorción de primer orden (α_k) y la constante cinética de biodegradación de primer orden en la fase disuelta (μ_w). Por otro lado, en el modelo de sorción en equilibrio los parámetros a calibrar se redujeron a K_F y µ_w El parámetro n de Freundlich fue fijado en base a los resultados obtenidos en los ensayos batch. El valor de K_F no pudo utilizarse como parámetro de entrada en el modelo puesto que la retención del sulfametoxazol en el suelo en los ensayos batch fue significativamente distinta a la observada en el ensayo en columna.

Los valores de K_F dependen de n y por tanto, para comparar entre los valores obtenidos, es necesario que este parámetro sea transformado a una variable con las mismas unidades independientemente del valor de n. Los valores de K_F fueron transformados, utilizando la ecuación 1, a unidades de K_d [L³ M⁻¹] mediante la K_d efectiva (K_d^{EF}) (Srinivasan y Sarmah, 2014).

$$K_d^{EF} = K_F \cdot C_w^{n-1}$$
 Ecuación 1

2.3.- Análisis de las muestras

Las muestras de sulfametoxazol se analizaron mediante inyección directa de 50 μ L en un sistema TripleTOF 5600 de espectrometría de masas en tándem con analizador de cuadrupolo y tiempo de vuelo (QToF) (AB SCIEX, Concord, ON) acoplado a un cromatógrafo líquido de alta resolución (HPLC) (Agilent Technologies, Palo Alto, CA).

3.- Resultados y discusión

3.1.- Ensayos estáticos

3.1.1.- Sorción:

La forma de la isoterma (Fig. 2) que presenta el sulfametoxazol es de tipo "L" indicando que la afinidad del compuesto por el suelo disminuye al aumentar la concentración retenida, posiblemente por efecto de la saturación de las posiciones de sorción (Essington, 2004). Este comportamiento es característico de una sorción específica y podría indicar que tanto el sulfametoxazol como el suelo son bastante polares (Calvet, 1989).



Fig. 2. Isoterma de sorción del sulfametoxazol donde C_s es la concentración retenida y C_w es la concentración en el agua ambas en el equilibrio.

La sorción del sulfametoxazol al suelo estudiado presenta un comportamiento no lineal como se puede observar en los valores de ajuste mostrados en la Tabla 1. Tanto el modelo de Freundlich como el de Langmuir son capaces de describir la sorción de esta sustancia al suelo estudiado.

 Tabla 1. Variables de los modelos de sorción y parámetros de ajuste del modelo.

Liı	neal	F	reundlic	h		Langmuir	
K _d	DST	$K_{\rm F}$	n	\mathbb{R}^2	K_{L}	C _{max}	\mathbb{R}^2
4,25	1,61	6,20	0,79	0,99	0,03	218,78	1,00

 K_d expresada en L kg⁻¹; K_F expresada en $\mu g^{1-n} L^n kg^{-1}$; K_L expresada en L μg^{-1} ; C_{max} expresada en $\mu g kg^{-1}$. DST: Desviación estándar.

El sulfametoxazol es un ácido que se encuentra cargado negativamente bajo las condiciones establecidas en el experimento. A priori, se puede esperar que la sorción de compuestos ácidos disociados, como el sulfametoxazol, sea relativamente baja debido a su elevada solubilidad en agua y a la posible repulsión por la superficie negativamente cargada del suelo (Delle Site, 2001; Katayama *et al.*, 2010). Su limitada afinidad por la materia orgánica ha sido descrita por Yang *et al.* (2011) que observaron como el sulfametoxazol, entre las tres sulfonamidas estudiadas por estos autores, fue el

compuesto que más ionizado negativamente estaba y que menos se sorbió en fangos activados donde la materia orgánica es predominante. Por tanto, parece probable pensar que la formación de complejos de superficie con los hidróxidos de hierro y aluminio del suelo mediante intercambio de ligando podría ser uno de los mecanismos principales que explicase la retención de esta sustancia, además de la interacción y partición en la materia orgánica. El establecimiento de puentes catiónicos entre el sulfametoxazol y la superficie negativa del suelo podría también explicar su interacción con el mismo, gracias a la compensación de esa carga negativa por cationes metálicos (Huang et al., 2011). Este proceso se ve favorecido con el incremento de cationes tanto adsorbidos como en disolución (Schwarzenbach et al., 2003) que se encuentran en la matriz de ARS utilizada. Procesos de adsorción mediante complejos de superficie han sido anteriormente descritos para antibióticos y otros compuestos orgánicos por diversos autores (Sithole y Guy, 1987; Figueroa y Mackay, 2005; Gu y Karthikeyan, 2005b; Gu y Karthikeyan, 2005a; Pateiro-Moure et al., 2010). La no linealidad y forma de la isoterma podría explicar el hecho de que los puntos de sorción se saturen según aumenta la concentración, los cuáles podrían corresponder con la limitada presencia de hidróxidos de hierro y aluminio y el carácter específico de la sorción a los mismos.

3.1.2.- Desorción

La baja reversibilidad del proceso de sorción, para el sulfametoxazol, también queda reflejada en la Fig. 3 en la que se puede observar como solo el 4,9% de la cantidad sorbida del contaminante se desorbió.



Fig. 3. Porcentaje de sulfametoxazol en el agua (azul) y en el suelo (rojo) al final del ensayo de sorción y de desorción. La ultima columna (verde) representa el porcentaje finalmente retenido al final del ensayo de desorción.

Esto indica que el mecanismo de sorción del sulfametoxazol al suelo conlleva una energía de enlace elevada. Sin embargo, Yang *et al.* (2011) describieron que el sulfametoxazol se sorbía de forma reversible a fangos activados de depuradora donde la materia orgánica es predominante. Por el contrario, Drillia *et al.* (2005) observaron que la irreversibilidad del proceso de sorción aumentaba en el suelo cuanto mayor era el contenido en

arcillas y menor la fracción de materia orgánica. Esto sugiere que cuando la sorción del sulfametoxazol se da en la materia orgánica el proceso es más reversible que cuando se lleva a cabo en la superficie mineral. Por ello, la practica irreversibilidad del proceso de sorción para el caso del sulfametoxazol en el presente estudio podría explicarse por sorción a superficies minerales del suelo a través de intercambio de ligando. El hecho de que la sorción a fangos activados pudiera ser reversible podría ser razonada teniendo en cuenta la energía de enlace, ya que los enlaces con la materia orgánica de compuestos hidrofilicos son más débiles que los enlaces por intercambio de ligando en la superficie mineral (von Oepen *et al.*, 1991).

3.2.- Ensayos dinámicos

La llegada del sulfametoxazol se produce aproximadamente 12 horas después del trazador (Fig. 4) indicando que es un compuesto moderadamente persistente. Esto coincide con los resultados obtenidos en los ensayos *batch* cuya detección en el agua lo corrobora.



Fig. 4. Curva de llegada del trazador y del sulfametoxazol.

Algunos autores han sugerido que la presencia del grupo sulfona puede incrementar la persistencia de los compuestos orgánicos potenciando su aparición en el agua subterránea (Huang *et al.*, 2001; Lindsey *et al.*, 2001). El sulfametoxazol ha sido detectado tanto en el agua intersticial de la ZNS (Conn *et al.*, 2010) como subterránea (Verstraeten *et al.*, 2005; Godfrey *et al.*, 2007; Jurado *et al.*, 2012).

La no linealidad de la sorción del sulfametoxazol es suficiente para simular la ligera asimetría de su curva de llegada. Así, el comportamiento del sulfametoxazol puede ser descrito adecuadamente con un modelo de equilibrio químico donde la sorción es no lineal y la biodegradación muestra una cinética de primer orden (Fig. 5 y Tabla 2).

Los resultados obtenidos con el modelo cinético de sorción de primer orden no mejoraron el ajuste de los datos experimentales y, por tanto, se optó por seleccionar un modelo más sencillo como es el de equilibrio químico.



Fig. 5. Datos observados y simulados del sulfametoxazol utilizando el modelo de sorción en equilibrio (arriba) y cinético (abajo).

La sorción del sulfametoxazol a suelos y sedimentos ha sido descrita por diferentes autores con modelos de equilibrio químico asumiendo linealidad en el proceso (Chen *et al.*, 2011; Strauss *et al.*, 2011; Bertelkamp *et al.*, 2013). Sin embargo, otros trabajos describen una no linealidad de la sorción utilizando modelos de no equilibrio químico de un antibiótico perteneciente al grupo de las sulfonamidas con una estructura similar al sulfametoxazol (Wehrhan *et al.*, 2007; Unold *et al.*, 2009).

Tabla 2. Valores de los parámetros obtenidos a partir de la calibración del modelo de equilibrio y cinética para el sulfametoxazol.

	Valor estimado	Error estándar	Límite Inf. (IC)	Límite Sup. (IC)	R^2	RMSE
			Equilib	rio		
$K_{\rm F}$	0,00084	0,00001	0,00082	0,00086	0.096	0.022
$\mu_{\rm w}$	2,78250	0,02269	2,73630	2,82880	0,980	0,022
			Cinéti	ca		
$K_{\rm F}$	0,00084	0,00001	0,00082	0,00086		
$\mu_{\rm w}$	2,77310	0,25049	2,26150	3,28470	0,983	0,024
α_k	605,830	281,250	31,4090	1180,300		

Las unidades de K_F son μ g^{l-n} m³ⁿ kg⁻¹ y μ _w está expresada en día⁻¹. Límite Inf (IC) y Límite Sup (IC): Límite inferior y superior del intervalo de confianza al 95%, respectivamente. RMSE: *Root Mean Square Error* (error de la raíz cuadrada de la media)

La biodegradación del sulfametoxazol en el ensayo en columna en condiciones aerobias y no saturadas se ajusta a una cinética de primer orden (Tabla 2). A pesar de que algunos autores han encontrado tasas de eliminación inferiores para el sulfametoxazol en ensayos en columna (Bertelkamp *et al.*, 2013; Müller *et al.*, 2013), otros han descrito valores que se encuentran en el mismo orden de magnitud (Strauss *et al.*, 2011).

3.3.- Comparativa entre ensayos estáticos y dinámicos

La comparación de la capacidad de sorción del sulfametoxazol durante los ensayos estáticos y dinámicos se ha realizado transformando los valores de K_F a K_d^{EF} como proponen Srinivasan y Sarmah (2014) tal y como se ha explicado en el apartado de metodología.

Tabla 3. Comparación de los valores de K_d^{EF} entre los ensayos estáticos (*batch*) y dinámicos (columna) utilizando una concentración en el agua de 10 µg L⁻¹.

K_{d}^{EF} (L kg ⁻¹) Batch	K_{d}^{EF} (L kg ⁻¹) Columna
3,83	0,13

Los resultados obtenidos para el sulfametoxazol en ensayos estáticos y dinámicos no proporcionan valores comparables cuantitativamente. Si es cierto que los ensayos estáticos son mucho menos costosos y reflejan a nivel cualitativo la mayor o menor persistencia de un compuesto. Sin embargo, los valores específicos no son atribuibles a modelos de transporte si el contacto del fármaco con el suelo es diferente. Porro et al. (2000) indican que bajo condiciones no saturadas (como el experimento en columna aquí descrito) no todas las superficies están en contacto con el agua. Esto puede implicar coeficientes de sorción menores en comparación con los ensayos batch. Esto explicaría los resultados obtenidos para el sulfametoxazol donde la sorción es un orden de magnitud superior en el ensavo *batch* que en el de columna a pesar de que el suelo es el mismo (Tabla 3). La optimización en el contacto entre el suelo y el compuesto en ensayos batch debido a la agitación continua que se realiza durante el experimento (Vereecken et al., 2011) podría determinar la mayor sorción del sulfametoxazol en este sistema.

Aunque en este trabajo solo se ha abordado un tipo de suelo y una sustancia contaminante, hay que tener en cuenta que otros parámetros afectan al transporte del contaminante a través de la ZNS. Así, tanto propiedades del suelo como la materia orgánica o la fracción arcillosa, como propiedades del contaminante como la hidrofobicidad, su carácter ácidobase o su estado de ionización determinan su movilidad y comportamiento a través de la ZNS.

4.- Conclusiones

Los resultados demuestran una sorción limitada, histerética y no lineal del compuesto en el suelo estudiado. Los ensayos en columna presentan valores inferiores de sorción y demuestran cierta biodegradabilidad del antibiótico bajo condiciones aerobias. La utilización de un modelo de transporte en equilibrio con sorción no lineal es suficiente para describir el comportamiento del sulfametoxazol. La aplicación de modelos cinéticos de sorción no mejora el ajuste del modelo a los datos experimentales. La sorción en el ensayo *batch* es mayor que en el ensayo en columna alertando sobre la dependencia de la sorción del sulfametoxazol de las condiciones del experimento. En base a estos resultados se puede concluir que se trata de un compuesto moderadamente persistente cuya evolución en el medio ambiente debería considerarse a la hora de incluir nuevos compuestos en el listado de contaminantes prioritarios de la Directiva Marco del Agua. Otros estudios futuros con diferentes suelos deberían ser abordados para determinar el comportamiento de este antibiótico a través de la ZNS.

5.- Bibliografía

- Barnes KK, Kolpin DW, Furlong ET, Zaugg SD, Meyer MT, Barber LB, 2008. A national reconnaissance of pharmaceuticals and other organic wastewater contaminants in the United States -- I) Groundwater. *Science of the Total Environment* 402, 192-200.
- Bertelkamp C, Reungoat J, Cornelissen ER, Singhal N, Reynisson J, Cabo AJ, van der Hoek JP, Verliefde ARD, 2013. Sorption and biodegradation of organic micropollutants during river bank filtration: A laboratory column study. *Water Research*
- Cabeza Y, Candela L, Ronen D, Teijon G, 2012. Monitoring the occurrence of emerging contaminants in treated wastewater and groundwater between 2008 and 2010. The Baix Llobregat (Barcelona, Spain). *Journal of Hazardous Materials 239-240*, 32-39.
- Calvet R, 1989. Adsorption of organic chemicals in soils. *Environmental Health Perspectives* 83, 145-177.
- Carballa M, Omil F, Lema JM, Llompart M, García-Jares C, Rodríguez I, Gómez M, Ternes T, 2004. Behavior of pharmaceuticals, cosmetics and hormones in a sewage treatment plant. *Water Research* 38, 2918-2926.
- Chen H, Gao B, Li H, Ma LQ, 2011. Effects of pH and ionic strength on sulfamethoxazole and ciprofloxacin transport in saturated porous media. *Journal of Contaminant Hydrology 126*, 29-36.
- Conn KE, Siegrist RL, Barber LB, Meyer MT, 2010. Fate of Trace Organic Compounds during vadose zone soil treatment in an Onsite Wastewater System. *Environmental Toxicology and Chemistry* 29, 285-293.
- Delle Site A, 2001. Factors Affecting Sorption of Organic Compounds in Natural Sorbent/Water Systems and Sorption Coefficients for Selected Pollutants. A Review. *Journal of Physical and Chemical Reference Data* 30, 187-439.
- Drewes JE, Heberer T, Reddersen K, 2002. Fate of pharmaceuticals during indirect potable reuse. Water Science and Technology 46, 73-80.
- Drewes JE, Heberer T, Rauch T, Reddersen K, 2003. Fate of pharmaceuticals during ground water recharge. *Ground Water Monitoring and Remediation 23*, 64-72.
- Drillia P, Stamatelatou K, Lyberatos G, 2005. Fate and mobility of pharmaceuticals in solid matrices. *Chemosphere* 60, 1034-1044.
- Essington ME, 2004. Soil and Water Chemistry: An Integrative Approach. *Taylor & Francis*.
- Estévez E, Cabrera MC, Molina-Díaz A, Robles-Molina J, Palacios-Díaz MdP, 2012. Screening of emerging contaminants and priority substances (2008/105/EC) in reclaimed water for irrigation and groundwater in a volcanic aquifer (Gran Canaria, Canary Islands, Spain). Science of the Total Environment 433, 538-546.
- Fatta-Kassinos D, Kalavrouziotis IK, Koukoulakis PH, Vasquez MI, 2011. The risks associated with wastewater reuse and xenobiotics in the agroecological environment. *Science of the Total Environment 409*, 3555-3563.
- Figueroa RA, Mackay AA, 2005. Sorption of oxytetracycline to iron oxides and iron oxide-rich soils. *Environmental Science & Technology*

39,6664-6671.

- Gallert C, Fund K, Winter J, 2005. Antibiotic resistance of bacteria in raw and biologically treated sewage and in groundwater below leaking sewers. *Applied Microbiology and Biotechnology* 69, 106-112.
- Godfrey E, Woessner WW, Benotti MJ, 2007. Pharmaceuticals in On-Site Sewage Effluent and Ground Water, Western Montana. *Ground Water* 45, 263-271.
- Gómez MJ, Martínez-Bueno MJ, Lacorte S, Fernández-Alba AR, Agüera A, 2007. Pilot survey monitoring pharmaceuticals and related compounds in a sewage treatment plant located on the Mediterranean coast. *Chemosphere* 66, 993-1002.
- Gu C, Karthikeyan KG, 2005a. Interaction of Tetracycline with Aluminum and Iron Hydrous Oxides. *Environmental Science & Technology 39*, 2660-2667.
- Gu C, Karthikeyan KG, 2005b. Sorption of the Antimicrobial Ciprofloxacin To Aluminum and Iron Hydrous Oxides. *Environmental Science & Technology 39*, 9166-9173.
- Huang C-H, Renew JE, Smeby KL, Pinkston K, Sedlak DL, 2001. Assessment of Potential Antibiotic Contaminants in Water and Preliminary Occurrence Analysis. Water Resources Update 120, 30-40.
- Huang PM, Li Y, Sumner ME, 2011. Handbook of Soil Sciences: Resource Management and Environmental Impacts, Second Edition. *Taylor & Francis*.
- Jurado A, Vázquez-Suñé E, Carrera J, López de Alda M, Pujades E, Barceló D, 2012. Emerging organic contaminants in groundwater in Spain: A review of sources, recent occurrence and fate in a European context. Science of the Total Environment 440, 82-94.
- Kasprzyk-Hordern B, Dinsdale RM, Guwy AJ, 2009. The removal of pharmaceuticals, personal care products, endocrine disruptors and illicit drugs during wastewater treatment and its impact on the quality of receiving waters. *Water Research* 43, 363-380.
- Katayama A, Bhula R, Burns GR, Carazo E, Felsot A, Hamilton D, Harris C, Kim Y-H, Kleter G, Koedel W, Linders J, Peijnenburg JGMW, Sabljic A, Stephenson RG, Racke DK, Rubin B, Tanaka K, Unsworth J, Wauchope RD, 2010. Bioavailability of Xenobiotics in the Soil Environment. Vol 203. Springer New York.
- Lindsey ME, Meyer M, Thurman EM, 2001. Analysis of Trace Levels of Sulfonamide and Tetracycline Antimicrobials in Groundwater and Surface Water Using Solid-Phase Extraction and Liquid Chromatography/Mass Spectrometry. Analytical Chemistry 73, 4640-4646.
- Loos R, Locoro G, Comero S, Contini S, Schwesig D, Werres F, Balsaa P, Gans O, Weiss S, Blaha L, Bolchi M, Gawlik BM, 2010. Pan-European survey on the occurrence of selected polar organic persistent pollutants in ground water. *Water Research* 44, 4115-4126.
- Morel M-C, Spadini L, Brimo K, Martins JMF, 2014. Speciation study in the sulfamethoxazole-copper-pH-soil system: Implications for retention prediction. Science of the Total Environment 481, 266-273.
- Morse A, Jackson WA, 2004. Antibiotic Resistance in two Water Reclamation Systems for Space Applications. *Water, Air, & amp; Soil Pollution 159*, 277-289.
- Müller B, Scheytt T, Grützmacher G, 2013. Transport of primidone, carbamazepine, and sulfamethoxazole in thermally treated sediments laboratory column experiments. *Journal of Soils and Sediments* 13, 953-965.
- Nwosu VC, 2001. Antibiotic resistance with particular reference to soil microorganisms. *Research in Microbiology* 152, 421-430.
- OECD, 2000. Test No. 106: Adsorption -- Desorption Using a Batch Equilibrium Method. *OECD Publishing*.
- OECD, 2004. Guidelines for the Testing of Chemicals. Test No. 312: Leaching in Soil Columns.
- Pal A, Gin KY-H, Lin AY-C, Reinhard M, 2010. Impacts of emerging organic contaminants on freshwater resources: Review of recent occurrences, sources, fate and effects. *Science of the Total Environment* 408, 6062-6069.
- Pateiro-Moure M, Bermúdez-Couso A, Fernández-Calviño D, Arias-Estévez M, Rial-Otero R, Simal-Gándara J, 2010. Paraquat and Diquat Sorption on Iron Oxide Coated Quartz Particles and the Effect of Phosphates. *Journal of Chemical & Engineering Data* 55, 2668-2672.
- Porro I, Newman ME, Dunnivant FM, 2000. Comparison of Batch and Column Methods for Determining Strontium Distribution Coefficients for Unsaturated Transport in Basalt. *Environmental Science & Technology* 34, 1679-1686.

- Schaap MG, Leij FJ, van Genuchten MT, 2001. ROSETTA: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *Journal of Hydrology* 251, 163-176.
- Schwarzenbach RP, Gschwend PM, Imboden DM, 2003. Environmental Organic Chemistry. *Wiley*.
- Šimunek J, Šejna M, Saito H, Sakai M, van Genuchten MT, 2013. The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the One-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media. Vol Version 4.17. Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, Riverside, California.
- Sithole BB, Guy RD, 1987. Models for tetracycline in aquatic environments. *Water, Air, and Soil Pollution* 32, 303-314.
- Srinivasan P, Sarmah AK, 2014. Assessing the sorption and leaching behaviour of three sulfonamides in pasture soils through batch and column studies. *Science of The Total Environment* 493, 535-543.
- Strauss C, Harter T, Radke M, 2011. Effects of pH and Manure on Transport of Sulfonamide Antibiotics in Soil. *Journal of Environmental Quality* 40, 1652-1660.
- Teijón G, Candela L, Tamoh K, Molina-Díaz A, Fernández-Alba AR, 2010. Occurrence of emerging contaminants, priority substances (2008/105/CE) and heavy metals in treated wastewater and groundwater at Depurbaix facility (Barcelona, Spain). Science of the Total Environment 408, 3584-3595.
- Tolls J, 2001. Sorption of Veterinary Pharmaceuticals in Soils: A Review. *Environmental Science & Technology 35*, 3397-3406.
- Unold M, Kasteel R, Groeneweg J, Vereecken H, 2009. Transport and transformation of sulfadiazine in soil columns packed with a silty loam and a loamy sand. *Journal of Contaminant Hydrology 103*, 38-47.
- Vereecken H, Vanderborght J, Kasteel R, Spiteller M, Schäffer A, Close M, 2011. Do Lab-Derived Distribution Coefficient Values of Pesticides Match Distribution Coefficient Values Determined from Column and Field-Scale Experiments? A Critical Analysis of Relevant Literature. *Journal of Environmental Quality 40*, 879-98.
- Verstraeten I, Fetterman G, Meyer M, Bullen T, Sebree S, 2005. Use of tracers and isotopes to evaluate vulnerability of water in domestic wells to septic waste. *Ground Water Monitoring & Remediation 25*, 107-117.
- von Oepen B, Kördel W, Klein W, 1991. Sorption of nonpolar and polar compounds to soils: Processes, measurements and experience with the applicability of the modified OECD-Guideline 106. *Chemosphere* 22, 285-304.
- Wehrhan A, Kasteel R, Simunek J, Groeneweg J, Vereecken H, 2007. Transport of sulfadiazine in soil columns -- Experiments and modelling approaches. *Journal of Contaminant Hydrology* 89, 107-135.
- Yang S-F, Lin C-F, Yu-Chen Lin A, Andy Hong P-K, 2011. Sorption and biodegradation of sulfonamide antibiotics by activated sludge: Experimental assessment using batch data obtained under aerobic conditions. *Water Research* 45, 3389-3397.
EVOLUCIÓN DE LA CONCENTRACIÓN DE MICRONUTRIENTES EN EL SUELO Y LA VEGETACIÓN DE PARQUES URBANOS REGADOS CON AGUA REGENERADA: EL CASO DE MADRID

S. Martínez Pérez¹, L. Martínez de Baroja Villalón¹, M. Ballesteros Olza¹, M. de la Torre Alcázar¹ y A. Sastre Merlín¹

¹Departamento de Geología, Geografía y Medio Ambiente, Universidad de Alcalá; 28871, Alcalá de Henares (Madrid). <u>silvia.martinez@uah.es; antonio.sastre@uah.es</u>

RESUMEN. El presente trabajo analiza la evolución de los micronutrientes hierro, manganeso, cobre, zinc y boro en el suelo y la vegetación de los parques Emperatriz María de Austria y Garrigues Walker de la ciudad de Madrid, regados con agua regenerada desde los años 2002 y 2012, respectivamente. Para ello, cada uno de estos parques cuenta con dos parcelas de similares características, una regada con agua regenerada y otra con agua potable, permitiendo así comparar los resultados obtenidos en cada caso. En los suelos se ha observado que, en general, cada micronutriente presenta concentraciones similares en ambas parcelas, y que estas concentraciones no superan los valores de referencia para suelos contaminados. En la vegetación, se han apreciado mayores concentraciones de micronutrientes en las muestras foliares recogidas en la parcela regada con agua regenerada del Parque Emperatriz María de Austria, aunque siempre dentro de rangos considerados genéricamente normales para tejidos vegetales.

ABSTRACT. This work analyses the evolution of the micronutrients iron, manganese, copper, zinc and boron in soil and the vegetation of the parks Emperatriz María de Austria and Garrigues Walker in the city of Madrid, which are both irrigated with reclaimed water since 2002 and 2012, respectively. Each of them has two similar plots, which are irrigated one with reclaimed water and the other one with drinkable water, so it allows comparing the results obtained in each case. It has been appreciated that, mainly, each of the micronutrients presents similar concentrations in both plots, and that these concentrations are all below the reference conditions for soil pollution. For the vegetation, the micronutrients concentration is higher in the leaf samples of the plots irrigated with reclaimed water in the Emperatriz María de Austria park, although always under normal conditions for vegetal tissues in general.

1.- Introducción

El aprovechamiento del agua residual en general, y particularmente del agua regenerada, permite liberar agua potable para priorizar usos que requieran una mayor calidad (abastecimiento, principalmente), lo cual es especialmente relevante en aquellas regiones donde el régimen de precipitaciones genera una disponibilidad limitada de agua. No obstante, es imprescindible realizar un seguimiento del uso de este recurso alternativo para entrever las posibles afecciones de carácter ambiental en suelos, agua del suelo y vegetación, dando por sentado que el recurso utilizado cumple con los requisitos sanitarios pertinentes.

El estrés hídrico es un factor que afecta de forma importante a los países de la cuenca mediterránea, caracterizados por la escasez y variabilidad de los recursos hídricos a lo largo del año. Ante circunstancia tal, a lo que cabe sumar el previsible aumento de la intensidad y frecuencia de las sequías en la región mediterránea debido al cambio climático, cobran especial importancia las fuentes alternativas de recursos hídricos, como la utilización de agua regenerada. Además, la vigente Directiva 2000/60/EC Marco del Agua, promueve la reutilización del agua como una de las medidas clave a incluir en los Programas de Medidas al efecto de cumplir los objetivos ambientales de cada demarcación hidrográfica. La Directiva 91/271/EEC de Tratamiento de Aguas Residuales Urbanas, indica que el agua regenerada podrá ser utilizada "siempre que sea adecuada" para el uso en cuestión, dependiendo esa adecuación de la legislación específica de cada uno de los países miembros.

El Real Decreto 1620/2007 define las aguas regeneradas como "aquellas aguas residuales depuradas que se someten a un tratamiento adicional para adecuar su calidad al uso al que van a ser destinadas". Este Real Decreto es el que establece el marco de referencia para la utilización del agua regenerada en nuestro país, en cuanto a su calidad mínima, así como en cuanto a los usos a los que se puede destinar. Entre estos usos se encuentran, la agricultura y los usos urbanos -como el riego de jardines y el baldeo de calles-, entre otros.

El volumen de agua que puede ser reutilizado está condicionado por el volumen de agua urbana depurada, y el Libro Blanco del Agua en España (2000) ya preveía que en nuestro país se podrían llegar a alcanzar los 1200 Hm³ al año de agua reutilizable. Aunque es un valor relativamente bajo respecto al volumen total de agua residual emitida, éste puede ser de vital importancia en algunas zonas, sobre todo en aquellas en las que el recurso hídrico está sometido a una mayor presión. El uso al que se destina el mayor volumen de agua regenerada en España es el agrícola, quedando el uso urbano en cuarta posición y destacando en éste el Ayuntamiento de Madrid y la comunidad Balear (Melgarejo, 2009).

Fuera de la UE, destacan ciudades como Tokio, donde se utiliza agua regenerada para riego en agricultura y parques urbanos y, además, para inodoros e industrias (Suzuki *et al.* 2002). En otro orden de cosas, el suelo contiene metales, ya sea de forma natural o procedente de diversas actividades humanas (Prieto-Méndez *et al.*, 2009). Algunos de esos metales son los denominados oligoelementos, dentro de los que se encuentran el hierro (Fe), manganeso (Mn), cobre (Cu), zinc (Zn) y boro (B), objeto del presente estudio. Éstos, en concentraciones bajas o traza, son esenciales para la vida de las células. Sin embargo, superada una determinada dosis, podrían resultar tóxicos para los seres vivos (García y Dorronsoro, 2005).

Una vez en el suelo, los metales pueden seguir diferentes vías, ya sea disueltos en la fase acuosa, adsorbidos por los componentes inorgánicos, asociados a la materia orgánica o ser absorbidos por las raíces de las plantas (García y Dorronsoro, 2005). Por otro lado, su carácter tóxico no depende únicamente de su concentración, sino también de su movilidad (Abollino *et al.*, 2002). Según Sauve *et al.* (2000) su movilidad depende tanto de las características del suelo, como del pH, así como del porcentaje de arcillas y de materia orgánica, entre otros.

En cualquier caso, es necesario garantizar que el uso de un agua que ya ha sido utilizada, aunque tratada, no conduce a que se sobrepasen los niveles establecidos por la legislación para declarar un suelo contaminado y, por tanto, no genera ningún problema ambiental o de salud pública con respecto a este elemento. En España, el Real Decreto 9/2005 otorga a las comunidades autónomas la potestad de establecer los estándares de contaminación en el suelo. Así, la Comunidad de Madrid, mediante la Orden 2770/2006, de 11 de agosto, establece los límites que se recogen en la Tabla 1, de acuerdo a los usos del suelo especificados en la misma.

 Tabla 1. Niveles genéricos de referencia de metales pesados y elementos traza en el suelo. Modificado de la Orden 2770/2006 (BOCAM).

Elemento	Industrial (mg/Kg)	Urbano (mg/Kg)	Otros usos (mg/Kg)	VR90 (mg/Kg)
Cu	8000 ^b	800 ^b	80	20
Mn	33900 ^b	3390	690 ^a	690
Zn	100000 ^b	11700 ^b	1170	73

^a VR90 del elemento; ^b en aplicación del criterio de contigüidad.

Por su parte, las plantas absorben los metales del suelo, siendo algunos de estos esenciales para su desarrollo. Esta absorción de oligoelementos varía en función de las características de la especie vegetal considerada. Generalmente, las plantas vasculares presentan mayores ventajas frente a los metales e incluso algunas adoptan estrategias como el transporte hacia la parte aérea de la planta, eliminándose cuando se produce la caída de la hoja (Prieto-Méndez et al., 2009). Por esta razón, en el presente estudio -y en la mayoría de los que se realizan- se analizan las hojas de las especies arbóreas y arbustivas seleccionadas. Los rangos genéricos de concentración de micronutrientes que podemos encontrar en los tejidos de las hojas se resumen en la Tabla 2. Asimismo, algunos autores sugieren ciertos valores de referencia en cuanto al contenido de estos micronutrientes en el agua de riego, como las que se presentan en la Tabla 3.

Así, desde el año 2009, el Grupo de Investigación Agua, Clima y Medio Ambiente de la UAH viene realizando un seguimiento del riego con aguas regeneradas en varios de estos parques madrileños, cuyas investigaciones han sido la base para la realización del estudio que se presenta.

Tabla 2. Rangos genéricos de concentración de micronutrientes en los tejidos maduros de las hojas de especies vegetales. Modificado de Munson (1998).

(1))0).			
Elemento	Deficiente (mg/Kg)	Normal (mg/Kg)	Excesivo (mg/Kg)
В	5 - 30	10 - 200	50 - 200
Cu	2 - 5	5 - 30	20 - 100
Fe	<50	100 - 500	>500
Mn	15 - 25	20 - 300	300 - 500
Zn	10 - 20	20 - 100	100 - 400

Tabla 3. Concentraciones máximas de micronutrientes recomendadas para agua de riego. Modificado de Mujeriego (1990).

Micronutriente	Concentración máxima recomendada (mg/l)
Fe	5
Mn	0.2
Cu	0.2
Zn	2
В	2.5

El principal objetivo de este trabajo es analizar el efecto del riego con agua regenerada sobre los micronutrientes Fe, Mn, Cu, Zn, y B en el suelo, agua del suelo y vegetación del Parque Emperatriz María de Austria desde el año 2009 y del Parque Garrigues Walker desde 2011. En cada uno de ellos se dispone de dos parcelas experimentales, una regada con agua regenerada y otra regada con agua potable – parcela testigo-, para facilitar la comparación de resultados obtenidos con un tipo y otro de agua para riego.

2.- Material y métodos

2.1. Área de estudio

El área de estudio se circunscribe a los parques Emperatriz María de Austria (en lo sucesivo PEMA) y Garrigues Walker (en adelante PGW) de Madrid.

El PEMA, ubicado al sur de Madrid, fue construido a mediados de los años setenta. Desde el año 2002 se viene regando con agua regenerada, manteniendo un sector del mismo regado con agua potable. De este modo, y a efectos de este estudio, se facilita la comparación entre las dos parcelas regadas con los dos tipos de agua. En la Figura 1 se muestra la localización del parque así como la de las dos parcelas en las que se está llevando a cabo la experiencia: la parcela regada con agua potable -PEMA AP- y la regada con agua regenerada -PEMA AR-. El PGW se configura como un sector ajardinado que ocupa el extremo oriental del denominado Corredor Forestal de Entrevías. Comenzó a regarse con agua regenerada en el año 2012 y, a propuesta del equipo de investigación ya aludido, se mantuvo una parcela de 415 m^2 (PGW AP) regada con agua potable a modo de control, al efecto de poder ser comparada con la parcela regada con agua regenerada (PGW AR), de 382 m^2 (Figura 2).



Fig. 1. Localización del parque Emperatriz María de Austria (PEMA) y de las parcelas de muestreo regadas con agua potable (PEMA AP) y agua regenerada (PEMA AR).



Fig. 2. Localización del parque Garrigues Walker (PGW) y de las parcelas de muestreo regadas con agua potable (PGW AP) y agua regenerada (PGW AR).

2.2. Agua de riego

De acuerdo con el RD 1620/2007, las aguas empleadas en el riego de ambos parques cumplen los requisitos sanitarios. La concentración de los micronutrientes considerados en este trabajo (Tabla 4) es menor que la recomendada en aguas de riego (Tabla 3).

Tabla 4. Concentración media de micronutrientes en el agua de riego.

Parámetro	Agua de ri (m	ego PEMA g/ l)	Agua de 1 (m	riego PGW g/ l)
	AR	AP	AR	AP
Fe	0,12	<0,05	0,25	0,13
Mn	0,05	<0,04	0,05	0,01
Cu	<0,10	<0,052	0,01	<0,001
Zn	<0,10	<0,013	0,03	-
В	0,18	0,03	0,14	0,14

2.3. Muestreo y análisis

Los micronutrientes analizados en todas las muestras recogidas en las parcelas descritas, tanto en suelo como en la vegetación, han sido Fe, Mn, Cu, Zn y B.

En lo referente a la toma de muestras de suelos en ambos parques, se han llevado a cabo dos campañas de muestreo al año: una en primavera, una vez finalizado el periodo de lluvias, y otra en otoño, una vez finalizado el periodo de riegos. El periodo de muestreo abarca desde el año 2009 en el caso del PEMA y desde el 2011 en el caso del PGW (coincidiendo con el momento en el que empezó a aplicarse el riego con agua regenerada en este parque), hasta el año 2014 en ambos casos. Se han tomado muestras en cada parcela a las profundidades de 0-5, 15-25, 35-45 y 55-65 cm. Para la toma de muestras se ha utilizado una barrena está integrada por una mezcla de 3 muestras, recolectadas en distintos puntos de la misma parcela y a las mismas profundidades.

En lo referente a la vegetación, en el PEMA se han tomado muestras foliares de dos a tres veces al año desde el año 2009 hasta el 2014, en primavera (antes de la floración), en el centro del verano (mitad de la campaña de riego) y en otoño (final de la campaña de riego). Las especies de porte arbóreo seleccionadas han sido cedro del Atlas (*Cedrus atlantica*) y almez (*Celtis australis*). La especie arbustiva seleccionada ha sido fotinia (*Photinia serrulata*). Se ha evitado recolectar hojas de reciente brotación o aquellas que empezaban a envejecer.

En el PGW las muestras foliares arbóreas y arbustivas se han tomado en verano desde 2011 hasta 2014 y, en el año 2013, también en primavera. Las especies elegidas en este parque han sido el cedro del Atlas (*Cedrus atlantica*) como especie arbórea, (presente en las dos parcelas) y, como especies arbustivas, la fotinia (*Photinia sp.*) y el lauroceraso (*Prunus laurocerasus*), presentes únicamente en la parcela PGW AR.

3.- Resultados y discusión

3.1. Suelo

3.1.1. PEMA

La evolución de la concentración de Fe, Mn, Cu, Zn y B en el suelo de las parcelas PEMA AP y PEMA AR se muestra en la Figura 3. En líneas generales se observa que las concentraciones de estos micronutrientes evolucionan de forma similar para las parcelas regadas con agua potable y agua regenerada. Más concretamente, se ha observado una disminución general con la profundidad de concentración de los micronutrientes analizados, así como una mayor variabilidad en las concentraciones en los primeros centímetros del suelo (0 - 20 cm). En lo referente al Fe y el Mn se observan concentraciones más altas en los muestreos de otoño que en los de primavera, sin que se le pueda atribuir una explicación satisfactoria a esta observación.

Las concentraciones de Cu y de Zn presentan resultados similares entre sí, con pocas variaciones en ambas parcelas a lo largo del tiempo de estudio y del perfil del suelo., Resultados similares se refieren en Klay *et al.* (2010).

La concentración de B, por su parte, presenta la mayoría de sus valores por debajo del límite de cuantificación de la metodología empleada por el laboratorio, lo cual dificulta la interpretación de estos resultados. Con la pertinente precaución en base a lo anterior, se puede observar una mayor concentración de B en los primeros centímetros de suelo para la parcela regada con agua regenerada, algo que también han constatado otros autores en experiencias anteriores (Pereira *et al.*, 2011; Pereira *et al.*, 2012). No obstante, las concentraciones observadas, están comprendidas entre 0.25 y 2.0 mg de B/ Kg de suelo.

Cabe destacar que en ningún caso las concentraciones de los micronutrientes antes referidos sobrepasan los límites establecidos por la legislación autonómica de la Comunidad de Madrid para suelos contaminados (Tabla 1).

3.1.2. PGW

La evolución de la concentración de los micronutrientes en el suelo de PGW AP y PGW AR se muestra en la Fig. 4.

Al igual que en el PEMA, la evolución de las concentraciones durante el periodo de muestreo es similar para todos los oligoelementos estudiados en ambas parcelas, con una tendencia general a disminuir en profundidad, y, nuevamente, con valores que en ningún caso sobrepasan los límites para suelos contaminados indicados en la Tabla 1. Resultados similares han sido citados por Pereira *et al.*, 2011.

Puntualmente, las concentraciones de Cu y Mn presentan diferencias sensibles entre las parcelas PGW AP y PGW AR, aunque sin ser superados los límites de referencia establecidos por la legislación autonómica correspondiente.



Fig. 3. Evolución de la concentración de Fe, Mn, Cu, Zn y B observada en el suelo del PEMA.

Por otro lado, desde 2013 se puede observar una ligera tendencia al incremento de las concentraciones de Cu, Zn y B en superficie, que es algo más acentuada para la parcela PGW AR, aunque alejadas por el momento de los valores de referencia para suelos contaminados. Un comportamiento similar ha sido descrito para el Zn por Yadav *et al.* (2002).

3.2. Vegetación

3.2.1. PEMA

La Figura 5 (a) recoge las concentraciones medias de los micronutrientes objeto de estudio registradas en las muestras foliares de las especies de vegetación

seleccionadas en las parcelas de seguimiento.

Exceptuando los valores obtenidos para el Zn, que son similares en las muestras recogidas en ambas parcelas, e incluso algo superiores en las recogidas en PEMA AP, la concentración de los demás micronutrientes analizados es superior en las muestras recogidas en la parcela regada con agua regenerada. Este hecho es particularmente visible en las especies arbóreas y especialmente en el almez. Sin embargo, y como ya ocurría en el suelo, los valores de concentración media se encuentran dentro de la normalidad definida por Munson (1998) para los tejidos de especies vegetales en general (Tabla 2).



Fig. 4. Evolución de la concentración de Fe, Mn, Cu, Zn y B observada en el suelo del PGW.

Por otro lado, si nos fijamos en las diferencias entre unas especies y otras, la fotinia presenta concentraciones más bajas de micronutrientes que las especies arbóreas -a excepción del Mn- en ambas parcelas.

3.2.2. PGW

En el caso del PGW, establecer comparaciones resulta más difícil, ya que en la parcela PGW AP hay tres ejemplares de cedro, pero no hay lauroceraso ni fotinia.

En la Figura 5 (b) se representa la concentración de micronutrientes en las muestras foliares de las especies antes citadas. En las muestras foliares de los cedros ubicados en PGW AR la concentración media de Fe, Mn, y Zn es menor que la de las recogidas en PGW AP, unos resultados bien distintos a los observados en el PEMA.

Las concentraciones medias de Cu son ligeramente superiores y las de B netamente superiores en las muestras recolectadas en la parcela PGW AR respecto a la PGW AP, al igual que ocurría en el PEMA. Este hecho concuerda con lo observado por otros autores (Maurer *et al.*, 1995; Pereira *et al.*, 2011) que han observado incrementos de concentración de B y Cu en muestras foliares de cítricos ubicadas en zonas regadas con aguas regeneradas.

La concentración foliar de Fe es la que presenta la diferencia más marcada entre los dos tipos de riego, siendo notablemente menor en la parcela PGW AR, resultado connivente con lo descrito por Gori *et al.* (2000), que observa un decremento de la concentración de Fe en una parcela de cítricos regada con agua regenerada, que el autor relaciona con el incremento de materia seca producida. Asimismo, Qian *et al.* (2005) describen una disminución de la concentración media de Fe y un incremento considerable de la de B en muestras foliares de pino ponderosa regado con aguas regeneradas.



Fig. 5. Concntración media de Fe, Mn, Cu, Zn y B en las especies de vegetación seleccionadas en PEMA (a) y PGW (b).

4.- Conclusiones

- El riego con agua regenerada frente al riego con agua potable no ocasiona diferencias relevantes en la concentración de los micronutrientes Fe, Mn, Cu, Zn y B en los suelos de los parques estudiados.
- Los niveles de micronutrientes cuantificados en los suelos de las dos parcelas de ambos parques están muy por debajo de los valores de referencia para suelos contaminados según la normativa vigente en la Comunidad de Madrid.
- 3. En las muestras foliares las concentraciones de los micronutrientes estudiados son ligeramente superiores en la parcela regada con agua regenerada en el parque Emperatriz María de Austria, mientras que en el parque Garrigues Walker no se ha observado por el momento un comportamiento claramente definido respecto a estos oligoelementos.
- 4. Las concentraciones de estos micronutrientes observadas en las muestras foliares se encuentran dentro de los rangos considerados como normales para los tejidos maduros de las hojas en general, según las referencias bibliográficas disponibles.
- Todo ello no obsta para que se continúe efectuando el seguimiento del riego con agua regenerada al efecto de garantizar la conservación del valioso patrimonio vegetal ornamental de los parques urbanos madrileños.

Agradecimientos. Este trabajo se ha realizado merced a sendos convenios de colaboración entre la Universidad de Alcalá y las empresas concesionarias del Ayuntamiento de Madrid para el servicio de riego y jardinería en los parques correspondientes, IMESAPI SA y FCC (UTE's 5 y 6), respectivamente. Vaya igualmente el agradecimiento al Área de Gobierno de Medio Ambiente y Movilidad (Dirección General de Gestión del Agua y Zonas Verdes) del Ayuntamiento de Madrid, por su mediación e interés para que el referido estudio de seguimiento se llevara a efecto.

5.- Bibliografía

- Abollino, O., Aceto, M., Malandrino, M., Mentasti, E., Sarzanini, C. & Barberis, R. (2002). Distribution and mobility of metals in contaminated sites. Chemometric investigation of pollutant profiles. *Environmental pollution*, 119(2), 177-193.
- BOCM (2006) Orden 2770/2006, de 11 de agosto, de la Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio, por la que se procede al establecimiento de niveles genéricos de referencia de metales pesados y otros elementos traza en suelos contaminados de la Comunidad de Madrid. BOCM, 28 de agosto 2006 núm. 204.
- BOE (2005) RD. 9/2005, de 14 de enero, por el que se establece la relación de actividades potencialmente contaminantes del suelo y los criterios y estándares para la declaración de suelos contaminados.
- BOE (2007). RD. 1620/2007, de 7 de diciembre, por el que se establece el régimen jurídico de la reutilización de las aguas depuradas.
- García, I. & Dorronsoro, C. (2005). Contaminación por metales pesados. Tecnología de Suelos. Universidad de Granada. Departamento de Edafología y Química Agrícola. http://edafologia.ugr. es
- Gori, R., Ferrini, F., Nicese, F. P., & Lubello, C. (2000). Effect of reclaimed wastewater on the growth and nutrient content of three landscape shrubs. *Journal of environmental horticulture*, *18*(2), 108-113.
- Klay, S., Charef, A., Ayed, L., Houman, B. & Rezgui, F. (2010). Effect of irrigation with treated wastewater on geochemical properties (saltiness, C, N and heavy metals) of isohumic soils (Zaouit Sousse perimeter, Oriental Tunisia). *Desalination*, 253(1), 180-187.

Libro Blanco del Agua en España (2000) Ministerio de Medioambiente.

Centro de Publicaciones, España.

- Maurer, M. A., Davies, F. S. & Graetz, D. A. (1995). Reclaimed Wastewater Irrigation and Fertilization of Mature Redblush Grapefruit Trees on Spodosols in Florida. *Journal of the American Society for Horticultural Science*, 120(3), 394-402.
- Melgarejo, J. (2009). Efectos ambientales y económicos de la reutilización del agua en España. Clm economía. Num.15. Pp 245-270.
- Mujeriego, R. (1990). Manual Práctico de Riego con Agua Residual Municipal Regenerada. Ediciones de la Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona.
- Munson, R. D. (1998). Principles of plant analysis. Handbook of reference methods for plant analysis, 5.
- Pereira, B. F. F., He, Z. L., Stoffella, P. J. & Melfi, A. J. (2011). Reclaimed wastewater: effects on citrus nutrition. Agricultural Water Management, 98(12), 1828-1833.
- Pereira, B. F., He, Z., Stoffella, P. J., Montes, C. R., Melfi, A. J. & Baligar, V. C. (2012). Nutrients and nonessential elements in soil after 11 years of wastewater irrigation. *Journal of environmental quality*, 41(3), 920-927.
- Prieto-Méndez, J., Ramírez, C. A. G., Gutiérrez, A. D. R. & García, F. P. (2009). Contaminación y fitotoxicidad en plantas por metales pesados provenientes de suelos y agua. *Tropical and Subtropical Agroecosystems*, 10(1), 29-44.
- Qian, Y. L., Fu, J. M., Klett, J. & Newman, S. E. (2005). Effects of longterm recycled wastewater irrigation on visual quality and ion concentrations of ponderosa pine. *Journal of Environmental Horticulture*, 23(4), 185.
- Sauve, S., Hendershot, W. & Allen, H. E. (2000). Solid-solution partitioning of metals in contaminated soils: dependence on pH, total metal burden, and organic matter. *Environmental Science & Technology*, 34(7), 1125-1131.
- Suzuki, Y., Ogoshi, M., Yamagata, H., Ozaki, M. & Asano, T. (2002). Large-area and on-site water reuse in Japan. In *International Seminar* on Sustainable Development of Water Resource Pluralizing Technology, held at Korean National Institute of Environmental Research.
- Union Europea (1991). Directiva 91/271/CEE del Consejo de 21 de mayo de 1991, sobre el tratamiento de las aguas residuales urbanas.
- Unión Europea (2000). Directiva 2000/60/EC del Parlamento Europeo y del Consejo de 23 de octubre de 2000, por la que se establece un marco comunitario de actuación en el ámbito de la política de aguas.
- Yadav, R. K., Goyal, B., Sharma, R. K., Dubey, S. K. & Minhas, P. S. (2002). Post-irrigation impact of domestic sewage effluent on composition of soils, crops and ground water—a case study. *Environment International*, 28(6), 481-486.

DRENAJE AGRÍCOLA CON NEUMÁTICOS FUERA DE USO (NFU) Y SU EFECTO SOBRE LA SALINIDAD DEL SUELO

A.L. Orozco-Corral^{1,2*}, M.I. Valverde-Flores³

¹ Grupo La Norteñita. Departamento de Investigación y Desarrollo Tecnológico. Km. 98.5 Carr. Chihuahua-Cuauhtémoc. Fraccionamiento Real del Monte. C.P. 31552 Cuauhtémoc, Chihuahua, México. Tel. +52 (625) 590-2537. Fax +52 (625) 590-2538. e-mail: <u>alfonsoorozco@gpoln.com</u>, web: <u>http://www.gpoln.com</u>

² Red Temática del Agua del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (RETAC - CONACYT). Av. Insurgentes Sur 1582, Col. Crédito Constructor Delegación. Benito Juárez C.P. 03940, México, D.F. Tel: +52 (55) 5322-7700. e-mail: <u>alfonsoluisoc@gmail.com</u>, web: <u>http://www.conacyt.mx</u>

³ Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias (INIFAP). Campo Experimental Sierra de Chihuahua. Departamento de Socioeconomía. Av. Hidalgo 1213, Zona Centro. C.P. 31500, Cuauhtémoc, Chihuahua. Tel. +52 (625) 582-2258. e-mail: marthairene30@hotmail.com, web: http://www.inifap.gob.mx

RESUMEN. Según FAO (1990), el riego deteriora una superficie de suelo igual a la que entra en servicio bajo irrigación debido a la salinización y saturación causada por drenaje inadecuado y riego excesivos. Los NFU son un problema ambiental por su lenta descomposición, riesgos de incendios y contribución a la propagación de enfermedades infecciosas y cancerígenas. Además de la gran captación de agua, el objetivo de este trabajo fue determinar el efecto del drenaje agrícola con NFU, sobre la salinidad del suelo. Este estudio se llevó a cabo en 2008-09, en la región manzanera de Chihuahua: 1) Huerta Macetas (253 ha), se implementó un sistema de drenaje agrícola con NFU en una extensión de 8.5 Km, en un lote de 75 has, para lo cual se utilizaron 51 mil neumáticos. 2) Huerta Rosario (570 ha) con drenaje natural como testigo. Mensualmente se tomaron muestras de las profundidades de 0-30, 30-60 y 60-90 cm, se analizó la conductividad eléctrica (CE) y se determinó la humedad volumétrica (Hv). Los resultados indicaron que el drenaje con NFU captó 1.1 Mm3 de agua. Donde se implemento el drenaje con NFU hubo una significativa reducción de la CE en la profundidad 60-90 comparado con el testigo. El porcentaje de Hv fue altamente significativa en las tres profundidades, lo que pone de manifiesto que el drenaje con NFU favorece el lavado de las sales. Se reducen los impactos ambientales negativos sobre el suelo, además de influir para un aprovechamiento integral del agua.

ABSTRACT. According to FAO (1990), deteriorating irrigation soil area equal to that in service under irrigation due to salinity and saturation caused by inadequate drainage and excessive irrigation. The used tires (NFU) are an environmental problem because of its slow decomposition, fire hazards and contributing to the spread of infectious diseases and cancer. Besides the large uptake of water, the objective of this study was to determine the effect of the NFU agricultural drainage on soil salinity. This study was conducted in 2008-09, in the apple growing region of Chihuahua: 1) Macetas (253 ha), a system was implemented with NFU agricultural drainage in an area of 8.5 Km, in a batch of 75 hectares, for which 51 000 were used tires. 2) Rosario (570 ha) with natural drainage as a witness. Monthly samples were taken from the depths of 0-30, 30-60 and 60-90 cm, we analyzed the electrical conductivity (EC)

and volumetric moisture was determined (Hv). The results indicated that the drainage NFU delivering 1.1 Mm³ of water. Where drainage was implemented NFU was a significant reduction in the EC in 1960-1990 depth compared with the control. The percentage of Hv was highly significant in all three depths, which shows that the NFU helps drain the washing of the salts. This reduces the negative environmental impacts on soil, as well as lobby for a comprehensive water use.

1.- Introducción

La saturación y salinización de los suelos son problemas comunes con el riego superficial. A nivel mundial, se ha estimado el riego deteriora una superficie de suelo igual a la que entra en servicio bajo riego, debido al deterioro del suelo por la salinización. La saturación es causada por el drenaje inadecuado y el riego excesivo (FAO, 1990).

El riego incrementa los problemas de salinidad, principalmente en las zonas áridas y semiáridas donde la evaporación superficial es más rápida y los suelos más salinos. La saturación concentra las sales absorbidas de los niveles más bajos del perfil del suelo, en la zona de arraigamiento de las plantas. La alcalinización (acumulación de sodio en los suelos) es una forma perjudicial de salinización que es difícil de corregir. Aunque los suelos de las zonas áridas y semiáridas tienen una tendencia natural de sufrir salinización, muchos de los problemas relacionados con el suelo podrían ser atenuados si se instalan sistemas adecuados de drenaje (Martínez Beltrán, 1978).

En determinadas condiciones no es posible el desarrollo de un cultivo rentable sin los beneficios del riego, tampoco es posible sin la ayuda del drenaje y un aprovechamiento integral del agua. La necesidad del drenaje agrícola y los beneficios que aporta para la agricultura siempre han sido difíciles de entender. Las razones de esto se explican por el hecho de que las obras de drenaje requieren de trabajos especializados e implica plazos en los cuales no se ve de inmediato el beneficio que aportan. Ha sido más fácil ver la necesidad e importancia del riego que la del drenaje agrícola (Abdel-Dayem, 1987; Abdel-Dayem et al., 1989).

Las raíces de las plantas no solo necesitan de la presencia del agua como elemento de transporte de nutrientes del suelo, sino que también necesitan aire para la respiración he intercambio de gases con la atmósfera. Si el suelo está totalmente saturado de agua el aire no podrá circular por sus poros y las raíces no podrán realizar sus funciones fisiológicas (Doorembos y Pruitt, 1974; FAO, 1998).

Las tierras con exceso de humedad favorecen la disolución de las sales perjudiciales que por ascenso capilar se acumulan en la superficie del suelo, causando gran afectación o la muerte del cultivo. Los conductos de drenajes permiten eliminar estas sales con la evacuación de las aguas en exceso. La penetración de las raíces en el suelo asegura una mayor superficie de captación de nutrientes y un mejor anclaje de la planta en el terreno (Cavelaars, 1974; Cavelaars *et al.*, 1994; Madramootoo *et al.*, 1997).

La cantidad y el estado del agua en el suelo y sus cambios, pueden impactar dramáticamente sobre los cultivos y la absorción de nutrientes. El desarrollo de mejores prácticas de manejo para hacer los cultivos más eficientes y reducir el impacto sobre las aguas superficiales y subterráneas, requiere gran conocimiento de los factores que afectan la dinámica del agua en el suelo (Martínez Beltrán, 1978; Orozco-Corral, 2010).

Uno de los residuos que más caracterizan a las sociedades desarrolladas modernas, tan dependientes del automóvil, son los neumáticos fuera de uso (NFU). Representan un serio problema ambiental por su lenta descomposición, los riesgos de incendios y su contribución a la propagación de enfermedades infecciosas.

Los neumáticos han sido diseñados para resistir condiciones mecánicas y meteorológicas extremas, son resistentes al ozono, la luz y las bacterias, lo que les hace prácticamente indestructibles por el paso del tiempo. El almacenamiento de los NFU en basureros no permite recuperar ni energía ni materia, son refugio ideal de insectos y roedores, además acumulan gases y otras sustancias frecuentes en los basureros (Vogler, 1974).

Los neumáticos son estructuras tubulares complejas compuestas fundamentalmente de caucho natural, cauchos sintéticos (estirenobutadieno, polisoprenos y polibutadienos), negro de humo, agentes químicos (azufre, óxido de zinc y aditivos), aceites minerales y fibras reforzantes (ITRA, 2009).

Al quemarse un NFU se rompe la estructura molecular del caucho desprendiendo partículas de carbono muy finas, la mayoría de ellas posee un diámetro inferior a 10 micrones y constituye lo que se denomina fracción respirable, de modo que al ser aspirado ese aire, las partículas son transportadas a lo largo del aparato respiratorio llegando hasta los alvéolos pulmonares. La inhalación de sustancias peligrosas provenientes de la combustión incompleta de los NFU, incorpora al organismo sustancias como el amoníaco, monóxido de carbono, alcohol metílico, dioxinas, ácido clorhídrico y monómeros clorados cancerígenos (EPA, 2009). El riego incrementa los problemas de salinidad, principalmente en las zonas áridas y semiáridas donde la evaporación superficial es más rápida y los suelos más salinos.

La saturación concentra las sales absorbidas de los niveles más bajos del perfil del suelo, en la zona de arraigamiento de las plantas. La acumulación de sodio en los suelos es una forma perjudicial de salinización que es difícil de corregir. Aunque los suelos de las zonas áridas y semiáridas tienen una tendencia natural de sufrir salinización, muchos de los problemas relacionados con el exceso de agua del suelo podrían ser atenuados si se instalan sistemas adecuados de drenaje (Martínez Beltrán, 1978; Smedema and Rycroft, 1983; Ayers and Westcot, 1985).

Se formuló la hipótesis de que el drenaje agrícola con neumáticos fuera de uso podría no incidir positivamente sobre la disminución del contenido de sales en el suelo, debido a que no hay antecedentes sobre drenajes de este tipo.

El objetivo del presente trabajo fue determinar el efecto que ejerce la implementación de un sistema de drenaje agrícola utilizando neumáticos fuera de uso sobre la concentración de sales en el suelo.

2.- Materiales y métodos

Este estudio se llevó a cabo entre el 2008-09, en la región manzanera de Chihuahua en dos huertas (Macetas y Rosario) localizadas en el municipio de Guerrero cuyas coordenadas son: Latitud 28° 27' norte y longitud 107° 12' oeste; altitud de 2,136 msnm, temperatura media de 14.4 °C y precipitación pluvial anual promedio de 380 mm (fig. 1).



Fig. 1. Mapa de la zona de estudio.

En huerta las Macetas, de 253 has se implementó un sistema de drenaje agrícola con NFU (DNFU) con una extensión de 12.5 Km, distribuidos en una área de 75 has de plantación con manzanos, para lo cual se utilizaron 51 mil NFU. El riego es por microaspersión y es manejado de manera tradicional.

Como testigo se tomó a la huerta el Rosario de 570 has plantadas con manzanos (donde el drenaje del suelo es natural (DN). El riego es por microaspersión manejado mediante la programación basada en estudios del suelo, clima y necesidades hídricas del cultivo y es optimizado a través del uso de sondas de capacitancia FDR.

El suelo en ambos huertos es de origen aluvial, poco profundo con un drenaje de moderado a deficiente y se determinaron seis diferentes clases texturales. La textura de 0-30 cm es variable predominando la arena. En la profundidad 30-60 cm predominan las arcillas, constituyendo una capa impermeable por lo que se dificulta el drenaje y en la profundidad 60-90 cm predominan las arenas con bastantes elementos finos. Conforme aumenta la profundidad, el contenido de arcilla asciende considerablemente hasta los 70 cm, luego desciende paulatinamente. Por debajo de 1.5 m se encuentra una capa de grava de espesor variable.

En cada huerta se marcaron 20 sitos para la toma mensual de muestras de suelo a las profundidades de 0-30, 30-60 y 60-90 cm durante los ciclos agrícolas 2007-08 y 2008-09. Las medidas de conductividad eléctrica (C.E) se realizaron por el método de extracción acuosa en las muestras del suelo, con un probador Hanna Instruments modelo HI-98303 con sensores de grafito.

El drenaje (D) fue calculado en base al balance de agua del suelo mediante la siguiente ecuación (Arauzo *et al.*, 2003).

$$D = Pp + LR - ETo \pm Hv$$
(1)

donde: D = Drenaje; Pp = Precipitación pluvial; LR = Lámina de riego; ETo = Evapotranspiración de referencia; Hv = Humedad volumétrica del suelo a las profundidades de 0-30, 30-60 y 60-90 cm.

Se realizaron cálculos sobre, la evapotranspiración de referencia y de cultivo por el método Penman modificado por FAO (Doorembos y Pruit, 1976).

En la figura 2 se muestra el diseño del sistema de drenaje agrícola con NFU, se aprecia las dos zonas de captación desde donde se reutiliza para el riego; en la figura 3 se muestra la implementación y en la figura 4 se aprecia la captación y almacenamiento del agua drenada.



Fig. 2. Sistema de drenaje agrícola con NFU



Fig. 3. Implementación del sistema de drenaje agrícola con NFU



Fig. 4. Almacenamiento del agua captada por el sistema de drenaje agrícola con NFU para ser rebombeada para riego, significando un aprovechamiento integral del agua.

La lámina de riego (LR) se calculó usando la siguiente ecuación. (Ortiz, 2000).

$$LR = [(CC - DH) \times Da] \times Pf$$
(2)

donde: LR = Lámina de Riego (mm); CC = Capacidad de Campo (%); DH = Déficit de Humedad o Humedad Abatida (%); Da = Densidad Aparente del Suelo (gr/cm³); Pf = Profundidad del Suelo (m), se refiere a la zona donde se localiza el 80-90 % de las raíces adsorbentes.

El diseño experimental utilizado fue de dos tratamientos con 20 repeticiones en cada localidad. Para el análisis estadístico se utilizó el programa SPSS versión 15.0. Los resultados se analizaron mediante un análisis de varianza (ANOVA) y comparación de medias (Tukey) con un nivel de significancia P < 0.05. Las correlaciones fueron calculadas utilizando el coeficiente R de Pearson.

3.- Resultados y discusión

En la tabla 1 se muestran las LR del ciclo agrícola 2007-08 en la zona de estudio, las cuales fueron de 948 mm en Huerta con DN y 1,720 mm en Huerta con DNFU y en el 2008-09 de 564 mm y 1,570 mm respectivamente.

 Tabla 1. Láminas de riego (LR) aplicadas en la zona de estudio durante los ciclos agrícolas 2007-08 y 2008-09.

Ciclo Agrícola	DN	DNFU
2007-08	948 mm	1,720 mm
2008-09	564 mm	1,570 mm

En la figura 5 se observa la distribución de las lluvias en la zona de estudio durante el tiempo de estudio, observándose que hubo una mayor captación en el 2009.



Fig. 5. Distribución de la precipitación pluvial en la zona de estudio durante los ciclos agrícolas 2007-08 y 2008-09.

En la tabla 2 se observa que la Hv de las tres profundidades (0-30, 30-60 y 60-90 cm) fue mayor en donde existe el DNFU, lo que pone de manifiesto que los excesos de agua se deben a que se riega de manera empírica o tradicional, mientras que en donde hay DN, los riegos son bajo programación optimizados por el uso de sondas de capacitancia FDR. Estos resultados son de una alta significancia estadística.

Tabla 2. Humedad volumétrica de 0-30, 30-60 y 60-90 cm de profundidad en huertas con DN y DNFU durante 2007-08 y 2008-09.

Мал	0-30	0 cm	30-6	60 cm	60-9	0 cm
Mes	DN	DNFU	DN	DNFU	DN	DNFU
Oct	14.97 a	17.00 b	17.14 a	20.89 b	18.00 a	22.34 b
Nov	12.87 a	16.00 b	15.06 a	17.13 b	14.21 a	21.76 b
Dic	12.83 a	15.00 b	15.21 a	17.01 b	15.36 a	22.18 b
Ene	13.71 a	17.00 b	15.83 a	18.03 b	16.50 a	22.05 b
Feb	14.98 a	17.50 b	16.85 a	19.05 b	18.40 a	21.37 b
Mar	15.99 a	20.40 b	17.14 a	22.15 b	19.44 a	24.65 b
Abr	19.98 a	22.60 b	21.95 a	24.95 b	23.40 a	29.14 b
May	20.84 a	23.80 b	22.90 a	26.05 b	24.30 a	30.40 b
Jun	19.70 a	24.10 b	22.09 a	25.90 b	25.12 a	27.16 b
Jul	19.00 a	22.10 b	23.07 a	25.09 b	24.35 a	29.76 b
Ago	18.54 a	20.50 b	22.17 a	24.67 b	23.49 a	26.39 b
Sep	16.87 a	19.20 b	21.18 a	23.19 b	22.06 a	25.93 b
Oct	15.06 a	18.37 b	18.36 a	20.14 b	17.96 a	23.59 b
Nov	13.97 a	16.51 b	16.17 a	18.13 b	15.95 a	22.21 b
Dic	12.90 a	13.38 b	16.28 a	18.01 b	15.02 a	22.26 b
Ene	13.90 a	15.43 b	15.32 a	17.02 b	15.04 a	22.67 b
Feb	13.95 a	16.39 b	15.20 a	18.43 b	17.99 a	21.28 b
Mar	16.02 a	18.29 b	18.20 a	20.99 b	20.02 a	26.61 b
Abr	19.95 a	22.48 b	21.34 a	23.87 b	24.02 a	30.98 b
May	19.98 a	22.35 b	22.16 a	25.78 b	26.04 a	30.32 b
Jun	20.99 a	23.50 b	22.02 a	25.07 b	25.65 a	28.32 b
Jul	19.97 a	23.05 b	23.05 a	26.35 b	23.12 a	29.56 b
Ago	17.92 a	20.00 b	20.14 a	26.12 b	22.07 a	27.99 b
Sen	17 96 a	19 14 h	20 17 a	21.89 h	22 54 a	26.93 h

DN = Drenaje natural; DNFU = Drenaje con neumáticos fuera de uso.

* Letras iguales son estadísticamente similares Tukey (P > 0.05).

En la tabla 3 se muestra el volumen de agua por DN en 570 has fue de 1.553 Mm^3 en los dos ciclos y en donde el drenaje agrícola es con NFU fue de 1.108 Mm^3 en 75 has, los cuales fueron captados por el sistema de drenaje con NFU para su reutilización en los riegos (Fig. 3). Los volúmenes de agua de drenaje captados fueron de 2 549 m^3 ha⁻¹ para el DN y 14 473 m^3 ha⁻¹ para el DNFU.

Tabla 3. Volumen de agua captado por drenaje de los tratamientos DN y DNFU.

Ciclo Agrícola	$(m^3 ha^{-1})$	$\frac{\text{DNFU}}{(\text{m}^3 \text{ ha}^{-1})}$
2007-08	900	6 613
2008-09	1 649	8 160
TOTAL	2.549	14 473

Estas pérdidas no son uniformes a lo largo del periodo de cultivo. En la Figura 6 se observan los puntos de inflexión hacia arriba en ambos ciclos agrícolas en la etapas de control de heladas tardías o primaverales, en los meses de abril y mayo, originado por los riegos nocturnos usados como método húmedo para la protección de la flor, la cual es muy susceptible a daño por descensos térmicos.

La curva ascendente de drenaje acumulativo del ciclo agrícola 2008-09 en huerto con DNFU desde los primeros riegos de abril, es un indicativo de que las reservas de agua en el suelo al comienzo de los riegos, eran más elevadas que las del DN. Los picos de junio y julio son originados por las lluvias. Los picos observados en septiembre se originan no solo por las lluvias sino también por la reducción en el consumo de agua por el cultivo en esta etapa fenológica y las moderadas temperaturas acontecidas en este periodo.



Fig. 6. Variación de las pérdidas de agua por drenaje en la zona de estudio durante los ciclos agrícolas 2007-08 y 2008-09.

La tabla 4 muestra la correlación entre las LR y el drenaje, observándose que es más alta en donde el drenaje es con NFU que en donde el drenaje se efectúa de manera natural. Esto pone de manifiesto que donde los riegos no fueron programados hay mayor captación de agua por drenaje.

 $\label{eq:constraint} \begin{array}{c} \mbox{Tabla 4. Coefficientes de regresión lineal (R^2) de las LR en los tratamientos DN y DNFU. \end{array}$

Correlación	DN	DNFU
LR - Drenaje	0.24	0.70

En la tabla 5 se muestra la correlación entre la C.E y el tipo de drenaje, observándose una alta correlación en DN, lo que explica que los volúmenes de agua drenada en la zona radicular (0-90 cm) fue menor que en DNFU cuya correlación es alta en las profundidades de 0-30 y 30-60 cm, descendiendo significativamente en la profundidad de 60-90 cm, debido al mayor volumen de agua captada por el drenaje con NFU.

Al asociar la C.E y la humedad volumétrica (Hv) del suelo, se puede apreciar que en DN hay una correlación medianamente alta a las tres profundidades. En el sistema de drenaje con NFU, la correlación es medianamente alta en las profundidades 0-30 y 30-60 cm, pero a la profundidad de 60-90 cm, las diferencias son significativas. Esto pone de manifiesto que la concentración de sales es menor en las profundidades de 60-90 debido a que el drenaje con NFU permite el lavado de las sales.

Así mismo, vinculando la C.E con las LR, se observa que en DN, las LR ajustadas a las necesidades hídricas del cultivo mostraron una correlación medianamente baja con la concentración de sales a las tres profundidades. En DNFU se observa que la correlación es alta en la profundidad 0-30 debido a las altas dosis de riego aplicadas, descendiendo significativamente conforme el agua es lixiviada y captada por el drenaje NFU.

Tabla 5. Coeficientes de regresión lineal entre la concentración de sales del suelo (C.E) y su asociación con el Drenaje, Hv y LR de los tratamientos DN y DNFU en 0-30, 30-60 y 60-90 cm de profundidad.

2		5		1		
Complexiones	0-30 cm		30-60 cm		60-90 cm	
Correlaciones	DN	DNFU	DN	DNFU	DN	DNFU
C.E - Drenaje	0.89	0.86	0.92	0.78	0.90	0.51
C.E - Hv	0.59	0.66	0.59	0.63	0.69	0.27
C.E - LR	0.44	0.72	0.33	0.52	0.35	0.25

En la figura 7 se muestra la variabilidad de la C.E del suelo en las profundidades 0-30, 30-60 y 60-90 cm de los tratamientos DN y DNFU, observándose que en DNFU, al inicio y al final del estudio, la concentración de sales no mostró incrementos en las tres profundidades. En DN hubo un incremento en las tres profundidades debido a las dosis de riego ajustadas que no permitió el lavado de dichas sales. Esto pone de manifiesto que el DNFU influye directamente sobre la concentración de sales en el suelo. Esto nos indica que es necesario tomar en consideración el incremento de las sales bajo una programación del riego, por lo que deben aplicarse riegos profundos en huertos manzaneros durante la época de dormancia (diciembre, enero y febrero), que permitan contrarrestar este efecto negativo.



Fig. 7. Variación de la C.E. del suelo en los tratamientos DN y DNFU a 0-30, 30-60 y 60-90 cm de profundidad.

En la tabla 6 se muestra la correlación entre la Hv con las LR y drenaje de los tratamientos DN y DNFU. Se aprecia una correlación medianamente baja entre la Hv y la LR en DN a las tres profundidades de la zona radicular, lo que nos indica que las LR aplicadas fueron ajustadas de acuerdo a las necesidades hídricas del cultivo. Así mismo, la correlación entre la Hv y Drenaje es medianamente alta a las tres profundidades descritas, lo que sugiere que el DN fue menos eficiente que en DNFU, donde las altas correlaciones de la Hv con las LR y Drenaje en las tres profundidades del suelo nos indican que las LR fueron excesivas pero el drenaje captó esos excesos eficientemente.

Tabla 6. Coeficientes de regresión lineal entre la Hv y su asociación con las LR y Drenaje en los tratamientos DN y DNFU en 0-30, 30-60 y 60-90 cm de profundidad.

Complexience	0-30 cm		30-60 cm		60-90 cm	
Correlaciones	DN	DNFU	DN	DNFU	DN	DNFU
Hv - LR	0.49	0.57	0.40	0.70	0.50	0.74
Hv - Drenaje	0.74	0.78	0.61	0.77	0.62	0.82

Los valores de C.E. del suelo fueron significativamente inferiores en el huerto con DNFU a las tres profundidades (0-30, 30-60 y 60-90 cm), que el huerto con DN. Esto pone de manifiesto que el DNFU incide positivamente sobre el lavado de las sales. Así mismo, se observa que a las profundidades de 30-60 y 60-90 cm, dicha diferencia es mayor, lo cual representó diferencias estadísticas significativas con un nivel de significancia P>0.05 (Tabla 7).

Tabla 7. Valores de C.E. del suelo y comparación de medias de Tukey, a las profundidades de 0-30, 30-60 y 60-90 cm. en huertos con DN y DNFU durante 2007-08 y 2008-09.

M	0-3	60 cm	30-	60 cm	60-	90 cm
Mes	DN	DNFU	DN	DNFU	DN	DNFU
Oct	0.46 a	0.43 b	0.78 a	0.76 b	1.26 a	1.24 b
Nov	0.44 a	0.40 b	0.77 a	0.71 b	1.20 a	1.20 b
Dic	0.38 a	0.32 b	0.70 a	0.66 b	1.10 a	1.00 b
Ene	0.37 a	0.30 b	0.68 a	0.64 b	1.09 a	0.90 b
Feb	0.34 a	0.29 b	0.66 a	0.62 b	1.03 a	0.82 b
Mar	0.41 a	0.36 b	0.70 a	0.64 b	1.12 a	0.90 b
Abr	0.47 a	0.45 b	0.77 a	0.75 b	1.24 a	1.10 b
May	0.65 a	0.64 b	0.90 a	0.79 b	1.45 a	1.21 b
Jun	0.78 a	0.73 b	1.05 a	0.88 b	1.56 a	1.28 b
Jul	0.54 a	0.49 b	0.92 a	0.81 b	1.41 a	1.23 b
Ago	0.52 a	0.46 b	0.84 a	0.80 b	1.36 a	1.29 b
Sep	0.50 a	0.41 b	0.81 a	0.77 b	1.32 a	1.27 b
Oct	0.49 a	0.38 b	0.80 a	0.72 b	1.29 a	1.17 b
Nov	0.48 a	0.33 b	0.80 a	0.68 b	1.25 a	1.15 b
Dic	0.45 a	0.30 b	0.77 a	0.65 b	1.16 a	1.08 b
Ene	0.42 a	0.30 b	0.75 a	0.64 b	1.10 a	1.00 b
Feb	0.37 a	0.30 b	0.71 a	0.63 b	1.07 a	0.94 b
Mar	0.40 a	0.38 b	0.79 a	0.69 b	1.19 a	0.99 b
Abr	0.46 a	0.45 b	0.88 a	0.73 b	1.32 a	1.08 b
May	0.70 a	0.60 b	0.96 a	0.83 b	1.49 a	1.29 b
Jun	0.80 a	0.65 b	1.16 a	0.85 b	1.66 a	1.31 b
Jul	0.70 a	0.53 b	1.03 a	0.80 b	1.54 a	1.24 b
Ago	0.58 a	0.45 b	0.92 a	0.77 b	1.47 a	1.24 b
Sep	0.52 a	0.42 b	0.88 a	0.75 b	1.41 a	1.23 b

DN = Drenaje natural; DNFU = Drenaje con neumáticos fuera de uso. * Letras iguales son estadísticamente similares Tukey (P > 0.05).

En el municipio de Cuauhtémoc, Chihuahua, México se generan 45 mil NFU anuales, durante los dos años de este estudio se utilizó el 55 % anual, para un total 49 500 de NFU, con lo que la existencia en tiraderos se abatió considerablemente.

4.- Conclusiones

El DNFU captó el exceso de agua aplicada por riego que fueron aplicados de manera empírica, durante los ciclos 2007-08 y 2008-09 (14 473 m³ ha⁻¹), la cual fue rebombeada para la irrigación.

Existe una mayor correlación ($r^2=0.70$) entre la LR y el DNFU que el DN ($r^2=0.24$).

El DNFU disminuyó los riesgos de salinización ya que favoreció el lavado de las sales perjudiciales acumuladas en el suelo.

En DNFU, la concentración de sales del suelo (C.E) es menor que en DN a la profundidad de 60-90 cm, ya que es influenciada por la Hv y LR.

Implementar este tipo de drenaje requiere técnicas constructivas muy sencillas, el material que se utiliza es de desecho y la inversión es baja.

El análisis realizado sobre drenaje agrícola con NFU nos indica que es una práctica que se debe de implementar para el lavado de las sales.

5.- Bibliografía

- Abdel-Dayem, M.S. 1987. Development of land drainage in Egypt. In: Proc. Symp. 25th International Course on Land Drainage. Twenty-Five Years of Drainage Experience. J. Vos (ed.). Publ. 42, ILRI, Wageningen, The Netherlands, pp. 195-204.
- Abdel-Dayem, M.S., Ritzema, H.P., El-Atfy, H.E. and Amer, M.H. 1989. *Pilot areas and drainage technology*. In: Land Drainage in Egypt. M.H. Amer and N.A. de Ridder (eds.). DRI, Cairo, pp. 103-161.
- Arauzo, M., J.A. Díez, P. Hernáiz, 2003. Estimación de balances hídricos y lixiviación de nitratos en sistemas agrícolas. En: Investigación de la Zona no Saturada, Vol. VI, ZNS'03 (J. Álvarez-Benedí y P. Marinero, eds). Instituto Técnico Agrario de Castilla León, Universidad Europea Miguel de Cervantes. Valladolid, p. 408.
- Ayers, R.S. and Westcot, D.W. 1985. *Water quality for agriculture*. FAO Irrigation and Drainage Paper 29 (Rev. 1). Rome.
- Cavelaars, J. 1974. Subsurface field drainage systems. In: Drainage Principles and Applications. *Design and Management of Drainage Systems*. Publ. 16, Vol. IV, ILRI, Wageningen, The Netherlands, pp. 1-65.
- Cavelaars, J.C., Vlotman, W.F. and Spoor, G. 1994. Subsurface drainage systems. In: Drainage Principles and Applications. H.P. Ritzema (ed.). Publ. 16, 2nd ed. (completely revised), ILRI, Wageningen, The Netherlands, pp. 827-929.
- Doorembos, J. y Pruitt W.O. 1974. Las necesidades de agua de los cultivos. FAO Irrigation and Drainage Paper 24. Roma, Italia.
- EPA. 2009. Environmental Protection Agency, USA. www.epa.gov/
- FAO. 1990. *Guidelines for soil profile description*. Soil Resources, Management and Conservation Service. Land and Water Development Division. 3rd ed. Rome.
- FAO. 1998. Crop evapotranspiration. FAO Irrigation and Drainage Paper 56. Roma, Italy.
- ITRA, 2009. Tire and Rubber Recycling Advisory Council, USA. www.itra.com
- Madramootoo, C.A., Johnston, W.R. and Willardson, L.S. 1997. *Management of agricultural drainage water quality.* FAO Water Report 13, ICID/FAO, Rome.
- Martínez Beltrán, J. 1978. Drainage and reclamation of salt-affected soils. Publ. 24, ILRI, Wageningen, The Netherlands.
- Orozco-Corral, A.L. 2010. Uso eficiente del agua de riego mediante sondas de capacitancia. Aqua-LAC: UNESCO, Programa Hidrológico Internacional para América Latina y el Caribe; 2, 1. p. 56-66. Montevideo, Uruguay.
- Ortiz, P. 2000. Programación práctica del riego. Campo Experimental Sierra de Chihuahua, Centro de Investigación Regional Norte Centro, INIFAP-SAGARPA. Cd. Cuauhtémoc, Chihuahua, México.

Smedema, L.K. and Rycroft, D.W. 1983. Land drainage: Planning and design of agricultural drainage systems. Batsford, London.

Vogler, J. 1974. Standard recommended practice for inspection of pneumatic tires prior to retreading. ASTM Book of Standards, Volume 38, F393-74.

UN CASO DE ESTUDIO; MONITOREO DE LA ZONA NO SATURADA EN UNA PLANTA DE TRATAMIENTO DE RESIDUOS PELIGROSOS ENTRE RÍOS - ARGENTINA

D. Mársico¹, E. Díaz², M. Maquieira³, I. Zecca⁴ y A. Paz González⁵

¹ ERRTER (Ente Regulador de los Recursos Termales de Entre Ríos) Artusi 40. 3260 Concepción del Uruguay. Entre Ríos. Argentina – Teléfono y fax 03442. +54-433245. Email: errter@entrerios.gov.ar

² Departamento Ciencias de la Tierra UNER. RP 11 Km 10.5. (3101) Oro Verde. Entre Ríos. Argentina.

³ Consultor Independiente. 3 de Febrero 247- (2820). Gualeguaychú-Entre Ríos Argentina

⁴ Facultad de Ciencias de la Salud. UNER. L. Sartorio 2160 – C. del Uruguay - Entre Ríos - Argentina.

⁵ Universidade da Coruña, Facultad de Ciencias de la Navegación y de la Tierra – Sección de Ciencias de la Tierra. A Coruña – España. tucho@udc.es

RESUMEN: Las normativas provinciales y nacionales en la Provincia de Entre Ríos, Argentina exigen preservar la calidad fisicoquímica de los acuíferos y el monitoreo de los horizontes subsuperficiales que actúan como un buffer natural del lixiviado de las plantas de tratamiento de residuos peligrosos. El objetivo es presentar el monitoreo del tratamiento de dicho residuos producto de la actividad. Con frecuencia semestral en 9 puntos se controló nivel freático, Total, Amoniaco, Alcalinidad Cloruros, compuestos fenólicos, Dureza Total, Nitritos, Nitratos, pH, SDT, Sulfatos, Cromo, Plomo, Sustancias Solubles en Éter Etílico, Hidrocarburos Totales, Tolueno y Xileno. En un sitio se monitoreó la ZNS, en agua para consumo humano de acuerdo a las normas del CAA. Los muestreos para controlar la evolución y su impacto en la ZNS fueron durante el periodo 2013/2014. Se concluye que no hubo impacto sobre el sistema natural. El monitoreo continúa en la actualidad con una frecuencia semestral.

ABSTRACT: Provincial and National regulations in the province of Entre Rios, Argentina require preserve the physicochemical quality of groundwater and monitoring of subsurface horizons which act as a natural buffer of the leachate treatment plant for hazardous waste. The aim is to present the monitoring of treatment of the waste product of the activity. Semiannually in 9 points water table, Total Alkalinity, Ammonia, Chloride, phenolics, Total Hardness, nitrite, nitrate, pH, TDS, sulfates, chromium, lead, substances soluble in ethyl ether, total hydrocarbons, toluene and xylene was controlled. In a ZNS site it was monitored in drinking water according to the rules of CAA. Sampling for monitoring progress and impact on the ZNS were during the period 2013/2014. It is concluded that there was no impact on the natural system. The monitoring continues today on a biannual basis.

1.- Introducción

La preservación de los recursos naturales debe ser el objetivo principal de toda tarea donde interviene el hombre. El caso en estudio no está libre de dar cumplimiento a esta premisa y sobre todo por las especiales características que la actividad reúne es por eso que los responsables de llevarla adelante deben velar para que la actividad se desarrolle de manera sustentable con el entorno natural.

Para ello las plantas de estas características deben adaptarse a la legislación nacional y provincial, las que son la Ley Nacional N°24051 Residuos Peligrosos y su Decreto Reglamentario 831/93. La Ley Nacional N°19587 Higiene y Seguridad Laboral, Decreto 351/79 y Resolución 295/03. Y Provinciales de la Provincia de Entre Ríos, Ley Provincial 8880 (adhesión a la Ley Nacional N°24051) y Decreto 603/06 (Residuos peligrosos) y Ley Provincial 6260 y Decreto reglamentario 5837/91 (Efluentes líquidos, sólidos y gaseosos).

2.- Objetivos

Para cumplir con el fin propuesto el presente texto se presenta como un caso de estudio en una planta donde se tratan residuos peligrosos y que a su vez se convierte en un aporte para el modelo de gestión conceptual donde se trata de salvaguardar la calidad física y química de los horizontes subsuperficiales y de la napa freática.

3.- Metodología

Se seleccionaron los puntos de monitoreo en función de la infraestructura existente con el objeto los que fueron georeferenciados los puntos que fueron muestreados, de suelos y de instalación de freatímetros, Custodio y Llamas (1982). Finalmente en laboratorio se procede a analizar toda la información de la etapa anterior para de esta manera caractegorizar la situación del sitio de implantación de la Planta de Residuos Peligrosos.

Para su construcción se respondió a procedimientos operativos recomendados por la Standard Operating Procedure (SOP); la American Petroleum Institute (API) y la American Society for Testing and Materials (ASTM).

3.1. Monitoreo de la napa freática

Para la extracción de las muestras de agua se siguieron los protocolos de conservación de las muestras a temperaturas que impidan el desarrollo bacteriano (4°c) y en recipientes y conservación adecuado a los parámetros a analizar (según Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater (20 TH Ed) Nº 1060 C (APHA -AWWA - WPCF), los análisis Las determinaciones efectuadas se realizaron de acuerdo con los Métodos estándares para el análisis de agua potable y residuales (Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater 20 TH Ed) y publicados por la APHA y la USEPA. Las determinaciones fueron realizadas mediante un Espectrómetro con Plasma de Acoplamiento Inductivo con Vista Axial (AVICP-AES) y Cromatógrafo Gaseoso Capilar Hewlett Packard Modelo: Metrhom, modelo: IC883 Basic IC Plus Nº de serie 03111, Balanza analítica marca SARTORIUS a equilibrio automástico Serie Competence, Modelo CP224S con Nº de serie 18707246 y Medidor de pH: "ph-MV-Temp Meter" marca Lutron, modelo PH-206 con Nº de serie ACO3912.

Se presentan los resultados obtenidos de los análisis realizados durante el primer semestre del año 2013 y el último disponible a la fecha de elaboración de este trabajo, Diciembre de 2014.

3.2. Monitoreo de la Zona no Saturada

El impacto de la actividad en los horizontes subsuperficiales fue determinado en cuatro puntos, los que fueron seleccionados de acuerdo al grado de vulnerabilidad que presenta el factor en los diferentes sectores del predio. Dicho análisis da respuesta a lo propuesto en el Plan de Gestión Ambiental, Plan de Monitoreo y verificar si existe afectación del recurso.

La metodología empleada para realizar los análisis se realizó siguiendo los métodos SW-846 (Test Methods for Evaluating Solid Wastes, Physical/Chemical aprobado por la U.S. Environmental Protection Agency, USEPA SW 846, Serie 9000, 6010C (ICP-AES); 3052 (método de Digestión asistido por Microondas; 8015C (GC-FID), 8260B y 8270C (GS-MS).

Las determinaciones efectuadas, se realizaron de acuerdo con los siguientes métodos SW-846 (Test Methods for Evaluating Solid Wastes, Physical/Chemical Methods, aprobado por U.S. Environmental Protection Agency (EPA)). Los Compuestos Inorgánicos: USEPA SW 846-Serie 9000, SW 846 6010 (ICP-AES) y SW 846 3052 (método de Digestión asistido por Microondas), y los compuestos Orgánicos: USEPA 8015 C GC-FID // USEPA 8260 B GC-MS // USEPA 8270 C GC-MS

Para la realización de los sondeos y la toma de muestras se siguieron las pautas indicadas en las normas ASTM 5283-92(20039; D1452-80(2000), D420-98(2003) y D4220-95(2000).

El muestreo sub superficial se realizó con helicoide manual (Auger Boring) hasta la profundidad seleccionada y luego se utilizó un muestreador de 50 mm de se recolecta y conserva de acuerdo con la Norma ASTM D4220-95(2000. El monitoreo incluyó mediciones a 0.3, 0.4, 0.5, 0.6, 0.7 y 1 metro desde boca de pozo.

La elección de los parámetros determinados y su comparación, se basan en el análisis de riesgo, determinando los posibles contaminantes.

4.- Resultados

La Geología del sitio aloja la Zona No Saturada y la Zona Saturada juegan un rol fundamental en la contención o diseminación de sustancias contaminantes. La secuencia en el área se caracteriza por la Formación Hernandarias, Aceñolaza, F. (2007), sedimentos pampeanos donde La napa freática se encuentra alojada dentro de los sedimentos del Pampeano más precisamente dentro del Postpampeano, estos sedimentos cuya litología son portadores de dos capas acuíferas, una de carácter freático libre y otra semiconfinada –no alcanzada por las perforaciones– estos sedimentos poseen características de un acuitardo.

Litológicamente está compuesto por una fracción limo dominante y arena y arcilla subordinadas, con intercalaciones arcillosas y tobáceas con abundante vidrio volcánico, que generalmente se denomina loess, de color castaño rojizo. Son frecuentes las intercalaciones calcáreas en forma de nódulos o estratiformes (tosca). Su origen es eólico de baja energía y fluvial. Mineralógicamente su composición es homogénea, siendo la mayoría de sus componentes de origen alóctono, provenientes de erupciones volcánicas de tipo andesítico y basáltico, con abundante plagioclasa, ortosa, cuarzo, pasta volcánica y con un porcentaje menor al 1 % de carbonato de calcio pulverulento y nodiforme (Teruggi, 1957).

La planta cuenta con 15 freatímetros que fueron construidos bajo estricto control técnico/geológico. (Ver plano adjunto), Para su construcción se respondió a procedimientos operativos recomendados por la Standard Operating Procedure (SOP); la American Petroleum Institute (API) y la American Society for Testing and Materials (ASTM); garantizando de esta manera el rigor científico que las circunstancias requieren. Este número de sondeos condiciona la presentación de los resultados tanto de la zona no saturada como los de realizados al agua freática por lo que se complementaron con ensayos que se realizaron en los sitios de la planta capaces de experimentar un riesgo de contaminación mayor.

En la Figura 1 se presenta un esquema que incluye diversos datos de los freatímetros realizados y donde se expresa con claridad el espesor de la zona no saturada en diversos puntos de la Planta.



Fig. 1. Datos extraídos de los freatímetros construidos

La Tabla 1 presenta los niveles guía para la Calidad de Agua de Bebida Humana con tratamiento convencional. Por su parte en la Tabla 2 se presentas los análisis de agua de la capa freática.

Tabla 1. Niveles guía	para la Calidad de	e Agua de Bebida l	Humana
-----------------------	--------------------	--------------------	--------

Parámetro	Método	Nivel Guía de Calidad de Agua de Bebida Humana con Tratamiento Convencional*
Hidrocarburos Totales	SM 5520 F	
Benceno	USEPA 8015 C	10
Etilbenceno	USEPA 8015 C	700
Tolueno	USEPA 8015 C	1000
Xilenos	USEPA8015 C	10000

Fabla 2. Análisis	de las	aguas de la	capa freática
-------------------	--------	-------------	---------------

X 7 • 11	Freatímetros						
variable	FA	FC	FE	F Tq 10	F Tks		
Nivel Freático	3.65	3.27	3.83.	3.64	3.59		
Alc. Total	360.8	380.7	518.7	208.7	403.9		
(CO3 Ca2)							
(mg/l)							
Amoníaco(mg/l)	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05		
Cl (mg/l)	42.1	13.1	7.3	6.3	15.3		
C. fenolicos	< 0.003	< 0.003	< 0.003	< 0.00	< 0.003		
(mg/l)							
Dur. T. CO3Ca2	316	360	340	141	349		
(mg/l)							
Nitrato (mg/l)	0.29	0.19	0.46	0.22	0.24		
Nitrito (mg/l)	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005		
pH (U pH)	7.70	7.91	8.20	7.79	7.81		
STD (mg/l)	701	729	930	377	737		
Sulfato (mg/l)	5.9	13.3	22.4	11.6	10.3		
SSEE (mg/l)	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1		
Cromo (mg/l)	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 0.005		
Plomo (mg/l)	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001		
H.Total (mg/l)	ND	ND	518.7	ND	ND		
Tolueno(mg/l)	ND	ND	< 0.05	ND	ND		
Xilenos (mg/l)	ND	ND	7.3	ND	ND		

La Tabla 3 presenta los resultados obtenidos del muestreo de suelo a 0.30 metros de profundidad, la Tabla 4, los de agua subterránea en los freatímetros 1, 2, 4 y A, Abril de 2013.

Los resultados analíticos en Octubre de 2014 muestran en la Tabla 5 la evolución de los parámetros en suelos aledaña a la cisterna del laboratorio.

Tabla 3. Determinaciones físico-químicas de muestras de suelo a - 0.30 m

Variable	Sitio						
variable	Caldera	Acopio	Pileta API	Destilería			
Humedad (%)	12.7	21.8	11.9	20.4			
pH (U pH)	8.89	1.70	9.48	3.32			
Sól. fijos (µg/g)	841867	751414	856432	765425			
Sól. volátiles (µg/g)	31077	31064	24218	30732			
Cr Total (µg/g)	16.2	18.3	3.5	4.5			
PbTotal (µg/g)	< 0.2	< 0.2	< 0.2	3.1			
H. totales. de petróleo (μg/g)	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1			

Tabla 4. Determinaciones físico químicas del agua subterránea

Denámentnes	Freatímetro					
Parametros	F1	F2	F4	FA		
N. Freático (m)	1.80	2.73				
Alc. Total (CO ₃ Ca ₂) (mg/l)	373.4	312.0	34601	308810		
Amoníaco (mg/l)	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 50		
Cl (mg/l)	9.7	8.2	18.0	59790		
Compuestos fenolicos	< 0.003	< 0.003	< 0.003	< 3		
Dureza.Total (CO ₃ Ca ₂)	221	240	291	270569		
Nitrato (mg/l)	5.60	4.22	3.23	2390		
Nitrito (mg/l)	< 0.005	< 0.005	< 0.00	< 5		
pH (U pH)	7.67	8.20	7.67	7.82		
STD (mg/l)	560	479	545	7772		
SO ₄ (mg/l)	13.6	13.1	10.3	556265		
SSEE (mg/l)	< 1	< 1	< 1	< 1000		
Cromo	< 0.005	< 0.005	< 0.005	< 5		
Plomo (mg/l)	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 1		
Hidro. Total	ND	ND	ND	ND		
Tolueno	ND	ND	ND	ND		
Xilenos	ND	ND	ND	ND		

 Tabla 5. Datos analíticos de suelos en el sitio Cisterna del

 Laboratorio, Octubra de 2014

Laboratorio. Octubre de 2014.						
Parámetro	Resultado	Nivel Guía				
Humedad (%)	0.75					
pH (UpH)	8.61					
Conductividad	55.2					
Sólidos fijos (µg/g)	971000					
Sólidos volátiles (µg/g)	29000					
Cr Total (µg/g)	7.1	800				
Pb Total (µg/g)	< 0.2	1000				
Hidro. totales de petróleo (µg/g)	27.1					

5.- Conclusiones

De los resultados obtenidos se concluye, que si bien existen algunas diferencias en general en las concentracioness halladas en algunos de los parámetros, no se advierte que exista un posible impacto en la zona no saturada y en la napa freática, teniendo en cuenta la posición relativa de los pozos muestreados con respecto a la Planta.

Los valores detectados en los niveles más superficiales del suelo no indican alteraciones sustantivas a las condiciones inciales de las características físico químicas del suelo y del agua subterránea. El freatímetro A presenta valores elevados de los parámetros de cloruros, dureza, sulfato y nitrato que no es compatible para el consumo humano.

El Cromo, Plomo, Hidrocarburos Totales, Tolueno y Xilenos no se detectan, por lo que el efecto buffer de la zona no saturada es capáz de evitar el ingreso vertcal del lixiviado de la Planta de Residuos Peligrosos en el nivel freático.

Las determinaciones de Cromo, Plomo, Hidrocarburos Totales, Tolueno, y Xilenos en ningunas de las muestras de aguas subterráneas en los freatímetros supera las normas exigidas de calidad de agua para bebida humana en el último monitoreo realizado en Diciembre de 2014.

La capacidad buffer del suelo, en la zona no saturada, resulta una adecuada protección para disminuir los efectos del lixiviado de la Planta de Residuos Peligros instalada, garantizando una adecuada protección a las aguas subterráneas de acuerdo a las normas provinciales y naconales de la Argentina.

Finalmente, se recomienda continuar con el monitoreo periódico de manera de disponer con un registro de la evolución de los parámetros de control exigidos por la Autoridad de Aplicación Provincial, a los fines de verificar la evolución temporal de los mismos.

6.- Bibliografía

- Aceñolaza, F. (2007), Geología y Recursos Naturales de la Mesopotamia Argentina. Instituto Superior de Correlación Geológica. Serie Correlación Geológica 22. San Miguel del Tucumán. 165 pp.
- APHA AWWA WPCF. (1981). Standard methods for the examination of water and wastewater: selected analytical methods. Washington, D.C; American Public Health Association; 110 p.
- Custodio, E.; Llamas, R.M. (1982). Hidrología Subterránea. 2^a edición. Ed. Omega. Barcelona. 2350 pp.
- Teruggi, M (1957). "The nature and origin of Argentine loess". Journal of Sedimentary Petrology 27: 322-332.

Área temática V

Investigaciones sobre procesos de transferencia de masa y energía en la zona no saturada, a escala tanto de laboratorio como de campo y/o de invernadero

SPATIAL ANALYSIS OF THE SOIL WATER BALANCE WITHIN AN EXPERIMENTAL CATCHMENT

A.J. Espejo-Pérez^{1*}, J.V. Giráldez^{1,2}, A. Pedrera³, K. Vanderlinden³

¹University of Cordoba, Dpt. of Agronomy, da Vinci Bldg. Ctra. Madrid km 396, 14071 Cordoba. Phone: 957 21 22 41. <u>g82espea@uco.es</u>

³ IFAPA, Centro Las Torres-Tomejil, Cra. Sevilla-Cazalla km 12.2, 41200 Alcalá del Río, Sevilla, Spain. <u>karl.vanderlinden@juntadeandalucia.es</u>, aura.pedrera.ext@juntadeandalucia.es.

ABSTRACT. Individual soil water balances have been computed using detailed soil moisture measurements at different locations under the canopies of olive trees and at the adjacent inter-row areas within an experimental catchment. During rain pulses increments of profile soil water storage were slightly higher beneath tree canopies than in the open spaces. Nevertheless water is lost faster under olive canopy sites than in the open areas, possibly due to root uptake. Deeper soil profiles favour greater cumulative infiltration and conserve more water than shallow ones. The analysis of soil water balance at individual sites has allowed a better understanding of the behavior of the whole watershed providing useful information for managers.

RESUMEN. Se ha evaluado el balance de agua a partir de mediciones de la humedad del suelo en diferentes puntos de una cuenca experimental de olivar, distinguiendo las condiciones bajo y fuera de la copa de los árboles. Durante los pulsos de lluvia se observa una mayor recarga de agua del suelo bajo copa que fuera de ella, con preferencia en los suelos más profundos. Por el contrario las pérdidas de agua son más rápidas bajo la copa de los árboles que fuera de ella, lo que se atribuye a la absorción del agua por las raíces, más frecuentes en esa zona, con mayor incidencia en suelos someros. La información proporcionada por la red de sensores permite conocer mejor el comportamiento global de la cuenca y ayudará a la gestión de la misma.

1.- Introduction

In semiarid areas as the Mediterranean the rains many times occur as isolated pulses (Sumner *et al.* 2001) whose water could be quickly lost as runoff in absence of a good soil at the Earth surface. However do we always have this good soil to conserve rainwater? An important gap for managers is to know the site-specific where focussing the efforts within basins to reduce these losses.

The instrumentation of small catchments provides excellent information to characterize the water balance and the behavior of their soil through the analysis of surface hydrological processes (*e.g.* Sayama *et al.* 2011; McMillan and Srinivasan, 2015).

Despite the complexity of aspects in these landscapes, soil moisture dynamics catchment is a fundamental descriptor to evaluate catchment behavior (Swarowsky *et al.* 2011)

but is difficult to evaluate. During the last decades numerous devices for soil moisture measurement have appeared whose easy installation and maintenance have favoured their use in a wide range of agro-environmental studies (Vereecken *et al.* 2008).

Olive orchards occupy a large area of the Mediterranean region, slowly moving from the hilly lands with shallow soils and steep slopes (Semple 1931, Chap. XIV) toward lowland areas with deep soils. In addition to other problems, soil and water conservation poses a great agronomic and environmental risk which deserves attention (Gómez *et al.* 2009). The results shown here were obtained in a small mountain catchment where soil and environmental conditions are monitored. Preliminary outcomes showed that water losses by runoff were concentrated in the longest wet periods, suggesting a strong dependence on rainfall excess (Taguas *et al.* 2009).

Taking advantage of moisture collected in several sites of this experimental catchment the purpose of this work is to explore the soil wetting processes during rain pulses in order to give an approximate answer to the above questions, evaluating the influence of vegetation, soil properties, topography and rainfall characteristics.

2.- Material and Methods

2.1. Experimental Setup

The experimental catchment is located in Setenil de las Bodegas (Cádiz), 36° 52.2' N, 5° 7.8' W, with an elevation range of 760-802 m-amsl, and an area of 6.7 ha. The soil is a shallow sandy loam derived from decomposed calcarenites with outcrops in the surroundings of the catchment, and classified as an intergrade between the Lithic and Typic Rhodoxeralf subgroups (García del Barrio *et al.* 1971; Soil Survey Staff 1999, pp. 269-270). Depth to bedrock is very variable ranging from 0.2 to 0.9 m, and frequently fractured. The catchment consists of two hillslopes drained by a channel (Fig. 1).

Olive trees are 18 years old and were planted on a 6×6 -m grid, except in a small area in the south-easthern area planted in 2006 on a 7×7 -m grid. During the monitored period, from September 1, 2011 to May 31, 2013, the area with old olive trees was tilled once a year in January with a vibrocultivator. The area with the younger trees was tilled twice a year in May and October with a disc harrow.

Soil moisture profiles were monitored at 11 locations under

² Institute of Sustainable Agriculture. CSIC. Alameda del Obispo s/n, 14004 Córdoba, Spain. ag1gicej@uco.es.

the tree canopy (UC), at a distance of 0.75 m from the tree trunk, and at the adjacent inter-row area (IR). A total of 98 10HS soil moisture sensors (Decagon Device, Inc.) were installed at these 22 locations at depths of 0.05, 0.15, 0.25, 0.35 and 0.45 m where was possible, representing each one the moisture of the corresponding 0.10 m of profile. Sensors measurements were recorded at five minute intervals and aggregated to hourly intervals for analysis. The sensors were calibrated with gravimetric soil samples extracted nearby, using an exponential fit (Espejo, 2014). Rainfall was gathered on-site at one-minute intervals. Occasional data gaps were filled using data from a nearby automated weather station with an hourly measurement resolution (CAP, 2013). Also the remaining weather variables were provided by this station.



Fig. 1. Location of the experimental catchment and ortophotograph superposing the drainage channel and the measurement locations. At each site soil moisture was monitored at the inter-row area, IR, and under the olive canopy, UC.

At the 22 locations the soil profile was sampled using a 0.093-m diameter cylinder auger (Eijkelkamp Agrisearch Equipment, Giesbeek) with a percussion drill. The samples were divided in 0.10 m intervals and were analysed for texture, organic matter content, stone content, pH, electrical conductivity, bulk density and water retention. Slope, topographic wetness index (Beven and Kirkby, 1979) and elevation were estimated from a 1 m DEM (Fig. 2). This dataset was complemented with information of apparent electrical conductivity (EC_a) obtained during a field-wide survey with a DUALEM-21S electromagnetic induction (EMI) sensor in order to represent the spatial variation of soil properties in the catchment, Fig. 3 (Pedrera, 2014).



Fig. 2. Topography of the experimental catchment superposing the drainage channel.



Fig. 3. Interpolated apparent electrical conductivity (EC_a) map of area with old olives during a wet period on 27Nov12.

2.2. Data Analysis

The profile soil water storage, S(t), at time, t, was estimated by interpolating the measured soil moisture at each depth using natural cubic splines (*e.g.* Press *et al.*, 2007, § 3.3). From data observations was assumed that when soil depth was greater than maximum monitoring depth, 0.50 m, soil water content below this limit was equal than measured at the deepest position. The storage change, $\Delta S(t)$, was estimated at each location as,

$$\Delta S(t) = S(t) - S_i, \qquad (1)$$

where S_i is measurement at the onset of rainfall. The maximum increase, ΔS_{max} , was used to evaluate the soil wetting at each location and event, similar to the method proposed by Bhark and Small (2003) for estimating rootzone infiltration. Individual rainfall events were separated by periods of at least 6 h, with less than 2 mm of rainfall. Only events with rainfall depths of more than 5 mm were considered. purposes For the of this study. evapotranspiration was assumed negligible during the rainfall event.

Descriptive statistics were calculated for soil properties, topographic attributes and rain pulses. For comparison purposes an ANOVA analysis was performed. A regression tree analysis was used to rank the factors according to their relevance for controlling catchment wetting. Classification and Regression Trees, CART, is a nonparametric recursive model capable of elucidating relationships that are difficult to analyze with conventional multivariate linear techniques (Wilks, 2011). Trees were pruned based on an optimal scheme which removes first branches with lower reductions in error cost. The dependent variable was maximum storage change, ΔS_{max} , while the predictors were vegetation (categorical variable), profile-averaged soil properties, topographic attributes, rain characteristics and initial water content. To investigate the influence of the initial water content, S_i was normalized with the minimum, S_{min} , and maximum, S_{max} , storage of each profile location, resulting in S_i^* ,

$$S_i^* = \frac{S_i - S_{\min}}{S_{\max} - S_{\min}} \tag{2}$$

The information of the CART analysis was complemented with the evaluation of the relationship between ΔS_{max} and the studied variables.

3.- Results and Discussion

3.1. Soil properties and topographic attributes

The average sand and clay contents were 69 and 19%, respectively, with a lower content of the latter in the northern part of the catchment (Table 1). The spatial variability of texture between sites and soil layers was more prominent at IR than at UC, with values of standard deviation of 4.49 and 4.02 for sand content. The more notable differences were found in the lower areas at the left of the channel (locations 1, 5, 6, 7 and 9), with a deeper soil. The organic matter content, mainly below 1%, was slightly higher at UC than at IR. The higher stone content was observed in the northern part of the catchment, especially at IR, and the shallow soil profile indicated that this area was more degraded (locations 2, 3, and 9), as well as was detected with the observation of EMI sensor (Fig. 3). Average profile bulk density was higher at IR than at UC. At IR, k_s for the 0-0.10 m layer was four times higher than for the 0.10-0.20 m layer, while at UC the relation was 2.4. The values of saturated moisture content determined in laboratory were also greater at UC, agreeing with the field observations of water storage capacity, Smax. Significant differences between both areas were found for ρ_b , k_s and θ_{sat} evidencing the effect of canopy over nor-canopy positions in hydraulic properties. These differences can be attributed to the pass of machinery in the open spaces compacting sometimes the soil, which does not occur at beneath canopy where the highest root density increases soil porosity.

Table 1. Descriptive statistics for profile soil properties, and topographic attributes, at inter row areas, IR, and under the canopy, UC. The values of k_s and θ_{sat} correspond to measurements at 0-0.10 and 0.10-0.20 m depth. Slope and *TWI* are the same for both, IR and UC. The last column shows the probability that UC and IR parameter means are equal.

лова	unity that \overline{OC}	anu ny pa	ameter m		uai.	
	variable	min	max	mean	SD	р
	soil propertie	es				
IR	clay, %	11.50	27.00	19.06	3.52	0.65
UC	-	12.50	29.80	18.90	3.21	
	sand %	58 50	78 90	68 74	4 4 9	0.51
	Surra, 70	58.40	77.40	69.64	4.02	0.01
	OM. %	0.14	2.15	0.68	0.46	0.46
	- ,	0.18	1.60	0.69	0.42	
	stone, %	0.00	57.56	5.89	13.32	0.89
	,	0.00	35.56	4.23	6.82	
	$\rho_{\rm b}$, Mg m ⁻³	1.41	1.86	1.62	0.13	< 0.01
		1.29	1.61	1.45	0.10	
	$k_{\rm s}, {\rm cm}{\rm h}^{-1}$	0.20	81.60	9.07	18.84	0.02
		0.80	116.50	27.55	31.45	
	$\theta_{\rm sat},{\rm m}^3{\rm m}^{-3}$	0.33	0.51	0.39	0.05	< 0.01
		0.38	0.57	0.49	0.06	
	$z_{\rm max}, {\rm m}$	0.20	0.80	0.48	0.21	0.67
		0.30	0.88	0.52	0.19	
	S _{max} , mm	44.10	215.00	116.21	52.75	0.55
		67.00	176.70	127.60	33.76	
	topographic	attributes				
	<i>h</i> , m	4.70	41.20	25.67	11.76	0.96
		5.40	41.10	25.95	11.61	
	<i>d</i> , m	3.10	149.40	72.01	51.55	0.98
		0.20	150.10	72.14	52.32	
	slope, %	1.80	8.30	5.74	2.16	
	TWI	3.00	7.50	5.22	1.55	

OM: organic matter content, ρ_b : bulk density, k_s : saturated hydraulic conductivity, θ_{sat} : saturated moisture content, z_{max} : maximum soil depth, S_{max} : water storage capacity, *slope*: average slope of grid cells around the measurement location, *TWI*: topographic wetness index, *h*: relative elevation with respect to the catchment outlet, *d*: distance to stream, *SD*: standard deviation.

The lowest S_{max} was found at hilltop areas with shallow soils, such as locations 4 and 8. Differences in relative elevation between adjacent IR and UC locations showed an intense erosion process at the catchment, resulting in small mounds surrounding the olive trees. The landform is characterized by a short south-facing slope (locations 2 and 3) and a longer mainly oriented to north direction (Figs. 1 and 2). The relief of latter shows a flat area at location 11 evolving in a convex shape toward locations 5 and 6, where again returns to evolve in the same way to location 1 (from concave to convex shape). The higher values of topographic wetness index were found at location 7. Location 9, at hilltop position, also received an important fraction of water whose was directed to location 9 and can explain the formation of the gully at this position.

3.2. Meteorology and soil moisture data

From Sept. 2011 to Sept. 2012 cumulative rainfall was 357 mm, approximately one third of the rainfall observed from Sept. 2012 to Sept. 2013 (1108 mm). The latter was mainly concentrated during four different periods: a shower of 91 mm in Sept., from Oct. to Nov. 2012 (352 mm), during January 2013 (155 mm) and from Feb. 2013 to April (431 mm), as shown in Fig. 4. Notwithstanding the

differences in precipitation, the cumulative potential evapotranspiration was near 1200 mm for both years. Consequently the soil moisture evolution showed long dry periods with lower contents at UC than at IR (Fig. 4).



Fig. 4. Evolution of rain intensity and potential evapotranspiration throughout the study period. The measured 0.05 m volumetric soil moisture content for location 2 at under canopy, UC, and at inter-row, IR, area is shown at the bottom.

Eighteen rainfall pulses were identified with highly variable characteristics (Table 2) and used to evaluate the catchment wetting. The first two events corresponded to well-separated rainfall pulses, while the others pertained a longer rainy period (pulses 3-18).

Table 2. Characteristics of the selected rainfall events including the spatial average value of S_i^* at inter-row, IR, and at under canopy, UC, positions.

avant	data	duration	*	14	P	S_i^*	
event	uate	duration	r _{mean}	nean P _{max} K		IR	UC
		days	mn	1 h ⁻¹	mm	[]]
1	15Jan12	0.82	0.83	1.53	13.3	0.51	0.39
2	27Jan12	0.36	0.90	3.40	8.1	0.70	0.61
rain 10 da	ays after				1.1		
3	13Jan13	0.19	0.28	3.91	9.3	0.64	0.54
4	16Jan13	0.61	0.77	1.79	14.6	0.71	0.56
5	17Jan13	0.99	1.13	12.11	64.2	0.82	0.70
6	20Jan13	0.40	0.77	2.90	11.6	0.74	0.69
7	22Jan13	0.53	0.55	3.45	11.0	0.77	0.72
8	24Jan13	0.62	0.59	4.03	19.9	0.76	0.71
9	25Jan13	0.61	0.28	3.91	12.8	0.76	0.69
rain betw	een 25Jan19	9Feb.			7.9		
10	19Feb13	0.62	2.26	6.14	56.4	0.69	0.53
11	21Feb13	1.65	0.80	3.93	49.4	0.80	0.69
12	28Feb13	0.99	0.46	3.05	22.6	0.76	0.63
13	4Mar13	8.99	0.47	6.11	135.8	0.79	0.65
rain betw	een 13-19Ma	r.			10.4		
14	19Mar13	0.90	1.64	7.57	36.1	0.86	0.78
15	22Mar13	1.49	1.00	3.86	26.9	0.85	0.79
16	29Mar13	0.35	2.88	5.52	25.9	0.86	0.79
17	31Mar13	1.27	1.10	3.68	16.7	0.88	0.83
18	03Apr13	2.29	0.56	4.95	20.7	0.85	0.80

These rainfall pulses are identified on top of Fig. 4 and their characteristics are summarized in Table 2. Events 3-18 accumulated from Jan. to April 2012 a total of 552 mm of rain water. The average rain intensity was 0.97 mm h⁻¹, and the maximum, at event 5, was 12.1 mm h⁻¹. On average the differences in S_i^* values between IR and UC was 0.09. 3.3. Water storage increment in the catchment

The evolution of ΔS is illustrated in Figs. 5 and 6 for two different rainfall pulses. The response of soil to a low rain

intensity event amounting 32.7 mm during two showers of 13 h of duration each one and an average value of S_i^* equal to 0.76 at IR (Table 2) can be observed in Fig. 5. The highest ΔS values were found at locations 7, 2 and 3, near the gully. Location 7 accumulated a total of 31.7 mm during the first pulse, overcoming the rainfall depth, 20.1 mm. Hilltop locations (4, 8, 10 and 11) showed values of ΔS near zero.



Fig. 5. Hourly evolution of rainfall and water storage change, ΔS , at the 11 location at inter-row areas for the rainfall events 8-9. For clarity, locations 4, 8, 10 and 11 with ΔS near zero were not plotted.

A similar behaviour was found for a more intense pulse (Fig. 6), falling 25.9 mm during 8 h, as well as a wetter profile with an average value of 0.86 for S_i^* at IR. The maximum ΔS value was found at location 2, with a cumulated water depth of 21.7 mm and a maximum ratio of 9.07 mm h⁻¹.



Fig. 6. Hourly evolution of rainfall and water storage change, ΔS , at the 11 location at inter-row areas for the flood event 16. For clarity, locations 3, 4, 8, 10 and 11 with ΔS values near zero were not plotted.

Both figures showed that response of soil to rain was quick, increasing the water storage with a lapse smaller than 1 h. The time interval between the end of rain and the peak of ΔS , *i.e.* ΔS_{max} , was observed around 1.5 h. Regarding the soil water release, deeper and more clayey locations showed a milder recession, such as sites 1 and 6.

The summary statistics of estimated ΔS_{max} during all events and sites are represented in Fig. 7. At IR the spatial behaviour showed the largest increases following channel routing, while the response at UC was more homogeneous with higher values at more distant locations. Overall ΔS_{max} was highest at UC as compared to IR, agreeing with the results of Bhark and Small (2003) but contrasting with observations of Moran et al. (2010). At individual locations, the differences between UC and IR were significant at hilltop positions (locations 4, 10 and 11). On the contrary, the IR sites close to the channel showed higher increments than at UC. Field observations evidenced that runoff occurred preferably in the central part of the IR lines as a result of the compacted soil surface by rolling machinery following NS direction and the lack of vegetation protecting the soil. Thus the higher ΔS_{max} at IR as compared to UC at lower sites can be explained by a larger water flow over the first, such as was observed at location 7 (Fig. 5).



Fig. 7. Box and whisker plots of maximum storage change estimated at selected events at inter-row (IR) and under canopy (UC) locations for each site and for the entire catchment. The line in each box represents the median, the box limits indicate the 25 and 75% quartiles, and the bars represent 1.5 times the hinge. Significant differences (**) between IR and UC at the 0.01 probability level are shown at the bottom. Symbols in the maps on the right represent the average value at each location.

3.4. Factors controlling water storage increment in the catchment.

Regardless of the position within the catchment and with respect to the tree (UC or IR), most of the variation in ΔS_{max} was mainly controlled by event rainfall water depth, while S_i^* can be considered as a second control mechanism (Fig. 8). The CART prediction provided fair results, with a Nash-Sutcliffe coefficient of 0.61, for an optimized tree of 6 branches. The strong influence of gross precipitation and antecedent soil moisture was also observed by Detty and McGuire (2010) in a forested watershed of New Hampshire, but they found that catchment runoff was generated primarily in the near-stream zones. S_{max} , linked to the profile depth, and bulk density were also associated with larger increases of ΔS_{max} .



Fig. 8. Regression tree analysis of factors associated with maximum water storage change, ΔS_{max} . Terminal nodes are the maximum water storage change for all the plots classified in that node. S_i^* : initial water content, S_{max} : water storage capacity, ρ_b : bulk density.

 S_i^* values showed a similar spatial distribution between IR and UC, except for locations 10 and 11 (Fig. 9). Shallow soils, such as location 2 and 9, had the lowest values of moisture, and vice versa, as it was observed for the flood events represented in Figs. 5 and 6. Overall the soil water loss was higher at UC than at IR, and can be explained by the water extraction of olive trees at UC and a larger hydraulic conductivity (Espejo *et al.* 2014).



Fig. 9. Box and whisker plots of initial water content at selected events at inter-row (IR) and under canopy (UC) locations for each site and catchment-wide. The line in each box represents the median, the boxes limits indicate the 25 and 75% quartile, and the external bars are 1.5 times the hinge. Significant differences between IR and UC at the 0.05 (*) and 0.01 (**) probability level are shown at bottom of figure.

The influence of other less relevant factors on ΔS_{max} according to the CART analysis are presented in Fig. 10. Distance to the gully was positively correlated with ΔS_{max} at UC, and vice versa at IR locations, as evidenced in Fig 7. For the remaining variables the trend was similar for both areas, although the relationships were more consistent at IR, possibly as a result of protection by the tree canopies. Locations of steeper slopes showed smaller ΔS_{max} in accordance with Sayama *et al.* (2011), as well as locations with lower sand contents. Likewise we observed that variations in profile bulk density reduced ΔS_{max} values.



Fig. 10. Relationship between average maximum water storage change, (ΔS_{max}) and distance to the gully, slope, sand content and profile bulk density variation at each location, both for inter row (IR) and under canopy (UC) areas.

3.5. Evolution of moisture profile during rain pulses.

Rainwater infiltrates into the soil and is transferred gradually to deeper soil layers by gravity forces. Thus typically shallow sensors detected the incoming water first (Fig. 11). However deeper sensors, near the bedrock, had larger changes of θ than those installed in the topsoil, suggesting a non-negligible influence of bedrock generating a preferential lateral subsurface stormflow in the soil bedrock interface (Graham *et al.* 2010). After rain ends the loss was usually very fast in this soil layer.



Fig. 11. Cumulative rainfall for event 11, and hourly evolution of volumetric soil moisture, θ , measured at different soil depths for locations 1 and 3.

Overall, higher θ was observed in the deeper horizons at locations with the highest ΔS_{max} , such as locations 3, 7 and 9 at IR, and location 4 at UC (Fig. 12), suggesting a strong influence in the generation of rain excess, as reported Graham *et al.* (2010) evaluating the dominant flow pathways and the role of bedrock in the well studied Maimai experimental watershed. Spatially it was independent of texture contents, in contrast to the results of Swarowsky *et*

al. (2011). On average, for all locations and events, in 44% of the cases the moisture change, $\Delta \theta_{max}$ at maximum depth was greater than measured in the topsoil at IR, roughly twice the value found at UC (22%). At both areas, IR and UC, the stronger correlation between the occurrence of higher θ in the deeper horizons and rain characteristics, was observed with the water amount (R²= 0.52).



Fig. 12. Box and whisker plots of maximum moisture change, $\Delta\theta_{max}$, measured at the different depths for selected events, at inter-row (IR) and under canopy (UC) locations. The line in each box represents the median, the boxes limits indicate the 25 and 75% quartile, and the external bars are 1.5 times the hinge. Dashed line represents a value of 0.05 m³ m⁻³.

4.- Conclusions

Field data showed that soil moisture response to rain pulses was very quick, as expected in this coarse soil. At inter-row, IR, the highest increments of profile soil water storage, ΔS , were observed at lower sites, near the gully, and at under canopy, UC, were found at hilltop locations. Spatial variability of water fluxes during events was preferably controlled by the water storage capacity of soil, S_{max} , and the initial moisture content, S_i^* , suggesting in general a greater infiltration at locations with deeper soil. Unusually large moisture increments in horizons close to the bedrock can be related with relevant downslope subsoil water-flow paths in this catchment.

Comparatively ΔS was slightly greater UC than at IR, suggesting the potential benefits of protecting the soil with vegetation on hillslopes. On the other hand, the water losses at during inter-storm periods were larger UC as a result of tree water consumption and a higher $k_{\rm s}$.

This work demonstrates the usefulness of distributed soil moisture measurements, to elucidate hydrological processes in agricultural mountain catchments, with complex slopes and strongly varying soil depth. The information that such soil moisture sensor networks provide is important for implementing site-specific soil management strategies that pursue moisture conservation by optimizing the use of the available soil water storage capacity across the catchment, and our next step will be the modelling of these processes. Acknowledgements. This work was supported by the MINECO, FEDER, 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-4782, in which the predoctoral and postdoctoral fellowship P-09 was conceded. Special thanks to IFAPA Centro Las Torres-Tomejil for assistance with the field and laboratory work. We are also very grateful to Mr. A. Zamudio, the owner of the "La Manga" farm for his support, and the Dpt. of Agricultural Engineering of the University of Cordoba.

5.- References

- Beven, K.J., and M.J. Kirkby. 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol. Sci. Bull.* 24, 43-69.
- Bhark, E.W., and E.E. Small. 2003. Association between plant canopies and the spatial patterns of infiltration in shrubland and grassland of the Chihuahuan desert, New Mexico. *Ecosyst.* 6, 185-196.
- CAP, Consejería de Agricultura y Pesca de la Junta de Andalucía. 2013. Red de Alerta e Informacion Fitosanitaria (RAIF). Available at: http://www.juntadeandalucia.es/agriculturaypesca/portal/servicios/estad isticas/servicio-de-informacion-agroclimatica/red-de-alerta-einformacion/datos-de-las-estaciones-agroclimaticas.html, accessed on
- 06/05/2013. Detty, J.M., and K.J. McGuire. 2010. Threshold changes in storm runoff generation at a till-mantled headwater catchment. *Water Resour. Res.*
- 46, W07525, doi:10.1029/2009WR008102.
 Espejo, A.J., J.V. Giráldez, K. Vanderlinden, E.V. Taguas, and A. Pedrera. 2014. A method for estimating soil water diffusivity from moisture profiles and its application across an experimental catchment. J. Hydrol. 516, 161-168.
- Espejo-Pérez, A.J. 2014. *Determination of hydrological and erosion patterns in agricultural catchments*. PhD. Thesis, University of Cordoba. http://hdl.handle.net/10396/12221.
- García del Barrio, I., L. Malvárez, and J.I. González. 1971. Mapas provinciales de suelos. Cádiz. Ministerio de Agricultura. Madrid.
- Gómez, J.A., T.A. Sobrinho, J.V. Giráldez, and E. Fereres. 2009. Soil management effects on runoff, erosion and soil properties in an olive grove of Southern Spain. *Soil Till. Res.* 102, 5-13.
- Graham, C.B., J.J. McDonnell, and R. Woods. 2010. Hillslope threshold response to rainfall: (1) a field based forensic approach. *J. Hydrol. 393*, 65-76.
- McMillan,H.K., and M.S. Srinivasan. 2015. Characteristics and controls of variability in soil moisture and groundwater in a headwater catchment. *Hydrol. Earth Syst. Sci. 19*, 1767-1786.
- Moran, M.S., E.P. Hamerlynck, R.L. Scott, and J.J. Stone, C.D. Holifield Collins, T.O. Keefer, R. Bryant, L. DeYoung, G.S. Nearing, Z. Sugg, and D.C. Hymer. 2010. Hydrologic response to precipitation pulses under and between shrubs in the Chihuahuan Desert, Arizona. *Water Resour. Res.* 46, W10509, doi:10.1029/2009WR008842.
- Pedrera-Parrilla, A. 2014. Integration of multiple signals of geophysical sensors to explore the soil at agricultural catchment scale. PhD. Thesis, University of Cordoba. http://hdl.handle.net/10396/12442.
- Press, W.H., S.A. Teukolsky, W.T. Vetterling, and B.P. Flannery. 2007. *Numerical recipes: The art of scientific computing*, 3rd ed. Cambridge Univ. Press, Cambridge, U.K.
- Sayama, T., J.J. McDonnell, A. Dhakal, and K. Sullivan. 2011. How much water can a watershed store? *Hydrol. Proc.* 25, 3899-3908.
- Semple E. C. 1931. The geography of the Mediterranean region: Its relation to ancient history. AMS Press, New York.
- Soil Survey Staff. 1999. Soil Taxonomy, 2nd ed. USDA Agr. Hbk. 436, Washington, D.C.
- Sumner G., V. Homar, and C. Ramis. 2001. Precipitation seasonality in eastern and southern coastal Spain. Int.J. Climatol. 21, 219-247.
- Swarowsky, A., R.A. Dahlgren, K.W. Tate, J.W. Hopmans, and A.T. O'Geen. 2011. Catchment-Scale Soil Water Dynamics in a Mediterranean-Type Oak Woodland. *Vadose Zone J. 10*, 800-815.
- 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 catchment under no-tillage with bare soil in Spain. *Earth Surf. Process. Landf.* 34, 738-751.

- 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.
- Wilks, D.S. 2011. *Statistical methods in the atmospheric sciences*. 3rd ed. Academic Press. Amsterdam.

ESTIMATING SUBSURFACE PROCESSES AT THE HILLSLOPE SCALE USING AN ARTIFICIAL SPRINKLING EXPERIMENT

A. Scaini^{1,2}, K. J. Beven^{2,3}, F. Fenicia⁴, J.F. Iffly¹, L. Pfister¹, and C. Hissler¹

¹Department of Environmental Research and Innovation (ERIN), Luxembourg Institute of Science and Technology, Belvaux, Luxembourg

² Lancaster Environment Centre, Lancaster University, Lancaster, LA1 4YQ, UK

³Geocentrum, Uppsala University, Uppsala, Sweden

⁴Eawag, Swiss Federal Institute of Aquatic Science and Technology, 8600 Dübendorf, Switzerland

RESUMEN. La cuantificación del flujo sub-superficial y de los procesos de transporte a escala de vertiente aun supone un reto. Los suelos estructurados y no saturados tienen unas heterogeneidades que es difícil tener en cuenta en los modelos. Experimentos de riego a escala de vertiente fueron desarrollados para generar parámetros necesarios a comprender los procesos de escorrentía prevalentes en una ladera forestada localizada en la cuenca del río Weierbach, en Luxemburgo. Dos experimentos de riego artificial fueron llevados a cabo bajo diferentes condiciones. Distintas propiedades fueron monitoreadas durante los experimentos, incluido medidas de humedad del suelo y de flujo a nivel de la trinchera. La interpretación de las medidas recolectadas sugiere que un proceso de tipo preferencial pueda ocurrir que lleve el agua en trayectorias rápidas.

ABSTRACT. The quantification of subsurface flow and transport processes at the hillslope scale remains a challenge. Structured, unsaturated soils exhibit heterogeneities that require detailed experimental investigations. Hillslope sprinkling experiments were conducted to understand and quantify runoff processes at a forested hillslope located in the Weierbach catchment, in Luxembourg. We conducted two sprinkling experiments under different conditions. Several variables were monitored during the course of the experiments, including soil moisture and trench flow. The interpretation of the various measurements suggested a preferential type of flow mechanism that drives water into flowpaths at the shallow subsurface.

1.- Introduction

Preferential flow is defined as the process of faster than average water movement through only a fraction of the pore space, thereby bypassing most of the matrix material (Gerke *et al.*, 2010). Preferential flow through macropores is responsible for rapid subsurface stormflow processes that often dominate hillslope response (Beven and Germann, 2013). These processes are difficult to quantify, and they are poorly represented in most hydrological models. The key subsurface transport processes and pathways from water and solutes at the hillslope scale remain arguably the main unresolved issue in the field of catchment studies (Cassiani *et al.* 2009). There is a perceptual belief that preferential flowpaths are important for the response at hillslope and catchment scales. However, it is unclear how well the various pathways are connected, or how much of the fast response of a catchment might be channelled along the preferential flow pathways (Beven, 2010).

Unsaturated flow processes are complex and highly nonlinear (Beven, 2014). In order to capture possible fast flow paths and preferential flow processes through the unsaturated flow, many studies were undertaken at the hillslope scale. The hillslope scale represents the scale at which plots scale processes (often very precisely defined in laboratory and column experiments) combine to yield a signature that ultimately becomes streamflow (Klaus et al. 2012). Experiments held under different conditions resulting in different types of responses could represent different components of the complexity of these processes (i.e. McGlynn et al. 2002). It was recently argued that the major controls on subsurface flow paths are not the standard measured parameters, such as surface topography and soil depth, permeability and texture, but rather other, more difficult to measure parameters, such as the microscale bedrock topography, bedrock permeability, and the lateral subsurface velocities (Graham et al. 2010).

The Weierbach is an experimental catchment in Luxembourg which has been the focus of experimental and modelling studies (e.g. Fenicia et al., 2013, Wrede et al., 2014). These studies have helped to characterize the hydrological behaviour of the Weierbach at the catchment scale. For example they have shown that the catchment hydrologic response is characterized by marked threshold behaviour. During wet conditions, hydrological response is significantly delayed with respect to rainfall, and dominated by pre-event water. During dry conditions, hydrological response is near concomitant to rainfall, and dominated by event water. The threshold response could be motivated by the 'fill-and spill' hypothesis (Tromp-van Meerveld and McDonnell, 2006). The small scale processes that are responsible for the catchment scale hydrological response, however, are still poorly understood. Questions such as what are the dominant flow pathways, where is water stored, and which processes are triggered under different wetness conditions remain to be investigated. Answering these questions require detailed experimental investigations, which are often beyond the scope of catchment scale studies.

2.- Objective

In order to investigate how the large-scale catchment behaviour can be interpreted in terms of smaller scale processes, a plot experiment has been designed.

Two experiments were performed at the plot scale in the Weierbach catchment, where we analysed the conditions needed in order to generate subsurface flow from the bottom of a slope (trench flow). To perform this analysis, we analysed the soil moisture response to the input of water during the two sprinkling experiments and combined this information to the start of the trench flow. The analysis of the water collected from the trench relative to the input was used to generate hypotheses on the behaviour of the system. Our objective is to relate the complexity of the subsurface processes at the plot scale to the emergent behaviour of the system at the catchment scale.

3.- Methodology

The Weierbach is a forested catchment underlain by schist. The altitude ranges from 422 to 512 m a.s.l (average slope of 11%) (Fig. 1). The soil type is classified as cambisol with an A horizon (0-5 cm depth), B horizon (5-40 cm depth), and C horizon (40-90 cm depth), which is mixture of weathered schist fragments and loamy deposits. Below 90 cm lies fractured Devonian schist bedrock (Juilleret *et al.*, 2011).

Soil physical properties and textural data are derived from laboratory analysis of core samples. Previous analysis of drill surveys conducted in the area showed the existence of periglacial cover beds that may store significant amount of water (Juilleret *et al.*, 2011). Analysis of the properties of the superficial soils (Dystic cambisols) in the plateau suggested that this part of the soil profile could be exposed to a constant water table during wet seasons (see Wrede *et al.*, 2014).



Fig. 1. Location of the Weierbach catchment, in Luxembourg. The location of the experimental hillslope is also shown.

The forested hillslope is located on the north facing slope (left bank) and has dimensions of approximately 6 x 8 m (Figure 2.A). Artificial irrigation experiments were carried out between the 31st of March and the 10th of April 2014 and between the 11th of March and the 16th of March 2015. A 3.5 m long trench was installed at the lower part of the experimental site (Figure 2.B). Subsurface flow was

collected at three different depths (25, 50, 130 cm). A gutter was inserted at each depth: one at the boundary between horizon A and B (25 cm depth), one at 50 cm depth, and the third in correspondence with the less fractured bedrock layer (approximately at 130 cm depth) (Figure 2.C). Each trough was equipped with a tipping bucket, recording at 5 minute intervals. Temperature and soil moisture Time Domain Reflectometry (TDR, 30 cm long probes) sensors were placed at 10 and 90 cm depths at three locations, recording at 15 min intervals.



Fig. 2. View the trenched hillslope (Fig 2.A), equipped trench face (Fig. 2.B) and the three gutters at 25, 50 and 130 cm depths (Fig 2.C).

The first experiment was conducted during relatively dry conditions (Antecedent Precipitation Index, API30=12 mm; API7=0.9 mm). On the plot, the average soil moisture content before the experiments started was 0.23 cm³ cm⁻³ at 10 cm depth and 0.4 cm³ cm⁻³ at 90 cm depth. The second experiment was conducted in slightly wetter and colder conditions (API30=50 mm, API7=8mm; soil moisture respectively 0.27 cm³ cm⁻³ at 10 cm depth and 0.35 cm³ cm⁻³ at 90 cm depth; average temperature of 5 °C at 10 cm depth, 7°C at 90 cm depth). The extent of water movement was estimated using a mass-balance approach.

4.- Results

In this study, we focus on the small portion of water that reached the subsurface flow collectors. Fast vertical water movement was observed, indicating the importance of vertical flow paths in the unsaturated zone. During the first experiment, the relative amount of lateral flow reaching the trench, was only a total of 24 l, equivalent of a 0.03 % of the total input sprinkled onto the surface. Similar results were observed during the second experiment: a total of 30 l was flowing to the trench (0.08%), meaning that most of the water was infiltrating to deeper layers.

Drainage efficiency was high; the response of the system was rather quick. Antecedent soil moisture was similar on both years, even though the amount of antecedent precipitation was higher in 2015. Soil moisture behaviour was very linear during the 2015 experiments, with a quick response to sprinkling. Soil moisture returned to its initial state within hours after the end of the sprinkling.

Table 1. Lag times for trench 1 and 2 and 3, and lag times for soil moisture response to the sprinkling (soil moisture sensors placed at 10 and 90 cm depth). During the first experiment, only the three last days of sprinkling generated trench flow.

	Lag times (min)					
day	Lag T1	Lag T2	Lag T3	Lag SM 10 cm	Lag SM 90 cm	
31/03/2014	х	x	х	30	135	
01/04/2014	х	х	х	105	135	
02/04/2014	х	х	х	40	85	
03/04/2014	x	x	х	30	105	
04/04/2014	х	х	х	30	75	
07/04/2014	х	х	х	15	45	
08/04/2014	285	х	х	13	30	
09/04/2014	65	145	395	15	30	
10/04/2014	15	90	165	35	50	
11/03/2015	125	405	х	80	95	
12/03/2015	125	245	х	80	110	
13/03/2015	130	235	х	75	105	
14/03/2015	165	240	х	30	75	
15/03/2015	80	120	х	70	85	
16/03/2015	75	95	х	70	100	

Experimental results show that the actual differences between the two experiments were not as pronounced as to consider the first to be "dry" and the second to be "wet", as one could have guessed from the API values. Conditions were rather similar during the sprinkling. Lag times during the second experiment got progressively smaller (see table 1). During the first part of the experiment in 2014, the lower soil moisture level needed more time to react respect to the second part of the experiment. In 2014 there was a progressively quicker response in the 90 cm depth, maybe due to the slightly warmer and drier conditions. The first experiment showed that the time needed for water to get deeper than 90 cm is changing according to the intensity of input and antecedent moisture condition. A change in the setup for the sprinkling intensities was operated on April, 07, 2015, day 5 of the experiment. As a consequence, timings were progressively shorter. Even though the sprinkling intensities were rather similar between the second part of experiment 1 and the whole experiment 2, there are some differences that are not easy to explain. The 130 cm depth collector was never activated during the experiment of 2015. Moreover, the time lag between the start of sprinkling and the beginning of the trench flow was always lower in the 2015 experiment than in the 2014 one. Even though the trench flow had not started over the first week of the first experiment, the soil moisture sensors reacted quicker.



Fig. 3. Trench flow and sprinkled rainfall during the first experiment (Fig 1.A), in 2014, and the second experiment, in 2015 (Fig 1.B). All plots have same legend. In 2014, we show only the days with trench flow. Note that there was no flow at the 130 cm deep trough during the 2015 experiment.

Given the few percentage of flow collected at the trench, it would not be possible to further analyse quantitatively the experimental results. To try to further investigate the reasons for this diverse behaviour, the movement of water and tracer through the first metre of soil was analysed. By doing so, we analyse the conditions that were needed in order to generate trench flow. In table 1 the trench responses as incipit of flow at each collector are shown. Rainfall patterns were fairly different over the two experiments. An improved sprinkling system allowed to simulate rainfall for longer time than the previous year. The trench flow was also distributed differently amongst the two years. In 2014 the three trenches were activated during the last 2 days of sprinkling (second and third plot in Figure 3.A). During the 2015 experiment, however, higher intensities did not appear to be generating more trench flow. On the contrary, no flow from the lower trough was observed (Figure 3.B).

5.- Discussion

The first experiment revealed a prevalent vertical drainage to deeper layers and the dependency of antecedent moisture and input intensity on the distribution of the pathways in the subsurface. The highly porous soil in this hillslope is responsible for the very strong prevalent vertical direction of flow through the subsurface. Throughout the two experiments, very little water was reaching the trench via lateral flow. Only during very heavy artificial rainfall we could detect some very rare trench flow. This simple methodology gives support to the hypothesis that flow is mostly one-dimensional in the unsaturated zone (as described in many unsaturated studies, i.e. Perkins et al. 2011). Results of the experiments suggest that water fluxes travel only vertically downwards to deeper layer, bypassing the trench. This analysis aims at studying the small amount of lateral flux and discuss its generation and characteristics. This first analysis allows the assumption of having two different behaviours in the shallow subsurface during wet and dry conditions to be rejected: the soil drainage system is too quick to generate any difference at this location implying a significant effect of preferential flows. The amount of flow at the trench during the first and second experiment are of a similar magnitude, and in both cases extremely low compared to the input flow (less than 1%). The difference is that on the first experiment more water is needed in order to wet up the system before having some lateral flow.

The differences between the two experiments allow us to hypothesize some additional processes going on at the shallow subsurface. The detection of water at deeper layers at same time than to the shallow trough indicates that some preferential flow occurs at the site. Quicker flow to the middle trench could be described by the progressively extended presence of schist fractured stones. The percentage of weathered schist fragments is increasing with depth (Juilleret et al. 2011; Wrede et al. 2014). The fractured schists are aligned in a parallel structure to the surface and extend out of the trench. Roots or connected fragments of schist stones oriented diagonally could be directing water that is infiltrating to deeper layers and drive it to the middle trench. This hypothesis seems plausible if we see the trench face and the way it gets wet under sprinkling conditions: the first areas to get saturated are around roots and stones. If this would be the case, we could assume that water passing through the system of stones and roots would be getting "transported" and quickly channelled to the 50 cm deep collector. This intermittent system of roots and stones would therefore act as a preferential flow mechanism and could quickly drive water through the shallow subsurface into the stream. Such behaviour could be present at bigger scale in the deeper layers (where a system of longer and bigger fractures is present) and cause the "fill and spill" response, retaining and releasing water according to the orientation of the deeper schist system. This hypothesis needs further testing.

We show that only with qualitative data we are able to improve our understanding of the subsurface of this location. Further analysis is required for capturing what is happening in the deeper soils. The interface between the shallow subsurface soils and the bedrock interface could be of a great importance and should be investigated. In particular, the location of closures in the fractured bedrock could be the driver for the "fill and spill" mechanism. A more detailed analysis including the effect of the intensity and distribution of inputs on the plot would improve the significance of the results.

Aknowledgments. Research funded by FNR core project ECSTREAM. The authors would like to thank all the colleagues that helped during the long field campaigns: Cristina Moragues Quiroga, Giovanni Corato, Jay Frentress, Michael Schwab, Núria Martínez Carreras, Marta Antonelli, Carlos Eduardo Wetzel, Olivier Faber, Laurent Gourdol, Renaud Hostache, Jerôme Juilleret and Aina Martínez Useros.

6.- References

- Beven, K. J., 2014. BHS Penman Lecture: "Here we have a system in which liquid water is moving; let's just get at the physics of it" (Penman 1965). *Hydrology Research*, 45(6), 727-736, doi:10.2166/nh.2014.130
- Beven, K. J., 2010. Preferential flows and travel time distributions: defining adequate hypothesis tests for hydrological process models. *Hydrological Processes*, 24(12), 1537-1547. doi:10.1002/hyp.7718
- Beven, K., & Germann, P., 2013. Macropores and water flow in soils revisited. Water Resources Research, (1931), 1-53.
- Cassiani, G., Godio, A., Stocco, S., Villa, A., Deiana, R., Frattini, P., & Rossi, M., 2009. Monitoring the hydrologic behaviour of a mountain slope via time-lapse electrical resistivity tomography. *Near Surface Geophysics*, 7(5-6), 475-486. doi:10.3997/1873-0604.2009013
- Fenicia, F., Kavetski, D., Savenije, H.H.G., Clark, M.P., Schoups, G., Pfister, L., & Freer, J., 2013. Catchment properties, function, and conceptual model representation: is there a correspondence? *Hydrological Processes*, 28(4), 2451-2467. doi:10.1002/hyp
- Gerke HH, Germann P, and Nieber J. 2010. Preferential and unstable flow: from the pore to the catchment scale. *Vadose Zone Journal 9*: 207-212. DOI: 10.2136/vzj2010.0059.
- Graham, C. B., Woods, R. a., & McDonnell, J. J. (2010). Hillslope threshold response to rainfall: (1) A field based forensic approach. *Journal of Hydrology*, 393(1-2), 65-76. doi:10.1016/j.jhydrol.2009. 12.015
- Juilleret, J., Iffly, J.F., Pfister, L., and Hissler, C., 2011. Remarkable Pleistocene periglacial slope deposits in Luxembourg (Oesling): pedological implication and geosite potential. *Bulletin de la Société des naturalistes luxembourgeois 112*, 125-130.
- Klaus, J., Zehe, E., Elsner, M., Külls, C., and McDonnell, J. J., 2012. Macropore flow of old water revisited: where does the mixing occur at the hillslope scale? *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 9(4), 4333-4380. doi:10.5194/hessd-9-4333-2012
- McGlynn, B.L., McDonnell, J.J., and Brammer, D.D., 2002. A review of the evolving perceptual model of hillslope flowpaths at the Maimai catchments, New Zealand. *Journal of Hydrology* 257, 1-26.
- Perkins, K. S., Nimmo, J. R., Rose, C. E., and Coupe, R. H., 2011. Field tracer investigation of unsaturated zone flow paths and mechanisms in agricultural soils of northwestern Mississippi, USA. *Journal of Hydrology*, 396(1-2), 1-11. doi:10.1016/j.jhydrol.2010.09.009
- Tromp-van Meerveld, H. J., and McDonnell, J. J., 2006. Threshold relations in subsurface stormflow: 2. The fill and spill hypothesis. *Water Resources Research*, *42*(2). doi:10.1029/2004wr003800
- Wrede, S., Fenicia, F., Martínez-Carreras, N., Juilleret, J., Hissler, C., Krein, A., and Pfister, L., 2014. Towards more systematic perceptual model development: a case study using 3 Luxembourgish catchments. *Hydrological Processes*, 29 (12), 2731-2750. doi:10.1002/hyp.10393

DINÁMICA DEL AGUA Y LA ENERGÍA EN TEJADOS DE CUBIERTAS VEGETALES SOBRE SUSTRATOS RECICLADOS: AVANCE DE RESULTADOS

A. Hayas¹, J. Ayuso¹, V. Contreras², D. Espada¹, J.V. Giráldez^{1,3}, G. Guzmán³, F.J. Jiménez¹, A. Laguna¹, A. López¹, A. Lora¹, E. Martín-Consuegra¹, A. Peña¹, L. Ramajo⁴, M. Ruíz de Adana¹, T. Vanwalleghem¹

¹Grupo de trabajo Techos Verdes, Universidad de Córdoba. <u>z22haloa@uco.es</u>

²Paisajes del Sur, S.L.

³ IAS, CSIC

⁴ Agencia de Obra Pública de la Junta de Andalucía.

RESUMEN. La protección ambiental urbana puede basarse en técnicas como la cubierta de edificaciones con sustratos artificiales en las que se mantiene una vegetación permanente. Aunque esta técnica se originó en regiones frías, se puede adaptar también a regiones más cálidas como el sur peninsular. Se han instalado unas parcelas experimentales, sobre un edificio de la Universidad de Córdoba, para analizar el balance de agua y energía en sustratos compuestos de materiales reciclados mezclados con un sustrato de jardinería. Se escogieron especies vegetales adaptadas al clima local y se implantó un sistema de riego. Varios sensores de humedad, temperatura y flujo de calor recogen la información necesaria para realizar los balances. Los resultados obtenidos en los meses de verano indican que se puede disipar gran parte de la energía incidente y reducir las temperaturas con respecto a las ambientales.

ABSTRACT. Urban environmental protection can be based on techniques such as buildings covered with artificial substrates in which a permanent vegetation is maintained. Although this technique originated in colder regions, it can also be adapted to warmer regions such as southern Spain. 6 experimental plots were installed on a building at the University of Cordoba, to analyze the water and energy balance in substrates composed of recycled materials mixed with gardening soil substrate. Plant species adapted to the local climate were chosen and a drip irrigation system was installed. Several humidity, temperature and heat flux sensors collect the information necessary to compute the balances. The results obtained indicate that during summer months much of the incident energy can be dissipated, and that the temperatures can be reduced with respect to ambient temperatures, as well as runoff coming from the rooftops can be reduced.

1.- Introducción

Los tejados de cubiertas vegetales o *tejados verdes* son una técnica pasiva de refrigeración que funciona como aislante natural, evitando que la radiación solar incida directamente sobre la estructura del tejado subyacente. Distintos estudios en los últimos años han demostrado que las cubiertas vegetales ayudan a mantener temperaturas más elevadas durante el invierno y más bajas durante el verano (Jaffal *et al.* 2012). El

sector de la edificación representa el 40% del consumo energético total de la Unión Europea (UE), con la consiguiente emisión de CO₂. Castleton et al. (2010) calculaban para Gran Bretaña que el ahorro energético con cubiertas vegetales puede ser del 45% en edificios sin aislamiento, y del 13% con él. Estos muestran que los edificios más antiguos tienen un mayor potencial de ahorro energético al adoptar la técnica de techos verdes. Aunque no existen estudios similares para Andalucía, con sus largos periodos cálidos en verano y fríos en invierno, su potencial de ahorro debe ser similar. Además, las cubiertas vegetales implican una beneficios adicionales sobre las técnicas de aislamiento tradicional, como la captación y retención de agua pluvial amortiguando avenidas y mejorando la calidad de agua de escorrentía (Graceson et al. 2013; Czemiel Berndtsson, 2010), reduciendo el impacto de ruido externo dentro de los edificios (Yang et al. 2010), fomentando la biodiversidad de la flora y fauna urbanas, y capturando CO2 por la vegetación (Bianchini y Hewage, 2012). Por todo ello las cubiertas vegetales constituyen un elemento esencial de los programas de rehabilitación energética de edificios con beneficios ambientales incluyendo la salud de los habitantes.

Para conseguir una mayor implantación de los cubiertas vegetales, es importante cuantificar su potencial de ahorro energético y establecer unas recomendaciones precisas para su inclusión en los protocolos de construcción de edificios. En la actualidad, estas recomendaciones generalmente están basadas en la experiencia práctica de contratistas y técnicos, o en unas normas establecidas para otros países y climas. Por lo tanto, carece de una justificación científica rigurosa válida para las condiciones andaluzas. Por otra parte, el ahorro energético de cubiertas vegetales es muy variable y depende de dos factores: el espesor del sustrato y su humedad. No se conoce tampoco la importancia relativa del balance de las cubiertas vegetales en el enfriamiento por evapotranspiración pero se podría evaluar con datos más completos (Or *et al.* 2013).

2.- Objetivos

El objetivo perseguido en esta primera fase del proyecto es evaluar la respuesta hídrica y el comportamiento energético de las diferentes mezclas de materiales usadas como sustrato para la vegetación. Los objetivos parciales son

- Caracterizar las variables meteorológicas durante el proceso.
- Determinar la evolución de la humedad de los sustratos en función de la meteorología y la estrategia de riego.
- Estimar el amortiguamiento térmico en los distintos sustratos.
- Determinar los flujos de calor y el ahorro energético en los distintos sustratos.

2.- Materiales y métodos

La implantación de las cubiertas vegetales se ha realizado en un edificio de la Universidad de Córdoba situado en el Campus de Rabanales. Los materiales utilizados para la composición del sustrato de las plantas han sido:

- 1. Arena reciclada mixta procedente de una planta de tratamiento de RCD cercana, Gecorsa.
- 2. Sustrato de jardinería.
- 3. Compost.

Se prepararon seis parcelas experimentales, de 14,78 m² de superficie y 10 cm de altura, empleando diferentes proporciones de los materiales, como se recoge en la tabla 1. Se dispuso, además, de una parcela de referencia de 4 m² cubierta con cantos rodados similares a los usados en las cubiertas tradicionales.

Tabla 1. Composición volumétrica de las parcelas.

	Parcela					
	1	2	5	6	4	3
Árido reciclado (%)	0	25	50	75	50	25
Sustrato de jardinería (%)	100	75	50	25	0	0
Compost (%)	0	0	0	0	50	75
Símbolo	S100	S75	S50	S25	C50	C75



Fig. 1. Disposición de las parcelas

Se midieron la humedad y la temperatura de las parcelas con una amplia batería de sensores siguiendo el diseño de la figura 2. En cada parcela se han dispuesto dos sensores de humedad (Campbell CS616) y dos repeticiones de cinco termistores (Campbell L-107) colocados a distintas profundidades, así como dos sensores de flujo de calor (Hukseflux) entre la cubierta y el forjado en las parcelas S100, S75 y S50.



Fig. 2. Disposición de los sensores, triángulos, en el perfil de las parcelas.

Los datos meteorológicos se obtienen de la estación climatológica del Servicio Central de Apoyo a la Investigación (SCAI) de la Universidad de Córdoba, situado en el Campus de Rabanales.

3.- Resultados

La figura 3 muestra la evolución de algunas de las variables meteorológicas medidas (precipitación, humedad relativa del aire y evapotranspiración potencial) y del riego aplicado en la fase de establecimiento de las plántulas, durante los meses de julio y agosto de 2015. Durante este periodo solo cayó un chubasco de 3,2 mm el 8 de agosto, que causó un descenso de la evapotranspiración potencial (E_0) a 3,3 mm d⁻¹. Para el resto del periodo, la ETO fluctuó entre 7 y 9 mm d⁻¹, con un progresivo descenso hasta 5 mm d⁻¹ a finales de agosto.



Fig. 3. Evolución de la precipitación, humedad relativa del aire y evapotranspiración potencial, y del riego aplicado durante julio y agosto.

Dado que durante el periodo de estudio las condiciones meteorológicas se han mantenido prácticamente constantes, las variaciones en las dosis de riegos han inducido cambios de la humedad registrada por los sensores en las diferentes parcelas (Fig. 4). No obstante, los chubascos del 8 de agosto, 3.2 mm, y del 16 de septiembre, 10 mm, han causado un rápido incremento de la humedad en los días posteriores descendiendo posteriormente. En la misma figura se observa que la parcela 4, compuesta por árido reciclado y compost en partes iguales, retiene más humedad que cualquier otra durante todo el periodo. La parcela 2, (75% sustrato de jardinería y 25% árido reciclado), es la que menor humedad muestra la mayor parte del tiempo, salvo en la época previa en al que se aplicaron mayores dosis de riego para facilitar el arraigo de las plantas, (17 - 28 de julio). La parcela 1

compuesta íntegramente por sustrato de jardinería muestra una escasa sensibilidad a las variaciones en la dosis de riego y a la ocurrencia de chubascos de baja intensidad (3.2 mm), aunque en lluvias de mayor intensidad (10 mm), registra un rápido aumento.



Fig. 4. Dinámica de la humedad (% volumen) registrada entre el 1 de julio y el 30 de septiembre en las parcelas, frente a la dosis de riego (mm) y la precipitación (3,2 mm el 8-08-2015 y 10 mm el 16-09-2015).

Por lo anómalo del verano en el Sur de la península se seleccionaron cuatro días representativos de la serie de datos (16 de julio, 7, 10 y 24 de agosto) para realizar un análisis exploratorio del comportamiento térmico de las parcelas. La energía diaria transferida en las parcelas que contaban con placas de flujo fueron sustancialmente menores que las obtenidas en la parcela de referencia para los mismos días (Fig. 5). En el caso de la parcela 1 para el 7 de agosto se logró un ahorro del 92.5 % con respecto a la parcela de referencia (Fig. 6).



Fig. 5. Energía diaria transferida en $W \cdot h/m^2$ en los días seleccionados. En rojo ganancia, y en azul pérdidas energéticas.



Fig. 6. Ahorro energético diario en % en los días seleccionados. Ahorros estimados respecto a la parcela de referencia.

Finalmente se observó que, con respecto al sensor situado en la parte superior de la parcela, los sensores situados justo por encima del forjado presentaban un efecto de amortiguamiento térmico que variaba, en función de los días seleccionados y en las parcelas estudiadas, con valores comprendidos entre unos 2°C y 16°C (Figs. 7 y 8). Se detectó también un desfase de las temperaturas máximas de entre 2 y 6 horas. En general se observa que, los sustratos utilizados reducen las temperaturas máximas durante el día y a mantienen las temperaturas nocturnas.



Fig. 7. Temperatura medida con los termistores situados en el perfil de la parcela 1 el 10 de agosto de 2015 y, amortiguamiento térmico y desfase registrados entre los sensores situados en la parte alta del perfil y los situados por encima del forjado.



Fig. 8. Amortiguamiento y desfase observados en las parcelas 1, 2 y 5 en los días 16 de julio, 7, 10 y 24 de agosto de 2015.

4.- Conclusiones

Este informe representa un avance de resultados especialmente en las 3 parcelas que están equipados con sensores de flujo de calor y en 4 días representativos del verano de 2015 en la ciudad de Córdoba. Destacan:

- Existe una diferencia importante entre el comportamiento hídrico de los sustratos, la presencia de áridos reciclados parece aumentar la capacidad de retención de agua. El compost tiene el mismo efecto. Sin embargo, la parcela de sustrato comercial se ve menos afectada por la disminución del riego.
- Los cubiertas estudiadas reducen los valores máximos de temperatura durante el verano y retrasan la hora de la temperatura máxima en interior.
- La reducción de las temperaturas máximas está relacionada con la humedad de los sustratos, disminuyendo el efecto aislante con ésta.

- Los sustratos utilizados en las parcelas ejercen un efecto provechoso sobre el balance energético, ahorrando entre un 62 y un 93 % con respecto a la parcela de referencia.
- En el futuro, se pretende estudiar con más detalle en nexo agua-energía.

5.- Bibliografía

- Berndtsson, J.C. 2010. Green roof performance towards management of runoff water quantity and quality: A review. Ecol. Eng. 36, 351-360.
- Bianchini, F. y Hewage, K. 2012. How 'green' are the green roofs? Lifecycle analysis of green roof materials. Build. Environ. 48, 57-65.
- Castleton, H. F., Stovin, V., Beck, S. B. M. y Davison, J. B. 2010. Green roofs; building energy savings and the potential for retrofit. Energ Buildings. 42, 1582-1591.
- Graceson, A., Hare, M., Monaghan, J. y Hall, N. 2013. The water retention capabilities of growing media for green roofs. Ecol. Eng. 61, 328-334.

LA FECHA DE MATADO COMO CLAVE DEL ÉXITO DE LOS CULTIVOS CUBIERTA

M. Alonso-Ayuso¹, J.L. Gabriel¹, M. Quemada¹

¹Departamento de Producción Agraria, ETSI Agrónomos, Universidad politécnica de Madrid, Av. Ciudad Universitaria, 28019, Madrid. maria.alonso.ayuso@gmail.com; joseluis.gabriel@upm.es; miguel.quemada@upm.es

RESUMEN. Una de las críticas realizadas a los cultivos cubierta (CC) es la competición por los recursos que puede producirse con el cultivo principal que se establece después. Se realizó un ensayo para estudiar el efecto de la fecha de matado del CC sobre el contenido de agua y nitrógeno (N) del suelo. Los tratamientos comparados fueron el barbecho y un CC sembrado en octubre y matado en dos fechas en primavera. Se estudiaron numerosas variables relativas a la biomasa del CC y su composición, el N inorgánico. Se midió diariamente la humedad del suelo hasta 1.2 m de profundidad en intervalos de 0.2 m. El riesgo de competición por agua y nutrientes se redujo con la fecha de matado temprana, que conservó el agua de lluvia entre ambas fechas y permitió más tiempo para la liberación de N. La fecha de matado resultó ser crucial para optimizar los beneficios derivados de los CC y minimizar sus posibles desventajas.

ABSTRACT. Competition for essential resources with the subsequent crop is a potential negative effect of cover crops (CC). An experiment was conducted to study the effect of cover crop kill-date on soil water and nitrogen (N) content. Treatments were fallow and a CC mixture sown in October and killed on two different dates in spring. Variables concerning CC biomass and its composition, and inorganic N, were determined. Soil water content was monitored daily to a depth of 1.2 m, in 0.2 m interval. The early kill date decreased the risk of water and N pre-emptive competition by preserving rain harvested between kill dates, and allowed more time for N release in spring. Kill date proved to be a crucial tool to optimize CC benefits and minimize its disadvantages.

1.- Introducción

La sustitución del barbecho por cultivos cubierta (CC) en sistemas agrícolas permite obtener numerosas ventajas medioambientales (Tonitto *et al.* 2006): pueden mejorar la estabilidad de agregados de suelo, la capacidad de retención de agua, aportar nutrientes, o suprimir enfermedades. Además, los residuos que cubren el suelo tras el matado pueden proteger mejor al suelo frente a la erosión y ayudar al control de flora arvense, así como conservar la humedad del suelo (Thorup-Kristensen *et al.* 2003). Sin embargo, un manejo inapropiado de los CC puede tener efectos negativos sobre el cultivo comercial que se establece después, como podría ser una posible competición por agua y nutrientes (Stipesevic y Kladivko, 2005). La elección de la fecha de matado o terminación de los CC es un factor de manejo

crucial para determinar su éxito (Benincasa *et al.* 2010). Experimentos previos han mostrado cómo un retraso en dicha fecha de tan solo varias semanas en primavera puede tener un efecto importante en la competición por agua y N con el cultivo que se establece después, en el control de nitrato lixiviado y en la conservación de la humedad (Clark *et al.* 2007). Sin embargo, sigue sin haber consenso en cuanto a las ventajas y limitaciones de posponer el matado; por lo que un mejor entendimiento del efecto del CC y de su residuos en las dinámicas de agua y N podría mejorar nuestra habilidad para elegir una fecha de matado y maximizar así los beneficios de los CC en el sistema.

El efecto de la fecha de matado en la disponibilidad de agua en el suelo se basa en el balance entre el agua extraído por el CC durante su desarrollo y la evaporación prevenida por el residuo que queda sobre la superficie a modo de mulch. Algunos autores han observado que a pesar de una mayor extracción de agua en el suelo por parte de los CC al retrasar el matado en primavera, sería compensable debido a la conservación de la humedad por el residuo (Clark et al. 2007). Sin embargo, otros experimentos mostraron que cuando las precipitaciones son bajas, la conservación de humedad del suelo debido al mulch no compensaría la extracción de agua del suelo al retrasar el matado del CC, pudiendo tener un efecto negativo en el rendimiento del cultivo comercial que se establece después (Krueger et al. 2011). De la misma manera, el posponer dicha fecha de matado potenció la competición por N al agotarse el suelo por la extracción del CC y una lenta liberación debido al elevado ratio C/N del residuo (Thorup-Kristensen et al. 2003). Las especies de leguminosas podrían compensar este efecto fijando más N₂ cuando se retrasara el matado (Tosti et al. 2012). Los balance de agua y N dependen de varios factores, todos ellos afectados por la fecha de matado, como son por ejemplo, la acumulación de biomasa aérea, la cobertura del suelo, o la extracción de N. La composición química de los residuos, como el contenido en fibra o el ratio C/N son igualmente importantes pues influyen en la descomposición del residuo y determinarán su persistencia al cubrir el suelo como un mulch (Wagger et al. 1998).

Un estudio combinado del crecimiento de CC, de la cobertura del suelo, y de las dinámicas de agua y N contribuiría a un mejor entendimiento del efecto de la fecha de matado y permitiría mejorar las prácticas de manejo de los CC. Este experimento se llevó a cabo durante dos años para estudiar el efecto de la fecha de matado en los siguientes factores: (i) crecimiento y contenido de N del CC; (ii) composición química y
calidad del residuo del CC; (iii) dinámica de N inorgánico del suelo y N potencialmente mineralizable; y (iv) contenido de agua del suelo.

2.- Material y métodos

2.1.- Localización. Diseño experimental

El ensayo tuvo lugar entre octubre de 2011 y noviembre de 2013 en la estación experimental de La Chimenea (40°03'N, 03°31'W, 550 msnm), ubicada en la cuenca del río Tajo, en Aranjuez (Madrid). La clase textural del suelo es francoarcillo-limosa (Soil Survey Staff, 2014) con un elevado contenido en materia orgánica y carbonatos, y un pH de 7,5. El clima es semiárido mediterráneo (Papadakis, 1966) con una alta variabilidad interanual (Fig. 1). Los datos meteorológicos se registraron durante todo el período experimental.

El experimento consistió en doce parcelas (15 m x 12 m) asignadas al azar, de tres tratamientos (barbecho y dos fechas de matado del CC) con cuatro repeticiones. El tratamiento de CC consistió en una mezcla de 30% de cebada (Hordeum vulgare L., cv Vanessa; 53 kg ha⁻¹.) y un 70% de veza (Vicia villosa L., cv Vereda; 45 kg ha⁻¹) sembrado a mano a principios de octubre (06/10/2011; 08/10/2012). Todos los tratamientos recibieron 18 mm de riego en la fecha de siembra con un sistema de riego por aspersión (9,5 mm h⁻¹) con el fin de asegurar un establecimiento uniforme. La primera fecha de matado (PF) ocurrió a mediados de marzo (13/03/2012; 14/03/2013), cuando la cebada estaba al final de la etapa de comienzo de espigado y la veza en la etapa de elongación del tallo. En las parcelas de segunda fecha de matado (SF), el CC se mató a mediados de abril (9/04/2012; 13/04/2013), cuando la cebada estaba en la etapa de crecimiento de la inflorescencia emergente y la veza en etapa de elongación del tallo (Tabla 1). El matado consistió en la aplicación de glifosato (Nfosfonometilglicina, 2%) seguido por un pase de segadora. El último día de abril fue elegido como fecha de siembra hipotética (FHS) para ambos años, ya que es una fecha típica para la siembra de cultivos comerciales de verano en la zona. El FHS representa el comienzo del período de "mulch", durante el cual el residuo del CC permaneció en el suelo. Para comparar el efecto del residuo como acolchado sobre la conservación del agua en el suelo (CAS) se homogeneizó mediante la adición de agua a las parcelas más secas (30,5 mm a en PF y 35,5 mm en la SF) en abril de 2012. Debido a que las precipitaciones fueron abundantes en marzo de 2013, no se añadió agua.

El experimento se realizó en un campo cultivado con triticale durante los dos años anteriores y que no recibieron enmiendas orgánicas o fertilizante nitrogenado durante cuatro años previos al ensayo.

Tabla 1. Fechas relevantes del ensayo

	campaña 2011-2012	campaña 2012-2013
Siembra del CC	06.10.2011	08.10.2012
Emergencia del CC	13.10.2011	15.10.2012
1ª fecha de matado (PF)	13.03.2012	14.03.2013
2ª fecha de matado (SF)	09.04.2012	10.04.2013

2.2.- Cobertura del suelo (CS) y biomasa del CC

Para medir la biomasa aérea y la CS en cada parcela, se marcaron cuatro cuadrados de 0.5 m x 0.5 m después de la siembra de la CC. Cada dos semanas se tomaron imágenes de la cobertura y posteriormente fueron analizadas con el programa SigmaScan Pro[®] (Systat Software Inc, Chicago, IL, EE.UU.), basado en colorimetría (Richardson *et al.* 2001). La evolución de la CS se ajustó a la función de Gompertz (Bodner *et al.* 2010), y se calcularon los gradosdías acumulados (° C d) hasta que la CS alcanzó el 30% (t₃₀) y el 80% (t₈₀).

Previo al matado, la biomasa aérea de los cuadrantes se cortó, se secó en un horno a 65° C, y se pesó. La concentración de C y N en la biomasa aérea se determinó para cada submuestra de cada especie en cada parcela. La fijación del N₂ atmosférico por la leguminosa se estimó mediante el método de abundancia natural (Unkovich *et al.* 2012). La calidad del residuo para cada especie y en cada parcela, se evaluó mediante la estimación de fibra neutro detergente (FND), fibra ácido detergente (FAD) y lignina (L) (Goering y Van Soest, 1970).

2.3.- Contenido de N inorgánico en el suelo (N_{min})

Cuatro muestras de suelo fueron tomadas en cada parcela a una profundidad de 1.2 m, en intervalos de 0.2 m, con una barrena, justo antes de la siembra de la CC, después de la segunda fecha de matado de cada año, y al final del experimento. Se realizaron extracciones para cada submuestra con KCl 1M que posteriormente fueron analizados para la determinación de concentración de nitrato y amonio (Keeney *et al.* 1982; Crooke, 1971).

2.4.- Mineralización potencial de nitrógeno del suelo (N₀)

La mineralización potencial de nitrógeno del suelo se estimó adaptando el procedimiento de incubación aerobia propuesto por Stanford y Smith (1972).

El N₀ y la tasa de mineralización constante (k) se estimaron después de ajustar un modelo de regresión exponencial (N_t = N₀ exp (kt)) para describir el N mineralizado acumulado (N_t) con el tiempo (t) en cada muestra de suelo.

2.5.- Contenido volumétrico de agua en el suelo (CAS)

El CAS se registró diariamente durante el ensayo de campo usando la sonda de capacitancia EnviroScan[®]

(Sentek Pty Ltd, Stepney, Australia). Las lecturas del sensor se automatizaron y se almacenaron en un registrador de datos, descargándose semanalmente. Para garantizar la fiabilidad de la medición, se llevó a cabo un procedimiento de normalización y calibración previo (Gabriel *et al.* 2010). El conjunto de datos de CAS se compuso de dos temporadas de CC, que comenzaron antes de la siembra en octubre y duró hasta agosto de cada año, y se utilizó para estudiar el efecto de la CC y de sus residuos como mulch en la humedad del suelo.

2.6.- Análisis estadístico

Se realizaron análisis de varianza (ANOVA) para cada variable, aplicando un test post-hoc de Tukey con un nivel de probabilidad de 0.05 ($P \le 0,05$). El modelo de Gompertz se ajustó a la C y la mineralización potencial de N se ajustó a la mineralización acumulada N utilizando un procedimiento de regresión no lineal.

3.- Resultados

3.1.- Condiciones climáticas

El primer año experimental fue más seco que el segundo (Fig. 1). En el primer año, la precipitación fue sustancialmente inferior (298 mm) que la del promedio de 30 años, mientras que en el segundo, fue superior (408 mm). Las diferencias se produjeron principalmente en primavera; de marzo a mayo. El resto de la temporada fue bastante similar en ambos años a excepción de precipitaciones intensas a finales de septiembre de 2012.



dos campañas (2011-2012; 2012-2013) del ensayo

3.2.- Cobertura del suelo, biomasa aérea y contenido de N

La CS siguió un modelo de Gompertz clásico (Fig. 2). La primera fecha de matado ocurrió entre 157 y 159 días después de la siembra (~ 1200°C d) mientras que la segunda se produjo entre 184 y 186 días después de la siembra (~ 1500°C d). Se observaron diferencias en la CS máxima alcanzada: 85% en 2012 y 100% en 2013. Ambos años, la máxima CS fue alcanzada en la primera fecha. El suelo continuó cubierto por el residuo del CC más de seis meses después del matado.



Fig. 2. Evolución de la cobertura del suelo (CS) durante los periodos de crecimiento del cultivo cubierta. Las flechas señala el momento de matado. Las líneas muestran el modelo de Gompertz ajustado a los valores observados. Se muestran los modelos ajustados así como los tiempos térmicos hasta que la CS alcanza el 30% y 80% de cobertura.

La biomasa aérea se incrementó desde PF a la SF aproximadamente 2000 kg ha⁻¹, debido principalmente al incremento de la cebada (Fig. 3). Sin embargo, no se encontraron diferencias en la biomasa de veza entre las fechas de matado. Al final del periodo de mulch, la cantidad de residuo que quedó en la superficie del suelo era mayor en la SF que en el tratamiento de PF. Para ambos tratamientos, el suelo quedó completamente cubierto.

La concentración de N en la biomasa aérea fue mayor en la PF que en la SF. La concentración en la mezcla disminuyó de 2,7 hasta 2,3% en 2012 y de 3,2 a 2,6% en 2013. Como era de esperar, la veza tuvo una concentración mayor que la cebada. Las diferencias en el contenido de N entre PF y SF, calculado como el producto de la biomasa aérea y la concentración de N, no fueron significativas para la mezcla o la veza (Fig. 3). Sin embargo, el contenido de N en la cebada en SF fue mayor que en PF: la absorción de N aumentó desde 79 hasta 107 kg N ha⁻¹ en 2012, y 97-115 kg N ha⁻¹ en 2013. La veza alcanzó elevadas tasas de fijación de N2 atmosférico durante el experimento. En la primera temporada, la fijación de N₂ atmosférico fue superior al 80% y de 100% en la segunda. Sin embargo, no se encontraron diferencias entre las fechas de matado.



Fig. 3. Biomasa (A), concentración de N (B) y contenido de N (C) para la veza (Ve), cebada (Ce) y mezcla (Mix) medidos para la primera y segunda fecha de matado. Los valores son la media de los dos años de ensayo. Las letras sobre las barras indican diferencias entre las fechas de matado para cada especie; los asteriscos indican diferencias entre especies para cada fecha de matado.

Las fracciones de calidad del residuo entre ambas fechas variaron significativamente (Fig. 4). Las fracciones FDN y FAD se incrementaron al retrasar la fecha de matado. Las diferencias en la fracción de lignina sólo fueron significativas en la cebada y la mezcla en 2012. La relación C/N de los residuos fue siempre inferior para PF que para SF.



Fig. 4. Fracciones de fibra neutro detergente (A), y de fibra ácido detergente (B) y ratio C/N (C) para la veza (Ve), cebada (Ce) y mezcla (Mix) medidos para la primera y segunda fecha de matado. Los valores son la media de los dos años de ensayo. Las letras sobre las barras indican diferencias entre las fechas de matado para cada especie; los asteriscos indican diferencias entre especies para cada fecha de matado.

3.3.- Nitrógeno inorgánico en el suelo (N_{min})

Al principio del experimento, la cantidad total de N_{min} en el perfil era 145 kg N ha⁻¹, ubicado principalmente en la capa superficial (Fig. 5). Durante el primer período de CC, el N_{min} del suelo aumentó en el tratamiento de barbecho, en particular en la parte superior, mientras que disminuyó en el resto de tratamientos. Durante el período de mulch, el N_{min} del suelo en el tratamiento de barbecho aumentó ligeramente, mientras que, en los tratamientos de CC, se incrementó en gran medida en las capas superiores del suelo; aunque no se observaron diferencias entre los tratamientos de CC.

Durante el segundo periodo de crecimiento del CC, el N_{min} suelo disminuyó en todos los tratamientos. Después del matado del CC en abril de 2013, el N_{min} fue de 84 kg N ha $^{\!\!\!1}$ en el tratamiento SF y de 140 kg N ha⁻¹ en los demás. El tratamiento PF acumuló más N_{min} en las capas superiores, debido probablemente a una temprana mineralización que se produjo entre la fecha de matado y el muestreo de suelo (4 semanas). Al final del período de mulch en noviembre de 2013, se produjo un gran aumento en N_{min} suelo en todos los tratamientos. No se observaron diferencias en N_{min} acumulado en el perfil del suelo (~ 245 kg N ha⁻¹), pero sí en la distribución en profundidad. En la SF, la mayoría del N_{min} (~ 70%) se ubicó en la capa superior (0-40 cm), mientras que solo el 29% estaba en la capa superior en el tratamiento de barbecho. Del mismo modo, mientras que más del 40% de N_{min} suelo estaba ubicado en la capa inferior en el barbecho, solo menos del 16% estaba en la capa inferior en SF. La distribución de N_{min} en el tratamiento de PF se situó entre los otros dos tratamientos.

3.4.- Mineralización de N potencial en el suelo

El N₀ fue mayor en los suelos del tratamiento de SF $(34 \text{ mg N kg}^{-1} \text{ de suelo})$ que en los del barbecho $(24 \text{ mg N kg}^{-1} \text{ de suelo})$. El N₀ del tratamiento de PF tuvo un valor

intermedio. No se observaron diferencias entre los tratamientos para el valor de la tasa de mineralización.



Fig. 5. Nitrógeno inorgánico (kg N ha^{-1}) en el perfil del suelo hasta 1.2 m de profundidad para los tratamientos de barbecho, y primera y segunda fechas de matado, en los diferentes momentos de muestreo.

3.5.- Contenido de agua del suelo

El contenido de agua del suelo se vio afectado por la presencia de CC y por la fecha de matado (Fig. 6). Durante ambos períodos de crecimiento del CC, el CAS siguió un patrón similar. En el momento de siembra, los tres tratamientos comenzaron con un bajo CAS en todo el perfil (220 mm) en ambas temporadas, apareciendo sólo pequeñas diferencias en las capas superiores. La precipitación durante los tres meses siguientes a la siembra CC recargó el perfil del suelo, alcanzando un CAS superior a 300 mm en 2013 debido a las abundantes lluvias (Fig. 6a). No se observaron diferencias entre los tratamientos durante este período. Sin embargo, durante los siguientes tres meses, el CC extrajo el agua de los horizontes superiores, y en el momento de la primera fecha de matado, el CAS fue superior en el barbecho que en los tratamientos de CC. Tras esa primera fecha, el CAS en el tratamiento de PF varió con respecto a la SF dependiendo de las condiciones climáticas anuales: durante la primera temporada, no se observaron diferencias entre los tratamientos PF y SF, probablemente debido a la baja precipitación y en el momento de la segunda fecha de matado, ambos presentaron un CAS similar y superiores al barbecho. En cambio durante la segunda temporada, la alta precipitación que tuvo lugar entre ambas fechas matar recargó el perfil del suelo, y para el tratamiento PF, el CAS fue similar a la de barbecho, excepto en el horizonte más profundo del suelo (100-120 cm, Fig. 6e) donde el tratamiento de barbecho se mantuvo húmedo. Para la segunda fecha de matado de 2013, el CAS en el tratamiento SF fue menor, y las diferencias con la PF fueron evidentes hasta 80 cm, y hasta 120 cm con el barbecho.

Durante los períodos de mulch, aparecieron diferencias iniciales en la dinámica de CAS entre ambos años, pero al final se observó un patrón similar. Después de la aplicación del agua en abril de 2012, el CAS en el perfil entero en el FHS fue similar en todos los tratamientos (~ 262 mm). Durante los ciclos de humedad/secado que se produjeron en primavera y verano, los tratamientos de CC siempre retuvieron más humedad que en el barbecho, mostrando así la capacidad del mulch para reducir las pérdidas por evaporación de agua (Fig. 6). Aunque se observó una desecación más lenta en los tratamientos con

CC, no se apreciaron diferencias entre los tratamientos a finales de septiembre. En 2013, no se aplicó riego, y el CAS en todo el perfil del suelo fue menor para la SF que en los tratamientos de PF y de barbecho en la FHS. En este momento, no se observaron diferencias en CAS entre los tratamientos de PF y el tratamiento de barbecho en todo el perfil del suelo. Sin embargo, la capa superior de PF estuvo más húmeda que en el barbecho debido a la reducción de la evaporación del agua del suelo causada por el mulch de residuos (Fig. 6b). Durante el verano, las pérdidas de agua en la capa superior fueron superiores en el barbecho que en los tratamientos de CC, mostrando así el efecto del mulch. Al final del experimento, no se detectaron diferencias en el CAS para la totalidad del perfil, pero algunos horizontes superficiales de SF permanecieron más secos como resultado del agotamiento del agua causado por la extracción del CC durante su crecimiento.



Fig. 6. Contenido de agua del suelo observado utilizando sensores de capacitancia a diferentes profundidades para los tratamientos de barbecho (Ba), y primera fecha (PF) y segunda fecha (SF) de matado del cultivo cubierta.

4.- Discusión

El estudio confirmó que la fecha de matado tiene un efecto importante sobre factores clave del sistema suelo-planta, por lo que es un factor clave importante para el manejo de los CC (Alonso-Ayuso *et al.* 2014).

El retraso de la fecha de matado no aumentó la CS. Las diferencias observadas en la cubierta máxima alcanzada cada uno de los años son debidas a las diferencias en precipitación de cada uno de ellos. Nuestros resultados coinciden con los de los investigadores que mostraron la capacidad de la función de Gompertz asintótica para capturar las características de la evolución de la CS de varios CC (Ramírez-García et al. 2014). La CS es una variable importante utilizada en estudios relacionados con la erosión del suelo, la evaporación, el control de malas hierbas o la intercepción de radiación (Bodner et al. 2010). En el presente estudio, la CS varió con las condiciones meteorológicas estacionales: la estación seca 2011-2012 fue menos favorable para el crecimiento de CC que en la estación húmeda y suave del 2012-2013. En ambas temporadas, la CS fue superior al 80% ya se alcanzó en la fecha PF, así que no hay beneficios adicionales en términos de erosión del suelo o de control de malas hierbas al retrasar la fecha de matado.

Como era de esperar, el retraso de la fecha de matado aumentó la biomasa aérea de la mezcla. El aumento se debió principalmente a la cebada. La relación cebada/veza, fue de 3: 7, pero la cebada tuvo mayor competición debido a su tasa de crecimiento rápida (Ramírez-García et al. 2012). Una posible explicación para el gran predominio de cebada en nuestro estudio es que el N disponible en el suelo no fue un factor limitante (Ofori et al. 1987). Esta hipótesis es corroborada por los resultados obtenidos en el N tanto en planta como en suelo de nuestro estudio: la mayor parte del contenido de N en la mezcla de veza/cebada se acumuló antes de la fecha de PF. Se esperó que la veza fijara una cantidad significativa de N₂ entre ambas fechas (Tosti et al. 2012) pero no se observó un aumento en el contenido de N en la veza, de acuerdo con los resultados de Benincasa et al. (2010). La mayoría de los autores han encontrado que el contenido de N en mezclas de CC aumentó con el retraso del matado (Clark et al. 1997; Tosti et al. 2012), pero nuestros resultados mostraron que el principal efecto de retrasar la fecha de matado fue aumentar la biomasa aérea en lugar del contenido de N.

El efecto en la composición química de los residuos coincidió con resultados obtenidos por otros autores (Benincasa et al. 2010; Krueger et al. 2011). La concentración de N disminuyó de la primera a la segunda fecha de matado, siendo mayor para la veza. En las muestras de PF, la concentración de N en la cebada fue de 2,9% y de 2,2% en la SF, coincidiendo con datos de cebada cultivada como cultivo comercial utilizando fertilizantes nitrogenados sintéticos (Arregui y Quemada, 2008). Estos datos confirman que, ya sea porque no había cantidad N suficiente en la zona superficial del suelo, N en el suelo superficial o porque las raíces alcanzaron horizontes más profundos, la cebada no sufrió una falta de N. El aumento de las fracciones de fibra al retrasar la fecha de matado está relacionada con una disminución en la fracción lábil. Los aumentos en la fracción de lignina sólo fueron significativas en la cebada en la primera temporada, pero esto no es sorprendente, ya que sólo hubo tres semanas entre las fechas de matado, y el contenido de lignina es una variable menos sensible al cambio (Wagger *et al.* 1989). Es interesante observar que en la temporada más seca (2011-2012), los residuos de cebada y mezcla tuvieron un contenido significativamente menor de fibra y lignina que en la temporada húmeda. Esta reducción en los años secos se señaló previamente en un estudio llevado a cabo durante varios años y localidades en el estado de Washington (Stubbs *et al.* 2009). En general, nuestros resultados confirmaron que el retraso de la fecha de matado no sólo proporcionó más residuos de CC, sino que además éstos fueron más recalcitrantes a la descomposición. Esto puede ser particularmente interesante cuando el objetivo buscado es la preservación de la humedad del suelo, el control de malas hierbas, o una mayor liberación lenta de N.

El N₀ del suelo también se vio afectado por la fecha de matado dos años después de comenzar el experimento. El aumento de N₀ en los tratamientos CC mostró que los CC contribuyen al aumento de materia orgánica lábil en el suelo. Los CC añadieron sustrato para los microorganismos del suelo durante su periodo de crecimiento, y la descomposición de residuos aumentó las fracciones lábiles de materia orgánica (Thorup-Kristensen *et al.* 2003). La tasa de mineralización de N, un parámetro que depende principalmente de las condiciones ambientales, no fue diferente entre los tratamientos y se encontraron dentro de los rangos que pueden encontrar en la literatura (Quemada y Díez, 2007).

En consonancia con otros estudios, los CC absorbieron la mayor parte del N inorgánico disponible en el suelo durante su período de crecimiento, disminuyendo así el riesgo de lixiviación de N con respecto al barbecho (Fig. 5). El retraso de la fecha de matado aumentó el riesgo de competencia, un efecto negativo que se refleja no sólo en las capas más profundas como es común (Gabriel y Quemada, 2011), pero también en las capas más superficiales. Una fecha de matado temprana permitió más tiempo para la liberación de N de los residuos de CC, y en el momento de FHS, más N estaba disponible en la capa superficial del suelo. Este efecto positivo de una fecha de matado temprana en la reducción de la competencia no se había mostrado antes.

Se puso de manifiesto el efecto de reciclaje del N en el sistema suelo-planta que tienen los CC: siendo capaces de absorber el N inorgánico de los horizontes más profundos y posteriormente liberarlo en las capas más superficiales (Thorup-Kristensen *et al.* 2003). El primer año, el N_{min} del suelo, se repuso en octubre gracias al N liberado tras la mineralización de los residuos. En la segunda temporada, en el mes de noviembre se observó diferencia de N_{min} fue más abundante en capas más profundas en el tratamiento del barbecho, suponiendo un riesgo de pérdida por lixiviación durante el otoño e invierno; para el tratamiento de SF, el N_{min} se ubicó principalmente en las capas más superficiales, listo para ser absorbido por el próximo CC.

El uso de CC puede tener –a pesar de ese riesgo de competencia por N con el cultivo principal– un efecto positivo en muchos sistemas agrícolas ya que puede ayudar a controlar pérdidas de N. En un estudio de riego por goteo de

tomate, se observó que las elevadas concentraciones de N_{min} del suelo en el momento de siembra en primavera estaban vinculados a grandes pérdidas por lixiviación tras el riego excesivo que se aplica para asegurar el establecimiento del cultivo (Vázquez *et al.* 2005). Este riego excesivo durante el período de establecimiento del cultivo puede representar hasta el 80% del total de las pérdidas por lixiviación de nitrato (Gabriel *et al.* 2011). Por lo tanto, manteniendo el N_{min} del suelo en niveles bajos y corrigiendo las necesidades de fertilizantes basados en el estado nutricional de los cultivos a lo largo de la campaña permitiría el control de las pérdidas de N y un aumento en la eficiencia de uso de N (Vázquez *et al.* 2006).

La biomasa aérea mayor observada para el tratamiento de SF afectó al CAS. El CC extrajo agua del suelo por la transpiración, aumentando las pérdidas por evapotranspiración en comparación con el barbecho (Gabriel et al. 2012). El agotamiento del agua del suelo se incrementó entre la primera y la segunda fecha de matado. Las diferencias de CAS en todo el perfil entre los tratamientos de CC y el barbecho fueron de más de 35 mm en la primera temporada y de 55 mm en la segunda. En el momento de segunda fecha de matado, el CAS en el tratamiento para PF fue similar al barbecho, mientras que para SF, la extracción de agua por parte de los CC se hizo evidente. En el momento de HFS y durante el resto del período de mulch, el efecto del tratamiento sobre la disponibilidad de agua fue diferente. Mientras que en la primera temporada no hubo diferencias, probablemente debido al riego que se aplicó, el CAS fue 60 mm menor en la SF que en los otros tratamientos durante la segunda temporada. Se encontraron resultados similares en California (Mitchell et al. 1999), donde se produjeron reducciones en el CAS en primavera de hasta 80 mm, debido a la extracción por los CC. En Minnesota, la diferencia en CAS en la parte superficial del suelo causada por un retraso de tres semanas en la fecha de matado de (de abril a mayo) fue de 27 mm (Krueger et al. 2011). Nuestros resultados confirmaron que un retraso del matado de CC aumentó la competencia por agua en comparación con un matado temprano. Dicho riego, podría ser mitigado en años lluviosos o con riego si el agua estuviera disponible. Un aspecto relevante de la mayor absorción de agua por parte del CC es el efecto sobre el CAS de las capas superficiales. La humedad en dichas capas es crucial en el momento de la siembra para asegurar el establecimiento del cultivo (Vázquez et al. 2005). En el presente estudio, la diferencia en el CAS entre los tratamientos de barbecho y el CC en la primera fecha de matado, debido al agotamiento del agua, osciló entre 13 a 19 mm en la capa superficial del suelo, y mejoró entre el barbecho y la SF por la segunda fecha de matado. Sin embargo, el efecto de acolchado del CC hizo que el CAS fuera mayor en las capas superficiales del tratamiento de PF en comparación con el barbecho, en el momento de FHS. El tratamiento de PF siempre aumentó la retención de agua en las capas superficiales con respecto al barbecho, pero el resultado dependió del año para el caso del tratamiento de SF. El CAS en capa superior se vio influida por la absorción de agua CC durante el invierno, el efecto del acolchado por el residuo, y la cantidad de lluvia acumulada entre la fecha de matado del CC y la siembra del cultivo (Clark et al. 2007). Un experimento llevado a cabo en Maryland mostró que el retraso de la fecha de matado de un CC de veza produjo más biomasa y conservó la humedad del suelo en los horizontes superficiales (Clark et al. 1997). Sin embargo, otros experimentos recientes en Minnesota mostraron que el retraso de la fecha de matado de provocó el agotamiento del CAS en esos mismos horizontes superficiales (Krueger et al. 2011). En Indiana, un matado temprano del CC mejoró la conservación de agua en la capa superficial del suelo (0,1 m). En los años de sequía, el CC produjo un aumento en el rendimiento del maíz, pero tuvo un impacto negativo en años húmedos debido a una disminución de la temperatura del suelo y el provocar un retraso en la fecha de siembra (Stipesevic y Kladivko, 2005). Nuestros resultados indicaron que un matado temprano del CC en primavera mejoró la humedad del suelo con respecto un matado tardío, en particular gracias al almacenaje del agua de lluvia recogido entre ambas fechas de matado.

Una de las críticas de este estudio podría ser que no se sembró un cultivo comercial después de los CC. Somos conscientes de la situación, pero creemos que este tipo de conjunto de datos era necesario para avanzar en nuestra comprensión del complejo efecto de la fecha de matado de los CC en otras variables. Separar los efectos nos podría permitir la calibración de los parámetros clave y simular de forma apropiada ambos procesos. La fecha de matado es una herramienta de manejo que permitiría regular los efectos de la CC sobre muchas variables ambientales: en ambientes secos, el conservar la humedad residuo es el objetivo principal de los CC (Clark et al. 2007) mientras que el riesgo de retrasar la siembra debido a los suelos que son demasiado húmedos es una preocupación importante en climas más fríos (Stipesevic y Kladivko, 2005). Por último, a pesar de que CC pueden agotar el N del suelo y crear una competencia con el siguiente cultivo (Thorup-Kristensen et al. 2003), también permiten controlar las pérdidas de N v crear oportunidades para una aplicación más racional de fertilizantes (Gabriel et al. 2012). Nuestro trabajo no pretende cerrar el debate sobre la fecha de matado, sino contribuir a una toma de decisiones más racional para el uso de los CC.

5.- Conclusiones

La fecha de matado es una herramienta de manejo de los CC que puede conducir al aumento en la eficiencia de uso del agua y del N, y a reducir las pérdidas de N y la competencia con el cultivo posterior. La cobertura del suelo de CC fue superior al 80% en la primera fecha. El principal efecto de retrasar la fecha de matado fue un aumento de la biomasa aérea. El aumento en la el contenido de N entre las fechas de matado se debió principalmente a la absorción de N por parte de la cebada, en los horizontes profundos del suelo.

El retraso de la fecha de matado proporcionó más residuos de CC más resistente a la descomposición, por lo que son más adecuados para proteger el suelo y aumentar la liberación lenta de N.

La fecha de matado temprana disminuyó el riesgo de la competencia al permitir más tiempo para la liberación de N por los residuos. El CC fue capaz de extraer el N inorgánico de las capas más profundas del suelo para luego liberarlo en la capa superficial del suelo a través de la mineralización de los residuos, disminuyendo así el riesgo de lixiviación de nitratos y potenciando un reciclado de los nutrientes en el suelo.

Una fecha temprana de matado redujo igualmente la competencia por agua, debido a la preservación del agua de lluvia recogida entre las fechas de matado. Los residuos del CC cubriendo el suelo tras el matado formando un mulch sobre la superficie del suelo, permitieron conservar la humedad del suelo.

Agradecimientos. Este trabajo ha sido posible gracias a la financiación de la Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología (proyecto AGL 2014-52310-R) y de la Comunidad de Madrid (proyecto AGRISOST, S2013/AB1-2717). Agradecemos también al personal de la estación experimental de la Chimenea (IMIDRA) por su ayuda.

6.- Bibliografía

- Alonso-Ayuso, M, Gabriel, JL, y Quemada, M, 2014. The kill date as a management tool for cover cropping success. *Plos One* 9(10), e109587. doi:10.1371/journal.pone.0109587.
- Arregui, LM, y Quemada, M, 2008. Strategies to improve nitrogen use efficiency in winter cereal crops under rainfed conditions. *Agronomy Journal* 100, 277-284.
- Benincasa, P, Tosti, G, Tei, F, y Guiducci, M, 2010. Actual N Availability from Winter Catch Crops Used for Green Manuring in Maize Cultivation. *Journal of Sustainable Agriculture* 34, 705-723.
- Bodner, G, Himmelbauer, M, Loiskandl, W, y Kaul HP, 2010. Improved evaluation of cover crop species by growth and root factors. *Agronomy for Sustainable Development* 30, 455-464.
- Clark, AJ, Decker, AM, Meisinger, JJ, McIntosh, MS, 1997. Kill date of vetch, rye, and a vetch-rye mixture: 2. Soil moisture and corn yield. *Agronomy Journal* 89, 434-441.
- Clark, AJ, Meisinger, JJ, Decker, AM, y Mulford, FR, 2007. Effects of a grass selective herbicide in a vetch-rye cover crop system on corn grain yield and soil moisture. *Agronomy Journal* 99, 43-48.
- Crooke, WM, y Simpson, WE, 1971. Determination of ammonium in Kjeldahl digests of crops by an automated procedure. *Journal of the Science of Food and Agriculture* 22, 9-10.
- Gabriel, JL, y Quemada, M, 2011. Replacing bare fallow with cover crops in a maize cropping system: Yield, N uptake and fertilizer fate. *European Journal of Agronomy* 34, 133-143.
- Gabriel, JL, Lizaso, JI, y Quemada, M, 2010. Laboratory versus field calibration of capacitance probes. *Soil Science Society of America Journal* 74, 593-601.
- Gabriel, JL, Muñoz-Carpena, R, y Quemada, M, 2012. The role of cover crops in irrigated systems: Water balance, nitrate leaching and soil mineral nitrogen accumulation. *Agriculture Ecosystems & Environment* 155, 50-61.
- Goering, HK, y Van Soest, PJ, 1970. Forage fiber analysis: apparatus, reagents, procedures, and some applications. USDA Agr Hbk 379. US Government Printing Office. Washington D.C:
- Keeney, DR, y Nelson, DW, 1982. Nitrogen-inorganic forms. In: Page AL, editor. *Methods of soil analysis Part 2: Chemical and microbiological* properties. Madison, WI, USA: ASA and SSSA. 643-698.
- Krueger, ES, Ochsner, TE, Porter, PM, y Baker, JM, 2011. Winter Rye Cover Crop Management Influences on Soil Water, Soil Nitrate, and

Corn Development. Agronomy Journal 103, 316-323.

- Mitchell, JP, Peters, DW, y Shennan, C, 1999. Changes in soil water storage in winter fallowed and cover cropped soils. *Journal of Sustainable Agriculture* 15, 19-31.
- Nelson, DW, y Sommers, LE, 1996. Total carbon, organic carbon and organic matter. In: Sparks D, editor. *Methods of soil analysis, part 3: chemical methods*. Madison, WI, USA: ASSA and SSSA. 961-1010.
- Ofori, F, y Stern, WR, 1987. The combined effects of nitrogen-fertilizer and density of the legume component on production efficiency in a maize cowpea intercrop system. *Field Crops Research* 16, 43-52.
- Papadakis, J, 1966. Climates of the world and their agricultural potentialities. Rome, Italy: DAPCO.
- Quemada, M, y Cabrera, ML (2002) Characteristic moisture curves and maximum water content of two crop residues. *Plant and Soil* 238: 295-299.
- Quemada, M, y Diez, JA, 2007. Available nitrogen for corn and winter cereal in Spanish soils measured by electro-ultrafiltration, calcium chloride, and incubation methods. *Communications in Soil Science and Plant Analysis* 38, 2061-2075.
- Ramirez-Garcia, J, Almendros, P, y Quemada, M, 2012. Ground cover and leaf area index relationship in a grass, legume and crucifer crop. *Plant Soil and Environment* 58, 385-390.
- Ramirez-Garcia, J, Gabriel, JL, Alonso-Ayuso, M, y Quemada, M, 2014. Quantitative characterization of five cover crop species. *Journal of Agricultural Science*, doi:10.1017/S0021859614000811.
- Richardson, MD, Karcher, DE, y Purcell, LC, 2001. Quantifying turfgrass cover using digital image analysis. *Crop Science* 41, 1884-1888.
- Soil Survey Staff, 2014. Keys to Soil Taxonomy. 12^a ed. Washington, DC, USA: USDA, Natural Resources Conservation Service.
- Stanford, G, y Smith, SJ, 1972. Nitrogen mineralization potentials of soils. Soil Science Society of America Proceedings 36, 465-472.
- Stipesevic, B, y Kladivko, EJ, 2005. Effects of winter wheat cover crop desiccation times on soil moisture, temperature and early maize growth. *Plant Soil and Environment* 51, 255-261.
- Stubbs, TL, Kennedy, AC, Reisenauer, PE, y Burns, JW, 2009. Chemical composition of residue from cereal crops and cultivars in dryland ecosystems. *Agronomy Journal* 101, 538-545.
- Thorup-Kristensen, K, Magid, J, y Jensen, LS, 2003. Catch crops and green manures as biological tools in nitrogen management in temperate zones. *Advances in Agronomy* 79, 227-302.
- Tonitto, C, David, MB, y Drinkwater, LE, 2006. Replacing bare fallows with cover crops in fertilizer-intensive cropping systems: A metaanalysis of crop yield and N dynamics. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 112, 58-72.
- Tosti, G, Benincasa, P, y Guiducci, M, 2010. Competition and Facilitation in Hairy Vetch-Barley Intercrops. *Italian Journal of Agronomy* 5, 239-248.
- Tosti, G, Benincasa, P, Farneselli, M, Pace, R, y Tei, F, 2012. Green manuring effect of pure and mixed barley-hairy vetch winter cover crops on maize and processing tomato N nutrition. *European Journal of* Agronomy 43, 136-146.
- Tosti, G, Benincasa, P, Farneselli, M, Tei, F, Guiducci, M, 2014. Barleyhairy vetch mixture as cover crop for green manuring and the mitigation of N leaching risk. *European Journal of Agronomy* 54, 34-39.
- Unkovich, M, Herridge, D, Peoples, M, Cadisch, G, y Boddey, B, 2008. *Measuring plant-associated nitrogen fixation in agricultural systems*. Camberra, Australia: Australian Centre for International Agricultural Research. 258 p. 24.
- Vázquez, N, Pardo, A, Suso, ML, y Quemada, M, 2005. A methodology for measuring drainage and nitrate leaching in unevenly irrigated vegetable crops. *Plant and Soil* 269, 297-308.
- Vázquez, N, Pardo, A, Suso, ML, y Quemada, M, 2006. Drainage and nitrate leaching under processing tomato growth with drip irrigation and plastic mulching. Agriculture Ecosystems & Environment 112, 313-323.
- Wagger, MG, 1989. Time of desiccation effects on plant composition and subsequent Nitrogen release from several winter annual cover crops. *Agronomy Journal* 81, 236-241.
- Wagger, MG, Cabrera, ML, y Ranells, NN, 1998. Nitrogen and carbon cycling in relation to cover crop residue quality. *Journal of Soil and Water Conservation* 53, 214-218.

EFECTOS DEL RIEGO CON AGUA REGENERADA SOBRE LA PRODUCCIÓN DE BIOMASA Y EL BALANCE IÓNICO Y DE NUTRIENTES EN EL PARQUE GARRIGUES WALKER DE MADRID

A. Sastre¹, L. Martínez-Baroja¹, R. Bienes², M. Ballesteros-Olza¹, S. Martínez-Pérez¹

¹ Departamento de Geología, Geografía y Medio Ambiente, Universidad de Alcalá. 28871, Alcalá de Henares (Madrid). e-mail: <u>antonio.sastre@uah.es</u>, <u>silvia.martinez@uah.es</u>

² 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>

RESUMEN. El Parque Garrigues Walker de la ciudad de Madrid se viene regando con agua regenerada desde el año 2012, momento a partir de cual se está realizando un seguimiento de los efectos del riego con este tipo de agua que, entre otras determinaciones, incluye un balance de nutrientes de las herbáceas segadas. El estudio se está llevando a cabo en dos parcelas ubicadas en dicho parque: una, regada con agua regenerada y, otra testigo, regada con agua potable.

Durante los tres años de experiencia se ha analizado la producción de biomasa, el aporte de N, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, Cl⁻ y Fe de ambos tipos de agua y la extracción de estos mismos por parte de las herbáceas en las dos parcelas antes citadas. Los resultados obtenidos revelan que la producción de biomasa herbácea es mayor en la parcela regada con agua regenerada. Asimismo, tanto el aporte como la extracción de los elementos estudiados son mayores en la parcela regada con agua potable, llegando a ser el balance de Na⁺ y Cl⁻ 9 y 7 veces mayor, respectivamente.

ABSTRACT. Garrigues Walker Park, located in the city of Madrid, has been irrigated with reclaimed water since 2012. From that time, the effects of this type of irrigation water are being monitored. Among other tests, it includes a nutrient balance in mown herbaceous. The study is being carried out in two plots located in this park: one irrigated with reclaimed water and the other irrigated with drinking water, as a control.

Biomass production, N, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, Cl⁻ and Fe contribution for both types of water and its removal by grasses have been analyzed during the three years of experience in the two cited plots. Results obtained reveal a higher herbaceous biomass production in the plot irrigated with reclaimed water. Both the input and the extraction of the studied elements are also higher in the plot irrigated with reclaimed water than in the one irrigated with drinking water, being the balance of Na⁺ and Cl⁻ up to 9 and 7 times higher, respectively.

1.- Introducción

En la Comunidad de Madrid y, más concretamente en la ciudad 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 (Sastre *et al.*, 2013).

En el año 2002 se comenzaron a regar con agua regenerada algunos parques urbanos de Madrid, momento desde el cual, se han ido añadiendo cada vez más parques de la ciudad al riego con este tipo de agua.

A partir del año 2009 se viene realizando un seguimiento sistemático de los efectos del uso de las aguas regeneradas para el riego de los parques por parte de un grupo de investigadores de la Universidad de Alcalá –en colaboración con las diferentes empresas encargadas del mismo y el área de Patrimonio Verde del Ayuntamiento de Madrid–, estudiando los efectos en agua del suelo, en los suelos regados, y en la vegetación.

Numerosos autores han puesto de manifiesto que el uso de aguas regeneradas puede provocar diversos efectos sobre, el suelo, el agua del suelo y las especies vegetales (Aiello et al., 2007; Cabreara et al., 2009; Pedrero et al., 2010; Pedrero et al., 2012), pero dichos efectos se han estudiado principalmente en especies agrícolas, siendo menos frecuente encontrar referentes de riego con este tipo de aguas en parques urbanos. La utilización del agua regenerada en la agricultura aporta más nutrientes al suelo, pero también puede aumentar las concentraciones de metales pesados y la tasa de infección por patógenos (Palacios, 2009). Asimismo, 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). Sin embargo, en un estudio reciente llevado a cabo en siete parques de Pekín se observó un aumento de la salinidad del suelo regado con agua regenerada frente a los regados con agua potable, aunque sin diferencias significativas y, además, se constató una mejoría en los nutrientes disponibles en el suelo para las plantas así como en la actividad de los microorganismos (Chen et al., 2015). Hay que destacar que la precipitación media anual en la zona de estudio del artículo citado es de 520 mm/año y el 70% de las lluvias se concentran en tres meses (julio, agosto y septiembre), condiciones que favorecerán, posiblemente, un lavado de las sales del suelo. Estas circunstancias no se dan en nuestra zona de estudio, con lo que no podemos contar con este lavado de las sales.

El agua regenerada empleada para el riego de los parques de Madrid presenta una calidad adecuada para este fin de acuerdo con los estándares propuestos por Mujeriego, 1990 y Balairón, 2002, aceptados comúnmente, aunque su carácter clorurado sódico y el incremento de conductividad con respecto al agua de la red urbana madrileña puede tener efectos no deseados sobre el suelo y la vegetación a medio plazo, por lo que, a la vista de nuevos ensayos, deberían ser revisados los criterios de los autores citados anteriormente. Sastre et al, 2011 propugnan que 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.

Asimismo, 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; Sastre *et al.*, 2013).

En el año 2012, el Parque Garrigues Walker (en adelante PGW) se incorporó a los regados con aguas regeneradas en Madrid, lo que ha brindado la posibilidad de evaluar los efectos del riego con este tipo de agua desde el "instante cero". Se dispone para tal fin de muestras "testigo" de agua del suelo, suelo y vegetación recogidas en dicho parque antes de dar comienzo esta iniciativa de gestión del agua.

El objetivo del presente trabajo es analizar las diferencias observadas en la producción de biomasa así como en el balance de nutrientes e iones -N, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, Cl⁻ y Fe- de ambos tipos de agua y extracción de éstos por parte de las herbáceas segadas, obtenidos en dos parcelas del PGW, una de ellas –parcela testigo– regada con agua potable y, la otra, regada con agua regenerada desde 2012.

2.- Material y métodos

2.1.- Área de estudio

El estudio se ha llevado a cabo en el PGW de la ciudad de Madrid, cercano al parque Forestal de Entrevías (coordenadas: 40° 22' 11'' N, 3° 39' 41'' W). La precipitación media anual de los últimos 4 años (2011-2014) ha sido de 333,6 mm/año. En el PGW se dispone de dos parcelas experimentales para el control de los efectos del riego con aguas regeneradas: una, denominada PGW AR regada con agua regenerada -como el resto del parquedesde 2012 y, otra, PGW AP, en la que se sigue manteniendo el riego con agua potable de la red urbana, con la finalidad de ser considerada como parcela de control a la hora de analizar el comportamiento del suelo, agua del suelo y vegetación tras la introducción reciente del riego con agua regenerada (figura 1). Las parcelas seleccionadas son adyacentes y tienen características agronómicas y dimensiones similares: la PGW AP presenta una superficie de 415 m², de los cuales 292 m² corresponden a pradera, y la PGW AR de 382 m², de los cuales 321 m² corresponden a pradera.

2.2.- Red de control

Muestreo de agua. Se ha realizado la instalación de una red de tomamuestras de succión para la recolección de agua en la zona no saturada en las parcelas de control antes descritas. Dicha red de observación consta de seis grupos de tomamuestras –tres en cada parcela–, cada uno de los cuales está formado, a su vez, por tres tomamuestras de succión modelo Eijkelkamp de 6 cm de diámetro y longitud variable, instalados a 15, 30 y 60 cm de profundidad –en total nueve tomamuestras de succión en cada una de las parcelas–. 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 vegetación. En ambas parcelas se ha muestreado la pradera desde el inicio del riego con agua regenerada. Por un lado, se ha recogido, pesado y analizado sistemáticamente la biomasa procedente de la siega de herbáceas de ambas parcelas experimentales, 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 –cedro (*Cedrus atlantica*)–, tanto en la parcela regada con agua potable (PGW AP) como en la regada con agua regenerada (PGW AR), y de dos especies arbustivas –fotinia (*Photinia* sp.) y lauroceraso (*Prunus laurocerasus*) –, estas dos especies sólo de la parcela PGW AR, por no disponer de éstas en la PGW AP.



Fig. 1. Localización de las parcelas y red de control del Parque Garrigues Walker.

Muestreo de suelos. Se han seleccionado tres puntos en cada una de las parcelas PGW AP y PGW AR próximos a la ubicación de los tomamuestras de succión empleados en el muestreo de agua. Para cada parcela y profundidad se ha recogido una muestra compuesta de estos tres puntos mediante una barrena Eijkelkamp de 6 cm de diámetro. De este modo, se han obtenido cuatro muestras por parcela, correspondientes a las profundidades 0-0,05 m, 0,15-0,25 m, 0,35-0,45 m, y 0,55- 0,65 m.

2.3.- Muestreo

En el año 2011 se realizaron los primeros muestreos de suelo y vegetación, que servirán de "punto cero" para la interpretación de resultados obtenidos en el presente estudio. Tras producirse el cambio de agua de riego, se han continuado realizando los muestreos de suelo y vegetación y se ha realizado, además, el muestreo sistemático de agua del suelo y agua de riego, siguiendo la metodología que se refiere a continuación.

Agua del suelo. Tres muestreos al año coincidiendo con el inicio, mitad y final de la campaña de riego.

Agua de riego. Una muestra al año de ambos tipos de agua (regenerada y potable), coincidente con el muestreo de verano, momento álgido de la campaña de riego.

Vegetación. Pradera: pesada en campo de la biomasa total extraída mediante un dinamómetro Pesola de hasta 20 kg, división 200 g y recogida de una muestra de cada una de las siegas realizadas en las parcelas PGW AP y PGW AR. Arbóreas y arbustivas: toma de muestras foliares de las especies seleccionadas de ejemplares ubicados en las parcelas PGW AP y PGW AR, coincidente con el muestreo de verano que se realiza a finales de julio.

Suelo. Dos muestreos al año: al inicio y al final de la campaña de riego.

Todas las muestras de agua, suelo y vegetación han sido analizadas en los Laboratorios AGRAMA determinándose los parámetros que se indican en la Tabla 1.

Tabla 1. Valores medios de los parámetros analizados en muestras de agua de riego (media de las tres muestras tomadas una vez al año) y vegetación (media de todas las siegas).

Donámostno	Agua	(mg/l)	Vegetación h	erbácea (mg/kg)
Parametro	PGW AP	PGW AR	PGW AP	PGW AR
Bicarbonatos	23,1	228	-	-
Boro	0,1	0,1	18,1	15,8
Calcio	13,3	38	11802	10986
*C.E. (µS/cm)	138	895	-	-
Carbonatos	0	0	-	-
Cloruros	15,7	98,1	9099	11360
Cobre	0,0019	0,0069	17,6	24,9
Hierro	0,1307	0,2497	1850,1	1206,2
Fósforo	-	-	4702	4278
Magnesio	2	9,2	3710	3400
Manganeso	0,0110	0,0504	231,7	23,2
<u>Nitratos</u>	2,5	16,2	-	-
Nitritos	0,0002	0,0098	-	-
Nitrógeno	-	-	25380	28460
Ortofosfatos	0	1,3	-	-
*pH	7,5	7,6	-	-
Potasio	1,1	17,6	22718	24540
Silicio	2,7	11,8	-	-
Sodio	8	69,6	847,1	1999,1
Sulfatos	13,3	79,7	-	-
Zinc	0	30,5	92,8	81,3

*Parámetros con unidades diferentes a las especificadas o adimensionales. <u>Parámetros subrayados</u>: empleados en el balance iónico y de nutrientes.

En la realización de este estudio sólo se han empleado los datos obtenidos del agua de riego y de la vegetación herbácea.

2.4.- Balance iónico y de nutrientes

El balance de nutrientes se ha realizado desde el 8 de mayo de 2012 hasta el 20 de octubre de 2014; desde entonces se han realizado 25 pesadas en campo de la producción de biomasa herbácea y se han enviado a analizar 23 muestras de siega al laboratorio.

En la elaboración del balance se han empleado los siguientes nutrientes analizados tanto en el agua de riego como en las muestras de siega recogidas: N, K⁺, Ca²⁻ Mg^{2+} , Na^+ , $Cl^- y$ Fe (aparecen señalados en la tabla 1). Se han tenido en cuenta las dotaciones de riego (l/m^2) en cada parcela y se ha calculado el aporte del agua de riego teniendo en cuenta el resultado de los análisis del laboratorio del agua empleada para el riego y estas dotaciones. La extracción se ha calculado mediante los datos de las pesadas en campo y los análisis de laboratorio del contenido en los nutrientes mencionados anteriormente. Con los datos de aporte y extracción se ha hallado la cantidad del elemento que queda disponible tras la extracción de la vegetación herbácea. Por último, se ha determinado la relación de esa diferencia entre ambos tipos de parcela.

2.5.- Análisis de datos

En la representación de los análisis de calidad de agua de riego (figura 2) se ha utilizado la aplicación Interpretación de Análisis Químicos de Aguas Subterráneas (INAQUAS Moreno y De la Losa, 2008).

Para realizar el análisis estadístico de datos se ha empleado el programa Statgraphics Centurion XV. Se han llevado a cabo test de comparación de dos muestras, en el caso de datos paramétricos se ha utilizado un t-test y con los datos sin dicha distribución el test Kolmogorov-Smirnov.

3.- Resultados y discusión

3.1.- Características del agua de riego

Para realizar el balance iónico se ha analizado el agua de riego potable (AP) y el agua regenerada (AR). La representación de los parámetros físico-químicos mayoritarios se muestra en la figura 2.

Se observa un perfil iónico similar en ambos tipos de agua pero con valores mayores en las muestras correspondientes al agua regenerada y, consecuentemente, con una conductividad eléctrica (CE) mayor.

La conductividad eléctrica (CE) del agua regenerada de riego de la muestras de los tres años analizados se encuentra entre los 800 y los 1000 μ S/cm, este valor es notablemente superior al del agua potable cuyos valores se encuentran entre 100 y 150 μ S/cm. Debe tenerse en cuenta que las aguas regeneradas están catalogadas como "problema creciente" respecto al riesgo de salinidad –valores superiores a los 700 μ S/cm–, según los criterios y terminología de la FAO (Ayers y Westcot, 1976), para las que se sugiere por este organismo una práctica de riego "ad hoc". No obstante, en ambos casos el valor de CE se encuentra dentro de los límites admisibles para riego según el criterio de Mujeriego, 1990.



Fig. 2. Diagrama Schoeller-Berkaloff de las muestras de agua de riego potable y regenerada de verano de 2012, 2013 y 2014. Sombreado: valores normalmente admisibles para un agua de riego Mujeriego 1990 y Balairón 2002.

3.2.- Aporte de iones y nutrientes por el agua de riego

Para el riego de ambas parcelas se ha empleado un volumen medio de 925 l/m^2 de agua al año. Teniendo en cuenta estas dosis y la composición físico-química de las muestras de agua de riego, el aporte anual de iones (kg/ha) por parte del agua regenerada es mayor que el del agua potable. El dato que se presenta en la figura 3 corresponde a la media de la muestra de los tres años de los que se dispone. Las diferencias del aporte de iones entre las parcelas regadas con los dos tipos de agua son estadísticamente significativas (p<0,05), excepto en el caso del hierro.

En cuanto a la vegetación es especialmente importante el mayor aporte en macronutrientes –nitrógeno, potasio, calcio y magnesio– (figura 3) que proporcionan las aguas regeneradas ya que pueden contribuir a un mayor crecimiento de las plantas (Pedrero *et al.*, 2010).



Fig. 3. Media anual del aporte de iones y nutrientes del agua potable y del agua regenerada. El Fe se ha representado en el eje de ordenadas secundario. Las letras muestran diferencias significativas (p<0.05).

3.3.- Producción de biomasa herbácea

El peso (kg/ha) de las 25 siegas llevadas a cabo desde el 8 de mayo de 2012 hasta el 20 de octubre de 2014 se observa en la figura 4. También se han representado los valores medios y total (eje de ordenadas "y" secundario) de ese periodo de cada una de las dos parcelas (PGW AP y PGW AR). La producción de biomasa herbácea en la parcela regada con agua regenerada -PGW AR- es mayor que en la regada con agua potable -PGW AP- en la mayoría de las siegas, las diferencias de producción entre ambas parcelas, que se muestran en la tabla 2, son estadísticamente significativas. Este resultado está relacionado con el mayor aporte de nutrientes que supone el agua regenerada frente al agua potable, lo que conlleva un crecimiento mayor de la vegetación en dicha parcela (Pedrero et al., 2010; Pedrero et al., 2012, Chen et al., 2015).



Fig. 4. Peso de las 25 siegas realizadas desde el 8 de mayo de 2012 hasta el 20 de octubre de 2014 en PGW AP y PGW AR (kg/ha de biomasa herbácea verde)

Tabla 2. Media y desviación estándar de la producción de biomasa herbácea (kg/ha). Las letras muestran diferencias significativas (p<0.05).

Parcela	Tamaño muestra	Media \pm desviación estandar	Kolmogorov- Smirnov
PGW AP	25	$860,4 \pm 388,8$	а
PGW AR	25	$1909,9 \pm 1265,7$	b

3.4.- Extracción de nutrientes e iones por parte de la vegetación herbácea

La vegetación herbácea de la parcela -PGW AR- extrae mayor cantidad de macronutrietnes en kg/ha (figura 5a), con diferencias estadísticamente significativas entre ambas parcelas en la extracción de todos ellos. En cuanto a los micronutrientes (figura 5b), sólo existen diferencias significativas en Cu. En el caso de cloruro y sodio (figura 6) existe diferencia significativa en la extracción de ambos, siendo mayor en las parcelas regadas con agua regenerada que en las regadas con agua potable. Este resultado es coherente con el mayor aporte de iones por parte del agua regenerada frente al agua potable y con la mayor producción de biomasa que esto conlleva.



Fig. 5. Extracción media de todas las siegas de macronutrientes (a) (kg/ha) y micronutrientes (b) (g/ha) extraídos por las herbáceas en PGW AP y PGW AR. El hierro (Fe) se presenta en una escala diferente al resto (eje ordenadas secundario). Las letras muestran diferencias significativas (p<0.05).



Fig. 6. Cloruro y sodio extraídos por las herbáceas en PGW AP y PGW AR. Las letras muestran diferencias significativas (p<0.05).

3.5.- Balance de nutrientes

El balance de nutrientes en cada una de las parcelas muestra mayores diferencias entre el aporte y la extracción en aquéllas regadas con agua regenerada frente a las regadas con agua potable. En la tabla 2 se muestran los resultados del balance de nutrientes llevado a cabo en PGW durante el periodo ya mencionado.

La extracción de cloruro y de sodio es mucho mayor en la parcela regada con agua regenerada que en la parcela regada con agua potable. Sin embargo, debido al aporte mucho mayor en estos dos elementos por parte del agua regenerada, la relación es 9 y 7 veces mayor respectivamente en la parcela PGW AR que en la PGW AP.

Para la realización del balance sólo se ha tenido en cuenta el aporte de iones y nutrientes por parte del agua empleada para el riego y no el procedente de otras fuentes como la descomposición de materia orgánica, posibles abonados, etc. Las cifras negativas de nitrógeno y potasio en el balance de la parcela regada con agua potable corresponden a déficits del aporte de estos nutrientes por parte de dicha agua.

Asimismo, se observa un déficit de hierro en el balance de ambas parcelas, si bien esto no es preocupante puesto que, en principio, el suelo tiene un alto contenido en hierro. Como se ha mencionado en el apartado de material y métodos, en las parcelas de estudio se realizan dos muestreos al año de suelo; el contenido medio de hierro en dichos suelos en los primeros 25 cm entre el año 2011 y el 2014 es de 35,1 mg/kg en PGW AP y 30,7 mg/kg en PGW AR.

		Tabla 2. I	Salalice de liutile	entes desde el 8/0	3/2012 flasta el 20	/10/2014.		
		N total (kg/ha)	K (kg/ha)	Ca (kg/ha)	Mg (kg/ha)	Na (kg/ha)	Cl (kg/ha)	Fe (kg/ha)
	Aporte	68,32	31,25	369,02	56,59	220,36	432,54	4,29
Parcela AP	Extracción	148,27	126,12	68,19	19,79	5,15	50,69	9,13
	Balance	-79,96	-94,87	300,83	36,80	215,21	381,85	-4,84
	Aporte	1291,27	486,36	1049,67	254,05	1923,84	2710,48	7,11
Parcela AR	Extracción	420,70	351,65	147,62	48,93	30,66	166,00	15,79
	Balance	870,57	134,71	902,05	205,12	1893,18	2544,48	-8,68

Tabla 2. Balance de nutrientes desde el 8/05/2012 hasta el 20/10/2014.

4.- Conclusiones

Las principales conclusiones de este trabajo son:

- El agua regenerada, aunque de calidad aceptable según algunos autores, presenta un grado de mineralización elevado, con valores superiores a los 700 μS/cm, por lo que se requieren prácticas de riego "*ad hoc*" para evitar la salinización del suelo.
- Aparte de la mayor mineralización, el agua regenerada también presenta una elevada concentración de Cl⁻, Na⁺, NO₃⁻ y K⁺ en comparación con el agua potable.
- 3. Se ha registrado mayor producción de biomasa herbácea en la parcela PGW AR que en PGW AP.
- 4. Asimismo, se han obtenido mayores valores aporte y extracción de iones en pradera PGW AR que en PGW AP.
- 5. En ambas praderas el aporte de Cl⁻ y Na⁺ por parte del agua de riego es mayor que la extracción por parte de la vegetación herbácea, siendo esta diferencia notablemente más significativa en PGW AR, lo que origina un balance
- 6. La extracción de Cl⁻ y Na⁺ es mayor en la pradera PGW AR, debido al mayor aporte por parte del agua regenerada de estos iones, siendo el balance 9 veces mayor respecto al Na⁺ y 7 veces mayor respecto al Cl⁻ en PGW AR que en PGW AP. Ello es debido a que las plantas tienden a tomar cantidades de ión superiores a las necesarias (excesos) cuando este ión está en concentraciones elevadas en el suelo.
- El balance de nitrógeno y potasio es negativo en la parcela PGW AP, algo que no ocurre en la parcela PGW AR.

Agradecimientos. Este trabajo se ha realizado merced a sendos convenios de colaboración entre la Universidad de Alcalá y las empresas concesionarias del Ayuntamiento de Madrid para el servicio de riego y jardinería en los parques correspondientes, IMESAPI SA y FCC (UTE's 5 y 6), respectivamente. Vaya igualmente el agradecimiento al Área de Gobierno de Medio Ambiente y Movilidad (Dirección General de Gestión del Agua y Zonas Verdes) del Ayuntamiento de Madrid, por su mediación e interés para que el referido estudio de seguimiento se llevara a efecto. También a Eugenio Molina por la revisión de la traducción del resumen.

5.- Bibliografía

- Aiello, R., Cirelli, G.L. y Consoli, S. 2007. Effects of reclaimed wastewater irrigation on soil and tomato fruits: A case study in Sicily (Italy). *Agric. Water Manage*. 93, 65-72.
- Ayers, R.S. y Westcot, D.W., 1976. Water quality for agricultura. FAO (Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura), Roma.
- Balairón Pérez, L., 2002. Gestión de recursos hídricos. Editado por Universidad Politécnica de Cataluña.
- Cabrera, M.C., Palacios, M.P., Estévez, E., Cruz, J.M., Hernández-Moreno, J.M. y Fernández-Vera, J.R., 2009. L reutilización de aguas regeneredas para riego de un campo de golf: evolución geoquímica y probable afección a un acuífero volcánico (Islas Canarias). *Boletín Geológico y minero* 120 (4), 543-552.
- Chen, W., Lu, S., Pan, N., Wang, Y., Wu., L., 2015. Impact of reclaimed water irrigation on soil health in urban Green áreas. *Chemosphere* 119, 654-661.

Moreno, L., De la Losa, A. 2008. Utilidad para la interpretación de análisis

químicos de aguas subterráneas: INAQUAS. Ilustre Colegio Oficial de Geólogos.

- Mujeriego Sahuquillo, R., 1990. Manual práctico de riego con agua residual municipal regenerada. *Editado por Universidad Politécnica de Cataluña*.
- Palacios, M.P. V. Mendoza, J.R. Fernández, F. Rodríguez, M.T. Tejedor, y Hernández, J.M., 2009. Subsurface drip irrigation and reclaimed wáter quality effects on phosphorus and salinity distribution and forage production. *Agric. Water Manage*. 96, 1659-1666.
- Pedrero, F., Allende, A., Gil., M.I. y Alarcón, J.J. 2012. Soil chemical propertis, leaf minerals status and crop poduction in a lemon tree orchard irrigated with two typer of wastewater. *Agric. Water Manage*. 109, 54-60.
- Pedrero, F., Kalavrouziotis, I., Alarcón, J.J., Koukoulakis, P. y Asano, T. 2010. Use of treated municipal wastewater in irrigated agriculture – Review of some practices in Spain and Greece. Agricultural Water Management 97, 1233-1241.
- Sastre Merlín, A., Martínez Pérez, S., Bienes Allas, R., Carrera Olivares, C., Comesaña, E. y Encinas C., 2011. Seguimiento del riego de los parques 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 X Jornadas de Investigación de la Zona No Saturada del Suelo, Salamanca (España).
- Sastre Merlín, A., Martínez Pérez, S., Martínez-Baroja, L., Bienes Allas, R. y Encinas, C., 2013. Evaluación preliminar de los efectos del riego con agua regenerada en el parque Joaquín Garrigues Walker de Madrid. Estudios en la Zona no Saturada del Suelo. Vol. XI, 139-144.
- Walker, C. y H.S. Lin, 2008. Soil property changes after four decades of wastewater irrigation: A landscape perspective. *Catena*. 73, 63-74.

MODELADO DEL RÉGIMEN DE HUMEDAD MEDIA DEL SUELO EN EL ÁREA DE SIERRA NEVADA A DIFERENTES ESCALAS TEMPORALES

M.J. Pérez-Palazón¹, R. Pimentel¹, J. Herrero², M.J. Polo

¹ Grupo de Dinámica Fluvial e Hidrología, Instituto Interuniversitario de Investigación del Sistema Tierra en Andalucía (IISTA). Universidad de Córdoba, Campus Rabanales, Edificio Leonardo da Vinci, Área Ingeniería Hidráulica, 14071, Córdoba. <u>rpimentel@uco.es</u>, <u>mj.perez@uco.es</u>, <u>mj.polo@uco.es</u>

² Grupo de Dinámica Fluvial e Hidrología, Instituto Interuniversitario de Investigación del Sistema Tierra en Andalucía (IISTA). Universidad de Granada, Edificio CEAMA, Avenida del Mediterráneo s/n, 18016, Granada. <u>herrero@ugr.es</u>

RESUMEN. La humedad del suelo condiciona los flujos de agua y energía desde la superficie del suelo y constituye una de las principales variables de estado hidrológicas en el análisis de procesos ambientales a diferentes escalas. Aunque su determinación directa a escala de cuenca es poco viable sin admitir un nivel significativo de incertidumbre, su estudio mediante modelado y/o uso de fuentes de información de sensores remotos o aerotransportados permite una aproximación para estimar su variabilidad espacial y temporal. Este trabajo presenta la evolución de la humedad media del área de Sierra Nevada a escala estacional y anual durante un periodo histórico de cincuenta años, a partir de modelado hidrológico, y analiza las tendencias observadas en función del régimen asociado de precipitación y temperatura. Los resultados permiten identificar las zonas más vulnerables frente a cambios en el régimen hídrico y su impacto en los servicios ecosistémicos en el área.

ABSTRACT. Soil moisture conditions surface water and energy balance. Moreover, It is one of the main hydrological state variable in the study of environmental processes at different scales. However, its determination by means of direct observation is impractical at large scales. An alternative is its study using modelling or remote sensing information, which allow estimating its spatial and temporal variability. This work presents the study of mean soil moisture evolution and its relationship with meteorological variables (precipitation and temperature) in Sierra Nevada Mountain (Southern Spain). Annual and seasonal trends have been calculated throughout 50 years period. The results help to identify vulnerable zones to hydrological changes and its possible impact in associated ecosystem services.

1.- Introducción

La humedad del suelo es una de las principales variables de estado hidrológicas en el análisis de procesos ambientales. En las zonas de alta montaña, la presencia de nieve condiciona el contenido de agua en el suelo. La redistribución de la nieve por medio del viento y la fusión de la misma, influenciadas por topografía y vegetación de la zona contribuyen de manera paulatina a un aumento de la humedad en la zona no saturada del suelo (Liator *et al.*, 2008; Seyfried et al., 2009). Por otro lado, los ecosistemas semiáridos desde un punto de vista hidrológico se caracterizan por su bajo contenido en agua del suelo que unidos a un carácter torrencial de las lluvias se manifiestan en una mayor posibilidad de escorrentía (McNamara et al., 2005). Sierra Nevada es un ejemplo de una región con clima de alta montaña englobada dentro de un entorno semiárido favorecido por su proximidad al mar Mediterráneo. En los últimos años, se está observando una variabilidad potencial en las condiciones climáticas que podría afectar a la biodiversidad de la zona, Parque Nacional y Natural desde 1999 y 1989 respectivamente. Por esta razón, el estudio de la cantidad de agua en el suelo es de gran relevancia para meiorar y gestionar a largo plazo el funcionamiento de los recursos hídricos v su conservación en el entorno de Sierra Nevada.

La irregular distribución espaciotemporal de la humedad del suelo presenta problemas para ser estimada en amplias zonas de estudio (Martínez-Fernández et al., 2005; Brocca et al., 2012). Aunque su medida in situ es simple, caracterizar su variabilidad espaciotemporal a escala de parcela, ladera y, aún más, cuenca requiere numerosos trabajos de campo, método inviable en el caso de escalas regionales y largos periodos de tiempo. De ahí, que en las últimas décadas haya aumentado el uso de técnicas de teledetección y de modelado como métodos alternativos para su estimación. Estas técnicas, aun siendo válidas para realizar una aproximación del régimen de contenido de agua en el suelo, introducen una componente de incertidumbre elevada. Existen diversas líneas de trabajo que incorporan información de sensores remotos para cuantificar los patrones espaciotemporales de humedad del suelo (Owe et al., 2008; Polo et al., 2013), los cuales reducen su eficacia debido a la abrupta topografía en cuencas de alta montaña. En estas zonas, el uso de modelos hidrológicos distribuidos de base física permite aproximar la distribución de la humedad. Aunque solventa alguna de las limitaciones de las técnicas de teledetección, no siempre son capaces de reproducir los valores reales de humedad. Sin embargo, sus resultados permiten realizar una estimación de la evolución y tendencias asociadas del régimen de humedad en largos periodos de estudio en los que se dispone de datos meteorológicos observados.

Este trabajo tiene como objetivo estudiar la evolución de la humedad media del suelo obtenida mediante modelado hidrológico en el área de Sierra Nevada a distintas escalas temporales durante un periodo histórico de cincuenta años, como parte de un estudio de tendencias hidrológicas a largo plazo. Además, se analizarán las relaciones entre dichas tendencias obtenidas a lo largo del periodo de estudio en función de las variables meteorológicas observadas de la zona.

2.- Zona de estudio y datos disponibles

El estudio se lleva a cabo en la cordillera de Sierra Nevada, situada al sur de España. La zona presenta fuertes gradientes altitudinales, cuyas elevaciones oscilan entre los 1500 y 3000 m.s.n.m. Además, el típico clima de alta montaña se ve influenciado por la cercana presencia del mar, a tan solo 40 km. A causa de la abrupta topografía de la región, la precipitación es heterogénea y puede variar entre valores extremos de 250mm en los años secos y 900 mm en años húmedos (Pimentel et al., 2012). La presencia de nieve se observa a partir de cotas superiores a los 2000 m.s.n.m. usualmente entre los meses de noviembre a abril. los cuales serán considerados como los meses húmedos dentro de este estudio. Las temperaturas medias registradas en esta temporada son superiores a las características de un clima de montaña, debido a la proximidad de la zona marítima. A causa de las altas temperaturas que se pueden dar en algunos momentos de la temporada de nieve, se originan pequeños ciclos de fusión antes de que se produzca la gran fusión primaveral de final del ciclo anual.

Para el análisis del régimen de la humedad media del suelo se han utilizado datos diarios de precipitación, temperatura, velocidad del viento y humedad relativa de una selección de estaciones meteorológicas (Fig. 1). Los datos son facilitados por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET). La fiabilidad de estos datos es evaluada mediante procedimientos estadísticos que estudian correlaciones entre estaciones dependiendo de su localización y permiten eliminar valores anómalos y relleno de posibles huecos. Dichos datos son usados como datos de entrada en el modelo hidrológico de base física calibrado y validado en trabajos previos (Herrero et al., 2007; Pimentel et al., 2015; Pérez-Palazón et al., 2014). El periodo de estudio abarca un total de cinco décadas, comprendidas entre 1961 y 2009. Para realizar un análisis de las zonas más vulnerables a los cambios del régimen hídrico, el área de estudio ha sido dividida en 5 regiones coincidentes con las cabeceras de las cuencas de la zona de estudio (Fig. 1). La Tabla 1 muestra las características principales de las regiones en las que ha sido dividida el área de estudio, en relación con la dinámica de la nieve y el régimen hidrológico en altitud.

 Tabla 1. Resumen de las características y de las tendencias medias anuales globales observadas en cada una de las regiones de estudio.

	R1	R2	R3	R4	R5	TOTAL
Área (km ²)	459.13	1169.00	914.43	983.16	1058.00	4583.72
Cota media	1330.6	1235.0	1350.0	1270.6	1418.5	1320.9
Temp. (°C)	13.20	13.52	12.36	12.07	12.20	12.64
Prec. (mm)	552.46	358.40	425.17	530.97	629.99	490.86



Fig. 1. Localización del área de Sierra Nevada; Límites de las áreas protegidas: Parque Nacional (área gris oscuro) y Parque Natural (área gris claro); límites de las cinco regiones en las que ha sido dividida el área de estudio: R1- Adra, R2- Andarax, R3- Fardes, R4- Genil, R5-Guadalfeo; localización de las estaciones meteorológicas utilizadas (puntos).

3.- Metodología

Para analizar el régimen de humedad media en el suelo, 5 décadas (1961-2009) han sido seleccionadas. La humedad media del suelo ha sido simulada a escala diaria con el modelo hidrológico distribuido y de base fisica WiMMed (*Watershed Integrated Management in Mediterranean Environments*) (Herrero *et al.* 2009, 2011; Aguilar *et al.* 2010; Polo *et al.*, 2010; Pimentel *et al.* 2015). Los resultados obtenidos son analizados a distinta escala temporal, anual y estacional, para determinar tendencias y su relación con las variables meteorológicas forzadoras.

3.1.- Modelado hidrológico

Se ha utilizado WiMMed para realizar la simulación de la humedad en la zona no saturada del suelo del área de estudio. WiMMed es un modelo hidrológico completo, de base física y distribuida, desarrollado para su aplicación en ambientes mediterráneos. Para realizar la simulación, el modelo se centra en la interpolación espacial de las variables meteorológicas observadas y en las propiedades físicas e hidráulicas del suelo y vegetación. Los algoritmos utilizados han sido desarrollados teniendo en cuenta las características de los climas semiáridos y considerando la posibilidad de la falta de datos en zonas donde los procesos topográficos pueden afectar en los resultados.

Para la simulación de la humedad en la zona no saturada del suelo, el modelo realiza un balance de agua y energía en la zona no saturada del suelo. Con respecto al balance de agua en el suelo, el modelo considera la zona no saturada dividida en dos capas: una capa donde domina la infiltración; y una segunda capa en la que se produce el almacenamiento y distribución. En lo referente a los cálculos, el modelo reproduce la infiltración mediante el modelo físico de Green y Ampt (1911). La infiltración profunda comienza a producirse cuando todo el suelo se encuentra saturado utilizando la ecuación de Darcy-Buckingham. El modelo fue calibrado y validado en estudios anteriores realizados en la zona (Herrero *et al.*, 2011; Polo *et al.*, 2010). En este trabajo, los resultados de humedad se calculan para el perfil de la zona no saturada del suelo.

3.2.- Análisis de datos a largo plazo

Se ha realizado un análisis a escala estacional, anual y por décadas del periodo histórico comprendido entre los años 1961-2009. Se analizaron tanto variables meteorológicas: precipitación anual (P), precipitación anual en forma de nieve (Pnieve) y temperaturas media diarias máximas, mínimas y medias (T_{max} , T_{min} , T_{med}); así como tres valores diferenciados para la humedad: la humedad media anual (H_{med}); humedad media anual en el periodo seco (H_{seco}); humedad media anual en el periodo húmedo (H_{humedo}). Siendo definido el periodo húmedo como los meses comprendidos entre noviembre y abril del año hidrológico, y el periodo seco los meses restantes. Para representar los resultados, se ha calculado la humedad en términos del grado de saturación.

Con el fin de analizar la tendencia se realizó de manera individual a las variables un test de homogeneidad absoluta. El test utilizado en este caso fue el test de Mann-Kendall (Gibbons y Chakraborti, 2010). El test asume como hipótesis nula (H0) la existencia de una tendencia en la variable a estudiar. Por otro lado, se compara con la hipótesis alternativa (H1) definida por tener una tendencia monótona. La región de rechazo definida para fue del 0,05.

4.- Resultados y discusión

Esta sección muestra los resultados obtenidos del análisis del régimen de humedad en el suelo a escala anual y decenal en el área de estudio

4.1.-Análisis de tendencias de las variables meteorológicas

En lo referente a las variables meteorológicas, en toda el área de estudio, se observa una temperatura media de 12,6 °C para el periodo de estudio. Las temperaturas medias diarias máximas y mínimas observadas fueron 26,1 °C y 0,1 °C, respectivamente. La figura 2a muestra el resultado promediado en toda la cuenca de estudio para el caso de la temperatura. Se observa cómo las temperaturas máximas y medias sufren una tendencia creciente en torno a 0.04 °C al año y 0.02 °C al año respectivamente. En el caso de las temperaturas mínimas la tendencia observada muestra un decrecimiento de esta de unos 0.03 °C al año. El análisis estacional estima una temperatura media de 17.8 °C para el periodo seco y 7.3 °C en el caso del periodo húmedo. Por otro lado, el estudio pone de manifiesto un incremento de la temperatura de 0.008 °C al año y 0.031°C al año para los periodos húmedos y secos respectivamente. El análisis décadas realizado por no muestra un claro comportamiento para las temperaturas medias y mínimas (fig. 2b, fig. 2d), algo que sí aparece en el caso de la temperatura máxima (fig. 2c) donde parece observarse una tendencia creciente. La figura 3b representa la evolución de la precipitación media anual en el citado periodo. La media de los 50 años para los valores de precipitación es de 490,8 mm y de 88,4 mm para el caso de la precipitación forma de nieve. en



Fig. 2. (a). Evolución de la temperatura anual media, máxima y mínima. Boxplot de las medias decenales: (b) T media; (c) T máxima; (d) T mínima

Para ambas variables se observa un decrecimiento anual, con valores de 4.38 mm al año de pérdida para la precipitación y 1.18 mm al año en el caso de la precipitación en forma de nieve.

A escala estacional, se estima una precipitación media de 135.5 mm para el periodo seco, con una tendencia decreciente de -0.24 mm año⁻¹. El periodo húmedo, con sus 355.4mm de media en todo el periodo de estudio destaca por su tendencia decreciente de 4.1 mm año⁻¹.El análisis decenal (fig. 3c y fig. 3d) muestra asimismo una disminución general para ambas variables. A su vez, el análisis muestra un incremento de la torrencialidad en el régimen de precipitación y precipitación en forma de nieve. De manera excepcional, se observa en la década del 70-80 el mayor valor de precipitación en forma de nieve a pesar de ser una década bastante seca. Este aumento es debido a ser la década en la que se producen las temperaturas más bajas. Este comportamiento se observa claramente en la evolución de la ratio precipitación en forma de nieve/precipitación, en la que para la citada década aparecen valores mayores. A pesar de ello una tendencia decreciente muy baja de 0.0001 mm mm⁻¹ al año es observada, lo que pone de manifiesto que la disminución de nieve viene dada por la disminución en la precipitación total más que en la cantidad relativa de la fracción líquida/sólida (fig. 3a).

Con el fin de realizar una evaluación local dentro del área

de estudio e identificar las zonas más vulnerables, se muestran en la Tabla 2 los valores medios estimados para cada región identificada en la zona por décadas en los dos periodos definidos dentro del año. Se identifica Andarax como la más representativa en condiciones semiáridas, seguida por Fardes en el régimen de precipitación y por Adra en el de temperatura. Por el contrario, debido a su abrupta topografía junto con la influencia de las condiciones en la costa mediterránea, confieren a la región del Guadalfeo los valores máximos de precipitación. Por ello, se considera la más representativa de condiciones alpinas seguida por Genil.

4.2.- Análisis de tendencias del régimen de humedad del suelo

Este apartado muestra el análisis del régimen de humedad en la zona no saturada del suelo obtenido mediante el modelado hidrológico. En la fig. 4a se observa la evolución de la media anual de dicha variable. A escala anual, el modelo estima una variación en la humedad media entre 0.103 mm·mm⁻¹ de máximo para el año 1962-1963 y 0.004 mm·mm⁻¹ de mínima para el año 1994-1995, obteniendo una humedad media promediada de unos 0.043 mm·mm⁻¹ para todo el periodo de estudio El análisis por décadas (fig.4b-d) muestra una tendencia decreciente y escasa variabilidad entre los años que la componen a



Fig. 3. Relación entre la variable de precipitación de nieve y precipitación anual a lo largo del periodo de estudio (a). Evolución de la precipitación anual y precipitación de nieve anual (b). Boxplot de las medias decenales: (c) Precipitación; (d) Precipitación en forma de nieve; (e) Relación P_{nieve}/Precipitación

1960-1970 1970-1980 1980-1990 1990-2000 2000-2010 Periodo Seco húmedo Seco húmedo Seco húmedo Seco húmedo Seco húmedo P(mm) 150,9 521,1 172,2 376,2 135,4 397,0 176,5 384,7 120,9 300,9 P_{nieve} (mm) T(°C) 95,6 ADRA 2,0 90,1 68,1 1.9 70,4 1,7 5,8 1,5 62,1 17,2 18,3 18,7 18,9 (R1) 18,2 8,1 7,7 8,2 8,8 7,5 H(mm⁻¹) 0,010 0,007 0,013 0.091 0,013 0,067 0,064 0.012 0,063 0.053 P(mm) 115,7 318,4 118,6 225,8 95,5 250,4 123,8 240,7 77,9 211,1 0.5 2.9 50.9 0.3 35,4 38.6 0.3 30.9 ANDARAX Pnieve (mm) 44.1 0.6 (R2) T(°C) 18,5 8.4 17.5 7.9 18,6 8,6 18.8 9.1 19.2 8,2 H(mm⁻¹) 0,042 0,004 0.008 0,062 0,0082 0.045 0.005 0.043 0.007 0,037 396,4 96,3 137.9 110,1 1332 263.8 309.9 264,8 1331 277,3 P(mm) FARDES P_{nieve} (mm) 2,1 73,8 5,1 70,2 1,5 61,3 2,2 56,5 1,5 55,4 T(°C) 17,6 6,7 17,1 6,2 17,9 6,8 18,2 7,2 18,9 6,7 (R3) H(mm⁻¹ 0,007 0,009 0,006 0,007 0,006 0,046 0.077 0,050 0.054 0.051 P(mm) 158,6 547,1 162,2 378,5 113,3 4215,3 153,1 298,4 131,1 271,5 GENÍL 111,7 93.5 70.2 $P_{nieve}(mm)$ 5,4 125.9 11.3 3,9 5.8 4.8 69,8 177 177 18.0 184 (R4) T(°C) 6,6 16.6 6,2 6,8 7.2 6.5 H(mm⁻¹) 0,018 0,115 0,018 0,077 0,012 0,079 0,010 0,062 0,007 0,048 603,7 446,6 182,7 147,3 161,3 1897 130,1 489 9 423,6 347,8 P(mm)

159,2

6,4

0,117

7,8

17,2

0,022

143,8

6,9

0,118

11,1

17,6

0,021

114,8

7,5

0,110

8,4

17,9

0,015

101,7

6,6

0,091

Tabla 2. Resumen de las variables descriptoras de seleccionadas a escala temporal de décadas en las distintas regiones encontradas dentro del área de estudio.



Fig. 4. Evolución del la régimen de humedad media en el suelo (a). Boxplot de las medias decenales: (b) Humedad media; (c) Humedad en periodo húmedo; (d) Humedad en periodo seco.

excepción de la década 1990-2000, década en la que aparecen valores extremos. A escala estacional, la fig.4.a. muestra una tendencia similar a la que sigue la humedad media anual simulada. A lo largo del periodo de estudio se estima una humedad de 0.075 mm·mm⁻¹ ^y 0,013 mm·mm⁻¹ para el periodo húmedo y seco respectivamente. Cabe destacar que la tendencia encontrada en las tres variables definidas es negativa. Además, esta tendencia es mayor para H_{humedo} y para H_{med}, siendo 0,0006 año⁻¹ y 0,0011 año⁻¹ respectivamente.

GUADALFEO

(R5)

Pnieve (mm)

T(°C)

H(mm⁻¹)

10,2

17,0

0,033

177,3

6,9

0,154

19,2

16,6

0,032

La menor variabilidad de los valores de humedad en el

período seco pone de manifiesto que el contenido de agua durante este período está condicionado por la precipitación pero en menor grado que durante la época húmeda. De igual modo el año 1994, marca un mínimo casi coincidente para las tres variables de humedad, que nos lleva a fijar este valor de humedad umbral como posible valor residual en período de sequía.

Al igual que para las variables meteorológicas la Tabla 2 muestra los valores zonificados para región en el caso de la humedad. Se observa cómo los valores máximos para ambos periodos se dan en la cuenca del río Guadalfeo (R5), con valores decenales máximos de 0.0328 mm mm⁻¹ para periodo húmedo y 0.1544 mm mm⁻¹ para periodo seco ambos coincidentes con la década más húmeda (1960-1970). Por el contrario, los valores mínimos se encuentran en la cuenca de Andarax (R2), con valores mínimos para la década más seca (2000-2010) con valores de 0.0039 mm mm⁻¹ y 0.0369 mm mm⁻¹.para los períodos seco y húmedo respectivamente. Por otro lado, se observa un claro decrecimiento de la humedad entre décadas.

4.3.-Significancia del análisis de tendencias

El test Mann-Kendall realizado para evaluar la importancia de las tendencias encontradas, muestra que todas las variables analizadas son estadísticamente significativas, a excepción de la tendencia de T_{min} (Tabla 3).

Tabla 3. Resultados del Test Mann-Kendall con un nivel de significancia de α =0,05 realizado para cada una de las variables analizadas

Variable	Estadístico	Interpretación
Precipitación (P)	2,72	Rechaza H_0
Precipitación Nieve (Pn)	4,06	Rechaza H_0
P_n/P	1,99	Rechaza H_0
Temperatura mínima	1,31	No rechaza H_0
Temperatura media	-3,43	Rechaza H_0
Temperatura máxima	-2,82	Rechaza H_0
Humedad media	3,45	Rechaza H_0
Humedad seco	2,90	Rechaza H_0
Humedad húmedo	3,084	Rechaza H_0

5.- Conclusiones

El análisis espacial de las tendencias en 50 años sitúa Sierra Nevada en la zona más sensible a los cambios meteorológicos registrados, los cuales se ven afectados en su influencia en el régimen hidrológico simulado. La zonificación realizada identifica las cuencas del río Guadalfeo y Andarax como las zonas extremas en presencia de nieve y, por tanto, donde el impacto del cambio de su régimen puede ser especialmente observado en términos de umbrales y cambios de estado. La precipitación, en lugar de la temperatura, parece ser más relevante en las variaciones de precipitación en forma de nieve y por ello, en el contenido de agua en el suelo estimado. No obstante, la variabilidad anual es muy elevada para las variables analizadas y se requieren series extensas para efectuar un análisis preliminar. Por otro lado, un buen mantenimiento en la monitorización además de su ampliación en zonas de altura podría mejorar el análisis a escala global en la zona. Con respecto a la estimación del régimen de humedad del suelo mediante modelado hidrológico, el análisis muestra una tendencia decreciente a lo largo del periodo de estudio. Además, el aumento de la torrencialidad en la precipitación ocasiona una disminución de la humedad del suelo en su horizonte superficial a escala global.

Agradecimientos. Este trabajo ha sido realizado con el apoyo de la Fundación Biodiversidad, Ministerio de Agricultura, Alimentación y medio Ambiente, Proyecto "Influencia del cambio global en los servicios ecosistémicos asociados a la hidrología en el Parque Nacional de Sierra Nevada", parcialmente financiado por Ministerio de Economía y Competitividad (Proyecto de investigación CGL 2014-58508-R, "Sistema de seguimiento global de la cubierta de nieve en regiones mediterráneas: análisis de tendencias e implicaciones para la disponibilidad de recursos hídricos en Sierra Nevada"); y en el marco de *Panta Rhei Initiative* de la International Association of Hidrological Sciences (IAHS) Grupo de trabajo: Water and energy fluxes in a changing environment. Los autores agradecen la ayuda del Parque Nacional y Natural de Sierra Nevada.

6.- Bibliografía

- Aguilar, C., J. Herrero y M.J. Polo, 2010. Topographic effects on solar radiation distribution in mountainous watersheds and their influence on reference evapotranspiration estimates at watershed scale. Hydrol. Earth Syst. Sci., 14, 2479-2494.
- Brocca, L., T. Tullo, F. Melone, T. Moramarco y R. Morbidelli, 2012. Catchment scale soil moisture spatial-temporal variability. J. Hydrol., 422-423: 63-75.
- Gibbons, J. D.y S. Chakraborti, 2010. Nonparametric Statistical Inference, 5th Edition. CRC Press. ISBN: 0-8247-4052-1.
- Green W.H. y G. Ampt, 1911. Studies on soil physics, 1. The flow of air and water through soils. The Journal of Agricultural Science 4: 1-24.
- Herrero, J., C. Aguilar, M.J. Polo y M.A. Losada, 2007. Mapping of meteorological variables for runoff generation forecast in distributed hydrological modeling. Proc. Hydraulic measurements and Experimental Methods, New York. 606-611.
- Herrero, J., M.J. Polo, A. Moñino y M.A. Losada, 2009. An energy balance snowmelt model in a Mediterranean site, J. Hydrol, 371, 98-107.
- Herrero, J., M.J. Polo, y M.A. Losada, 2011. Snow evolution in Sierra Nevada (Spain) from an energy balance model validated with Landsat TM data. Proceedings of SPIE - The International Society for Optical Engineering. Vol. 8174: 817403.
- Litaor, M.I., M. Williams, M. y T.R. Seastedt, 2008. Topographic controls on snow distribution, soil moisture, and species diversity of herbaceous alpine vegetation, Niwot Ridge, Colorado. J. Geophys. Res.: Biogeosciences, 113 (2): G02008.
- Martínez-Fernández, J. y A. Ceballos, 2005. Mean soil moisture estimation using temporal stability analysis. J. Hydrol, 312 (1-4): 28-38.
- McNamara, J.P., D. Chandler, M. Seyfried y S. Achet, 2005. Soil moisture states, lateral flow, and streamflow generation in a semi-arid, snowmelt-driven catchment. Hydrol. Process., 19 (20): 4023-4038.
- Owe, M., R. de Jeu y T. Holmes, 2008. Multisensor historical climotology of stellite-derived global land surface moisture. J. Geophys. Res. Earth Surface 113 (1): F01002.
- Pérez-Palazón, M.J., R. Pimentel, J. Herrero y M.J. Polo, 2014. Analysis of snow spatial and temporary variability through the study of terrestrial photography in the Trevelez river valley. Proceedings of SPIE - The International Society for Optical Engineering. Vol. 9239: 923918.
- Pimentel, R., J. Herrero y M.J. Polo, 2012. Terrestrial photography as an alternative to satellite images to study snow cover evolution at hillslope scale. Proceedings of SPIE - The International Society for Optical Engineering. Vol. 8531: 85310Y.
- Pimentel, R., J. Herrero, Y. Zeng, Z. Su, y M. J., Polo, 2015. Study snow dynamics at subgrid scale in semiarid environment combining terrestrial photography data assimilation techniques. J. Hydrometeorol. 16, 563-578.
- Polo, M. J., J. Herrero, C. Aguilar, A. Millares, A. Moñino, S. Nieto y M.A. Losada, 2010. WiMMed, a distributed physically-based watershed model (I): Description and validation". Environmental Hydraulics: Theoretical, Experimental and Computational Solutions -Proceedings of the International Workshop on Environmental Hydraulics, IWEH 2009. 225-228. ISBN: 978-0-415-56697-1.
- Polo, M.J., M.P. González-Dugo, C. Aguilar y A. Andreu, 2013. Surface soil monitoring by remote sensing application to ecosystem services and scale effects. Earth Observation of Ecosystem Services. Taylor & Francis. 303-327. ISBN: 978-1-46-650588-9.
- Seyfried, M.S., L.E. Grant, D. Marks, A. Winstral y J. McNamara, 2009. Simulated soil water storage effects on streamflow generation in a mountainous snowmelt environment, Idaho, USA. Hydrol. Process, 23 (6): 858-873.

Área temática VI

Modelos descriptivos y predictivos de los procesos que acontecen en la zona no saturada

INCORPORACIÓN DE INCERTIDUMBRE EN LA EVALUACIÓN DE LA CAPACIDAD DE PREDICCIÓN DE MODELOS APLICADOS A LA ZNS

A. Ritter^{1*} y R. Muñoz-Carpena²

¹ Dep. Ingeniería Agraria, Náutica, Civil y Marítima. Universidad de La Laguna. Ctra. Geneto, 2; 38200 La Laguna, <u>aritter@ull.es</u>
 ² Agricultural and Biological Engineering. University of Florida. 287 Frazier Rogers Hall, PO Box 110570 Gainesville, FL 32611-0570 (EEUU), <u>carpena@ufl.edu</u>

RESUMEN. La incertidumbre es uno de los aspectos importantes que afecta al desarrollo y uso de modelos de simulación en la ZNS como herramientas de apoyo a la toma de decisiones. Entre las principales fuentes de incertidumbre que condicionan el éxito de la calibración y verificación de dichos modelos está aquella que se asocia a los valores observados (con los que se comparan las predicciones) y la propia del modelo. En este trabajo se combinan dos metodologías para configurar una herramienta orientada a la calibración y verificación de modelos, que permita evaluar de manera objetiva y sencilla el efecto que tiene sobre la bondad de ajuste esta incertidumbre. La primera de ellas consiste en el procedimiento genérico implementado en la aplicación informática FITEVAL (Ritter y Muñoz-Carpena, 2013) que permite la evaluación con significación estadística de la bondad de ajuste de modelos matemáticos. La segunda se basa en los métodos propuestos por Harmel y Smith (2007) para incorporar la incertidumbre en el cálculo de los indicadores de bondad de ajuste. Mediante una serie de ejemplos se ilustra las implicaciones de considerar la incertidumbre en el proceso de evaluación de la capacidad de predicción de modelos de simulación. Uno de los métodos usados y descritos en Harmel y Smith (2007) tiene la ventaja de que puede considerarse no paramétrico, pero produce una evaluación de la bondad de ajuste del modelo demasiado optimista. Por el contrario, el otro método utilizado da lugar a mejoras moderadas. Sin embargo, este último se considera más apropiado, ya que proporciona un cálculo más realista del término de error utilizado en los indicadores, aunque requiere conocer o asumir la función de probabilidad que caracteriza el error de los datos.

ABSTRACT. Uncertainty is one important aspect that affects development and use of simulation models in the ZNS as a tool for supporting decision-making. The main sources of uncertainty that influence the success in the calibration and verification of such models are the uncertainties associated with both the observed values and the model itself. In this paper we combine two approaches for developing a tool that allows for evaluating the effect that these uncertainties may have on the model goodness-offit. The first approach is the generic procedure implemented in the software application FITEVAL (Ritter and Muñoz-Carpena, 2013), which allows for evaluating the performance of mathematical models with statistical significance. The second is based on the methods proposed by Harmel and Smith (2007) to incorporate uncertainty in the calculation of the goodness-of-fit indicators. Based on

illustrative examples we show the implications of considering uncertainty in model performance evaluation. One of the methods used and described in Harmel and Smith (2007) has the advantage that it can be considered non-parametric, but yields a too optimistic model performance evaluation. By contrast, the other method results in small improvements in the goodness-of-fit indicators. The latter is considered more appropriate as it provides a more realistic calculation of the goodness-of-fit indicators' error term. However, it requires information about the probability distribution of the error around the observed values.

1.- Introducción

El éxito del uso de modelos matemáticos para la toma de decisiones, la gestión o la investigación depende de su capacidad de predicción. La evaluación de la bondad de ajuste de éstos es por tanto importante y requiere de métodos y criterios adecuados. Existen numerosos enfoques para caracterizar y cuantificar la capacidad de predicción de los modelos y en Bennet et al. (2013) puede encontrarse una revisión general de las técnicas disponibles, que básicamente pueden agruparse en métodos numéricos, gráficos cualitativos. V Independientemente del tipo de técnica, lo deseable es que éstas proporcionen la información útil y suficiente que permita juzgar la bondad de ajuste del modelo con la subjetividad posible. menor Diversas propuestas metodológicas para la evaluación de modelos pueden encontrarse en la bibliografia (Dawson, 2007; 2010; Moriasi et al, 2007; Jakeman et al, 2006; Reefsgard et al, 2005; Wagener et al., 2001). En este contexto, Ritter y Muñoz-Carpena (2013) presentaron un marco o procedimiento unificado para la realización de un análisis multi-objetivo de la capacidad de predicción incorporando significación estadística. Éste consiste en un procedimiento integral, que (a través de su aplicación informática) es simple, rápido y permite al usuario reducir la subjetividad en la interpretación de los indicadores de bondad de ajuste, así como aceptar o rechazar ésta con un nivel de significación deseado. Además, el usuario puede evaluar el efecto que las predicciones sesgadas del modelo y la presencia de valores atípicos o valores repetidos en los datos podrían tener en la evaluación de bondad de ajuste. Sin embargo, este marco unificado no tiene en cuenta la incertidumbre asociada al proceso de

simulación. A pesar de que diversos autores han destacado la importancia de incluir la incertidumbre en el uso y la evaluación de modelos de simulación (Beven, 2006b; Kavetski et al, 2002; Pappenberger y Beven, 2006; Shirmohammadi et al, 2006), esto no es una práctica común, ya que no suele ser sencillo. La mayoría de los modelos de simulación y de los datos usados están asociados a un cierto grado de incertidumbre (Shirmohammadi et al., 2006). Vicens et al. (1975) clasifican las fuentes de incertidumbre en tres tipos: i) la estructura del modelo, ii) la parametrización y iii) los valores medidos (datos). La incertidumbre asociada a las predicciones puede atribuirse tanto a una parametrización inadecuada (es decir, a un conocimiento incompleto de los valores de los parámetros del modelo), como a la incapacidad de la estructura y algoritmos del modelo para representar el proceso real que pretende simularse (Beven, 1989; Haan, 1989; Harmel y Smith, 2007; Luis y McLaughlin, 1992; Shirmohammadi et al, 2006; Sohrabi et al, 2003). Diversos métodos para tener en cuenta este tipo de incertidumbre pueden encontrarse en la bibliografia (por ejemplo, Beck, 1987; Beven, 2006a; Haan, 1989; Haan et al., 1995; Hession y Storm, 2000; Kavetski et al., 2002; Muñoz-Carpena et al., 2007; Reefsgaard et al 2006; Reckhow, 1994; Shirmohammadi et al, 2006). Por el contrario, la incertidumbre inherente a los datos de calibración y verificación (incertidumbre de las mediciones) rara vez se incluye en la evaluación de la bondad de ajuste (Harmel y Smith, 2007, Alexandrov et al., 2011). Con esta motivación, Harmel y Smith (2007) propusieron un procedimiento para tener en cuenta este tipo de incertidumbre, modificando el término desviación o de error (valores observados frente a los valores calculados) que se usa en el cálculo de muchos de los indicadores de bondad de ajuste. Estos autores plantearon dos modificaciones: i) utilizando límites de incertidumbre para cada valor medido, los cuales se calculan con base en intervalos de error probables (PER) asumidos o bien conocidos; ii) utilizando un factor de corrección o coeficiente de forma (CF), que se deriva de la probabilidad de distribución de la incertidumbre acerca de cada valor medido. Posteriormente, Harmel et al. (2010) propusieron un factor de corrección que se determina a partir del grado de solapamiento de las funciones de densidad de probabilidad de cada valor medido y cada valor calculado (si se cuenta con esta información). La primera opción o modificación (denominada en adelante método PER) es interesante, porque se puede considerar un procedimiento no paramétrico, ya que no requiere ningún supuesto de distribución de probabilidad. Además, permite combinar todas aquellas fuentes de incertidumbre que pueden ser estimadas fácilmente ya sea por experiencia o bien según valores disponibles en la bibliografía (Harmel et al., 2006). Sin embargo, mediante la aplicación de esta modificación, los indicadores de bondad de ajuste mejoran considerablemente, sugiriendo una capacidad de predicción del modelo demasiado optimista. Por el contrario, la segunda modificación, (denominada aquí como método CF), es más apropiada, ya que proporciona un cálculo más realista del término desviación, y por lo tanto la mejora

resultante en los indicadores de bondad de ajuste es moderada. Sin embargo, este método sólo es aplicable cuando se conoce o se cuenta con información sobre la distribución de probabilidad de la incertidumbre.

Con este trabajo se propone i) la inclusión del procedimiento de Harmel y Smith (2007) en el marco unificado de Ritter y Muñoz-Carpena (2013) para una mejor interpretación de los resultados del modelo en los procesos de calibración y verificación; ii) evaluar la mejora de los indicadores de bondad de ajuste obtenidos con cada una de las modificaciones mencionadas; iii) analizar cómo la inclusión de la incertidumbre en la evaluación influye en la aceptación/rechazo estadístico de la capacidad de predicción del modelo.

2.- Materiales y métodos

2.1.- Marco unificado original para evaluar la capacidad de predicción

Este procedimiento de evaluación y su aplicación informática se describen en Ritter y Muñoz-Carpena (2013). Consiste en la combinación de tres herramientas de evaluación de la bondad de ajuste: i) un gráfico de dispersión de los valores observados (datos) frente a los calculados (o predichos); ii) la cuantificación del error del modelo de predicción como la raíz del error cuadrático medio (*RMSE*); y iii) el cálculo del coeficiente de eficiencia (*NSE*) de Nash y Sutcliffe (1970) como indicador adimensional de la bondad de ajuste. Estos indicadores se obtienen según:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N} (O_i - P_i)^2}{N}} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N} e_i^2}{N}}$$
(1)

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{N} e_i^2}{\sum_{i=1}^{N} (o_i - \overline{o})^2} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{N} (O_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^{N} (O_i - \overline{o})^2} = 1 - \left(\frac{RMSE}{SD}\right)^2$$
(2)

donde $e_i = (O_i - P_i)$ es el término de error; O_i y P_i representan los vectores (de tamaño N) que contienen los datos y las estimaciones que calcula el modelo, respectivamente; \overline{O} y SD son la media y la desviación estándar de los valores observados, respectivamente. El *RMSE* varía de 0 a ∞ , de tal manera que un valor igual a 0 indica un ajuste perfecto. El *NSE* representa el complemento a la unidad de la relación entre el error cuadrático medio del modelo ($RMSE^2$) y la varianza de las observaciones (SD^2). Toma valores - $\infty \le NSE \le 1$, de tal manera que un *NSE* = 1 indica un ajuste perfecto, mientras que un *NSE* ≤ 0 sugiere que la media de los valores observados predice mejor los datos que el propio modelo evaluado.

La realización de pruebas de hipótesis sobre si el NSE supera un valor umbral se basa en la obtención

aproximada de la función de distribución de probabilidad (FDP) del NSE. Esto se realiza mediante bootstrapping (Efron y Tibshirani, 1993) o block-bootstrapping (Politis y Romano, 1994) en el caso de datos de series temporales. Estableciendo valores umbrales se delimitan las clases de eficiencia del modelo denominadas: Insatisfactoria (NSE< 0.65), Aceptable (0.65 \leq NSE< 0.80), Buena (0.80 \leq NSE< 0.90) y Muy buena (NSE≥ 0.90) (Ritter y Muñoz-Carpena, 2013). La probabilidad de que el NSE esté dentro de cada una de estas clases se obtiene de la FDP aproximada del NSE. Si se define la hipótesis nula (H0) como que la mediana de la FDP de NSE es menor que el valor NSE umbral por debajo del cual la bondad de ajuste no es aceptable (NSE <NSE_{umbral}), la hipótesis alternativa (H1) representa la situación de que la bondad de ajuste es favorable (NSE NSE unbral). Así, la hipótesis nula será rechazada estadísticamente (es decir, la bondad de ajuste es satisfactoria) cuando el valor de p sea menor que un nivel de significación a. El valor p representa aquí la probabilidad de aceptar erróneamente el ajuste ($NSE \ge NSE_{umbral} = 0.65$), cuando debería ser rechazado (es decir, cuando H0 es verdadera). Valores de nivel de significación α típicos son 0.1, 0.05 o 0.01, pero la elección de α debe basarse en el contexto de la investigación, es decir, en cómo de importante tiene que ser la evidencia para aceptar o rechazar H0. Como punto de partida, Ritter y Muñoz-Carpena (2013) sugirieron adoptar el nivel de significación menos restrictivo de $\alpha = 0.10$.

Este procedimiento unificado de evaluación permite abordar también el efecto que podrían tener sobre la capacidad de predicción los resultados sesgados del modelo, así como la presencia de valores atípicos ("outliers") o valores repetidos en los datos. La aplicación informática correspondiente, denominada FITEVAL, realiza todo el proceso descrito de manera simple y rápida (http://aritter. webs.ull.es/software.html o http://abe.ufl.edu/carpena/ software/FITEVAL.shtml). Para más detalles, se remite al lector a Ritter y Muñoz-Carpena (2013).

2.2.- Incorporación de la incertidumbre asociada a los datos y la incertidumbre del modelo

Las modificaciones en el cálculo de los indicadores de bondad de ajuste seleccionados (*NSE* y *RMSE*) permiten incluir la incertidumbre en el marco unificado de evaluación del modelo. Estas modificaciones consisten en cambiar el término de error ($e_i = O_i - P_i$) en las Ecs. (1) y (2) de acuerdo con los enfoques descritos a continuación.

2.2.1.- Método PER: límites de incertidumbre basados en el intervalo probable de error

Siguiendo Harmel y Smith (2007), los límites de incertidumbre se pueden construir de acuerdo con el intervalo error probable (*PER*) cuando no hay información acerca de la distribución de probabilidad de cada valor, de manera que

$$LimI_O_i = O_i (1 - PER_i/100)$$

$$LimS_O_i = O_i (1 + PER_i/100)$$
(3)

donde $LimI_O_i$ y $LimS_O_i$ son los límites inferior y superior de incertidumbre para cada valor observado, respectivamente; y PER_i (%) es el intervalo de error probable para cada observación, que se considera aquí para ser mayor que 0 y menor que 1. Los PER_i pueden ser estimados con base en una opinión experta; o bien con valores de la bibliografía (Harmel et al., 2006); o bien mediante el método de propagación (raíz de la media de los cuadrados) de Topping (1972), que está ampliamente aceptado para estimaciones de la incertidumbre. Más detalles sobre esto pueden ser consultados en Harmel y Smith (2007). Los límites de incertidumbre en (3) se utilizan para calcular el término modificado del error (e_i^*) en las Ecs. (1) y (2), de manera que si un valor calculado (P_i) se encuentra fuera de los límites de incertidumbre, e_i^* se calcula como la diferencia entre Pi y el límite más cercano incertidumbre. En caso contrario, e_i^* es igual a 0 (Tabla 1, y Fig. 1).



Fig. 1. Representación gráfica del cálculo del término de error (e_i^*) en el *Método PER. P_i*, *P_i*' y *P_i*'' indican predicciones del modelo dentro y fuera de los límites de incertidumbre.

2.2.2.- Método CF: factor de corrección basado en distribuciones de probabilidad

El grado de superposición entre las funciones de distribución de probabilidad (FDPs) correspondientes a los valores observados y a los calculados se puede utilizar como un indicativo de eficiencia del modelo (Haan et al., 1995). En este sentido, Harmel y Smith (2007) y posteriormente Harmel et al., (2010) proponen un factor de corrección para modificar el término de error (e_i) en las Ecs. (1) y (2). Este método requiere la FDP de cada dato (e incluso la de cada predicción) e implica asumir que estas FDPs son simétricas, y que cada dato representa la media y la mediana de dicha distribución. Dependiendo de la variación de las propiedades de distribución en todo el intervalo de los datos, es posible considerar una FDP particular para cada valor medido o bien una misma FDP común a todos los datos. Una vez establecida la FDP, se calculan los factores de corrección (CF_i) . Harmel y Smith (2007) describen cómo calcular dichos factores de corrección para la FDP normal y la FDP triangular cuando se quiere tener en cuenta sólo la incertidumbre de los datos medidos. Posteriormente, Harmel et al. (2010) amplían el método para calcular CF_i que incorporen tanto incertidumbre asociada a los datos como aquella asociada al modelo. Para ello, cada CF_i se obtiene como el complemento a la unidad del grado de solapamiento entre las FDPs de los valores observados y los calculados (Tabla 2). El cálculo del término de error modificado (e_i^*) en función del factor de corrección se muestra en la Tabla 1.

Cuando se consideran FDP normales (Fig. 2), el cálculo de los factores de corrección (CF_i) requiere conocer el de los coeficientes de variación (CV_i) de esas FDPs (Tabla 2). Cuando éstos son desconocidos, podrían obtenerse a partir de los valores PER_i , que como se ha comentado previamente pueden estimarse con mayor facilidad (a partir de la bibliografía o de opiniones expertas). Así, si se considera que el *PER* está asociado al intervalo de confianza del 95%, el cálculo se basa en dividir éste entre 1.96 tal y como se ilustra en la demostración (4).



Fig. 2. Representación gráfica del factor de corrección en el Método CF.

2.3.- Casos ilustrativos de los métodos propuestos

Con el fin de estudiar el efecto de la incorporación de la incertidumbre en la evaluación del rendimiento del modelo, se seleccionaron algunos casos de estudios anteriores (Ritter et al., 2007) y se reanalizaron usando una versión modificada del programa informático FITEVAL (Ritter y Muñoz-Carpena, 2013), que incluye los métodos descritos anteriormente. En dicho trabajo se utilizó un modelo factorial dinámico (ver Zuur et al., 2003) para predecir la serie temporal de la concentración de nitrato-nitrógeno de las aguas subterráneas someras, [N-NO₃⁻], en 18 pozos de monitoreo distribuidas a través de un campo agrícola de 4 ha. Se eligieron pozos (W6, W1 y W14) en los que la capacidad predicción del modelo utilizado fue considerada como Buena, Aceptable e Insatisfactoria). La versión modificada de FITEVAL permite llevar a cabo la evaluación de 14 maneras diferentes. Aquí se ha utilizado el Caso 1 (sin incluir incertidumbre), el Caso 3 (incertidumbre utilizando el Método PER), y los Casos 9 y 11 (incertidumbre calculada utilizando el Método CF). El Caso 9 incorpora sólo la incertidumbre asociada a los datos, mientras que el Caso 11, ambas incertidumbres, las asociada a los datos y la asociada a las predicciones del modelo.

Como intervalo probable de error (*PER*) se seleccionan tres valores: 8%, 17% y 69% que se corresponden con los propuestos por Harmel *et al.* (2006) para [N-NO₃⁻] para escenarios típicos.

Para aplicar el *Método CF* (Casos 9 y 11) se asumió una FDP común a todos los datos de tipo normal usando CV de 4.1%, 8.7% y 35.2% que resultan de aplicar la Ec. (4) a los valores de *PER* anteriores. Además para el Caso 11, se asume además que la incertidumbre asociada a las predicciones se caracteriza igual que la asociada a los datos: única distribución normal y los mismos CV.

Tabla 1

Cálculo del término de desviación de los indicadores de acuerdo con el enfoque de Harmel y Smith (2007).

Condición	Término de error (Método PER)	Término de error (Método CF)
$P_i < LimI_O_i$	$e_i^* = LimI_O_i - P_i$	$e_i^* = (O_i - P_i)$
$LimI_O_i \le P_i \le LimS_O_i$	$e_i^* = 0$	$e_i^* = CF_i(O_i - P_i)/a, 0 \le CF_i \le a$
$P_i > LimS_O_i$	$e_i^* = LimS_O_i - P_i$	$e_i^* = (O_i - P_i)$

 O_i : Valores observados; P_i : Valores calculados; $LimI_O_i$ y $LimS_O_i$: Límites inferior y superior de incertidumbre asociada a los datos; CF_i : Factor de corrección. Siendo a=0.5 cuando se considera sólo la incertidumbre asociada a los datos y a=1 cuando se tiene en cuenta la incertidumbre asociada a los datos y al modelo.

3.- Resultados y discusión

La Tabla 3 resume el análisis comparativo del efecto de la inclusión de incertidumbre en la bondad de ajuste para los pozos seleccionados (W6, W1 y W14). Para el pozo W6, donde, sin considerar incertidumbre, NSE= 0.823 (*Buena*) y p= 0.002, la incorporación de incertidumbre con el *Método PER* aumenta el *NSE* por encima de 0.9 para los tres valores de *PER* elegidos. Sin embargo, la mejora de los indicadores con el *Método CF* (Casos 9 y 11) usando CV= 4.1% y 8.7% es muy pequeña. Sólo al utilizar un *CV* mucho más alto

(35.2%) se consigue un efecto similar al del *Método PER*. En este caso, al ser ya la significación estadística muy buena ($p<\alpha=0.01$), el efecto beneficioso de incorporar incertidumbre no es destacable. El pozo W1 tiene un *NSE*= 0.749 y un p=0.115 superior al $\alpha=0.1$ (con lo que la bondad de ajuste no se consideraría estadísticamente satisfactoria). Como en el caso anterior, la incorporación de incertidumbre con el *Método PER* (Caso 3) da lugar a mejoras considerables en los indicadores de bondad de ajuste y en el valor de p con los tres valores de *PER* usados. Con el *Método CF*, aunque las mejoras alcanzadas con los *CV* más bajos (4.1% y 8.7%) son pequeñas, resulta interesante que los valores de p se reducen por debajo de α = 0.1 (bondad de ajuste estadísticamente satisfactoria). Para conseguir que la significación esté por debajo de α = 0.05, es necesario que *CV* sea mayor (p.ej. 35.2% en el Caso 9). Para el pozo W14 con un *NSE*= 0.532 (*Insatisfactoria*) y un p=0.867, la incorporación de incertidumbre con el *Método PER* produce unas mejoras importantes consiguiendo incluso para *PER*=17% que la bondad de ajuste pueda calificarse de *Muy Buena* (*NSE*= 0.886, p= 0.003). Por el contrario, al usar el *Método CF* no se consigue que la bondad de ajuste pueda ser aceptada con p< α =0.1 (salvo en el Caso 11 con *CV*=35.2%)

En general, el *Método PER* produce una mejora elevada en la bondad de los indicadores de ajuste (Caso 3), mientras que el *Método CF* produce una pequeña mejora en los indicadores de bondad de ajuste (Casos 9 y 11). Mejores indicadores implican también que la aceptación estadística de la capacidad de predicción del modelo sea factible para α = 0.10 o niveles de significación más restrictivos (por ejemplo α = 0.05). Todos estos resultados ilustran lo inadecuado que puede llegar a ser el *Método PER*, siendo más recomendable el *Método CF*.

Puesto que la eficiencia del modelo no está linealmente relacionada con NSE (Ritter y Muñoz-Carpena, 2013), estas mejoras pueden ser analizados también en términos de n_t , es decir, la relación entre la dispersión de los datos (SD) y el error del modelo (RMSE) (Tabla 3). Así, el Método PER se traduce en cambios de n_t desde aproximadamente 73% a 3510%, mientras que el Método CF implica cambios mucho más bajos de n_t (1% - 156% con Caso 9 y 3% - 443% con Caso 11). Probando con otros valores de CV (resultados no mostrados) se concluye que el Método CF produce resultados similares al método PER (con PER = 17%) cuando se utiliza CV ~ 65%.

Estos resultados representan la base para desarrollar un procedimiento que permita tener en cuenta la incertidumbre en la evaluación de la bondad de ajuste utilizando el método más robusto, *Método CF* (Harmel y Smith, 2007; Harmel *et al.*, 2010), pero usando información más fácil de obtener como son los valores de *PER*.

Tabla 2

Cálculo del CF para el Caso 9 (Harmel y Smith, 2007) y para el Caso 11 (Harmel et al., 2010).

Caso 9: incorporando incertidumbre asociada a los datos	Caso 11: incorporando incertidumbre asociada a los datos y al modelo
a) $\sigma_{i0} = O_i \cdot CV_0/100$	a) $\sigma_{i0} = O_i \cdot CV_0/100$ $\sigma_{iP} = P_i \cdot CV_P/100$
b) $z_i = (P_i - O_i)/\sigma_i$	b) $AuxI_i = \text{prob}(O_i < LimS_P_i) - \text{prob}(O_i < LimI_P_i)$
c) $CF_i = \text{prob}(Z > z_i)$	c) $Aux_{i} = \operatorname{prob}(P_{i} < LimS_{O_{i}}) - \operatorname{prob}(P_{i} < LimI_{O_{i}})$
$CF_i = 0$ for $P_i = O_i$	d) $CF_i = 1 - AuxI_i \cdot Aux2_i$
$CF_i = 0.5$ for $\sigma_i = 0$ or $ z_i \ge 1.96$	$CF_i = 0$ for $P_i = O_i$
	$CF_i=1.0$ for $\sigma_{i0}=0$, or $\sigma_{ip}=0$, or $Aux1_i=0$, or $Aux2_i=0$

 O_i : Valores observados; P_i : Valores calculados; $LimI_O_i$ y $LimS_O_i$: Límites inferior y superior (95%) de incertidumbre asociada a los datos; $LimI_P_i$ y $LimS_P_i$: Límites inferior y superior (95%) de incertidumbre asociada al modelo; σ_{iO} y σ_{iP} : desviación estándar del dato O_i y de la predicción P_i , respectivamente. CV_O y CV_P : coeficiente de variación del dato O_i y de la predicción P_i , respectivamente. CF_i : Factor de corrección.

Visualmente, el efecto de incorporación de la incertidumbre se ilustra en la Fig. 3, con los gráficos de dispersión correspondientes a $[N-NO_3^-]$ observadas frente a las calculadas donde se muestra los Casos 1, 3, 9 y 11 de la Tabla 1 para *PER*=17% y el correspondiente *CV*= 8.7%.

4.- Conclusiones

Para muchas aplicaciones de modelos de simulación el tener en cuenta las fuentes de incertidumbre que afectan a los procesos de calibración y verificación puede proporcionar una evaluación más realista, que permita así la aceptación de la capacidad de predicción del modelo con un nivel de significación adecuado. Al combinar dos sencillos métodos para incorporar la incertidumbre en los indicadores de bondad de ajuste junto con una herramienta que permite la interpretación de la eficiencia del modelo de una manera estadísticamente rigurosa, es posible estudiar el efecto que tanto la incertidumbre asociada a los datos, como la

asociada al propio modelo tienen en la evaluación de la capacidad de predicción del modelo. Los ejemplos analizados muestran que cuando se incorpora la incertidumbre, la evaluación de la bondad de ajuste mejora de manera diferente dependiendo del método utilizado. Entre los métodos usados y descritos en Harmel y Smith (2007), uno de ellos (Método PER) tiene la ventaja de que puede considerarse no paramétrico, pero produce una evaluación de la bondad de ajuste del modelo demasiado optimista. El otro método (Método CF) se considera más apropiado, ya que proporciona un cálculo más realista del término de error utilizado en los estadísticos de bondad de ajuste, aunque éste requiere conocer o asumir la función de probabilidad del error de los datos y/o de las predicciones del modelo. Encontrar un procedimiento que relacione ambos métodos es deseable, va que permitiría así aplicar el método más robusto, Método CF, pero usando información más fácil de obtener como lo hace el Método PER.

	Tabla 3
	Análisis comparativo del efecto de la inclusión de la incertidumbre en la evaluación de la capacidad de predicción del modelo para los
_	ejemplos ilustrativos seleccionados (Ritter et al., 2007). Los resultados se obtuvieron con la herramienta informática FITEVAL.

ejempic	os nusua	tivos selección	ados (Ritter <i>et al.</i> , 2007).	Los resultados se	obtuvieron con la nerran	menta informatica FITEV	AL.	
Pozo	Caso	PER o CV ^a	RMSE	n_t^{b}	NSE	Clasificación ^c	p (NSE<0	0.65) ^d
W6	1	-	1.03 [0.809 - 1.323]	1.40	0.823 [0.735 - 0.885]	Buena (68.3%)	0.002	***
W6	3	8%	0.719 [0.537 - 0.923]	2.43 (74%)	0.914 [0.851 - 0.948]	Muy Buena (71.7%)	0.000	***
W6	3	17%	0.468 [0.342 - 0.640]	4.28 (206%)	0.963 [0.912 - 0.981]	Muy Buena (99.5%)	0.000	***
W6	3	69%	0.048 [0.000 - 0.107]	50.45 (3510%)	1.000 [0.998 - 1.000]	Muy Buena (100%)	0.000	***
W6	9	4.1%	1.019 [0.795 - 1.317]	1.42 (2%)	0.827 [0.731 - 0.887]	Buena (73.3%)	0.001	***
W6	9	8.7%	0.987 [0.747 - 1.291]	1.5 (7%)	0.837 [0.744 - 0.898]	Buena (79.4%)	0.001	***
W6	9	35.2%	0.645 [0.477 - 0.845]	2.83 (102%)	0.930 [0.858 - 0.962]	Muy Buena (87.5%)	0.000	***
W6	11	4.1%	1.000 [0.770 - 1.298]	1.47 (5%)	0.833 [0.747 - 0.895]	Buena (78.2%)	0.000	***
W6	11	8.7%	0.949 [0.683 - 1.235]	1.6 (15%)	0.850 [0.752 - 0.906]	Buena (82.8%)	0.000	***
W6	11	35.2%	0.349 [0.250 - 0.460]	6.08 (335%)	0.980 [0.956 - 0.989]	Muy Buena (100%)	0.000	***
W1	1	-	0.34 [0.265 - 0.433]	1.01	0.749 [0.595 - 0.85]	Aceptable (71.3%)	0.115	
W1	3	8%	0.249 [0.152 - 0.355]	1.75 (73%)	0.865 [0.770 - 0.951]	Buena (68.4%)	0.000	***
W1	3	17%	0.189 [0.090 - 0.302]	2.62 (159%)	0.922 [0.853 - 0.983]	Muy Buena (75%)	0.000	***
W1	3	69%	0.091 [0.009 - 0.182]	6.53 (543%)	0.982 [0.949 - 1.000]	Muy Buena (100%)	0.000	***
W1	9	4.1%	0.338 [0.261 - 0.423]	1.03 (1%)	0.752 [0.606 - 0.852]	Aceptable (72.7%)	0.076	*
W1	9	8.7%	0.326 [0.242 - 0.422]	1.1 (9%)	0.769 [0.622 - 0.876]	Aceptable (64.9%)	0.064	*
W1	9	35.2%	0.240 [0.133 - 0.364]	1.85 (83%)	0.875 [0.775 - 0.966]	Buena (61.4%)	0.000	***
W1	11	4.1%	0.334 [0.252 - 0.423]	1.05 (4%)	0.757 [0.614 - 0.867]	Aceptable (68.6%)	0.083	*
W1	11	8.7%	0.305 [0.212 - 0.412]	1.25 (23%)	0.798 [0.657 - 0.911]	Aceptable (49%)	0.028	**
W1	11	35.2%	0.171 [0.082 - 0.283]	3.01 (196%)	0.936 [0.881 - 0.987]	Muy Buena (91.5%)	0.000	***
W14	1	-	0.656 [0.511 - 0.841]	0.48	0.532 [0.276 - 0.718]	Insatisfactoria (86.7%)	0.867	
W14	3	8%	0.467 [0.319 - 0.681]	1.08 (125%)	0.763 [0.540 - 0.895]	Aceptable (48.5%)	0.168	
W14	3	17%	0.324 [0.154 - 0.564]	1.99 (317%)	0.886 [0.688 - 0.980]	Muy Buena (45.8%)	0.003	***
W14	3	69%	0.088 [0.000 - 0.191]	10.01 (1998%)	0.992 [0.965 - 1.000]	Muy Buena (100%)	0.000	***
W14	9	4.1%	0.654 [0.510 - 0.843]	0.48 (1%)	0.535 [0.270 - 0.718]	Insatisfactoria (83.9%)	0.839	
W14	9	8.7%	0.636 [0.487 - 0.839]	0.52 (10%)	0.560 [0.292 - 0.747]	Insatisfactoria (78.4%)	0.784	
W14	9	35.2%	0.436 [0.259 - 0.714]	1.22 (156%)	0.794 [0.512 - 0.932]	Aceptable (35.5%)	0.129	
W14	11	4.1%	0.650 [0.494 - 0.841]	0.49 (3%)	0.541 [0.269 - 0.721]	Insatisfactoria (83%)	0.830	
W14	11	8.7%	0.600 [0.428 - 0.813]	0.62 (29%)	0.609 [0.312 - 0.793]	Insatisfactoria (62.9%)	0.629	
W14	11	35.2%	0.270 [0.131 - 0.472]	2.59 (443%)	0.921 [0.778 - 0.983]	Muy Buena (67.6%)	0.000	***

^a *PER o CV* común a todos los valores. ^b n_i : número de veces (n_i) que la variabilidad en los datos (*SD*) es mayor que el error medio (*RMSE*). ^c Clasificación de la bondad de ajuste, indicando la clase con con mayor probabilidad. ^d * inferior a α = 0.10; ** inferior a α =0.05; *** inferior a α =0.01



Fig. 3. Gráficos de dispersión para la inspección visual de la bondad del ajuste en los ejemplos ilustrativos seleccionados, correspondientes a la evaluación de la capacidad de predicción del modelo sin tener en cuenta la incertidumbre (Caso 1); considerando la incertidumbre asociada a los datos según Harmel y Smith (2007) *Método PER* (Caso 3, *PER*=17%); e incorporando incertidumbre asociada a los datos (Caso 9) y a los datos así como al modelo (Caso 11) según Harmel *et al.* (2010) *Método CF* (*CV*= 8.7%). La línea recta discontinua representa la línea 1:1 de ajuste perfecto.

Agradecimientos. Este trabajo ha contado con apoyado del proyecto RTA2013-00088 financiado por el Instituto Nacional de Investigación y Tecnología Agraria y Alimentaria (INIA), Ministerio de Ciencia e Innovación. Los autores quieren agradecer a Marnik Vanclooster (Universidad Católica de Lovaina, Bélgica) las ideas aportadas para mejorar este trabajo. RMC desea reconocer el apoyo del Proyecto Regional S1042 USDA CSREES y de la Research Foundation Professorship de la Universidad de Florida.

5.- Bibliografía

- Alexandrov, G.A., Amesb, D., Bellocchic, G., Bruend, M., Crout, N., Erechtchoukova, M., Hildebrandt, A., Hoffman, F., Jackisch, C., Khaiter, P., Mannina, G., Matsunaga, T., Puruckerk, S.T., Rivington, M., Samaniego, L., 2011. Technical assessment and evaluation of environmental models and software: Letter to the Editor. Environmental Modelling & Software 26, 328-336.
- Bardsley, W.E. 2013. A goodness of fit measure related to r2 for model performance assessment. Hydrol. Process. 27, 2851-2856.
- Beck, M.B., 1987. Water quality modeling: a review of the analysis of uncertainty. Water Resour. Res. 23 (8), 1393-1442.
- Bennett, N., Croke, B., Guariso, G., Guillaume, J.H.A., Hamilton, S.H., Jakeman, A.J., Marsili-Libelli, S., Newham, L.T.H., Norton, J.P., Perrin, C., Pierce, S.A., Robson, B., Seppelt, R., Voinov, A.A., Fath, B.D., Andreassian, V., 2013. Characterising performance of environmental models. Environmental Modelling and Software 40. 1-20.
- Beven, K., 1989. Changing ideas in hydrology: The case of physically based models. J. Hydrol. 105, 157-172.
- Beven, K.J., 2006a. A manifesto for the equifinality thesis. J. Hydrol. 320. 18-36.
- Beven, K., 2006b. On undermining the science? Hydrol. Process. 20. 3141-3146.
- Campo-Bescós, M.A., Muñoz-Carpena, R., Kaplan, D.A, Southworth, J., Zhu, L., Waylen, P.R., 2013. Beyond precipitation: Physiographic gradients dictate the relative importance of environmental drivers on savanna vegetation. PLoS ONE 8, e72348. doi: 10.1371/journal.pone.0072348.
- Dawson, C., Abrahart, R., See, L., 2007. HydroTest: a web-based toolbox of evaluation metrics for the standardised assessment of hydrological forecasts. Environmental Modelling and Software 22, 1034-1052.
- Dawson, C., Abrahart, R., See, L., 2010. HydroTest: further development of a web resource for the standardised assessment of hydrological models. Environmental Modelling and Software 25, 1481-1482.
- Efron, B., Tibshirani, R.J., 1993. An introduction to the bootstrap. Chapman & Hall, New York.
- Haan, C.T., 1989. Parametric uncertainty in hydrologic modeling. Trans. ASAE 32, 137-146.
- Haan, C.T. 2002. Statistical Methods in Hydrology. 2nd ed. Ames, Iowa: Iowa State Press.
- Haan, C.T., Allred, B., Storm, D.E., Sabbagh, G.J., Prahhu, S., 1995. Statistical procedure for evaluating hydrologic/water quality models. Trans. ASAE 38, 725 - 733.
- Harmel, R.D., Smith, P.K., 2007. Consideration of measurement uncertainty in the evaluation of goodness-of-fit in hydrologic and water quality modeling. J. Hydrol. 337, 326-336.
- Harmel, R.D., Cooper, R.J., Slade, R.M., Haney, R.L., Arnold, J.G. 2006. Cumulative uncertainty in measured streamflow and water quality data for small watersheds. Trans. ASABE 49, 689 - 701.
- Harmel, R.D., Smith, P.K., Migliaccio, K.W., 2010. Modifying goodness-of-fit indicators to incorporate both measurement and model uncertainty in model calibration and validation. Trans. ASABE 53, 55 - 63.
- Hession, W.C., Storm, D.E., 2000. Watershed-level uncertainties: implications for phosphorus management and eutrophication. J. Environ. Qual. 20. 1172-1179.
- Jakeman, A.J., Letcher, R.A., Norton, J.P., 2006. Ten iterative steps in development and evaluation of environmental models. Environmental Modelling and Software 21, 602-614.
- Kaplan, D., Muñoz-Carpena, R., Ritter, A., 2010. Untangling complex shallow groundwater dynamics in the floodplain wetlands of a southeastern U.S. coastal river, Water Resour. Res., 46, W08528, doi: 10.1029/2009WR009038.
- Kaplan, D.A., Muñoz-Carpena, R., 2014. Groundwater salinity in a floodplain forest impacted by saltwater intrusion. J. of Contaminant Hydrology 169, 19-36.
- Kavetski, D., Franks, S.W., Kuczera, G., 2002. Confronting input uncertainty in environmental modelling. In: Duan, Q., Gupta, H.V., Sorooshian, S., Rousseau, A.N., Turcotte, R. (Eds.), Calibration of

Watershed Models, AGU Water Science and Applications Series, vol. 6, pp. 49-68.

- Legates, D.R., McCabe, G.J., 1999. Evaluating the use of "goodness-offit" measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. Water Resour. Res. 35, 233 - 241, doi:10.1029/1998WR900018.
- Le Moine, N., 2008. Le bassin versant de surface vu par le souterrain: une voie d'amélioration des performance et du réalisme des modéles pluie-débit? PhD Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Antony, 324 pp.
- Luis, S.J., McLaughlin, D., 1992. A stochastic approach to model validation. Advances in Water Resources 15, 15-32.
- Moriasi, D.N., Arnold, J.G., Van Liew, M.W., Bingner, R.L., Harmel, R.D., Veith, T.L., 2007. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. Trans. ASABE 50. 885-900.
- Muñoz-Carpena, R., Ritter, A., Li, Y.C., 2005. Dynamic factor analysis of groundwater quality trends in an agricultural area adjacent to Everglades National Park. J. Contam. Hydrol. 80. 49-70.
- Muñoz-Carpena, R., Zajac, Z., Kuo, Y.-M., 2007. Evaluation of water quality models through global sensitivity and uncertainty analyses techniques: application to the vegetative filter strip model VFSMOD-W. Trans. of ASABE 50. 1719-1732.
- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models, part I: A discussion of principles. J. Hydrol. 10. 282 - 290. doi:10.1016/0022-1694(70)90255-6.
- Oudin, L., Andréassian, V., Mathevet, T., Perrin, C., 2006. Dynamic averaging of rainfall-runoff model simulations from complementary model parameterizations. Water Resour. Res. 42 (7): W07410.
- Pappenberger, F., Beven, K.J., 2006. Ignorance is bliss: Or 7 reasons not to use uncertainty analysis. Water Resour. Res. 42 W05302, doi:10.1029/2005WR004820.
- Politis, D.N., Romano, J.P., 1994. The stationary bootstrap. J. Amer. Statist. Assoc. 89, 1303-1313.
- Refsgaard, J.C., Henriksen, H.J., Harrar, W.G., Scholten, H., Kassahun, A., 2005. Quality assurance in model based water management e review of existing practice and outline of new approaches. Environmental Modelling and Software 20. 1201-1215.
- Refsgaard J.C., van der Sluijs, J.P., Brown, J., van der Keur, P., 2006. A framework for dealing with uncertainty due to model structure error. Advances in Water Resources 29, 1586-1597.
- Reckhow, K.H., 1994. Water quality simulation modeling and uncertainty analysis for risk assessment and decision making. Ecol. Modell. 72, 1-20.
- Regalado, C.M., Ritter, A., 2009. A bimodal four-parameter lognormal model of soil water repellency persistence. Hydrol. Process. 23, 881-892.
- Ritter, A., Muñoz-Carpena, R., Bosch, D.D., Schaffer, B., Potter, T.L., 2007. Agricultural land use and hydrology affect variability of shallow groundwater nitrate concentration in South Florida. Hydrol. Process. 21, 2464 - 2473.
- Ritter, A., Muñoz-Carpena, R., 2013. Performance evaluation of hydrological models: statistical significance for reducing subjectivity in goodness-of-fit assessments. J. Hydrol. 480. 33-45.
- Shirmohammadi, A., Chaubey, I., Harmel, R.D., Bosch, D.D., Muñoz-Carpena, R., Dharmasri, C., Sexton, A., Arabi, M., Wolfe, M.L., Frankenberger, J., Graff, C., Sohrabi, T.M., 2006. Uncertainty in TMDL Models. Trans. ASABE 49, 1033-1049.
- Sohrabi, T.M., Shirmohammadi, A., Chu, T.W., Montas, H., Nejadhashemi, A.P., 2003. Uncertainty analysis of hydrologic and water quality predictions for small watershed using SWAT2000. Environ. Forensics 4, 229-238.
- Topping, J., 1972. Errors of observation and their treatment, fourth ed. Chapman and Hall, London, UK.
- Vicens, G.J., Rodriguez-Iturbe, I., Shaake, J.C., 1975. A Bayesian framework for the use of regional information in hydrology. Water Resour. Res. 11, 405-414.
- Wagener, T., Boyle, D., Lees, M., Wheater, H., Gupta, H., Sorooshian, S., 2001. A framework for development and application of hydrological models. Hydrology and Earth System Sciences 5, 13-26.
- Zuur, A.F., Fryer, R.J., Jolliffe, I.T., Dekker, R., Beukema, J.J., 2003. Estimating common trends in multivariate time series using dynamic factor analysis. Environmetrics 14, 665-685.

UN NOVEDOSO ENFOQUE EN LA MODELIZACIÓN DEL FLUJO PREFERENTE: EVALUACIÓN DE CAMPO

J.B. van der Zwann^{1,3}, M.A. Campo-Bescós¹, R. Muñoz-Carpena², R. Giménez¹

¹ Proyectos e Ingeniería Rural. Universidad Pública de Navarra, Ed. Los Olivos, 31004 Pamplona (Spain), <u>miguel.campo@unavarra.es;</u> rafael.gimenez@unavarra.es

² Agricultural and Biological Engineering. University of Florida. 287 Frazier Rogers Hall, PO Box 110570 Gainesville, FL 32611-0570 (EEUU), <u>carpena@ufl.edu</u>

³ Water Resources Management. Wageningen University, 6700 AA Wageningen (The Netherlands), berend.vanderzwaan@wur.nl

RESUMEN. Los macroporos pueden desempeñar un papel importante en el movimiento de agua y sustancias disueltas. El reciente modelo "sensible al origen" (SR, sourceresponsive) ofrece ventajas tanto por su simplicidad como porque las características del suelo necesarias pueden ser evaluadas mediante estudios hidropedológicos. El objetivo de este trabajo es proporcionar datos de campo para evaluar el concepto SR. El estudio consiste en dos mini-parcelas (1x0,8m), con texturas franco arcillosas y franco limosas y con presencia de vías preferenciales de flujo. 18 sensores de humedad fueron instalados en cada parcela entre 0,1-0,8 m de profundidad para monitorizar la humedad del suelo cada minuto. En campo se determinó la conductividad hidráulica a diferentes tensiones, así como la escorrentía. La lluvia fue generada utilizando un simulador de lluvia, comenzando desde condiciones iniciales de suelo húmedo o seco. Los datos obtenidos de dos eventos de lluvia fueron utilizados para la parametrización del modelo SR.

ABSTRACT Macropores can play an important role on water infiltration and movement of dissolved substances. The recent source-responsive model offers the important benefits of simplicity and that the soil characteristics needed in calculations can be evaluated independently through hydropedologic studies. The aim of this work is to provide critical field data for evaluating the SR concept. The study sites consist of two plots each 1x0.8m, with clay loam and silt loam top soils with preferential pathways. 18 soil moisture sensors were installed in each plot from 0.1-0.8m depth to monitor every minute. Runoff was measured from the plot outlet. In each plot, in-situ hydraulic conductivities made at several tensions were determined using a disk infiltrometer. Infiltration was created using a rainfall simulator at several constant rates, starting from wet or dry initial conditions. Data from two simulated rainfall events were used for parametrizing the SR model.

1.- Introducción

A pesar de la reconocida importancia del fenómeno del flujo preferencial en estudios hidrológicos y de calidad del agua (Jarvis *et al.*, 2012), su análisis y aplicación en el manejo del suelo resulta problemático debido a la dificultad en conceptualizar y parametrizar dicho proceso bajo condiciones realistas. Los modelos tradicionales de flujo y transporte basados en los principios de tensión superficial de fluidos viscosos (STVF, *surface-tension-viscous-flow*), fallan a la hora de capturar patrones irregulares de humectación o movimientos de sustancias químicas en suelos profundos con presencia de vías preferenciales de flujo (Flury *et al.*, 1994; Kulli *et al.*, 2003; Šimůnek *et al.*, 2003; Blume *et al.*, 2009). En particular, patrones no secuenciales de secado, humectación y transporte, donde los más rápidos no están en las capas superficiales del suelo, son aspectos clave del proceso con importantes consecuencias sobre la calidad y el movimiento del agua superficial y subterránea.

Los principios clásicos de STVF, generalmente cuantificados con la ley de Darcy-Buckingham y la ecuación de Richards, básicamente determinan el humedecimiento y secado de un volumen elemental del suelo como resultado de la transferencia de la humedad a volúmenes elementales adyacentes, en un patrón secuencial. Por lo tanto, esta representación no es adecuada para los patrones de flujo preferencial no secuenciales. Es así que, en presencia de flujo preferencial, el suelo se divide típicamente en dos dominios. Un primer dominio, correspondiente al flujo difuso (D) gobernado por principios STVF; y un segundo dominio que consiste, precisamente, en las trayectorias de flujo preferencial (S). Se han propuesto diferentes formulaciones para este segundo dominio, así como su interacción con el dominio D (Jury, 1982; Germann, 1985; Larsbo y Jarvis, 2003; Hincapié y Germann, 2009). En general, estos enfoques requieren la partición del flujo entre los dos dominios y la necesidad de rastrear el contenido de agua en cada dominio durante el proceso de flujo y su redistribución; lo cual es un reto para su determinación en condiciones diferentes a las propuestas en estudios experimentales detallados. El desarrollo de un modelo reciente para describir el dominio S, el modelo sensible al origen (SR, source-responsive) (Fig. 1 y 2; Nimmo y Mitchell, 2013) ofrece importantes ventajas debido a su simplicidad y a que las características de los suelos necesarias para calcular los efectos del flujo preferencial se puede evaluar de forma independiente a través de estudios hidropedológicos (Nimmo 2012; Nimmo y Mitchell, 2013). Así, el objetivo del presente trabajo se centra en evaluar con datos experimentales de campo esta novedosa aproximación.

2.- Materiales y métodos

En esencia, el modelo considera el dominio D a través de los principios y características del STVF; mientras que el dominio S se representa como pequeñas láminas (films) circulantes que se adhieren a las paredes de los macroporos (Fig. 1, Nimmo y Mitchell, 2013) gobernadas por flujo viscoso, pero no por los principios de capilaridad. Esto es importante porque muchos estudios experimentales consideran que el flujo en macroporos no está condicionado por el tamaño de los mismos; todo lo contrario a la teoría capilar implícita en la ley de Darcy-Buckingham. El transporte y el flujo es relativamente rápido a lo largo de la dirección del flujo, lo que permite el cambio en las condiciones de la superficie (por ejemplo, precipitación) para propagar rápidamente a diferentes profundidades en el perfil del suelo. En forma similar al tratamiento de geometría irregular en los poros del suelo (dominios D) a través de conjuntos de tubos capilares de radio determinado, en el dominio S, la geometría irregular de las interfaces de aire-agua en macroporos insaturados puede ser representado por films de cierto espesor.



Fig. 1. Descripción del modelo sensible al origen mostrando a la matriz D y el flujo preferente en el dominio S y su interacción (fuente Nimo y Michell, 2013).



Fig. 2. Características principales del modelo sensible al origen: (a) área facial de macroporos, $M[L^{-1}]$, en función de la profundidad; (b) fracción de área activa, f[-] como una función de la profundidad z para un tiempo particular t (fuente Nimo y Michell, 2013).

La caracterización de la capacidad de flujo preferencial en el dominio S se basa principalmente en dos parámetros: (a) área facial de macroporos, M [L⁻¹], en función de la profundidad z; y (b) fracción del área activa, f [-] como una

función de la profundidad para un tiempo particular t (Fig. 2). El parámetro M es análogo al área de contacto utilizada en descripciones previas de fracturas en ciencias de la tierra (Hoogmoed y Bouma, 1980; Germann y Hensel, 2006), pero es típicamente menor que el área total de las paredes de los macroporos después de excluir secciones desconectadas o hidrofóbicas que no conducen el flujo. La variable f es clave en el dominio S en el que el flujo no llena completamente los macroporos, de tal manera de que sólo una parte de los mismos está conduciendo flujo, en un tiempo determinado. El valor varía (0, 1) para indicar la proporción del área de macroporos que a una profundidad y tiempo determinado está conduciendo activamente agua. Otras dos cuestiones completan la descripción del modelo de macroporos. En primer lugar, el dominio S se considera que no se ve afectado por el contenido de agua (θ) debido a su pequeño volumen y a la naturaleza rápidamente cambiante del agua en este dominio. Mientras que el contenido de agua en D puede ser medido por un sensor cuya región de influencia es un volumen elemental representativo (REV). El agua en S se vuelve determinante sólo después de que se transfiera al dominio D. Esto permite especificar un único contenido de agua θ para ambos dominios; además de una importante simplificación en los cálculos del modelo. Segundo, el intercambio entre dominios es tratado explícitamente a través de un término de transferencia difusiva de primer orden (abstracción) del flujo, q_{abs} :

$$q_{abs} = D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial u} \tag{1}$$

y la tasa de cambio de contenido de agua para ambos dominios está dada por la siguiente expresión:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{fM^2 D}{G} \left[\theta_e(z) - \theta(z, t) \right] + \Gamma_D$$
(2)

donde $D(\theta)$ es la función de la difusividad hidráulica del dominio D; u es un vector normal a la pared de los macroporos; G≈0.5 es un factor geométrico adimensional que representa la configuración de los poros; $\theta_e(z)$ representa el contenido de agua de equilibrio en el que no hay transferencia entre S-D (es decir, contenido de agua de equilibrio después de un gran volumen de infiltración en presencia de macroporos); y Γ_D es el cambio de agua en el dominio D representado por las ecuaciones STVF (modelos de Richards o simplificados para la redistribución de agua en el suelo). Si la infiltración superficial en el suelo se reparte entre ambos dominios, $i(t)=i_{S}(t)+i_{D}(t)$, aplicando la continuidad y sabiendo que el flujo en la superficie (z = 0) del dominio S es $q_{S}(0,t)$ = $i_{s}(t)$, obtenemos una expresión de flujo en cualquier profundidad del suelo (z):

$$q_{s}(z,t) = i_{s} - \int_{0}^{z} \frac{fM^{2}D}{G} \left(\theta_{e} - \theta\right) dz \qquad (3)$$

y para los dos dominios:

$$q(z,t) = q_S(z,t) + q_D(z,t)$$
 (4)

El grado de activación (f) se relaciona con i_S , por lo que el tiempo de retardo en la llegada del flujo (t_i) o el tiempo característico desde la superficie hasta una profundidad z, puede ser escrita de la siguiente forma:

$$f(z,t) = \begin{cases} 0 & t < t_l(z) \\ i \\ \frac{s}{i_o} & t \ge t_l(z) \end{cases}$$
(5)

donde i_0 es la máxima tasa de flujo en el dominio S, que se ha encontrado que tienen un rango limitado en 23 estudios de campo (Nimo, 2007), con un valor típico de $i_o = 30$ mm/h.

Por último, la ecuación (2) puede ser integrada para obtener la función del contenido de agua del suelo en el dominio S de la siguiente manera:

$$\theta(z,t) = \begin{cases} \theta_0(z) & t < t_l(z) \\ \theta_0(z) - [\theta_e(z) - \theta_0(z)] e^{\left\{ \frac{-[M(z)]}{G} \frac{f_0(z)}{G} \left[t - t_l(z) \right] \right\}} & t \ge t_l(z) \end{cases}$$

donde θ_o es el contenido de humedad inicial. La Tabla 1 resume las características requeridas en el nuevo modelo sensible al origen para el flujo en macroporos y sus identificaciones hidropedológicas.

 Tabla 1. Identificación hidropedológica de las características del modelo sensible al origen para el flujo en macroporos

Características	Simbolo [unidades]	Identificación
Contenido de agua de equilibrio en el que no hay transferencia entre S-D	$ heta_e(z)$ [-]	Contenido de agua observada después de una infiltración prolongada para un gran evento que conduce a flujo preferencial
Área facial de macroporos	<i>M(z)</i> [L ⁻¹]	Obtenida por caracterización geométrica en el laboratorio, o mediante optimizaciónotpimización en campo para ajustar el valor observado de las series temporales de θ a profundidades discretas en un perfil con macroporos
Tiempo de retardo en la llegada del flujo de los macroporos	<i>t</i> _l (<i>z</i>) [T]	Optimizado para ajustar las series temporales de θ observadas a profundidades discretas en el perfil con macroporos. Adviértase que $f(t,z)$ es calculada a partir de t_l .

Para la caracterización de los parámetros necesarios en el modelo sensible al origen (Tabla 1) se ha seguido la

metodología utilizada por Weiler y Naef (2003) en campo. Así, con el fin de realizar una preliminar evaluación del modelo se realizarán diversos experimentos de campo. En esta primera aproximación se examinará en profundidad un determinado suelo donde se han detectado la presencia de vías de flujo preferencial, si bien el trabajo contempla el muestreo en diferentes ubicaciones con suelo contrastantes. La zona experimental se encuentra situada en la finca experimental de la Universidad Pública de Navarra, con coordenadas x=612110 y=4738429 (UTM-30N). La textura del suelo es franco arcillo limosa con un 13,7% de arena, un 48,3% de limo y un 38% de arcilla; y una densidad aparente de 1,55 g/cm³. Para la generación de episodios de lluvia controlados se utilizará un simulador de lluvia sobre parcelas de campo instrumentadas de 1x0,8 metros. El Las simulaciones se realizarán a intensidad constante, muestreando el efecto de dos intensidades. El simulador dispone de dos boquillas que permiten generar una lluvia media aproximadamente de unos 25 mm/h y 80 mm/h. Además, ambas simulaciones se iniciarán en condiciones de humedad contrastantes, humedad del suelo baja y alta, siguiendo el patrón marcado por Weiler y Naef (2003), cuyos datos fueron evaluados por Nimmo y Mitchell (2013). Cabe destacar que en este trabajo se mostrará únicamente los resultados de las primeras simulaciones de intensidad. Para el ensayo bajo condiciones iniciales de suelo seco, la zona de estudio se cubrirá durante 3 semanas con una lona plástica para evitar posible infiltraciones debidas a las lluvias, los días despejados el plástico se retirará para favorecer el secado del perfil del suelo. La experimentación bajo condiciones húmedas se realizará 72 horas después del desarrollo del primer ensayo, con el fin de conseguir una distribución homogénea del perfil de humedad a lo largo del suelo. En cada experimento se aplicará un total de 85 mm de agua, registrando cada minuto la cantidad de agua caída sobre la parcela de estudio con un pluviómetro de cazoletas. Por lo que, en el escenario de alta intensidad de lluvia, el agua se aplicará durante 1 hora, frente a 3 horas y media en la situación de baja intensidad de lluvia. La escorrentía originada en la parcela se registrará a intervalos de 5 minutos con el fin de determinar la tasa de infiltración sobre la parcela. El contenido de agua en el suelo se medirá mediante la utilización de 18 sensores capacitivos (EC-5, Decagon Devices, Inc) instalados a diferentes intervalos entre 0.1 y 0.8 metros de profundidad, con tres sensores por profundidad. La Figura 3 muestra una visión general del montaje experimental. Los datos de humedad del suelo obtenidos en los ensayos de baja y elevada tasa de lluvia serán utilizados para la optimización de los parámetros M(z) y $t_l(z)$. Una vez ejecutadas y finalizadas las experimentaciones con el simulador de lluvia, los macroporos se harán visibles por medio del uso de un colorante. Una solución de bromuro de calcio (CaBR₂) será aplicada sobre las parcelas a una concentración de 30 $g \cdot l^{-1}$ (Lu and Wu, 2003). Después de un día, se excavarán secciones verticales transversales en el suelo a intervalos de 20 centímetros. Sobre éstas, una solución indicadora de la presencia de bromuro será rociada sobre el perfil del suelo. Los patrones serán analizados por medio de fotografías que permitirán obtener una representación 3D del perfil de humectación del suelo. Los términos de infiltración i_S y i_D superficial se medirán en el campo por medio de cuatro ensayos con infiltrómetros de discos y de doble anillo, donde éste último proporciona el valor de la infiltración total del suelo, mientras que el primero aporta la infiltración a través de la matriz del suelo únicamente.



Fig. 3. Resumen esquemático de la configuración del simulador de lluvia

3.- Resultados y discusión

Los experimentos de campo en relación con la simulación de lluvia a elevada tasa se llevarán a cabo próximamente, con lo cual no se cuenta actualmente con la totalidad de los resultados, presentando los resultados preliminares. Con los contenidos de humedad del suelo registrados durante los experimentos de campo, los parámetros M(z) y t(z) se optimizarán para cada profundidad donde se ha instalado un sensor. Los patrones 3D de la distribución de la humedad del suelo se utilizarán para validar la M(z) para cada profundidad. Se analizarán las diferencias en los valores de M(z) y t(z) entre eventos calibrados y no calibrados; así como las diferencias entre altas y bajas tasas de precipitación, tanto para condiciones secas y húmedas.

3.1.- Infiltración en el dominio D y en el dominio S

Los ensayos con los infiltrómetros ya se están realizando. Las Figuras 4 y 5 presentan el patrón de infiltración para cuatro ensayos realizados con infiltrómetros de doble anillo y de disco. Para ambos ensayos la tasa de infiltración disminuye en la primera fase para luego estabilizarse a partir de aproximadamente 20 minutos. Tanto la tasa de infiltración inicial como la final (a tasa constante) son mayores en los ensayos ejecutados con el infiltrómetro de doble anillo, lo que demuestra la existencia de un importante flujo a través de macroporos. Las mediciones obtenidas con el infiltrómetro de doble anillo poseen un patrón más irregular que las provenientes del infiltrómetro de disco.



Fig. 4. Patrón de infiltración en los ensayos del infiltrómetro de doble anillo



Fig. 5. Patrón de infiltración en los ensayos del infiltrómetro de disco.

Tabla 2. Valores medios de tasa de infiltración constante e infiltración acumulada al cabo de 1 hora para ambos dominios

Característica	Constante (mm/h)	Acumulada en una hora (mm)
Infiltración total (<i>i</i>)	57,0 (100%)	341,0 (100%)
Infiltración en el dominio D (<i>i</i> _D)	6,5 (11,4%)	14,4 (4,1%)
Infiltración en el dominio S (<i>is</i>)	50,5 (88,6%)	336,4 (95,9%)

En la tabla 2 se muestra el valor medio de las dos últimas mediciones; es decir, cuando la infiltración alcanza valores aproximadamente constantes. A partir de esta tabla los valores de la i_S y i_D se pueden determinar. Con el objeto de calcular el f(z,t) en la equación (4) se propone un valor de 30 mm/h para el flujo máximo en el dominio S, i_0 . Sin embargo, los ensayos de infiltración han demostrado que el flujo es aquí muy superior a este valor (50.5 mm/h).

3.2.- Escorrentía

Como se observa en la Figura 6 y en la Tabla 3, en el ensayo bajo suelo húmedo, a pesar de haberse aplicado una intensidad de lluvia ligeramente superior, la escorrentía generada fue menor; y consecuentemente, la infiltración mayor.



Fig. 6. Evolución temporal de las variables: lluvia, escorrentía e infiltración para las condiciones de humedad antecedente del suelo, seco y húmedo.

Tabla 3. Características de los eventos analizados: intensidad media de lluvia, escorrentía e infiltración.

Característica -	Humedad inicial del suelo	
	Seco	Húmedo
Intensidad media de lluvia (<i>mm/h</i>)	27,8 (± 5,7)	31,4 (± 4,9)
Lluvia acumulada (<i>mm</i>)	90,0 (100%)	112,6 (100%)
Escorrentía (mm)	10,7 (11,9%)	7,9 (7,0%)
Infiltración (mm)	79,3 (88,1%)	104,7 (93,0%)

3.3- Calibración

A partir de los datos proporcionados por los sensores de humedad se puede determinar –para cada profundidad– tanto el contenido de agua en equilibrio θ_e como el contenido inicial de la misma θ_0 .

La difusividad hidráulica $D(\theta)$ y el factor geométrico G fueron fijados a valores de 0.01 m²h⁻¹ y 0.5, respectivamente. Además, y basados en las pruebas de infiltración, el grado de activación f fue estimado en 0.89.

Los parámetros M y t_l fueron optimizados para cada profundidad (Fig. 7), y con estos valores los cambios en el contenido de agua fueron simulados (Figs. 8 y 9).



Fig. 7. Valores calibrados de M y t₁ para cada profundidad en los ensayos con condiciones iniciales húmeda y seca.

El valor de M no cambia de manera significativa entre las diferentes profundidades y condiciones iniciales, con excepción del ensayo con suelo húmedo y a la profundidad de 10 cm. Esto llevó a un rápido incremento de la humedad en esa profundidad, mientras que el contenido de humedad experimentó un cambio más gradual en las restantes profundidades.

En general, el valor de t_l aumenta linealmente con la profundidad lo cual indica que el flujo preferencial deja de ser significativo.

Sin embargo, bajo condiciones de suelo seco, el agua llegó primero al sensor ubicado a 60 cm que al localizado a 45 cm de profundidad. Similar fenómeno ocurrió en el ensayo con suelo húmedo entre los 60 y 80 cm de profundidad.

La calibración del modelo de humedad del suelo presenta un índice de eficiencia de Nash-Sutcliff (Nash y Sutcliff, 1970) superiores a 0.8 para las diferentes profundidades medidas. La precisión de la simulación resulta ligeramente mayor en bajo condiciones iniciales de suelo seco que bajo suelo húmedo.

Los resultados preliminares de los experimentos proporcionan una visión más clara de la partición de la infiltración en la matriz del suelo y en los macroporos. Si bien, se debe de ampliar la colección de suelos muestreados para detectar la presencia de vías de flujo preferente de forma destacada.



Fig. 8. Contenido de agua (%) observado y simulado para cada profundidad, partiendo de condiciones de humedad de suelo seco.

4.- Conclusiones

En el suelo analizado, el flujo a través de macroporos es responsable del 90% de la infiltración final. Esto ratifica la importancia de contar con un modelo matemático que considere estas vías de flujo, en lugar de otros modelos basados en el principio STVF.

Bajo condiciones de suelo húmedo, y a pesar de haberse aplicado una mayor intensidad de lluvia, menos escorrentía -y, por tanto, una mayor tasa de infiltración- fue generada. Esto indicaría una rápida respuesta (muy bajo valor de t) en todas las capas del suelo.

El modelo sensible al origen simula satisfactoriamente los cambios en el contenido de humedad a partir tanto de condiciones iniciales de suelo húmedo como seco. Igualmente, tanto cambios pequeños como grandes en el contenido de humedad fueron determinados con aceptable precisión. Cabe destacar, que los valores de t_l aumentan en profundidad mostrando una ausencia de flujo preferencial en el sentido de que capas más profundas deberían de ser humedecidas antes que las capas superiores. Finalmente, siendo que los valores de M fueron en general igual a cero, se infiere que no hay diferencias significativas en la respuesta del modelo entre las distintas capas del suelo y condiciones de partida (suelo seco y húmedo). Lo que pone de manifiesto la necesidad de muestrear diferentes tipos de suelos con el fin de detectar vías de flujo preferente y evaluar apropiadamente el modelo.



Fig. 9. Contenido de agua (%) observado y simulado para cada profundidad, partiendo de condiciones de humedad de suelo alto.

5.- Bibliografía

- Blume, T., E. Zehe, y A. Bronstert. 2009. Use of soil moisture dynamics and patterns at different spatio-temporal scales for the investigation of subsurface flow processes. *Hydrology Earth System Science* 13, 1215-1233.
- Flury, M., H. Fluhler, W.A. Jury, y J. Leuenberger. 1994. Susceptibility of soils to preferential flow of water: a field study. *Water Resources Research* 30, 1945-1954.
- Germann, P. 1985. Kinematic wave approach to infiltration and drainage into and from soil macropores. *Transactions of the ASAE* 28(3), 745-749.
- Germann, P., y D. Hensel. 2006. Poiseuille flow inferred from velocities of wetting fronts in soils. *Vadose Zone Journal* 5(3), 867-876.
- Hincapié, I., y P. Germann. 2009. Abstraction from infiltrating water content waves during weak viscous flows. *Vadose Zone J.* 8(4), 996-1003.
- Hoogmoed W.B., y J. Bouma. 1980. A simulation model for predicting infiltration into cracked clay soil. Soil Soil Science Society of America Journal 44, 458-461.
- Jarvis, N.J., J. Moeys, J. Koestel, y J.M. Hollis. 2012. Preferential flow in a pedological perspective, en H. Lin (Ed.), *Hydropedology: Synergistic Integration of Soil Science and Hydrology*, Academic Press.
- Jury, W.A. 1982. Simulation of solute transport using a transfer function model. Water Resources Research 18, 363-368.
- Kulli, B., M. Gysi, y H. Fluhler. 2003. Visualizing soil compaction based on flow pattern analysis. *Soil and Tillage Research* 70, 29-40.
- Larsbo, M., y N. Jarvis. 2003. MACRO5.0. A model of water flow and solute transport in macroporous soil. Technical Description. Studies in the Biogeophysical Environment, SLU, Dept. Soil Sci., Uppsala.
- Lu, J., y L.Wu. 2003.Visualizing bromide and iodide water tracer in soil profiles by spray methods. J. of Environmental Quality 32 (1), 363-367.
- Nash, J. E., y J.V. Sutcliffe. 1970. River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. Journal of Hydrology, 10(3), 282-290. doi:10.1016/0022-1694(70)90255-6.
- Nimmo, J.R. 2007. Simple predictions of maximum transport rate in unsaturated soil and rock. *Water Resources Research* 43(5), doi:10.1029/2006WR005372.
- Nimmo, J.R. 2012. Preferential flow occurs in unsaturated conditions. *Hydrological Processes* 26(5), 786-789.
- Nimmo, J.R., y L. Mitchell. 2013. Predicting vertically nonsequential wetting patterns with a source-responsive model. *Vadose Zone Journal* 12, doi:10.2136/vzj2013.03.0054.
- Šimůnek, J., N.J. Jarvis, M.Th. van Genuchten, y A. Gärdenäs. 2003. Review and comparison of models for describing non-equilibrium and preferential flow and transport in the vadose zone. J. of Hydrology 272, 14-35.
- Weiler, M., y F. Naef. 2003. An experimental tracer study of the role of macropores in infiltration in grassland soils. *Hydrological Processes* 17, 477-493.

MODELOS NUMÉRICOS DE FLUJO Y TRANSPORTE DE SOLUTOS REACTIVOS DE EXPERIMENTOS CON FUERTES CAMBIOS DE POROSIDAD

J. Fernández Águila¹, J. Samper¹, L. Montenegro¹, A. Mon¹ y B. Pisani¹

¹ Grupo de Agua y Suelo, Escuela de Caminos, Universidade da Coruña, Campus Elviña s/n, 15071, La Coruña, España. e-mail: <u>jesus.aguila@udc.es</u>, jsamper@udc.es, lmontenegro@udc.es, amon@udc.es, bpisani@udc.es

RESUMEN. La disolución/precipitación de minerales en las interfaces entre medios porosos con propiedades diferentes puede producir cambios en la porosidad que a su vez pueden dan lugar a cambios en la permeabilidad y el coeficiente de difusión. En este trabajo se presentan modelos numéricos de flujo y transporte de solutos reactivos en elementos finitos para simular los experimentos de laboratorio con interfaces reactivas realizados por el Paul Scherrer Institute (Suiza). Los ensavos se realizaron en un tanque relleno de arena silícea no reactiva en cuya parte central se colocó una banda vertical enriquecida en sulfato de estroncio (celestita). Se ha realizado en primer lugar un modelo numérico de flujo y transporte de un soluto conservativo. Posteriormente, se ha realizado un modelo de transporte reactivo para evaluar los cambios de porosidad producidos por la precipitación de barita (sulfato de bario) al introducir en el tanque una solución con una elevada concentración de BaCl₂. Este trabajo tiene como objetivo comparar los resultados experimentales con los obtenidos mediante la simulación numérica.

ABSTRACT. The dissolution/precipitation of mineral in interfaces between porous media with different properties can produce changes in porosity which in turn cause changes in permeability and diffusivity. This work presents numerical models of flow and reactive solute transport with finite elements to simulate laboratory experiment developed by Paul Scherrer Institute (Switzerland). The laboratory test took place in a tank containing a reactive layer of strontium sulfate (celestite), sandwiched between two layers of essentially non-reacting quartz sand. The numerical model has been used to simulate a case with conservative transport and other with reactive transport focused on porosity changes caused by precipitation of barite after injecting in the tank a solution with high concentration of BaCl₂. This work aims to compare the experimental results with those obtained with the numerical simulations.

1.- Introducción

La evolución de la porosidad debido a procesos de disolución y precipitación de minerales y el cambio asociado de parámetros de transporte son de gran interés tanto para los ambientes geológicos naturales como para los sistemas de almacenamiento de residuos en formaciones subterráneas. Destacan especialmente las numerosas investigaciones que actualmente se están llevando a cabo sobre los cambios de porosidad provocados por la precipitación/disolución de los minerales en los sistemas de almacenamiento geológico profundo de residuos radiactivos donde materiales químicamente muy diferentes como las arcillas o los hormigones están en contacto entre sí. La precipitación (disolución) de las fases minerales puede producir una reducción (aumento) de la porosidad que puede tener consecuencias importantes para los fenómenos de transporte de masas en los almacenamientos de residuos radiactivos.

Los modelos de transporte reactivo permiten estudiar sistemas más grandes y complejos y durante períodos de tiempo más largos que los que se pueden estudiar en los ensayos de laboratorio.

Los resultados de los modelos numéricos muestran que en los escenarios con reducciones de porosidad la simulación de los resultados depende de los parámetros cinéticos y del tamaño de la malla utilizada. Los modelos numéricos suelen utilizar formulaciones empíricas para relacionar los cambios de porosidad con los cambios en los parámetros de transporte. Estas formulaciones incluyen la ecuación de Kozeny-Carman que relaciona la la permeabilidad del medio con la porosidad y la ley de Archie que relaciona el coeficiente de difusión con la porosidad. Para que las predicciones realizadas a largo plazo sean fiables, los modelos numéricos deben ser calibrados y comprobados con datos de campo y experimentos de laboratorio.

En este trabajo se presentan modelos numéricos en elementos finitos de flujo y transporte de solutos reactivos para simular un experimento de laboratorio con interfaces reactivas propuesto por Poonoosamy *et al.* (2015).

2.- Descripción del experimento de laboratorio

El experimento tiene como objetivo el estudio de los cambios de porosidad debidos a la precipitación/ disolución de los minerales. Se realizó en el laboratorio del Paul Scherrer Institute (PSI) de Suiza. El experimento además ha servido para la comparación de diferentes códigos numéricos de transporte reactivo (Poonoosamy *et al.*, 2015).

El experimento de laboratorio realizado consiste en tanque transparente lleno de arena silícea no reactiva que en su parte central contiene una banda rica en sulfato de estroncio ($SrSO_4$) de dos tamaños de granos diferentes. En la parte frontal, el tanque es cuadrado y tiene unas dimensiones 10 cm x 10 cm (Fig. 1). El tanque tiene un espesor de 1 cm. Presenta dos orificios de 0.033 cm. El orificio de entrada está situado en el borde inferior
izquierdo situado a 0.965 cm del fondo del tanque. El orificio de salida se encuentra en el extremo opuesto a 9.02 cm del fondo del tanque.



Fig. 1. Esquema del experimento de laboratorio para el que se ha realizado el modelo numérico de flujo y transporte reactivo (unidades de las cotas en centímetros).

En el interior del tanque se pueden diferenciar tres zonas. La primera zona (denominada en la Fig. 1 "Z1") y la tercera zona (denominada en la Fig. 1 "Z3") tienen un ancho de 4.5 cm y están compuestos de arena silícea no reactiva (SiO₂). La arena utilizada en el experimento tiene una pureza del 99.9% y un tamaño de grano de 0.1-0.3 mm con un coeficiente de variación de 0.96. Las zonas "Z1" y "Z3" tienen diferentes grados de compactación y por ello sus porosidades son diferentes. La porosidad de la zona "Z1" es igual a 0.34 \pm 0.02 y la de la zona "Z3" es igual a 0.40 \pm 0.02. Entre las dos zonas anteriores se encuentra la segunda zona (denominada en la Fig. 1. "Z2") que se compone de una banda reactiva de celestita o sulfato de estroncio (SrSO₄) de 1 cm de ancho. El sulfato de estroncio utilizado en el experimento procede de Madagascar y se trata de un sulfato de estroncio natural de una pureza del 99.7% constituido por pequeñas piedras pulidas y con muy baja porosidad. Para reducir la porosidad inicial de la zona reactiva se mezclaron partículas de diferentes tamaños hasta alcanzar una porosidad de 0.32±0.02. La permeabilidad de la zona reactiva con sulfato de estroncio es tres órdenes de magnitud menor que la de la arena y está comprendida entre $1 \cdot 10^{-14} \text{ m}^2 \text{ y } 6 \cdot 10^{-14} \text{ m}^2.$

Para comparar los resultados obtenidos en el ensayo de laboratorio y con los del modelo numérico se han utilizado cuatro puertos denominados "a", "b", "c" y "d". Sus respectiva coordenadas (x;z) en mm son: (20.00; 20.00), (80.00; 80.00), (80.00; 20.00) y (20.00; 80.00). Se han definido tres líneas para la comparación de resultados (Fig. 1). La línea 1 une los orificios de entrada y salida del modelo. La línea 2 es una línea horizontal por z = 0.01 m y la línea 3 es la línea vertical con x = 0.01 m.

En el presente trabajo se simulan dos de los casos

realizados en el ensayo de laboratorio. En uno de ellos se ha inyectado un trazador conservativo por la entrada del tanque y se ha estudiado su evolución durante 24 horas. El caudal de entrada al modelo es 20 μ L/min y la cantidad del trazador conservativo introducido en forma de pulso es de 0.5 mL con una concentración de 3 g/L. El experimento fue realizado a 25±1°C.

En el segundo caso se inyecta una solución con una alta concentración de cloruro de bario $(BaCl_2)$ que reacciona con el sulfato de estroncio presente en la zona "Z2" del tanque provocando cambios de porosidad. El caudal de entrada al modelo es 20 µL/min con una concentración de cloruro de bario de 0.3 mol/L. La duración del experimento es de 300 horas. Al igual que en el caso 1, el experimento del caso 2 también se realizó a 25±1°C.

3.- Descripción del modelo

Se han desarrollado modelos numéricos en elementos finitos de flujo y transporte de solutos reactivos para simular los experimentos de laboratorio anteriormente presentados. Estos experimentos se han modelado con el código CORE^{2D}V4 (Samper *et al.*, 2009). Se trata de un código para la simulación numérica del flujo del agua, la transferencia de calor y el transporte de solutos reactivos bajo condiciones de equilibrio químico y cinética.

3.1.- Código de cálculo

CORE^{2D} es un código en elementos finitos que permite resolver las ecuaciones de flujo, de transferencia de calor y de transporte de solutos en medios con contornos irregulares y propiedades físicas y geoquímicas no uniformes. El código contempla medios anisótropos en planos bidimensionales y regiones tridimensionales con simetría axial. Resuelve el flujo en acuíferos tanto confinados como libres, así como en medios porosos parcialmente saturados. El código considera condiciones de contorno generales: nivel fijo, flujo de agua impuesto y condición de tipo mixto. CORE^{2D} ha sido ampliamente verificado con soluciones analíticas de flujo, calor y transporte de solutos conservativos y mediante la comparación con los resultados obtenidos con otros códigos de dominio público. El código se ha aplicado a la modelización de numerosos casos reales, incluyendo la modelización de experimentos de laboratorio y de campo (Molinero y Samper, 2006; Zhang et al., 2008), en numerosos proyectos nacionales e internacionales, relacionados con el Almacenamiento Geológico Profundo de Residuos Radiactivos, en el ámbito de la gestión de residuos radiactivos, para el modelo de flujo y transporte de uranio en el acuífero de la fábrica de uranio de Andújar, el transporte de solutos en acuíferos y sistemas costeros (Dai y Samper, 2006), el flujo hacia túneles y el estudio de manifestaciones hidrotermales en Galicia. Además, el código ha sido contrastado mediantes comparaciones con numerosos códigos de cálculo de ámbito internacional. El grupo que ha desarrollado el

código participa desde hace varios años en proyectos e iniciativas de Comparación de Códigos de Transporte Reactivo (Reactive Transport Simulation Benchmark).

3.2.- Modelo numérico

Se ha realizado un modelo numérico bidimensional con elementos finitos triangulares. En la malla realizada se distinguen tres zonas que se corresponden con las tres zonas de material que se muestran en la Fig. 1. La discretización espacial de los elementos es de 1.5 mm en toda la malla, exceptuando la segunda zona ("Z2" o zona reactiva) y las proximidades de los orificios de entrada y salida donde la malla está refinada hasta 1 mm. La malla utilizada para realizar el modelo está compuesta de 5815 nudos y 11319 elementos.

El modelo numérico realizado se ha utilizado para simular dos casos del experimento de laboratorio. El caso 1 considera flujo y transporte conservativo. El caso 2 considera flujo y transporte reactivo con cambios de porosidad producidos por la disolución-precipitación de minerales. En la Tabla 1 se muestran los valores de los parámetros utilizados en el modelo numérico para los casos 1 y 2 en las diferentes regiones del medio poroso.

 Tabla 1. Valores de los parámetros de las diferentes zonas del medio

 poroso utilizados en el modelo numérico.

Características	Z1	Z2	Z3
Ancho (m)	0.045	0.010	0.045
Porosidad inicial (w ₀)	0.34	0.33	0.40
Permeabilidad inicial k_0 (m ²)	$1.82 \cdot 10^{-11}$	$1.80 \cdot 10^{-14}$	$1.82 \cdot 10^{-11}$
Dispersividad α (m) Caso 1	10-4	10-4	10^{-4}
Dispersividad α (m) Caso 2	$5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$
Coeficiente de difusión (m ² /s)	10-9	10-9	10-9
Fracción volumétrica total del SrSO4	0	0.67	0
Fracción volumétrica de la celestita de granos pequeños	0	0.2233	0
Fracción volumétrica de la celestita de granos largos	0	0.4467	0

El caso 1 corresponde a flujo y transporte conservativo en un régimen advectivo. El caudal de entrada al modelo es 20 µL/min. El trazador se añade durante los primeros 25 minutos. La cantidad del trazador conservativo introducido en forma de pulso es de 0.5 mL con una concentración de 3 g/L. El tiempo de simulación es de 24 horas. La entrada del pulso del trazador conservativo se simula mediante la adición del trazador en cinco nudos de la malla de elementos finitos en los que se considera la entrada de agua. El caso 2 consiste en un modelo de flujo y transporte reactivo en las que la disolución y la precipitación de los minerales provocan cambios en la porosidad. La inyección de una solución con una elevada concentración de cloruro de bario (BaCl₂) se realiza en cinco nudos de la malla de elementos finitos. El caudal de entrada al modelo es igual a 20 µL/min. La concentración de cloruro de bario en el fluido de entrada es igual a 0.3 mol/L. La invección de

cloruro de bario dentro del tanque provoca la disolución del sulfato de estroncio $(SrSO_4)$ y la precipitación del sulfato de bario $(BaSO_4)$ de acuerdo con:

$$BaCl_{2(aq)} + SrSO_{4(s)} \rightarrow BaSO_{4(s)} + SrCl_{2(aq)}$$
(1)

El sulfato de bario tiene un volumen molar mayor que el del sulfato de estroncio. Por ello, su precipitación produce una disminución de la porosidad que a su vez da lugar a cambios en la permeabilidad y el coeficiente de difusión. La zona reactiva tiene una porosidad inicial igual a 0.33 y está compuesta de granos de sulfato de estroncio de dos tamaños distintos y con diferentes cinéticas de disolución. La celestita de granos pequeños tiene una superficie por unidad de volumen de 20000 m^2/m^3 mientras que la superficie por unidad de volumen de la celestita de granos grandes es igual a 100 m^2/m^3 .

En el modelo se supone que el sulfato de bario precipita instantáneamente (equilibrio químico). La disolución del sulfato de estroncio se simula mediante una ley cinética con una constante cinética a 25°C igual a 10^{-5.66} mol/m²s. Las reacciones de disolución/precipitación y sus constantes de equilibrio vienen dadas por:

$$BaSO_4 \leftrightarrow Ba^{2+} + SO_4^{2-} \quad \log K = -9.97 \tag{2}$$

$$SrSO_4 \leftrightarrow Sr^{2+} + SO_4^{2-} \log K = -6.63$$
 (3)

Para el caso 2 el tiempo de modelización es de 300 horas. Se consideran dos tipos de aguas: un agua inicial en todo el dominio del modelo y un agua de contorno inyectada por la entrada del modelo con una alta concentración de cloruro de bario. La Tabla 2 muestra las concentraciones del agua inicial y del agua del contorno del modelo.

 Tabla 2. Concentraciones del agua inicial y de contorno consideradas en el modelo numérico.

Concentraciones	Agua inicial	Agua de contorno
рН	5.5	5.5
Cl ⁺ (mol/L)	1.10-5	6.10-1
SO_4^{-2} (mol/L)	1.10-5	1.10-5
Sr^{+2} (mol/L)	1.10-5	1.10-5
Ba^{+2} (mol/L)	1.10-5	3.10-5

4.- Resultados del modelo de transporte conservativo

El objetivo principal del caso 1 es comparar la evolución temporal del trazador introducido en forma de pulso por la entrada del modelo. La Fig. 2. muestra los resultados obtenidos con el modelo numérico en cuatro tiempos diferentes (2, 8, 16 y 24 horas). Se puede observar que el trazador se va desplazando hasta llegar al punto de salida.

El ensayo realizado con el trazador conservativo ha sido útil para estimar las velocidades de filtración del agua a través del medio poroso. Se han calculados las velocidades a lo largo de las líneas 1, 2 y 3. La Fig. 3. muestra las velocidades calculadas en el caso 1. Se muestra el módulo de la velocidad a lo largo de la línea 1 mientras que a lo largo de las líneas 2 y 3 se han representado las componentes horizontales y verticales de la velocidad, respectivamente. Las mayores velocidades se producen cerca del orificio de entrada mientras que decrecen rápidamente a medida que se aproximan a la zona 2 ("Z2") al tener una permeabilidad menor que las de las otras dos zonas.



Fig. 2. Mapas de concentraciones del trazador a diferentes tiempos (2, 8, 16 y 24 horas) calculadas con el modelo numérico para el caso 1.

5.- ;Resultados del modelo de transporte reactivo

El objetivo principal del caso 2 es analizar la precipitación y disolución de los minerales en la zona reactiva (zona "Z2) y reproducir con el modelo numérico los cambios de porosidad detectados en el ensavo de laboratorio. Los comportamientos de las celestitas de granos pequeños y granos grandes son completamente diferentes. La celestita de granos pequeños se disuelve rápidamente ya que su superficie específica es elevada. La celestita de granos grandes, sin embargo, casi no se disuelve. La Fig. 4 muestra la evolución temporal de la cantidad de minerales (en moles) existente en el tanque. Se muestra la comparación de los valores calculados y los medidos durante el ensayo de laboratorio. Se puede observar que la cantidad de barita que precipita es similar a la cantidad de celestita de granos pequeños que se disuelve. Por el contrario, la celestita de granos grandes casi no se disuelve en las 300 horas del experimento.

Se ha realizado un estudio de la evolución de la cantidad de minerales disueltos y precipitados en el medio reactivo del tanque mediante la elaboración de mapas de concentraciones de barita y celestita en diferentes tiempos.



Fig. 3. Módulo y componentes de las velocidades del agua a través del medio poroso a lo largo de las líneas 1, 2 y 3 que se indican en la Fig. 1.



Fig. 4. Evolución temporal de la cantidad total de minerales (en moles) presentes en la zona reactiva del tanque. Se comparan los datos medidos durante el experimento de laboratorio (símbolos) con los valores calculados (líneas).

La Fig. 5 muestra cómo la barita va precipitando a lo largo de la zona reactiva del modelo. Se puede observar que al cabo de 10 horas la barita sólo precipita en una parte de la zona reactiva. Al cabo de 50 horas la parte de la zona reactiva donde precipita la barita ha aumentado hasta cubrir casi la totalidad de la zona "Z2". Con el paso del tiempo la barita precipita en toda la zona reactiva y continua aumentando su concentración hasta las 300 horas cuando finaliza el periodo de simulación del caso 2.

La Fig. 6 muestra los mapas de la concentración de la celestita de granos pequeños en la zona reactiva. Se puede observar que la celestita se disuelve progresivamente a lo largo del tiempo hasta alcanzar el valor mínimo de concentración cuando finaliza el tiempo de simulación. A diferencia de la celestita de granos pequeños, la celestita de granos grandes casi no se disuelve.

Inicialmente la zona reactiva del tanque tiene una porosidad del 33% pero debido a que el volumen molar del sulfato de bario es mayor que el del sulfato de estroncio se produce un cambio en la porosidad y, como consecuencia, en las propiedades del medio poroso (permeabilidad o coeficiente de difusión).

La Fig. 7 muestra la porosidad calculada con el modelo numérico a diferentes tiempos a lo largo de la línea 2 (Fig.1) centrada en las inmediaciones de la zona reactiva. Se puede observar que en las zonas 1 y 3 (zonas no reactivas) la porosidad no sufre ninguna variación con respecto al valor inicial. Sin embargo, en la zona reactiva la porosidad decrece con el tiempo desde el 0.33 inicial hasta el 0.307 al cabo de 300 horas. La precipitación y la disolución de los minerales provocan una reducción del 6.85% con respecto a la porosidad inicial.



Fig. 5. Mapas de concentración de barita precipitada a diferentes tiempos (10, 50, 150 y 300 horas) en la zona reactiva del modelo numérico para el caso 2.



Fig. 6. Mapas de concentración de celestita de granos pequeños disuelta a diferentes tiempos (10, 50, 150 y 300 horas) en la zona reactiva del modelo numérico para el caso 2.

6.- Modelo en condiciones no saturadas

Previamente al ensayo de laboratorio, el tanque se barrió con dióxido de carbono (CO_2) para eliminar el aire en los poros. La alta solubilidad del CO_2 permitió saturar completamente todo el medio poroso con una solución saturada de sulfato de estroncio. Por este motivo y para poder comparar los resultados obtenidos en el experimento de laboratorio con los obtenidos mediante el modelo numérico la simulación se ha realizado en condiciones saturadas. Sin embargo, se ha utilizado el modelo numérico para simular el ensayo de laboratorio partiendo de condiciones no saturadas. De esta forma se han podido comparar los resultados numéricos obtenidos en condiciones saturadas y no saturadas.



Fig. 7. Comparación de la porosidad calculada en diferentes tiempos (10, 50, 100, 150, 200 y 300 horas) a lo largo de la línea 2 (z = 0.01m) en las inmediaciones de la zona reactiva.

Para simplificar el modelo no saturado se han considerado las mismas curvas características para todo el dominio. Se han utilizado las siguientes expresiones de van Genuchten:

$$S_l = \frac{1}{\left[1 + (12.3 \cdot \psi)^{2.5}\right]^{0.6}}$$
(4)

$$k_{rl} = \sqrt{S_l} \cdot \left[1 - \left(1 - S_l^{1/0.6} \right)^{0.6} \right]^2$$
 (5)

donde Ψ (Pa) es la succión, S_l es el grado de saturación y k_{rl} es la permeabilidad relativa del líquido.

Se ha supuesto un grado de saturación inicial del 40%. El tanque se satura al cabo de aproximadamente 16 horas. Para el caso 1 con transporte conservativo se han comparado las concentraciones del trazador en los puertos a, b, c y d partiendo de condiciones saturadas y no saturadas (Fig. 8). La concentración del trazador en los puertos a y c es mayor para el caso en condiciones no saturadas que para el caso en condiciones saturadas. Sin embargo, para los puertos b y d ocurre lo contrario. Esto es debido a que los puertos a y c se localizan en la zona baja del tanque mientras los puertos b y d se encuentran más altos. El grado de saturación en la parte baja del tanque aumenta más rápidamente provocando que los valores máximos de concentración sean más elevados en condiciones no saturadas en los puertos localizados en la zona inferior del tanque.



Fig. 8. Curvas de llegada del trazador en los puertos a, b, c y d partiendo de condiciones saturadas y no saturadas para el caso 1 con transporte conservativo.



Fig. 9. Comparación de los mapas de concentración de trazador calculados cuando se parte de condiciones saturadas (izquierda) y no saturadas (imágenes de la derecha) a diferentes tiempos (2, 8 y 16 horas) para el caso 1 de transporte conservativo.

La evolución temporal del trazador a lo largo del tanque cambia considerablemente si se parte de condiciones saturadas o no saturadas. La Fig. 9 muestra los mapas de las concentraciones del trazador en el tanque en condiciones saturadas y no saturadas al cabo de 2, 8 y 16 horas. Las diferencias entre ambas simulaciones son mayores en la parte baja del tanque donde el frente del trazador se desplaza más rápidamente en la pasada con medio no saturado. En el caso 2 de transporte reactivo se ha evaluado cómo precipita la batita partiendo de condiciones saturadas y no saturadas al cabo de 8 horas (Fig. 10). En este caso las diferencias entre saturado y no saturado son menores que en el caso con transporte conservativo. Se puede observar que la extensión de la zona reactiva en la que ha precipitado la barita es mayor en condiciones saturadas. En cambio la cantidad de mineral precipitado es mayor partiendo de condiciones no saturadas (en la Fig. 10 se aprecia un oscuro más intenso en condiciones no saturadas).



Fig. 10. Mapas de la concentración de barita precipitada barita al cabo de 8 horas en la zona reactiva del modelo numérico para el caso 2 cuando se parte de condiciones saturadas (izquierda) y no saturadas (derecha).

7.- Conclusiones

Los procesos químicos que involucran transferencia de masa desde una fase sólida a una fase líquida pueden producir cambios en las propiedades físicas e hidrodinámicas de los medios porosos. La disolución (precipitación) de un mineral puede incrementar (decrecer) la porosidad. Estos cambios de porosidad pueden producir a su vez variaciones en las propiedades del flujo y del transporte (cambios en el coeficiente de difusión y la permeabilidad). En este trabajo se han presentado modelos numéricos en elementos finitos de flujo y transporte de solutos reactivos realizados para un experimento de laboratorio desarrollado en el Paul Scherrer Institute (PSI).

Se ha realizado en primer lugar un modelo numérico de flujo y transporte de un soluto conservativo. Posteriormente, se ha realizado un modelo de transporte reactivo para evaluar los cambios de porosidad producidos por la precipitación de barita (sulfato de bario) al introducir en el tanque una solución con una elevada concentración de BaCl₂.

Las celestitas de granos pequeños y granos grandes tienen diferentes cinéticas de disolución y por ello la celestita de granos pequeños se disuelve al reaccionar con el cloruro de bario mientras que la celestita de granos grandes casi no se disuelve. En general, el modelo reproduce los valores medidos de la cantidad de minerales disueltos y precipitados.

Se ha presentado una comparación de los resultados del ensayo de laboratorio al cabo de 16 horas si se parte de condiciones saturadas o no saturadas se realizase partiendo de condiciones no saturadas. Se obtienen diferencias importantes partiendo de condiciones saturadas y no saturadas tanto en el caso de transporte conservativo como en el caso de transporte reactivo. Estas diferencias deben ser tomadas con prudencia debido a que la modelización de las condiciones no saturadas se ha realizado de forma simplificada.

Agradecimientos. Este trabajo ha contado con financiación de un proyecto del Ministerio de Economía y Competitividad (Proyecto CGL2012-36560), Fondos FEDER y del proyecto de La Xunta de Galicia (Proyecto 2012/181 del Programa Consolidación e estructuración de unidades de investigación competitivas", Grupos de referencia competitiva). El primer autor ha contado con un contrato del Programa de Formación del Personal Investigador del Ministerio de Economía y Competitividad. Agradecemos las correcciones y sugerencias de los revisores anónimos del texto.

8.- Bibliografía

- Dai, Z.; Samper, J., 2006. Inverse modeling of water flow and multicomponent reactive transport in coastal aquifer systems. Journal of Hydrology, 327, 447-461.
- Molinero, J.; Samper, J., 2006. Modeling of reactive solute transport in fracture zones of granitic bedrocks. Journal of Contaminant Hydrology, 82, 293-318.
- Poonoosamy, J., Kosakowski G., Van Loon R., M\u00e4der U. (2015) Dissolution-Precipitation Processes in Tank Experiments for Testing Numerical Models for reactive Transport Calculations: Experiments and Modelling. Journal of Contaminant Hydrology, 177-178, 1-17.
- Samper, J., Xu, T., Yang, C., 2009. A sequential partly iterative approach for multicomponent reactive transport with CORE^{2D}. Computational Geosciences. doi: 10.1007/s10596-008-9119-5.
- Zhang G, J. Samper & L. Montenegro (2008) Coupled thermo-hydrobio-geochemical reactive transport model of the CERBERUS heating and radiation experiment in Boom clay, Appl Geochem, Vol 23/4: 932-949.

NUMERICAL FLOW MODELS FOR THE PREDESIGN OF A MULTILAYER COVER FOR A MEDIUM AND LOW ACTIVITY RADIOACTIVE WASTE FACILITY IN BULGARY

J. Samper¹, B. Pisani¹, A. Mon¹, J. Fernández¹, I. Stefanova¹ and F. Beltrán de Heredia³

¹ Soil and Water Group, School of Civil Engineering, University of A Coruña, Campus Elviña s/n, 15071, A Coruña, Spain. E- mail: jsamper@udc.es, bpjsani@udc.es, amon@udc.es, jesus.aguila@udc.es

²SERAW -Bulgaria - State Enterprise Radioactive Waste, E-mail: <u>Ira.Stefanova@dprao.bg</u>

³Westinghouse Electric. España, E-mail: <u>beltraf@westinghouse.com</u>

RESUMEN. La seguridad de una instalación para almacenar residuos radiactivos de baja y media actividad requiere diseñar correctamente una cobertera multicapa para minimizar la infiltración de agua en la escombrera. Se ha construido un modelo numérico para cuantificar el flujo de agua a través de una cobertera multicapa. El modelo se ha formulado acoplando un modelo de balance hidrometeorológico para las capas más superficiales con un modelo 1-D de flujo no saturado del dren y de las capas de arcilla, relleno y hormigón. El modelo hidrológico de balance se ha calculado con el código VISUAL-BALAN con un intervalo de tiempo diario. El flujo de salida de las capas de suelo se denomina recarga en tránsito, R_p(t). Los valores diarios de R_p(t) son la entrada del modelo 1-D de flujo no saturado que se ha resuelto con el código de elementos finitos CORE2D V5. Los resultados del modelo muestran que la cobertera multicapa diseñada para este proyecto permite limitar la máxima recarga a 1.5 mm/año.

ABSTRACT. The safety of a medium and low-activity radioactive waste facility requires the correct design of a multilayer cover to minimize the water infiltration into the tailings. A numerical model has been constructed to assess the water flow through the multilayer cover. The model is formulated by coupling a hydrologic water balance model for the topmost soil layers with a 1-D unsaturated water flow model for the drain, clay, backfill and concrete layers. The hydrologic water balance model is solved with a daily time increment with the VISUAL-BALAN code. The output from the soil layers is the so-called potential recharge, $R_{p}(t)$. The daily values of $R_{p}(t)$ are input to the 1-D unsaturated water flow model which is solved with the finite element code CORE2D V5. Model results allow to conclude that a maximum water flow of 1.5 mm/year can be achieved with the current design of the multilayer cover.

1.- Introduction

Multilayer covers are often used for the final closure of mill tailing piles and medium and low activity facilities such as the multilayer cover of the Andújar tailings (Carrera *et al.*, 1992) and the Cabril cover (Ayora *et al.*, 2007; Gran, 2015). The main conclusions of the numerical model of the multilayer cover of the Andujar tailings include:

• The study of the upper soil layers can be decoupled from the drain and clay layers.

- The calculation of the evapotranspiration with empirical and semiempirical equations may lead to gross errors. The use of physically-based evaporation and transpiration methods are recommended.
- The subhorizontal flow occurs mostly when the drain becomes saturated. However, there may be flow also for unsaturated conditions.
- Air and vapor flow is negligible due to the presence of a soil layer, which maintains moisture in the soil.
- The complex design of the multilayer cover incorporates multiple auto corrective mechanisms so that the partial failure of one of the layers is corrected by other layers. For instance, an increase in the recharge through the soil layer could be corrected by the drain and the clay layers.
- The potential recharge depends on many climatic factors and soil properties. The cover should be designed to reduce as much as possible the potential recharge by either increasing the surface runoff or the evapotranspiration. Evapotranspiration can be increased by increasing the thickness of the root zone.
- Inasmuch as most of the potential recharge is drained by the drain layer, the uncertainties and limitations of the upper soil layers can be safely overcome by the role of the clay layer.
- The key parameter of the infiltration clay barrier is its hydraulic conductivity.

The predesign of the multilayer cover for the final closure of a medium and low-activity radioactive waste facility at the Radiana site in Bulgary includes the following layers:

- Layer 1: Upper layer made of fine organic soil with a 0.2 m thickness.
- Layer 2: Anti-erosion layer made of gravel with a 0.45 m thickness.
- Layer 3: Vegetation implantation soil layer made of compacted loess with a 0.4 m thickness.
- Layer 4: Anti-intrusion layer made of fine gravels and boulders with a 0.45 m thickness.
- Layer 5: Drain-filter layer with a 0.5 m thickness. It is made of the following sublayers: sand, coarse sand and fine gravel and fine gravel
- Layer 6: Clay barrier made of low-permeability compacted clay with a 1 m thickness



Fig. 1. Layout of the multilayer cover with indication of the layers and the upper and lower parts.

Fig. 1 shows the scheme of the multilayer cover used in the simulation. The diagram indicates the upper and lower parts.

A support base for the engineered barrier underlies the clay layer. Its thickness ranges from 0.3 m to up to several meters. The concrete cells are covered with a 0.5 m thick concrete slab. The cover has a slope of 25 (H): 1 (V). The slopes have a slope of 2.5 (H):1 (V). The design of the multilayer cover foresees an expected water flow of 1.5 mm/year into the concrete cells.

The main objectives of this study include:

- Constructing a numerical model of water flow through the multilayer cover to give support to the expected water flow into the concrete cells which is estimated to be equal to 1.5 mm/year
- Demonstrating that the water flow of 1.5 mm/year can be achieved with the current design of the multilayer cover
- Showing the knowledge and the understanding of the hydrodynamics of the multilayer cover
- Identifying the main sources of uncertainty and evaluating them by means of sensitivity runs.

2.- Methodology and approach

The model relies on the following assumptions:

- The flow in the multilayer cover can be analyzed by decoupling the upper soil layers from the underlying drain, clay barrier, backfill and concrete layers.
- Flow of air and water vapor in the gaseous phase can be neglected.
- Water flow is assumed to be one dimensional.

- Evaporation and transpiration are evaluated with an empirical equation
- Water flow is assumed to be isothermal and therefore there is no need to solve the energy balance equation.

To achieve the objectives of the study, the numerical model is formulated by coupling a hydrologic water balance model for the topmost soil layers with a 1-D unsaturated water flow model for the drain, clay, backfill and concrete layers. The hydrologic water balance model is solved with a daily time increment with the VISUAL-BALAN code. The output from the soil layers is the so-called potential recharge, $R_p(t)$. The daily values of $R_p(t)$ are input to the 1-D unsaturated water flow model which is solved with the finite element code CORE2D V5. The solution of the unsaturated flow equation provides the water flow into the support base and the concrete cells.

3.- Hydrologic water balance model

The water balance model was performed by using the available meteorological data for the Radiana site for the period 1997-2013. The soil is made up of the following 3 layers: a) Thin organic soil (0.2 m); b) Soil and gravel (the anti-erosion layer, 0.45 m thick); and c) Compacted loess (the plant growing layer, 0.4 m thick). The effective thickness of the soil is 1.05 m. The values of porosity, field capacity and wilting point were initially estimated from the reported values for the Andújar multilayer cover (e.g. Carrera et al., 1992). The vertical hydraulic conductivity of the soil layer was computed as the harmonic mean of the conductivities of the thin organic soil, the soil and gravel layer and the vegetation layer. Overland flow was calculated with the method of the curve number, CN. The curve number was estimated from the soil type and the hydrologic conditions. Initially, CN was taken equal to 70. Later, CN was increased to 75 to obtain a mean annual overland flow ranging from 10 to 15 mm (Carrera et al., 1992). The model parameters needed to calculate snow precipitation, accumulation and runoff and snowmelt contribution to overland flow were taken from the scientific literature.

Snow parameters were calibrated to reproduce the estimated mean snow cover thickness and duration. The water balance model reproduces the mean snow cover thickness with a slight underestimation (<10 cm).

The calculations of snow accumulation and runoff and snowmelt contribution to surface runoff implemented in VISUAL-BALAN are based on the conceptual model of the SWMM code (Huber and Dickinson, 1992; Samper *et al.*, 1999).

The snow model implemented in VISUAL-BALAN assumes that snow precipitation occurs only when the air temperature is lower than a threshold value.

Snow melting is calculated using a degree-day equation in days without rain and with the Anderson's method (Anderson, 1973) in rainy days. The method is based on the calculation of the cold content of the snow cover. The snow cover melts when its temperature exceeds a base value. It is assumed that the snow cover is homogeneous and has the same thickness in any point of the cover.

The measurements of snow precipitation usually suffer from large errors due to the effect of the wind on the gauging device. The actual amount of snow precipitation is usually underestimated by a factor which depends on the wind velocity and on the protection of the meteorological station against the wind (Samper *et al.*, 1999).

Figure 2 shows the wind correction factor according to Anderson (1973) for the cases of protected and unprotected meteorological stations. A comprehensive sensitivity analysis of model results to changes in model parameters was performed in order to assess the model uncertainties. The results of the water balance model are very sensitive to the soil thickness. The potential recharge decreases from 56 to 16 mm/y when the soil thickness increases from 0.8 to 1.7 m. The potential recharge is also very sensitive to the field capacity. However, the recharge is much less sensitive to the vertical conductivity of the soil layers, the curve number for surface runoff and the Penman-Grindley parameters for computing the actual evapotranspiration (AET) from the potential evapotranspiration (PET).

The amount of snow precipitation is very sensitive to the air temperature threshold for snow and to the wind correction factor. For the most part, the potential recharge is not sensitive to the changes in the parameters of the snow precipitation, melting and runoff. However, the potential recharge is sensitive to the wind correction factor.

The base run of the water balance model assumes no correction of the amount of snow precipitation due to the effect of the wind. A sensitivity run was performed to study the sensitivity of the model results to the wind correction (see Table 1). The sensitivity run considers the average annual wind speed of the area at the Radiana site which is equal to 3.4 m/s. The potential recharge may increase 40% when the snow precipitation is corrected to account for the effect of the wind.



Fig. 2. Correction coefficient SCF as a function of the wind velocity for the correction of the snow measurements (adapted from Anderson, 1973).

 Table 1. Mean annual values of the water balance results from October 1997 to September 2013 for the base run and the sensitivity run with more snow.

	Base run	Sensitivity run with more snow
Total precipitation (mm/y)	407	428
Snow precipitation (mm/y)	28	49
Potential evapotranspiration (mm/y)	775	775
Actual evapotranspiration (mm/y)	352	356
Surface runoff (mm/y)	13	14
Potential recharge (mm/y)	42	58
Snow cover duration (d)	6	7
Snow cover thickness (mm)	22	50

The mean annual values of the water balance are: precipitation = 407 mm/y, snow precipitation = 28 mm, potential evapotranspiration = 775 mm, actual evapotranspiration = 352 mm, surface runoff = 13 mm and potential recharge = 42 mm. The annual potential recharge varies from year to year. Model results show that five out of 16 years have no recharge while the maximum annual potential recharge is equal to 184 mm.

Figure 3 shows shows the monthly values of precipitation and the computed daily values of the soil water content and potential recharge. One can see that the soil water content varies from the minimum value of 50 mm corresponding to the permanent wilting point to the value corresponding to field capacity (around 157.5 mm). In heavy rain periods, the water content may exceed the field capacity when the soil is not capable of draining all the infiltrated water. Potential recharge occurs when the soil water content is at the field capacity. There is no potential recharge in dry years.

4.- Unsaturated water flow model

The 1-D unsaturated flow model accounts for the following layers: 1) anti-intrusion layer made of fine gravels and boulders with a 0.45 m thickness; 2) drain-filter layer with a 0.5 m thickness, composed by sand, coarse sand and fine gravel and fine gravel; 3) clay barrier made of low-permeability compacted clay with a 1 m thickness; 4) the support base of the engineered barrier made of compacted loess and; 5) the concrete slab.

Given the lack of data on some of the parameters of the layers, they were taken from published data for other multilayer barriers such as those of Andújar (Carrera *et al.*, 1992) and El Cabril (Ayora *et al.*, 2007; Gran, 2015). Table 2 lists the main physical and hydrodynamic parameters of the layers including: thickness, hydraulic conductivity (K), porosity and the parameters of the retention curve such as the residual saturation S_r (m³m⁻³), the saturation degree at saturation S_1 (m³m⁻³), the van Genuchten parameter *m* and the air-entry pressure ψ_c (N/m²). The estimated hydraulic conductivity of the

support base of the engineered barrier is 10^{-5} m/s. The hydraulic conductivity of the concrete is assumed equal to 10^{-8} m/s.

The van Genuchten equations are used for the relative permeability and the retention curves. The retention curve of the support base is the same as that of the clay. The retention curves for the drain materials were taken from the model of the Andújar cover. The porosities range from 0.25 to 0.3.

Time evolution of soil water content and potential recharge



Fig. 3. Monthly values of precipitation (bottom plot) and computed daily values of the soil water content and the potential recharge (top plot) from October 2008 to September 2013.

Numerical simulations were performed for two types of columns. The first column corresponds to the conditions

prevailing above the concrete cells. This is the so-called "run with concrete". In this case, the model domain includes a 0.5 m thick concrete slab. The second column corresponds to a simulation representing the conditions prevailing within two neighbor concrete cells. This is the so-called "run without concrete".

The subhorizontal drain flow has been implemented in CORE V5 for this study as a boundary condition. This is a modification of the mixed Cauchy condition according to which the subhorizontal drain flow, Q_1 , is zero if the suction head at the bottom of the drain, ψ , is below a threshold value ψ_t . The subhorizontal flow, Q_1 , is non-zero when the suction head at the bottom of the drain, ψ , is above the threshold value ψ_t . In this case, the flow Q_1 is equal to the minimum of:

- The ratio of the maximum drainable water, V_{max} (expressed in [L³]), in the drain to the time increment;
- The following expression taken from Carrera *et al.* (1992):

$$Q_l = \beta y$$

where β is a coefficient which depends on the hydraulic conductivity and the slope of the drain and y is the saturated thickness of the drain.

The threshold value ψ_t has been taken equal to zero for this study. This means that the subhorizontal drain flow starts when the drain becomes saturated.

The flow has been solved for a total period of 29 years which include: 1) 4 years with no flow. This period is used to generate hydrostatic no-flow initial conditions; 2) 16 years with inflows equal to the daily values of the potential recharge taken from the water balance model for the period 1997-2013; and 3) 9 additional years taken from the historical period 1997-2013. This 9-year period is simulated to generate a quasi stationary solution.

Table 2. Hydrodynamic parameters of the layers of the unsaturated flow model. Parameter values were taken from: (a) Carrera *et al.* (1992) and (b) Ayora *et al.* (2007). Here K is the saturated hydraulic conductivity (m/s), S_r is the residual saturation degree (m^3m^{-3}), S_l is the saturation degree at saturation (m^3m^{-3}), m is van Genuchten parameter and, ψ_{a} is the air-entry pressure (N/m²).

Layer	Thickness (m)	K (m/s)	Porosity	$\mathbf{S_r}$	Sı	m	$\psi_c (\text{N/m}^2)$
Gravel anti-erosion	0.45	0.1	0.25 ^(a)	0 ^(a)	0.99 ^(a)	0.6 ^(a)	800 ^(a)
Drainage-filter layer (sand)	0.15	10-3	0.25 ^(a)	0 ^(a)	0.99 ^(a)	0.6 ^(a)	800 ^(a)
Drainage-filter layer (gravel and sand)	0.20	10-2	0.25 ^(a))	0 ^(a)	0.99 ^(a)	0.6 ^(a)	800 ^(a)
Drainage-filter layer (drain gravel)	0.15	0.1	0.25 ^(a)	0 ^(a)	0.99 ^(a)	0.6 ^(a)	800 ^(a)
Impermeable layer (clay)	1	10-9	0.25 ^(a)	0.4 ^(a)	0.99 ^(a)	0.167 ^(a)	13650 ^(a)
Support base	1	10-5	0.5 ^(a)	0 ^(a)	0.99 ^(a)	0.167 ^(a)	13650 ^(a)
Concrete	0.5	10-8	0.08 ^(b)	0 ^(b)	0.99(b)	0.3 ^(b)	500000 ^(b)

The initial suction is equal to 2 m. This suction leads to a saturation degree of 0.02 in the drain layers and 0.85 in the clay. The initial suction in the support base is taken equal to the prescribed suction head at the bottom of the column. A prescribed flow Neuman condition is used at the top

boundary. The flow is equal to the potential recharge calculated with the water balance model. A Cauchy boundary condition is used at the bottom of the column. The flow Q (m³/d) at the boundary is equal to α (h-H) where α (m²/d) is a leakage coefficient, h is the computed

head at the boundary and H is the prescribed head at the boundary. The prescribed head H is equal to -3.5 m which corresponds to a pressure head equal to zero for the run with concrete. The boundary conditions of the unsaturated flow model for the runs with and without concrete are shown in Fig. 4.



Fig. 4. Boundary conditions of the unsaturated flow model for the runs with and without concrete.

5.- Results

Model results for both runs show that most of the inflow to the flow domain is drained by the subhorizontal flow (around 95.5%). The change in storage is small and corresponds to an increase in water content in the clay layer. The error in the water balance is generally smaller than 2%. The results obtained in the drain are the same for the two runs because the subhorizontal drain decouples the drains and the lower part of the multilayer cover. The results show that the saturation degree is very small in the drain layers, smaller than 0.01, except for the events of recharge. Also, the water content in the drain layers is very small, except during the recharge periods. The water content is generally smaller than 0.001 in the drain. The pressure head in the drain and at the top of the clay shows fluctuations in response to the recharge episodes. The water flow from the drain into the clay layer shows intermittent pulses with near-exponential recession curves in response to the recharge events. The amplitude of these pulses is large during the first 10 years and later decreases to about 5 mm/vear.

The general trend of the clay is similar in both runs. The saturation degree in the top of the clay layer shows small fluctuations in response to the episodes of recharge. In the middle of the clay layer the saturation degree increases and reaches a nearly constant value after 5 years. The saturation degree at the bottom of the clay layer is constant. The values of the hydraulic head show that the vertical gradient is largest in the clay layer because the clay is the least permeable layer.

Fig. 5 shows the results of the vertical distribution of the saturation degree, pressure head and water content of the model with the concrete layer. The model results of the run with concrete show that the saturation degree in the clay layer is 0.97 at the top of the clay layer and decreases with depth to a value of 0.93 at the contact of the clay layer with the support base layer. The backfill is almost saturated. The saturation degree varies from 0.93 to 1 at the contact with the concrete. The concrete is almost saturated. The water content in the clay layer is 0.243 at the top of the clay layer and decreases with depth to a value of 0.233 at the contact of the clay layer with the support base layer. The water content in the backfill increases from 0.46 at the contact with the clay to 0.48 at the contact with the concrete. The water content of the concrete is equal to 0.08. The values of the pressure head show that the pressure head decreases linearly from the bottom of the column where the suction is equal to zero to a value of approximately 1.5 m at the contact of the clay with the support base. Then, the pressure increases within the clay layer. The pressure decreases again linearly with a slope of 1 within the drains. The pressure becomes more negative at the bottom of the clay layer.

Fig. 5 shows the results of the vertical distribution of the saturation degree, pressure head and water content of the model with the concrete laver and without concrete. The model results of the run without concrete show that the saturation degree in the clay layer is 0.97 at the top of the clay layer and decreases with depth to a value of 0.86 at the contact of the clay layer with the support base layer. The saturation degree in the backfill increases from 0.73 to 0.77. The water content in the clay layer is 0.243 at the top of the clay layer and decreases with depth to a value of 0.216 at the contact of the clay layer with the support base laver. The water content of the backfill increases from 0.369 at the contact with the clay to 0.388 at the bottom of the column. The pressure heads decrease linearly from the bottom of the column where the suction is equal to 4 m to a value of approximately 5.5 m at the contact of the clay with the support base. Then, the pressure increases within the clay layer. The pressure at the contact of the clay and the drain is equal to -0.5 m. The pressure decreases again linearly with a slope of 1 within the drains, reaching a suction of 1.5 m at the top of the column. The pressure becomes more negative at the bottom of the clay layer. The suction remains constant in the backfill.



Fig. 5. Vertical distribution of the computed saturation degree, pressure head and volumetric water content at some selected times with the model with concrete layer on the left and without the concrete on the right.

Fig. 6 shows the potential recharge, the subhorizontal drain on the left axis and the outflow at the bottom column on the right axis in the model with concrete. The water outflow from the clay layer into the support base increases during the first 10 years and reaches a value of about 1.5 mm/year. The flow shows very mild fluctuations. The water flow at the bottom of the column shows a long transient stage. Near steady conditions are achieved after 12 years. Then, the flow shows mild fluctuations around 1.5 mm/year. The average flow into the concrete computed from the last 10 years of the simulation is equal to 1.54 mm/y. The flow fluctuates from 1.46 to 1.65 mm/y. The water outflow in the run without concrete reaches a nearly steady value of 1.6 mm/year after 10 years. It shows mild fluctuations around the average value from 1.61 to 1.76 mm/y.

Several sensitivity runs were performed to evaluate the uncertainties in the snow precipitation; the leakage coefficient of the Cauchy condition at the bottom of the column and the assumed suction at such bottom boundary. The results of the sensitivity runs are listed in Table 3. The potential recharge may increase from 42 mm/year to 59 mm/year due to the increase in snow precipitation associated with the wind correction factor. The outflow at the bottom is not sensitive to the increase in the potential recharge because most of the recharge is drained by the subhorizontal drain flow. The upper part of the system and the lower part are decoupled.



Fig. 6. Time evolution of daily values of the potential recharge, the subhorizontal drain flow and the outflow at the bottom of the column.

Table 3. Average	outflow	from	the	botton	1 for	the	base	run	and	the
sensitivity runs to	changes	in the	pot	ential 1	recha	rge	and s	uctio	n at	the
bottom of the colum	nn in the	runs w	vith	concret	e and	l wit	hout a	conci	rete	

		Average outflow from the bottom (mm/y) Run with concrete	Average outflow from the bottom (mm/y) Run without concrete
Potential	42 mm	1.54 (base run)	1.67 (base run)
recharge	59 mm	1.56	1.69
Suction	$\psi = 0 \text{ m}$	1.54 (base run)	1.54
at the	ψ = 4 m	1.67	1.67 (base run)
bottom	₩ = 10 m	-	1.69

The outflow is not sensitive to the change in the leakage coefficient. The outflow at the bottom changes slightly with the change in the suction at the bottom boundary of the column. The lowest average outflow occurs when the suction at the bottom is zero in both runs. In all cases the computed outflow is very small (on order of a few mm/y).

6.- Uncertainties

There are some uncertainties in the water balance and water flow models of the multilayer cover. Some of these have been quantified by means of sensitivity runs (see Tables 1 and 2). The main uncertainties of the hydrologic water balance model include:

- The uncertainties in the meteorological data because there are some missing temperature and precipitation data in the available data record
- The uncertainties in the wind correction factor for the calculation of the snow precipitation
- The uncertainties in model parameters, including: the thickness of the root zone, the water retention capacity of the vegetation soil and the surface runoff properties
- The uncertainties in the quantification of the actual evapotranspiration, AET, which is as much as 8 times larger than the potential recharge. Small uncertainties in the AET could cause large uncertainties in the potential recharge. AET has been evaluated in this study with a simple empirical equation.

The main uncertainties of the unsaturated water flow model include:

- The porosity, hydraulic conductivity and characteristic curves of the layers (clay, support base and concrete)
- The evaluation of the evaporation and transpiration with physically-based methods instead of the empirical equation used in this report.
- The effects of temperature by solving the energy balance equation.

7.- Conclusions and recommendations

A numerical model of water flow through the multilayer cover has been constructed to give support to the expected water flow into the concrete cells which is estimated to be equal to 1.5 mm/year. The numerical model has been formulated by coupling a hydrologic water balance model for the topmost soil layers with a 1-D unsaturated water flow model for the drain, clay, backfill and concrete layers. The hydrologic water balance model is solved with a daily time increment with the VISUAL-BALAN code. The output from the soil layers is the so-called potential recharge, $R_p(t)$. The daily values of $R_p(t)$ are input to the 1-D unsaturated water flow model which is solved with the finite element code CORE2D V5.

The model results of the run with concrete indicate that the water flow at the bottom of the column shows a long transient stage. Near steady conditions are achieved after 12 years. Then, the flow shows mild fluctuations around 1.5 mm/year. The average flow into the concrete computed from the last 10 years of the simulation is equal to 1.54 mm/y. The flow fluctuates from 1.46 to 1.65 mm/y.

The model results of the run without concrete indicate that the water flow at the bottom of the column shows a long transient stage. Near steady conditions are achieved after 12 years. Then, the flow shows mild fluctuations around the average value of 1.67 mm/year. The flow fluctuates from 1.61 to 1.76 mm/y.

The numerical model has been useful to demonstrate that the water flow of 1.5 mm/year can be achieved with the current design of the multilayer cover, showing the knowledge and the understanding of the hydrodynamics of the multilayer cover and identify the main sources of uncertainty and evaluating them by means of sensitivity runs.

The uncertainties of the hydrologic water balance model could be overcome in future studies by:

- Accounting for meteorological data from neighbor stations to fill the missing temperature and precipitation data.
- Collecting snow precipitation data
- Quantifying the thickness of the root zone and the retention curve of the vegetation soil
- Quantifying the surface runoff properties of the cover
- Using a more physically-based method to calculate the evaporation and transpiration

The uncertainties of the unsaturated water flow model could be overcome by:

- Determining the parameters of the clay, support base and concrete including the porosity, the hydraulic conductivity and the characteristic curves of the layers
- Evaluating the evaporation and transpiration with physically-based methods instead of the empirical equation used in this report.
- Analyzing the effects of temperature by solving the energy balance equation.

Acknowledgments. This work was supported by the Spanish Ministry of Economy and Competitiveness (Project CGL2012-36560), and Fund 2012/181 from "Consolidación e estruturación de unidades de investigación competitivas", Grupos de referencia competitiva") of Xunta de Galicia. The research work of the third author was funded by a Predoctoral Contract from University of A Coruña. The research work of the fourth author was funded by a Predoctoral FPI Contract from Spanish Ministry of Economy and Competitiveness. Thanks are also given to Westinghouse Electric. We thank the anonymous reviewers for constructive and thoughtful comments and suggestions.

8.- References

- Anderson EA (1973). National Weather Service River Forecast System-Snow Accumulation and Ablation Model. Technical Memorandum NWS Hydro-17, November 1973. 217 pp.
- Ayora C., Soler J.M., Saaltink M.W., Carrera J. (2007). Modelo de transporte reactivo sobre la lixiviación del hormigón por agua subterránea en la Celda 16 de El Cabril. Technical Publication 05/2007, ENRESA, Madrid (in Spanish).
- Carrera J, Alfageme H, Galarza G, Medina A (1992). Estudio de la infiltración a través de la cobertera de la FUA (Study on the infiltration through the FUA cover). Technical Publication 02/92, ENRESA, Madrid (in Spanish).
- Gran, M. (2015) Coupled heat and water flow dynamics in dry soils. Application to a multilayer waste cover. Ph.D. Dissertation, Technical University of Catalonia, Barcelona, Spain.
- Huber WC, Dickinson RE (1992) Storm water management model, Version 4: user's manual EPA/600/3-88/001a. Environmental Research Laboratory, US Environmental Protection Agency, Georgia.
- Samper J, Huguet L, Ares J, García-Vera MA (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 (VISUAL BALAN v1.0 user manual: an interactive code for water balance and recharge estimation). Technical Publication ENRESA, Madrid (in Spanish).

RESPUESTA HIDROLÓGICA Y EROSIVA EN UN OLIVAR SEMIÁRIDO: EVALUACIÓN DE ESCENARIOS DEL IPCC

E. Guzmán¹, C. Aguilar², M.J. Polo³, E.V. Taguas¹

¹ Grupo de hidrología e hidráulica agrícola, Universidad de Córdoba. <u>enriqueguzmanarias@hotmail.com</u>, <u>evtaguas@uco.es</u>

² Grupo de dinámica fluvial e hidrología, IIISTA, Universidad de Granada. <u>caguilar@ugr.es</u>

³ Grupo de dinámica fluvial e hidrología, IIISTA, Universidad de Córdoba. <u>mipolo@uco.es</u>

RESUMEN. La erosión del suelo y las fuentes de contaminación difusa asociados a eventos de lluvia-escorrentía constituyen los principales problemas medioambientales en olivares.

El objetivo de este estudio es evaluar la respuesta hidrológica en una microcuenca de olivar en el sur de España bajo diferentes escenarios de cambio climático propuestos por el IPCC. Para ello, se calibró y validó el modelo hidrológico distribuido WiMMed con datos experimentales a lo largo del periodo de estudio (2005-2012), resultando errores medios en los caudales punta de $0,2 \text{ m}^3$ / s. Tras la simulación de distintos escenarios, se obtuvo en el caso más extremo un aumento del 11% en el coeficiente de escorrentía que determinó un aumento significativo no lineal en la descarga de sedimentos.

ABSTRACT. Soil erosion and non-point source pollution associated to rainfall-runoff events constitute the main environmental problems in olive orchards.

The objective of this study was to assess the hydrological response in an olive orchard micro-catchment in southern Spain under the different climate change scenarios proposed by the IPCC. To this end, the distributed hydrological model WiMMed was calibrated and validated with experimental data along the study period (2005-2012) with mean errors in peak flows of $0,2 \text{ m}^3$ /s. Next, the different scenarios were simulated by the model. The most extreme scenario revealed a rise of 11% in runoff coefficient that determined a non-linear significant increase in the sediment discharge.

1.- Introducción

El olivar representa la formación vegetal predominante en Andalucía ocupando el 33% de las tierras de cultivo y el 16% de la superficie total de la región.

Cerca del 70% de las explotaciones olivareras en Andalucía son pequeñas y medianas, de entre 2 y 18 ha (Junta de Andalucía, 2003).

El olivar es uno de los cultivos en los que el riesgo de erosión es más elevado por las altas pendientes en las que están dispuestos, lo cual favorece la escorrentía y la pérdida de suelo (Gómez *et al.* 2014; Taguas *et al.* 2015).

Para profundizar en procesos erosivos distintos a la erosión por salpicadura es necesario incluir unidades espaciales lo suficientemente grandes, microcuenca, que además corresponde con el tamaño medio donde se asientan la mayoría de los olivares en Andalucía.

La complejidad de los procesos involucrados en la dinámica hidrológica y erosiva, hace que con frecuencia se recurra al uso de modelos para comprender las complejas interacciones de los mismos a escala de cuenca y así poder seleccionar prácticas de gestión alternativas adecuadas (Taguas *et al.* 2012).

Los modelos de base física se basan en representaciones matemáticas de los procesos físicos que tienen lugar en la cuenca. Son complejos, pero permiten localizar, determinar y comprender cada uno de los aportes que se incorporan al ciclo hidrológico.

Su principal utilidad radica fundamentalmente en la simulación y predicción de los fenómenos físicos a corto, medio y largo plazo. Asimismo, una vez calibrados, los modelos físicos permiten realizar el estudio de fenómenos causa-efecto tras hipotéticos cambios en los sistemas reales como por ejemplo tras una variación en los usos del suelo, ante distintos escenarios de cambio climático, etc.

El último informe del Panel Intergubernamental del Cambio Climático (IPCC, 2013) pronostica para finales de siglo un aumento significativo de la superficie sometida a condiciones de aridez y mayor torrencialidad de las lluvias (con el consiguiente aumento de la erosión).

2.- Objetivos

El objetivo general de este estudio es predecir las relaciones lluvia-escorrentía en una pequeña cuenca de olivar en pendiente para determinar el impacto de eventos extremos en un contexto de cambio climático en la escorrentía y erosión. Para ello se propone:

- ✓ Implementar una herramienta de predicción de comportamiento hidrológico con base física y distribuida.
- ✓ Analizar escenarios extremos y posible evolución en un contexto de cambio climático.

3.- Materiales y métodos

3.1.- Zona de estudio

La cuenca de estudio está situada en el TM de Puente Genil (Córdoba) y cuenta con un arroyo no permanente de 50 m de longitud efectiva que vierte sus aguas directamente al río Genil (Figura 1). Tiene una superficie de 6,1 ha y una pendiente media del 15 %.

El clima de la zona es genuinamente mediterráneo con una precipitación media anual de 400 mm y una temperatura media de 18° C. Las lluvias se distribuyen principalmente entre otoño, invierno y primavera, siendo el verano una estación acusadamente seca.

El suelo, cambisol cálcico, es poco profundo y de textura francoarenosa. El contenido en materia orgánica es alto (1,7 %) debido al uso de cubiertas. También el porcentaje de carbonato cálcico es abundante debido a los numerosos afloramientos rocosos de roca caliza existentes en la cuenca (48,8%).



Fig. 1. Delimitación de la cuenca sobre la ortofotografía

El cultivo está formado por olivos de la variedad arbequina, con un marco de plantación de 7x7 m. El propietario de la finca permite el desarrollo espontáneo de la cubierta vegetal hasta primavera (Abril o Mayo), fecha en la que realiza varios pases con el tractor por las calles para realizar el desbrozado de la vegetación.

3.2.- El Modelo WiMMed

El modelo WiMMed (Watershed Integrated Management of Mediterranean watersheds) (Polo *et al.* 2009; Herrero *et al.* 2011) es un modelo físico distribuido completo que permite dotar de base científica sólida la gestión integral de una cuenca.

Se considera que dicho modelo es el más adecuado para la zona de estudio, ya que ha sido especialmente desarrollado para incluir aspectos característicos de las cuencas mediterráneas, donde tanto la variabilidad espacial como la temporal juegan un papel relevante en su variable respuesta (Egüen *et al.* 2012).



Fig. 2. Esquema conceptual del modelo WiMMed (Herrero et al. 2011)

La Figura 2 muestra la representación esquemática del ciclo hidrológico tal y como se reproduce dentro del modelo, en la que se aprecia de manera visual la conexión entre los diferentes módulos.

A continuación se resumen los distintos procesos considerados en el modelo con especial importancia en la zona del presente estudio, cuyo desarrollo completo se encuentra en el Manual Teórico (Herrero *et al.* 2011).

Siguiendo estudios previos sobre interpolación de **variables meteorológicas** para la realización de balances de agua y energía de manera distribuida (Garen y Marks, 2005; Susong *et al.* 1999) el modelo descompone la distribución espacial de temperatura y precipitación en dos componentes, uno vertical y otro horizontal.

El componente vertical se describe a través de una relación lineal con la elevación para tener en cuenta el efecto de la orografía. A continuación se calculan las desviaciones en cada estación de medida a la relación lineal obtenida y se interpolan por el método del inverso de la distancia (IDW), para determinar el componente horizontal. Este cálculo se realiza para los valores máximos, medios y mínimos diarios de temperatura y a escala de evento para la precipitación (Herrero *et al.* 2011).

Para el cálculo de la radiación global se aplica un algoritmo de interpolación que tiene en cuenta tanto la nubosidad, como los efectos de las sombras debidas a la topografía de la zona (Aguilar *et al.* 2010). La emisividad se calcula a partir de una expresión paramétrica que tiene en cuenta los distintos estados atmosféricos en términos de cubierta de nubes (Herrero y Polo, 2012).

Por último, la evapotranspiración se calcula a partir de la aproximación de la FAO a la ecuación de Penman-Monteith (Allen *et al.* 1998) con las posteriores modificaciones de la ASCE (Aguilar y Polo, 2011).

El **modelo de interceptación** está basado en los modelos analíticos de Rutter *et al.* (1971) y Gash (1979). Este modelo utiliza como principal variable la capacidad máxima de almacenamiento de la cubierta, la cual depende fundamentalmente del tipo de vegetación presente así como del grado de cobertura.

Con respecto al **balance de agua en el suelo**, en la zona no saturada del suelo, el modelo considera el suelo dividido en dos capas: una capa 1 donde domina la infiltración superficial y una capa 2 donde se produce el almacenamiento y distribución. La infiltración en la capa superficial se regula a través de la conductividad hidráulica saturada superficial k_{sSup} . Al transmitir el agua hacia la capa inferior, una parte proporcional de esa agua se deriva hacia un flujo lateral. La capacidad de aporte hacia el flujo lateral se valora en función de la relación entre la permeabilidad del suelo k_{sSol} y el equivalente a una permeabilidad lateral k_{lat} . La capa inferior tiene el efecto de retrasar la infiltración profunda hacia la zona saturada y mantener el agua disponible para la evaporación desde el suelo. La infiltración superficial del agua en el suelo Q_I se calcula mediante la ecuación de base física desarrollada por Green y Ampt (1911) junto con la solución exacta de Muñoz-Carpena y Ritter (2005). La infiltración profunda Q_{perc} se obtiene mediante la ecuación de Darcy-Buckingham (1907).

La circulación superficial en celdas de ladera se realiza aplicando la ecuación de la onda cinemática simplificada. En cuanto a la circulación del flujo en la red de drenaje, en este estudio se aplica el modelo basado en las ecuaciones de Muskingum debido a su rapidez y sencillez.

3.3.- Adquisición y preparación de los datos de entrada

El periodo de estudio 2005-2012 viene determinado por la disponibilidad de medidas en la cuenca.

Con una altitud de entre 212 y 262 m se ha considerado adecuado utilizar un MDE de 1.5 m de resolución espacial (Taguas, 2007).

Con respecto a las **variables meteorológicas**, el modelo requiere datos de precipitación horaria y diaria, temperatura (mínima, media y máxima diarias), radiación solar diaria, velocidad del viento y humedad relativa medias diarias. Salvo los datos de precipitación horaria y diaria que han sido medidos en la propia cuenca objeto de estudio, el resto de las variables empleadas se han obtenido de la estación meteorológica de Santaella perteneciente a la Red de Información Agroclimática de Andalucía (RIA).

Se dispone de una estación hidrológica con diversos sensores (pluviógrafo y sensor de ultrasonidos para las medidas de nivel), un aforador de profundidad crítica y un datalogger para el almacenaje de los datos medidos por los diferentes sensores (Taguas, 2007).

El aforador es de chapa de acero inoxidable, el pluviógrafo es de tipo cangilón, y el sensor de ultrasonidos está protegido de las inclemencias meteorológicas por una caja de chapa (Figura 3). Los valores de precipitación y escorrentía registrados son los que se utilizan en la calibración y validación del modelo.

Con respecto a las **propiedades del suelo**, el modelo necesita los valores distribuidos de espesor del suelo (capa 1 y capa 2), conductividad hidráulica saturada (capa 1 y capa 2), humedad de saturación, humedad residual, potencial matricial del suelo, n de vanGenuchten. La conductividad hidráulica saturada (capa 1 y capa 2), humedad residual han sido medidas en la propia cuenca (Taguas, 2007). La conductividad hidráulica saturada fue calculada a partir de la ecuación de Philip (1993) mediante 32 ensayos distribuidos en una malla regular en la cuenca, donde se midieron los tiempos de infiltración. La humedad en

saturación y la humedad residual se evaluaron a partir de las placas de Richards. 32 muestras de suelos fueron utilizadas en las que se midieron las diferencias de peso tras someterlas a las presiones características (Taguas, 2007). El resto de los mapas empleados con las propiedades físicas y químicas de los suelos, se han obtenido del Sistema de Interferencia Espacial de Propiedades Físico-Químicas e Hidráulicas de los Suelos de Andalucía, perteneciente a la Consejería de Agricultura y Pesca de la Junta de Andalucía (Rodríguez, 2008).



Fig. 3. Estación hidrológica

3.4.- Caracterización de la cuenca

La Tabla 1 muestra los valores anuales de precipitación medidos en la cuenca, así como la evapotranspiración registrada en la estación de Santaella para cada año hidrológico del periodo de estudio (2005-2012). Se observa la alta variabilidad en la precipitación de los años analizados.

Tabla 1. Datos anuales totales de precipitación (P) y evapotranspiración (ET_o) periodo 2005-2012 (mm/año)

Año hidrológico	P (mm)	$\text{ET}_{o}\left(mm\right)$
2005-2006	327,6	1434,39
2006-2007	339,4	1363,86
2007-2008	368,8	1454,78
2008-2009	345,4	1438,14
2009-2010	681,7	1495,16
2010-2011	578,2	1316,47
2011-2012	185,2	1487,01

En cuanto a las propiedades del suelo, los suelos de la cuenca presentan un mínimo de conductividad hidráulica saturada en la capa superficial de 4 mm/h y un máximo de 199 mm/h, con un valor medio de 61 mm/h y una desviación estándar de 49 mm/h (Figura 4). La humedad de saturación, esta cuenca presenta unos valores que oscilan entre 0,134 y 0,201 mm/mm con un valor medio de 0,175 mm/mm y una desviación estándar de 0,019 mm/mm (Figura 5) (Taguas, 2007).



Fig. 4. Conductividad hidráulica saturada de la capa 1 (mm/h)



Fig. 5. Humedad de saturación (mm/mm)

3.5.- Análisis de sensibilidad, calibración y validación

De una serie de 12 eventos de lluvia registrados en el período de estudio (2005-2012), se escogieron aquellos que generaron escorrentías superiores a 2 mm, resultando un total de 9 eventos; concretamente, se han utilizado 6 eventos para calibrar el modelo y 3 para su validación. La calibración se llevó a cabo ajustando en primer lugar el volumen de escorrentía generado en el evento, y a continuación el caudal máximo registrado (Tabla 2).

Tabla 2. Escorrentía (E), caudal punta (Qp) y duración (D) de los eventos propuestos para la calibración y validación

-	Fecha evento	E (mm)	$Q_p (m^3/s)$	D (h)	Utilización
	27-28/01/2006	0,19	0,002	29	Sensibilidad modelo
	19/04/2007	1,04	0,087	1	No
	21/09/2007	4,49	0,359	16	Validación
	03/01/2008	3,37	0,136	7	Validación
	08-10/04/2008	2,83	0,007	67	Validación
	30/09/2009	8,36	0,619	5	Calibración
	18-19/12/2009	12,85	0,483	30	Calibración
	21/02/2010	3,26	0,230	18	Calibración
	09/10/2010	10,78	0,303	17	Calibración
	27/11/2010	2,01	0,042	21	Calibración
	06-07/12/2010	27,98	0,591	40	Calibración
	27/10/2011	0,54	0,063	16	No

En la mayor parte de los modelos hidrológicos de cuenca es la conductividad hidráulica saturada junto con la humedad de saturación las variables que más aparecen, ya que constituyen, los parámetros físicos del suelo más determinantes a la hora de cuantificar los diferentes componentes del balance global de agua en el suelo (Polo *et al.* 2003; Aguilar, 2008). Así se ha observado que el modelo es muy sensible a la variación de los dos parámetros mencionados anteriormente, por lo que la calibración de este parámetro resulta decisiva en los resultados obtenidos (Rogers *et al.* 1985; Aguilar, 2008; Delgado, 2014). Por tanto en este trabajo se calibraron ambos parámetros, la conductividad hidráulica saturada y la humedad de saturación.

Para la calibración se han realizado un total de 68 simulaciones de escorrentía generada en el punto de aforo de la cuenca (Figura 1). La bondad de las calibración y la validación fue evaluada con el error medio (EM, Ec. 1) y el error medio cuadrático (EMC. Ec. 2) como medidas del sesgo y la exactitud de los valores de escorrentía simulados frente a los registrados. Además, se empleó también el error medio absoluto (EMA, Ec. 3), calculado según las expresiones que aparecen a continuación, siendo en este caso la variable "x" la escorrentía medida e "y" la escorrentía simulada.

$$EM = \frac{\sum(y-x)}{N}$$
(1)

$$EMC = \sqrt{\frac{\sum(y-x)}{N}}$$
(2)

$$EMA = \frac{\sum|y-x|}{N}$$
(3)

3.6.- Evaluación del impacto de cambio climático sobre los valores extremos de la serie

Con el modelo calibrado, se ha procedido a la simulación del evento máximo anual de escorrentía registrado bajo distintos escenarios locales de cambio climático, basados en la información derivada del último informe del IPCC (IPCC, 2013). Se prevé en la región andaluza un incremento de temperatura de entre 3,9 y 1,6°C, así como una disminución de la precipitación de entre 26,6 y 13,7 % (REDIAM, 2014). En valores absolutos, esta variación se transforma en una disminución de 157 mm y 81 mm en el mejor de los casos. El informe también predice un aumento de la torrencialidad.

Por lo tanto, se han modelado los supuestos que se enumeran a continuación, y se analiza la respuesta de la cuenca en términos de caudal máximo del evento y volumen de escorrentía.

1) Disminuye la precipitación diaria un 20%.

2) Incremento de la torrencialidad. Para ello se ha concentrado la lluvia en las primeras seis horas del evento.
3) Incremento de las temperaturas medias diarias de 3°C.

4) La acción conjunta de los 3 casos anteriores.

4.- Resultados y discusión

4.1.- Análisis de sensibilidad, calibración y validación

En la Tabla 3 puede observarse la sensibilidad del modelo a la k_s . Así se observa cómo para el evento producido el 27 y 28 de enero de 2006 la escorrentía varió más de un 50% cuando la conductividad hidráulica saturada efectiva fue reducida desde sus valores iniciales un 90 %.

Tabla 3. Sensibilidad del modelo frente a cambios en el factor de corrección de $K_{\rm s}$

Corrección K_s	1	0.9	0.6	0.4	0.1
E (mm)	0,28	0,27	0,23	0,19	0,12

En la Tabla 4 se observan las variaciones de la humedad en saturación y su efecto sobre la escorrentía del evento del 21 de Febrero de 2010. Se observa que un aumento del 70% en la humedad de saturación provoca que la escorrentía se reduzca hasta casi la mitad.

Tabla 4. Sensibilidad del modelo frente a cambios en el factor de corrección $\theta_{\rm s}$

$Corrección\theta_s$	1	1.2	1.4	1.7	
E (mm)	7,03	5,68	4,95	3,59	

La calibración final (68 simulaciones) fue obtenida con los siguientes valores efectivos:

-Factor que multiplica a los valores de la conductividad hidráulica saturada superficial = 0,019

-Factor que multiplica a los valores de la humedad de saturación = 1,7

Los factores de calibración obtenidos, son del orden de magnitud de los obtenidos en estudios anteriores en otras cuencas en Andalucía (Aguilar, 2008; Millares, 2008; Delgado, 2014). Por otro lado, los valores efectivos que resultan al aplicar los factores de calibración a los mapas originales son razonables en la zona de este estudio teniendo en cuenta los valores reales medidos en la cuenca (Taguas *et al.* 2010). Los valores de los errores mínimos para la escorrentía fueron los siguientes: EM=0,2 mm; EMA=2,87 mm; EMC=2,19 mm. Por otra parte, en el caso del caudal punta simulado: EM=0,27 m³/s; EMA=0,32 m³/s;

En la Figura 6, puede observarse cómo los hidrogramas simulados fueron cercanos a los observados.



Fig. 6. Comparativa entre la escorrentía medida y la escorrentía simulada (21-09-2007)

En el caso de la validación, los errores obtenidos para la escorrentía fueron los siguientes: EM=0,18 mm; EMA= 2,21 mm; EMC= 1,94 mm. En el caso del caudal punta encontramos EM= 0,12 m³/s; EMA= 0,17 m³/s; EMC= 0,14 m³/s.

El EM indica que los valores simulados tendieron a sobreestimar la escorrentía y los caudales punta. Por otro lado, los errores obtenidos fueron inferiores a los de calibración. A pesar de que la serie es corta porque los eventos cuantiosos son poco frecuentes, se considera que el modelo ha sido calibrado y validado satisfactoriamente.

4.2.- Predicción de fenómenos meteorológicos extremos

Tal y como se indica en la metodología, se ha simulado el incremento de torrencialidad, la disminución del volumen de precipitación y el aumento de las temperaturas. En primer lugar, se presentan los resultados de cada uno de los fenómenos mencionados con su correspondiente análisis de forma independiente. A continuación se procede al estudio de los efectos causados cuando dichos fenómenos ocurren de forma conjunta, que sería la situación esperada en un contexto de cambio climático.

4.2.1.- Torrencialidad

La Figura 7 ilustra la diferencia entre el la distribución horaria del evento original (6 y 7/12/2010) y el evento "torrencial" incluido en WIMMED cuando la precipitación se concentra en las primeras 6 horas del evento. Así, los 66 mm de precipitación que cayeron en 40 horas, se concentran en tan solo 10 horas.



Fig. 7. Comparativa entre la precipitación inicial y la precipitación con el evento "torrencial".

En la Figura 8 puede observarse cómo se generó una mayor cantidad de escorrentía pasando de un valor observado de 25,07 mm a uno simulado de 38,32 mm. Por otro lado, la infiltración del evento torrencial varió de 27,89 mm, frente a los 41,11 mm del evento real. En términos de caudales máximos, los valores también cambiaron notablemente de 0,170 m³/s a 0,224 m³/s. Además, se producirían dos valores máximos de un orden de magnitud similar espaciados en tan solo unas 4 horas a diferencia de la situación original en la que existe un intervalo de unas 16 horas entre los dos máximos de caudal horario.

Por lo tanto, a modo de resumen, hay que destacar que una mayor torrencialidad generaría un incremento cuantioso de los valores máximos de caudal, en periodos muy cortos de tiempo, concretamente el máximo de caudal se incrementa un 32%. Dichos resultados concuerdan con los obtenidos en otros estudios similares realizados hasta la fecha (CCEIM, 2012).



Fig. 8. Escorrentía simulada en situación inicial frente a la situación torrencial

4.2.2.- Disminución de precipitación (20%)

En este caso se alteraron los datos de precipitación inicial, reduciéndolos un 20% (Fig. 9). Así, los 66 mm de precipitación observados se redujeron hasta 52,96 mm. Esto hizo que el caudal máximo se redujera de 0,170 m³/s a 0,119 m³/s.



Fig. 9. Comparativa entre la precipitación inicial y el supuesto de disminución de la misma

Por otro lado, se generó una menor cantidad de escorrentía pasando de 25,07 mm a 15,57 mm (Figura 10), mientras que la infiltración pasó de 41,11 mm a 36,41 mm.



Fig. 10. Escorrentía simulada en situación inicial frente al supuesto de disminución de la precipitación

En definitiva, los resultados muestran que la disminución de la precipitación genera reducciones de los valores máximos de caudal, en el mismo periodo de tiempo. Así mismo, se ha reducido la escorrentía en un 38% y la infiltración en un 11%. Los resultados de este estudio concuerdan en orden de magnitud con los obtenidos en un estudio realizado recientemente en el área mediterránea (Delgado, 2014).

4.2.3.- Aumento de temperatura (3°C)

El aumento de la temperatura en 3°C no originó ningún cambio significativo en los hidrogramas generados. El incremento de temperatura causó una mínima reducción de la escorrentía, que pasó de 25,07 mm en la situación inicial a 25 mm. La infiltración, en cambio, aumentó pasando de los 41,11 mm a 41,17 mm en la simulación. Se esperaría una situación distinta en cuencas de alta montaña con nieve, en cuyo caso, una variación de 3°C en las temperaturas podría afectar a la dinámica hidrológica debido a la fusión más acelerada de la nieve.

4.2.4.- Simulación con los 3 supuestos

Se procede finalmente a analizar y comparar los resultados obtenidos cuando el aumento de temperaturas en 3°C, la disminución de precipitaciones en un 20% y la concentración de la lluvia en las primeras horas del hietograma ocurren de forma conjunta. En la Figura 11 se muestran las características del evento simulado ("extremo") bajo el escenario de cambio climático.



Fig. 11. Comparativa entre la distribución original de la precipitación frente al evento simulado

La concentración de la lluvia en las primeras 6 horas del hietograma sigue adelantando el caudal máximo respecto a la situación observada. Sin embargo, el máximo se rebaja como resultado de la disminución del 20% de la precipitación. En el caso de la escorrentía, la variación es muy reducida, pasándose de 25,07 mm en la situación inicial a 25,85 mm en la situación de evento simulado (Fig. 12). En el caso de la infiltración, se evaluó una disminución del 34 % pasando de 41,11 mm a 27,10 mm (Fig. 13).



Fig. 12. Comparativa de escorrentía en situación observada frente al evento simulado en el escenario de cambio climático



Fig. 13. Comparativa de infiltración en la situación inicial calculada por WIMMED frente al escenario conjunto de cambio climático

En la Figura 14 se ofrece una comparativa de los distintos escenarios simulados. Como puede observarse, sólo para el escenario en el que se concentra la lluvia en las primeras 6 horas ("Torrencial"), se observa un caudal punta superior al valor observado original del evento. En el escenario conjunto hay una ligera variación de alrededor de 12% respecto al caudal punta observado en la serie de datos. En el caso de los coeficientes de escorrentía mostrados en la Figura 15, se observa el mismo efecto, los coeficientes de escorrentía son superiores a 0,38 (valor original) en los escenarios "torrencial" y "extremo" (impacto conjunto), con valores iguales a 0,58 y 0,49 respectivamente.



Fig. 14. Comparativa entre los caudales máximos simulados para los distintos supuestos de cambio climático sobre el máximo de la serie (6-7/12/2010)

Puede observarse que la combinación de los distintos hipotéticos escenarios de cambio climático es compleja que las variables interaccionan en direcciones opuestas en lo que a generación de escorrentía se refiere, particularmente en el caso de la torrencialidad y la disminución de infiltración.



Fig. 15. Comparativa entre los coeficientes de escorrentía (6-7/12/2010)

5.- Conclusiones

En este trabajo se ha llevado a cabo la calibración y validación de un modelo físico distribuido en una pequeña cuenca de olivar, permitiendo modelar la respuesta hidrológica de los eventos máximos de las mismas en los años comprendidos entre el 2005 y el 2012.

En la calibración, se determinó un error medio absoluto en la escorrentía en torno a 0,20 mm y de 0,27 m^3/s en el caso de los caudales máximos del evento. En la validación, se llegaron a obtener valores similares e incluso algo más bajos.

Con respecto a la sensibilidad del modelo, se ha comprobado, tal y como se deduce de otros trabajos realizados hasta la fecha, que tanto la conductividad hidráulica saturada como la humedad de saturación fueron determinantes para la obtención de buenos ajustes de las relaciones lluvia-escorrentía. Esto pone de manifiesto la utilidad y el fácil manejo del modelo para simular las relaciones lluvia-ecorrentía en el marco de estudio.

En el análisis de escenarios utilizando el evento máximo de la serie y siguiendo las previsiones de cambio climático del IPCC, la cuenca de Puente Genil no generaría mayores caudales máximos, pese a que se adelantaría en el tiempo, por la concentración de la lluvia en los primeros pulsos. Se ha computado un incremento del 11% en los valores del coeficiente de escorrentía, lo cual sí debería considerarse en términos de balance hídrico.

6.- Bibliografía

- Aguilar, C., 2008. Scale effects in Hydrological Process. Application to the Guadalfeo river watershed (Granada). Tesis doctoral. Grupo de Hidrología e Hidráulica Agrícola. Univ. de Córdoba.
- Aguilar, C., Herrero, J., y Polo, M.J., 2010. Topographic effects on solar radiation distribution in mountainous watershed and their influence on reference evapotranspiration estimates at watershed scale. Hydrol. & Earth System Sci. 14: 2479-2494.
- Aguilar, C., y Polo, M.J., 2011. Generating reference evapotranspiration surfaces from the Hargreaves equation at watershed scale. Hydrol. & Earth System Sci. 15: 2495-2508.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., y Smith, M., 1998. Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper 56. Rome.
- CCEIM., 2012. Cambio global España 2020/50. Cambio climatic y salud.

- Delgado, G., 2014. Trabajo fin de grado "Estudio hidrológico de la cuenca del Bembézar: predicción de fenómenos meteorológicos extremos". ETSIAM. Universidad de Córdoba.
- Egüen, M., Aguilar, C., Herrero, J., Millares, A., y Polo, M.J., 2012. On the influence of cell size in physically-based distributed hydrological modelling to assess extreme values in water resource planning. Nat. Hazard Earth Syst. Sci. 12: 1573-1582.
- Gash, J.H.C., Wright, I.R., y Lloyd, C.R., 1979. Comparative estimates of interception loss from three coniferous forests in Great Britain. Journal of Hydrology, 48, 89-105.
- Garen, D.C., y Marks, D., 2005. Spatially distributed energy balance snowmelt modelling in a mountainous river basin: estimation of meteorological imputs and verification of model results. Journal of Hydrology 315, 126-153.
- Gómez, J.A., Infante-Amate, J., González de Molina, M., Vanwalleghem, T., Taguas, E., y Lorite, I., 2014. Review: Olive Cultivation, its Impact on Soil Erosion and its Progression into Yield Impacts in Southern Spain in the Past as a Key to a Future of Increasing Climate Uncertainty. Agriculture 4, 170-198
- Green, W.H., y Ampt, G.A., 1911. Studies on soil physics, part I, the flow of air and water through soils. J. Agric. Sci. 4(1), 1-24.
- Herrero, J., Millares, A., Aguilar, C., Díaz, A., Polo, M. J., y Losada, M. A., 2011. WiMMed. Base teórica. Grupo de Dinámica de Flujos Ambientales, (Univ. de Granada) y Grupo de Dinámica Fluvial e Hidrología, (Universidad de Córdoba).
- Herrero, J., y Polo, M.J., 2012. Parameterization of atmospheric longwave emissivity in a mountainous site for all sky conditions. Hydrol. Earth Syst. Sci. Vol. 16. Pp. 3139-3147.
- IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.
- JUNTA DE ANDALUCÍA (Consejería de Agricultura y Pesca), 2003. El olivar andaluz. Servicio de Publicaciones y Divulgación, Sevilla.
- Millares, A., 2008. Integración del caudal base en un modelo distribuido de cuenca. Estudio de las aportaciones subterráneas en los ríos de montaña. Tesis. Grupo de Puertos y Costas. Universidad de Granada.
- Muñoz-Carpena, R., y Ritter, A., 2005. Hidrología Agroforestal. Mundi Prensa. Madrid. 23, 24, 25, 26.
- Philip, J.R. 1993. Approximate analysis of falling-head lined borehole permeameter. Water Resour. Res. 29: 3763-3768.
- Polo, M.J., Lafuente, P., y Giráldez, J.V., 2003. Variabilidad espacial de la conductividad hidráulica saturada en suelos de olivar y su influencia en el balance hidrológico global. En: Estudios de la zona no saturada del suelo Vol. VI, pp 209-214.
- Polo, M.J., Herrero, J., Aguilar, C., Millares, A., Moñino, A., Nieto, S., and Losada, M.A.: WiMMed, a distributed physically-based watershed model (I): Description and validation. En: Environmental Hydraulics: Theoretical, Experimental & Computational Solutions, CRC Press/Balkema, 225-228, ISBN 978-0-415-56697-1, 2009.
- REDIAM, 2014. El Clima de Andalucía en el siglo XXI. Escenarios Locales de Cambio Climático de Andalucía.
- Rodríguez, J.A., 2008. Sistema de Inferencia Espacial de Propiedades Físico-Químicas e Hidráulicas de los Suelos de Andalucía. Herramienta de Apoyo a la Simulación de Procesos Agro-Hidrológicos a Escala Regional. Informe Final. Empresa Pública Desarrollo Agrario y Pesquero. Subdirección de Infraestructura y Desarrollo. Área de Modernización y Regadíos. Consejería de Agricultura y Pesca. Sevilla. 85 pp.
- Rogers, C.C.M, Beven, K.J., Morris, E.M., y Anderson, M.G., 1985. Sensitivity analysis calibration and predictive uncertainty of the Institute of hydrology distributed model. J. Hydrol. 81, 179-191.
- Rutter, A.J., Kershaw, K.A., Robins, P.C., y Morton, A.J., 1971. A predictive model of rainfall interception in forests. Derivation of the model from observations in a plantation of Corsican pine. Agricultural Meteorology, 9, 367-384. 13, 14.
- Susong, D., Marks, D., y Garen, D., 1999. Methods for developing timeseries climate surfaces to drive topographically distributed energy and water-balance models. Hydrological Processes 13, 2003-2021, 6.
- Taguas, E.V., 2007. Tesis Doctoral "Evaluación de la pérdida de suelo en olivar a escala de microcuenca bajo distintos manejos de suelo". ETSIAM. Universidad de Córdoba.

- Taguas, E.V., Yuan, Y., Bingner, R., Gómez, J.A., 2012. Modeling the contribution of ephemeral gully erosion under different soil managements: a case study in an olive orchard microcatchment using AnnAGNPS model, Catena 98, 1-16.
- Taguas, E.V., y Gómez, J.A., 2015. Vulnerability of olive orchards under the current CAP (Common Agricultural Policy) regulations on soil erosion: A study case in Southern Spain. Land Use Policy. 42, pp. 683-694.

MODELOS NUMÉRICOS ACOPLADOS DE FLUJO NO ISOTERMO Y TRANSPORTE DE SOLUTOS REACTIVOS A TRAVÉS DE LA BARRERA ARCILLOSA DE UN ALMACENAMIENTO GEOLÓGICO PROFUNDO DE RESIDUOS RADIACTIVOS

A. Mon, J. Samper, L. Montenegro, A. Naves, B. Pisani y J. Fernández

Grupo de Agua y Suelo, Escuela de Caminos, Universidade da Coruña, Campus Elviña s/n, 15071, La Coruña, España. <u>amon@udc.es</u>, <u>j.samper@udc.es</u>, <u>l.montenegro@udc.es</u>, <u>anaves@udc.es</u>, <u>bpisani@udc.es</u>, jesus.aguila@udc.es

RESUMEN. El almacenamiento geológico profundo de residuos radiactivos de alta actividad se basa en un sistema multibarrera. Una de dichas barreras es la barrera de ingeniería que está formada por bloques de bentonita compactada. Dentro del proyecto FEBEX (Full scale Engineering Barrier Experiment) se viene estudiando desde el año 1997 el comportamiento de dicha barrera en un ensayo de calentamiento e hidratación a 100°C a escala 1:1 en el Laboratorio Subterráneo de Grimsel (Suiza). En este trabajo se presentan los modelos acoplados termo (T), hidrodinámicos (H) y geoquímicos (C) desarrollados para este experimento, su actualización y las predicciones del estado de la barrera en junio de 2015. Los modelos permiten calcular las temperaturas, el flujo de agua y de vapor, el transporte de solutos y la evolución geoquímica del agua intersticial. La comparación de las predicciones de los modelos THG con las observaciones experimentales permitirá evaluar la capacidad predictiva de los modelos actuales.

ABSTRACT. The high level radioactive waste disposal in a deep geological repository is based on a multibarrier concept. The engineered barrier is one of such barriers and is made of compacted bentonite blocks. The in situ test was performed within the FEBEX project (Full scale Engineering Barrier Experiment). The test is a full-scale hydration and heating test which is running since 1997 at Grimsel (Switzerland). Here we present a coupled thermal (T), hydrodynamic (H), and geochemical (G) model of the FEBEX in situ test. The model takes into account temperature, water and vapor fluxes, solute transport and geochemical reactions. The model has been used to predict the THC conditions of the barrier in June 2015. The comparison of the predictions of the THG models with the measured data will allow testing the prediction capability of current models.

1.- Introducción

La estrategia de gestión final para los residuos radiactivos de alta actividad (RAA) aceptada en la actualidad internacionalmente es el almacenamiento geológico profundo (AGP). El AGP de RAA se basa en el confinamiento e inmovilización temporal de los radionucleidos con el fin de evitar su migración hacia la biosfera. Para ello, el concepto de AGP utiliza el principio de barreras múltiples formado por barreras de ingeniería y naturales. Una de las barreras de ingeniería se compone de los materiales arcillosos de relleno y sellado que tienen una baja permeabilidad y una alta capacidad de retención de radionucleidos. Un aspecto clave del almacenamiento geológico profundo es el largo período de tiempo, cientos de miles de años, para el que es necesario demostrar que su funcionamiento no producirá un impacto no deseado a los seres vivos y al medio ambiente (Astudillo, 2001). Los ensayos de laboratorio facilitan el estudio del funcionamiento a corto plazo de los componentes de un AGP. La modelización numérica por otro lado permite realizar predicciones cuantitativas del funcionamiento a largo plazo de los componentes del AGP (Astudillo, 2001). El proyecto FEBEX (Full-scale Engineered Barriers EXperiment) (ENRESA, 2000) incluye dos experimentos principales en ejecución desde febrero de 1997: el ensavo in situ a escala real instalado en el laboratorio de Grimsel, Suiza y el ensayo en maqueta realizado en las instalaciones de CIEMAT en Madrid. El proyecto proporciona una gran cantidad de datos sobre la barrera de ingeniería formada por bloques prefabricados de bentonita compactada a alta densidad. Además, contribuye al estudio de los procesos termo-hidromecánicos (THM) y termo-hidro-geoquímicos (THC) y al desarrollo de modelos y códigos de cálculo THM y THC (Zheng v Samper, 2005; Samper et al., 2008a).

En este trabajo se muestran la comparación de los resultados del modelo con los datos medidos del contenido de humedad, humedad relativa, temperatura y concentración de las especies químicas en la bentonita y presión de agua en el granito desde 2002 a 2015, en una sección caliente y una sección fría. La sección caliente se encuentra en la sección central de un calentador mientras que la sección fría se encuentra alejada de los calentadores.

2.- Descripción del ensayo in situ

El ensayo *in situ* de FEBEX se instaló en una galería excavada en granito en el laboratorio subterráneo de Grimsel operado por NAGRA en Suiza (ENRESA, 2000). El ensayo tiene cinco partes principales: el túnel, el sistema de calentamiento, la barrera de arcilla (bentonita), la instrumentación y el sistema de monitoreo y control. La galería del ensayo *in situ* tiene 70.4 m de longitud y 2.28 m de diámetro. El ensayo se puso en marcha en febrero de 1997 con el esquema que se muestra en la Fig. 1. El ensayo estaba compuesto inicialmente por dos calentadores que simulan dos contenedores a escala real de RAA, separados horizontalmente por 1 m. Los

calentadores se sitúan en capsulas cilíndricas de acero al carbono de 4.54 m de largo y 0.90 m de diámetro. Su objetivo es mantener la temperatura máxima a 100°C en el contacto bentonita-calentador. La barrera de arcilla está compuesta por bloques de bentonita compactados en forma de coronas de 0.214 m de ancho y 0.125 m de espesor. La densidad seca inicial de los bloques de bentonita es 1.7 g/cm³ y el contenido volumétrico de agua es 24.5%. La zona del ensayo se selló con un tapón de hormigón. En febrero de 2002 se apagó el calentador 1 y se desmanteló la zona del primer calentador. Después del desmantelamiento que duró 5 meses se instaló un tapón de hormigón para aislar la zona de estudio alrededor del segundo calentador. (Fig. 1 b). En mayo de 2015 comenzó el desmantelamiento del segundo calentador.



Fig. 1. Esquema general del ensayo *in situ* en los periodos: a) 1997 a 2002 y b) 2002 a 2015 (ENRESA, 2000).

3.- Datos disponibles

Se instalaron 632 sensores en los dos calentadores, en 17 secciones de la barrera de bentonita y del granito y a varias distancias del eje de la galería. En la Fig. 2 se muestra un esquema de las secciones en las que se instalaron sensores. Los sensores miden en continuo temperatura, presión total, presión intersticial, presión de gas, contenido de humedad, humedad relativa, desplazamientos, velocidad del aire y resistividad (ENRESA, 2000). Para este trabajo se han utilizado los sensores situados en las secciones E2, F2 y M2 alrededor del calentador 2 para comparar con los resultados del modelo en la sección caliente; y las secciones C y B2 alejadas de los calentadores para la sección fría. Los sensores se colocaron en varias posiciones alrededor de los calentadores dentro de la misma sección. En la sección E2 y B2 se han utilizado los sensores de temperatura; en la sección F2 se han utilizado sensores capacitivos que miden humedad relativa, sensores psicométricos que miden contendido de humedad volumétrico, y sensores de presión en el granito. En la sección M2 se han usado los datos de los TDR que miden el contenido volumétrico de humedad. En la sección C se han utilizado los datos de los sensores capacitivos. En el desmantelamiento del calentador 1 se tomaron muestras de bentonita en diferentes secciones para medir la composición química del agua intersticial utilizando la técnica del extracto acuoso (Zheng et al., 2008). El análisis químico del agua intersticial de las diferentes muestras de bentonita permitió conocer la concentración de Cl⁻, Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺, SO₄²⁻, HCO₃⁻, así como el pH. Estos datos medidos fueron posteriormente interpretados numéricamente para poder compararlos con los resultados del modelo (Zheng *et al.*, 2008).



Fig. 2. Esquema de la localización de las secciones donde se sitúan los sensores (ENRESA, (2000)).

4.- Modelo termo-hidro-geoquímico-mecánico

4.1.- Modelo conceptual

El modelo considera los siguientes procesos termo-hidromecánicos: 1) flujo de agua debido a un gradiente hidráulico, químico y térmico; 2) flujo de vapor (adveción y dispersión); 3) flujo de otros gases ("aire seco") (adveción y dispersión); 4) flujo de aire disuelto en agua (advección); y 5) transporte de calor en la fase liquida y gaseosa (convección) y en la fase sólida (conducción). El hinchamiento de la bentonita se calcula mediante la ecuación de la superficie de estado de Lloret y Alonso (1995) Se considera el transporte de solutos multicomponente que incluye: advección, difusión molecular y dispersión mecánica.

El modelo considera las siguientes reacciones químicas: complejación reacciones ácido-base, acuosa, disolución/precipitación de minerales, intercambio catiónico y complejación superficial. El sistema geoquímico se define utilizando las siguientes especies primarias: H_2O , H^+ , Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , $SO_4{}^2$, $HCO_3{}^-$ y SiO_{2(aq)} y se completa con 15 complejos acuosos, y 5 minerales (calcita, yeso, anhidrita, calcedonia y halita). Sus constantes de equilibrio a 25°C se toman de la base de datos de EQ3/6, (Wolery, 1992). El convenio de Gaines-Thomas se utiliza para definir las reacciones de intercambio catiónico. La complejación superficial se produce en tres tipos de lugares de sorción, S^sOH, S^{w1}OH y S^{w2}OH (Bradbury y Bayens, 1997). La Tabla 1 muestra las reacciones y las constantes de equilibrio de los complejos acuosos y los minerales, los coeficientes de selectividad para las reacciones de intercambio catiónico y las contantes de protonación/desprotonación para las reacciones de complejación superficial.

4.2.- Código de cálculo

El modelo THMC del ensayo FEBEX in situ se ha simulado con el código INVERSE-FADES-CORE. Se trata de un código en elementos finitos que resuelve problemas no isotermos, flujo multifásico, transporte de calor y transporte reactivo de solutos asumiendo tanto equilibrio químico como control cinético. El código tiene en cuenta el balance de masa de agua, aire, sólido y energía, transporte de sólidos y equilibrio mecánico. INVERSE-FADES-CORE resuelve problemas directos e inversos de flujo multifásico y transporte reactivo multicomponente en medios porosos y fracturados en 1-, 2- y 3-D axisimétricos (Zheng y Samper, 2004; 2005). Este código es el resultado de la integración de las capacidades de FADES (Navarro y Alonso, 2000), CORE^{2D} (Samper et al., 2003; 2009), FADES-CORE (ENRESA, 2000) e INVERSE-CORE (Dai y Samper, 2006). Las variables de estado de presión del líquido, gas y temperatura se resuelven mediante el método de Newton-Raphson. El transporte reactivo de solutos se resuelve con un método iterativo. El problema inverso se basa en el criterio de mínimos cuadrados y se minimiza mediante el método de Gauss-Newton-Levenberg-Marquardt (Dai y Samper, 2006).

El código INVERSE-FADES-CORE ha sido verificado con soluciones analíticas y con problemas THM y THC (Navarro y Alonso, 2000; ENRESA, 2000; Samper et al., 2008a) así como con procesos THMC (Zheng, 2006; Zheng y Samper, 2004). Los códigos de la serie de CORE han sido utilizados para la elaboración de los modelos de los ensayos de laboratorio del proyecto FEBEX (Samper et al., 2006; Zheng et al., 2010), en el ensavo in situ (Samper et al., 2008a; Zheng et al., 2011), en estudios de campo (Dai y Samper, 2006; Molinero y Samper, 2006), en la evaluación a largo plazo de la evolución geoquímica del almacenamiento geológico profundo de RAA en arcilla (Yang et al., 2008) y en granito (Samper et al., 2008b), en el análisis del transporte estocástico con intercambio multicatiónico en acuíferos (Samper y Yang, 2006) y en los estudios de la degradación de hormigón (Galíndez et al., 2006).

4.2.- Modelo numérico

El modelo numérico del ensayo FEBEX in situ es una actualización del modelo de Zheng et al. (2011), en el que se presenta un modelo THC del ensayo in situ considerando el hinchamiento de la bentonita y la osmosis térmica y química. En este trabajo se aumenta el tiempo de la simulación para poder comparar con los datos disponibles desde 2002 hasta 2015. En este trabajo también se incluye el modelo de la sección fría. El modelo numérico supone la simetría axial del experimento. El dominio del modelo se discretiza mediante una malla 2D que simula una banda de elementos rectangulares. La malla está compuesta de 614 nudos y 307 elementos. Se consideran dos materiales, la bentonita y el granito. Los dos primeros nudos de la malla corresponden a la pared exterior del calentador en el área caliente. El radio interior corresponde al eje de simetría en la sección de área fría. El modelo se extiende hasta 50 m en el granito. En la Fig. 3 se muestra la malla de elementos finitos y las condiciones de contorno en las secciones caliente y fría. El tiempo de cálculo es de 6786 días (18.6 años) que corresponde al periodo comprendido entre febrero de 1997 y septiembre de 2015.

Tabla 1. Reacciones químicas consideradas en el modelo numer	néric	num	delo	mod	el	en	eradas	consid	químicas	eacciones	Tabla 1.	
--	-------	-----	------	-----	----	----	--------	--------	----------	-----------	----------	--

Complejos acuosos	Log K (25°C)
$\frac{1}{1} + \frac{1}{2} + \frac{1}$	0.70457
$CaCl \Leftrightarrow Ca^{+}Cl$	7 1009
$C_{2}HCO^{+} \leftrightarrow C_{2}^{2+} + HCO^{-}$	1.04111
$C_{a}SO(aa) \Leftrightarrow Ca^{2+} + SO^{2-}$	-2.0855
$CO_{2}(aq) + H_{2}O \Leftrightarrow H^{+} + HCO_{2}^{-}$	-6 3733
$CO_2^{2-} + H^+ \Leftrightarrow HCO_2^{-}$	10 371
$H_2 SiO_4^{-} + H^+ \Leftrightarrow 2 H_2O + SiO_2(aq)$	9 8626
$KSO_4 \leftrightarrow K^+ + SO_2^{}$	-0.86822
$MgCl^+ \Leftrightarrow Mg^{2+} + Cl^-$	0.13413
$MgCO_2(aq) \Leftrightarrow Mg^{2+} + CO_2^{-2}$	-7.428
$MgHCO_3^+ \Leftrightarrow Ca^{2+} + HCO_3^-$	-1.0295
$MgSO_4(aq) \Leftrightarrow Mg^{2+} + SO_4^{2-}$	-2.3228
$NaHCO_3(ag) \Leftrightarrow Na^+ + HCO_3^-$	-0.2118
$NaSO_4 \Leftrightarrow Na^+ + SO_4^{2-}$	-0.79855
$OH^- + H^+ \Leftrightarrow H_2O$	14.16
Minerales	Log K (25°C)
Calcita + $H^+ \Leftrightarrow Ca^{2+} + HCO_3^-$	1.9299
Anhidrite \Leftrightarrow Ca ²⁺ + SO ₄ ²⁻	-4.2451
$Yeso \Leftrightarrow Ca^{2+} + SO_4^{2-} + 2H_2O$	-4.4699
Halite \Leftrightarrow Na ⁺ + Cl ⁻	1.5855
Calcedonia ⇔ SiO₄	-3.8334
Intercambio catiónico	K _{Na-cation}
$Na^+ + X-K \Leftrightarrow K^+ + X-Na$	0.138
$Na^+ + 0.5X_2$ -Ca $\Leftrightarrow 0.5Ca^{2+} + X$ -Na	0.2942
$Na^+ + 0.5Mg-X_2 \Leftrightarrow 0.5Mg^{2+} + Na-X$	0.2881
Complejación superficial	Log K _{int}
$\equiv S^{S}OH_{2}^{+} \Leftrightarrow \equiv S^{S}OH + H^{+}$	-4.5
$\equiv S^{S}O^{-} + H^{+} \Leftrightarrow S^{S}OH$	7.9
$\equiv S^{W1} OH_2^+ \Leftrightarrow \equiv S^{W1} OH + H^+$	-4.5
$\equiv S^{W1} O^- + H^+ \Leftrightarrow \equiv S^{W1} O H$	7.9
$\equiv S^{W2} OH_2^+ \Leftrightarrow \equiv S^{W2} OH + H^+$	-6.0
$\equiv S^{W2} O^{-} + H^{+} \Leftrightarrow \equiv S^{W2} O H$	-10.5



Fig. 3. Malla de elementos finitos y condiciones de contorno del modelo en una sección caliente (con calentador) y en una sección fría (sin calentador).

La temperatura inicial es de 12°C. El contenido de agua inicial en la bentonita es de 24.5% que corresponde a una saturación de 59% y a una succión de $1.1 \cdot 10^5$ kPa. Se considera un sistema abierto al gas. La porosidad en la bentonita es 0.41. La porosidad del granito es 0.01 y se supone saturado durante toda la simulación. Los restantes parámetros de la bentonita y del granito se presentan en las Tablas 2 y 3.

La permeabilidad termo-osmótica, el coeficiente de reflexión y la tortuosidad de vapor fueron calibrados en el modelo previo del ensayo *in situ* (Zheng *et al.*, 2011).

En el extremo del granito se impone una condición de contorno de transporte de solutos asociada al flujo, de manera que el flujo de solutos es igual al producto del flujo de agua por la concentración de solutos. El agua inicial de la bentonita es el agua de la bentonita FEBEX (Fernández *et al.*, 2001). El coeficiente de difusión efectivo para el cloruro y sulfato es $9.3 \cdot 10^{-13}$ m²/s y $1.1 \cdot 10^{-13}$ m²/s, respectivamente, tomados de los valores medidos por García-Gutiérrez (2004). El coeficiente de difusión efectivo del resto de especies es $6.1 \cdot 10^{-12}$ m²/s.

El agua intersticial inicial de la bentonita y del granito, la fracción volumétrica inicial de minerales, la concentración inicial de los cationes de cambio y la concentración de los complejos superficiales se muestran en la Tabla 4.

Tabla 2. Parámetros hidrodinámicos, térmicos y mecánicos de la bentonita y el granito (Zheng *et al.*, 2011).

Parámetros	Bentonita	Granito
Permeabilidad intrínseca del líquido, k^{μ} (m ²)	$k^{''} = k_o \frac{\phi^3}{(1-\phi)^2} \frac{(1-\phi_o)^2}{\phi_o^3}$ $\phi_o = 0.41 \text{ y } k_o = 3.75 10^{-21}$	8.10-18
Permeabilidad relativa del líquido k^{rl} en función de la saturación del líquido	$k_{rg} = S_l^3$	$k_{rl} = \sqrt{S_l} \left[1 - (1 - S_l^{0.5})^{0.5} \right]^2$
Curva de retención Ψ (Pa)	$S_{l} = \frac{(1 - 9.1 \cdot 10^{-7} \psi)^{1.1}}{\left[(1 + 5 \cdot 10^{-5} \psi)^{1.22} \right]^{1.18}}$	$S_{l} = \frac{1}{\left[\left(1 + (4.7610^{-4}\psi)^{1.3} \right) \right]^{0.7}}$
Viscosidad del líquido (kg/m·s) en función de la temperatura (°K)	$7.10^{-5} (T - 229)^{-1.562}$	$661.2 \cdot 10^{-3} (T - 229)^{-1.562}$
Tortuosidad de vapor	0.09	1.0
Densidad del sólido (kg/m ³)	$2780e^{(-2\cdot 10^{-6}(T-12))}$	$2700e^{(-2\cdot 10^{-6}(T-12))}$
Coeficiente de reflexión por osmosis química	0.2	-
Permeabilidad termo- osmótica (m ² /K/s)	$5.2 \cdot 10^{-12}$	-
Calor especifico del sólido (J/kg.ºC)	835.5	1029
Conductividad térmica del sólido (W/m·°C)	1.23	1.5
Compresibilidad térmica del sólido (K ⁻¹)	2.10-5	2.10-5

Tabla 3.	Parámetros	hidrodinámicos,	térmicos y	mecánicos	(Zheng	et al.,
2011).						

Parámetros	Bentonita
Permeabilidad intrínseca del gas (m ²)	5.10-10
Permeabilidad relativa del gas, k^{rg}	$k_{rg} = (1 - S_l)^3$
Viscosidad de gas (kg/m·s)	$1.76 \cdot 10^{-10}$
Calor especifico del líquido (J/kg·°C)	4202
Calor especifico del aire (J/kg·°C)	1000
Calor especifico del vapor (J/kg.ºC)	1620
Conductividad térmica del líquido (W/m·°C)	1.5
Conductividad térmica del aire (W/m·°C)	$2.6 \cdot 10^{-2}$
Conductividad térmica del vapor (W/m·°C)	$4.2 \cdot 10^{-2}$
Entalpía de vaporización (J/kg)	$2.45 \cdot 10^{6}$
Compresibilidad mecánica del agua (Pa ⁻¹)	5.10-7
Compresibilidad térmica del agua (K ⁻¹)	$2.1 \cdot 10^{-4}$

Tabla 4. Concentración del agua inicial (Fernández *et al.*, 2001; Samper *et al.*, 2008a), fracción volumétrica inicial de minerales (Samper *et al.*, 2008a), concentración inicial de los cationes de cambio (Fernández el at., 2004) y concentración inicial de los complejos superficiales (Bradbury y Bayens, 1997, 2003).

	Bentonite	Granite		
Concentración del agua inicial				
pH	7.72	8.35		
Na^{+} (mol/L)	1.3.10-2	$3.8 \cdot 10^{-4}$		
K^+ (mol/L)	$1.7 \cdot 10^{-3}$	$7.8 \cdot 10^{-6}$		
Ca^{2+} (mol/L)	$2.2 \cdot 10^{-2}$	$1.8 \cdot 10^{-4}$		
Mg^{2+} (mol/L)	$2.3 \cdot 10^{-2}$	$1.3 \cdot 10^{-6}$		
HCO_3^- (mol/L)	$4.1 \cdot 10^{-4}$	$3.9 \cdot 10^{-4}$		
SO_4^{2-} (mol/L)	$3.2 \cdot 10^{-2}$	7.9·10 ⁻⁵		
Cl ⁻ (mol/L)	$1.6 \cdot 10^{-1}$	1.3.10-5		
$SiO_{2(aq)}$ (mol/L)	$1.1 \cdot 10^{-4}$	$1.4 \cdot 10^{-4}$		
Fracción volumetrica inicial de min	neral			
Calcita (%)	1	5		
Calcedonia(%)	4.5	20		
Anhydrita (%)	0	0		
Yeso (%)	0.016	0		
Halita	0	0		
Composición inicial de los cationes de cambio				
Na ⁺ (meq/100g)	31.18	-		
K^{+} (meq/100g)	1.94	-		
Ca^{2+} (meq/100g)	34.62	-		
Mg^{2+} (meq/100g)	34.01	-		
Concentración inicial de los sitios de complejacion superficial				
$\equiv S^{s} OH (mol/kg)$	$2.0 \cdot 10^{-3}$	-		
\equiv S ^{w1} OH (mol/kg)	$4.0 \cdot 10^{-3}$	-		
$\equiv S^{w^2}OH (mol/kg)$	$4.0 \cdot 10^{-3}$	-		

5.- Resultados

5.1.- Resultados termo-hidro-mecánicos en las zonas caliente y fría

Las Fig. 4 y 5 muestran la evolución de la temperatura en el área caliente y fría, respectivamente, a varias distancias radiales. El modelo reproduce la evolución temporal de la temperatura en r = 0.48 m, r = 0.82 m y r = 1.10 m en el área caliente (Fig. 4). En r = 1.10 m la temperatura calculada es ligeramente mayor que las medidas debido a que el modelo no tiene en cuenta el descenso general de la temperatura durante el proceso de desmantelamiento del calentador 1 en febrero de 2002. El modelo en el área fría adopta una temperatura creciente en torno a 22°C (Fig. 5).
El modelo reproduce la tendencia del contenido de humedad volumétrico medido en los sensores TDR. Los

numedad volumetrico medido en los sensores TDR. Los resultados del modelo y los datos medidos tienden a valores similares a largo plazo tanto en r = 0.74 m como a r = 1.04 m (Fig. 6).

Las Fig. 7 y Fig. 8 muestran la evolución temporal de la humedad relativa calculada y medida en los sensores capacitivos instalados en el ensayo *in situ*. El modelo reproduce la humedad relativa tanto en el área caliente como fría, aunque existen algunas diferencias especialmente en los tiempos iniciales. El modelo sobreestima el contenido de humedad cerca del calentador en el área caliente (Fig. 7) y cerca del eje de la galería en la sección fría (Fig.). A largo plazo estas discrepancias disminuyen.



Fig. 4. Evolución temporal de las temperaturas medidas (símbolos) y las calculadas (líneas) en las secciones calientes E2 y F2 en r = 0.48 m, r = 0.82 m y r = 1.10 m.



Fig. 5. Evolución temporal de las temperaturas medidas (símbolos) y calculadas (líneas) en la sección fría B2 en r = 0.60 m y r = 1.1 m.



Fig. 6. Evolución temporal del contenido de humedad volumétrico medido (símbolos) y calculado (líneas) en la sección caliente M2 en r = 0.74 m y r = 1.04 m.



Fig. 7. Evolución temporal la humedad relativa medida (símbolos) y calculada (líneas) en la sección caliente F2 en r = 0.80 m y r = 1.05 m.



Fig. 8. Evolución temporal la humedad relativa medida (símbolos) y calculada (líneas) en la sección fría C en r = 0.60 m y r = 1.1 m.



Fig. 9. Evolución temporal la presión de agua en el granito medida (símbolos) y calculada (líneas) en la sección caliente en r = 3.03 m, r = 8.18 m y r = 13.58 m.

La Fig. 9 muestra las presiones de agua medidas y calculadas en el granito. Tanto las presiones medidas como calculadas se hacen mayores al alejarse de la bentonita en los tiempos iniciales en los que el granito aporta agua para la saturación de la bentonita. A largo plazo las presiones medidas disminuyen hacia 700 kPa, coincidiendo con el valor de las presiones de agua calculadas.

5.2.- Resultados químicos y predicciones en el área caliente

Las Figuras 10 a 17 muestran la distribución radial de la concentración de Cl⁻, Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺, SO₄²⁻ y HCO₃⁻ y el pH, tanto para los resultados del modelo de 2002 para las predicciones hasta 2015. como Las concentraciones calculadas se comparan con los datos químicos inferidos a partir de la técnica del extracto acuoso (Zheng et al., 2008) correspondientes a las secciones 19 y 29 del calentador 1. Las predicciones de las concentraciones en 2015 se compararán con los datos que se medirán en la bentonita en el entorno del calentador 2. En general los resultados del modelo reproducen la tendencia de los datos químicos medidos.

La concentración del Cl⁻ calculada en 2002 es ligeramente menor que los datos inferidos. La predicción del modelo para el cloruro muestra que las concentraciones disminuyen en 2015 (Fig. 10). Los resultados del modelo de la concentración de Ca^{2+} se ajustan a los datos inferidos en la parte media de la bentonita, siendo algo menores en la zona del calentador. En 2015 las concentraciones de Ca^{2+} disminuirán, debido a la difusión de las especies hacia el granito y a la precipitación de calcita en la bentonita (Fig. 11).

Los datos de concentraciones inferidas para el Mg^{2+} son similares a los resultados del modelo aunque algo menores (Fig. 12). La predicción de las concentraciones de Mg^{2+} para 2015 indica que las concentraciones disminuirán con respecto a 2002.

El resultado del modelo en 2002 para las concentraciones de Na⁺ y K^+ reproduce los datos inferidos a partir de los extractos acuosos (Fig. 13 y Fig. 14).



Fig. 10. Distribución radial de la concentraciones de Cl⁻ medidas en 2002 (símbolos) y calculadas en 2002 (línea continua) y 2015 (línea a trazos).



Fig. 11. Distribución radial de las concentraciones de Ca^{2+} medidas en 2002 (símbolos) y calculadas en 2002 (línea continua) y 2015 (línea a trazos).



Fig. 12. Distribución radial de la concentraciones de Mg^{2+} medidas en 2002 (símbolos) y calculadas en 2002 (línea continua) y 2015 (línea a trazas).

modelo predice una disminución E1 de las concentraciones de Na^+ K^+ en 2015. Las У concentraciones de Na⁺, K⁺, Mg²⁺ y Ca²⁺ dependen de las reacciones de intercambio.



Fig. 13. Distribución radial de las concentraciones de Na⁺ medidas en 2002 (símbolos) y calculadas en 2002 (línea continua) y 2015 (línea a trazos).



Fig. 14. Distribución radial de la concentraciones de K⁺ medidas en 2002 (símbolos) y calculadas en 2002 (línea continua) y 2015 (línea a trazos).



Fig. 15. Distribución radial de la concentraciones de SO_4^{2-} medidas en 2002 (símbolos), calculados en 2002 (línea continua) y 2015 (línea a trazos).

La concentración de SO_4^{2-} calculada por el modelo es menor que la concentración inferida en la zona de contacto de la bentonita y el granito. Estas diferencias pueden deberse a la precipitación de minerales como yeso/anhidrita, que no se tienen en cuenta en la reinterpretación de los datos químicos (Fig. 15). En 2015 las concentraciones disminuirán en la zona intermedia de la bentonita debido a la difusión hacia el granito y la precipitación de anhidrita cerca del calentador.

La concentración de bicarbonato calculada por el modelo en 2002 se ajusta a los datos inferidos. En 2015, el modelo predice que el frente de bicarbonato desde el granito aumentará.

El pH calculado es menor que el pH medido en la bentonita en 2002. En 2015 no se prevén grandes cambios en el pH (Fig. 17).



Fig. 16. Distribución radial de la concentraciones de HCO_3^- medidas en 2002 (símbolos) y calculadas en 2002 (línea continua) y 2015 (línea a trazos).



Fig. 17. Distribución radial de pH medido en 2002 (símbolos) y calculado en 2002 (línea continua) y 2015 (línea a trazos).

6.- Índice Nash-Sutcliffe para evaluar el ajuste de los resultados

Para evaluar la bondad del ajuste de los resultados del modelo se ha utilizado la siguiente función objetivo, F, de eficiencia, que mide el grado de similitud entre los datos medidos Oi y los calculados Ci :

$$F = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{N} (O_i - C_i)^2}{\sum_{i=1}^{N} (O_i - \overline{O})^2}$$
(1)

donde Oi y Ci son los valores medidos y calculados, respectivamente, en el tiempo i, y N es el número de datos

en el periodo de cálculo. La función F es la función de eficiencia de Nash-Sutcliffe (Krause *et al.*, 2005). El cálculo de F para las concentraciones de las especies se realiza con el logaritmo de las concentraciones.

La función F puede variar entre $-\infty$ y 1. El valor de 1 corresponde a un ajuste perfecto, mientras que valores negativos corresponden a malos ajustes. Valores superiores a 0.2 se pueden considerar aceptables, mientras que valores superiores a 0.5 se consideran excelentes. La utilización de logaritmos permite reducir el peso de los valores muy altos en el valor de la función objetivo.

La Tabla 5 muestra los índices de Nash calculados para la temperatura, el contenido de humedad, la humedad relativa, la presión de agua y las concentraciones.

Tabla 5. Variables del modelo e índices de Nash.

Variables	Índice
Temperatura en la sección caliente	
r = 0.48 m	0.92
r = 0.82 m	0.81
r = 1.10 m	0.54
Temperatura en la sección fría	
r = 0.60 m	0.92
r = 1.1 m	0.84
Contenido de humedad volumétrico en la sección caliente	
r = 0.74 m	0.49
r = 1.04 m	0.78
Humedad relativa en la sección caliente	
r = 0.80 m	0.82
r = 1.05 m	0.57
Humedad relativa en la sección fría	
r = 0.60 m	0.48
r = 1.10 m	0.66
Presión de agua en el granito en la sección caliente	
r = 3.03 m	-3.90
r = 8.18 m	-0.18
r = 13.58 m	-0.88
Concentraciones en 2002	
Ca ²⁺	0.36
Mg ²⁺	0.56
Na ⁺	0.81
K^{+}	0.70
Cl	0.38
$SO_4^{2^-}$	-31.07
HCO ₃	-11.02
pH	-10.48

El ajuste de la temperatura en la sección caliente y fría, el contenido de humedad y la humedad relativa en la sección caliente es muy bueno ya que el índice se sitúa por encima de 0.5. El índice para la humedad relativa en la sección fría es menor que en los anteriores, pero se sitúa en torno a 0.48, por lo que el ajuste es bueno. El índice calculado para las presiones de agua es muy bajo, esto es debido a que durante los primeros años los resultados son menores a los datos medios. Sin embargo durante los últimos 5 años, los datos y los resultados son similares y el índice aumenta hacia valores en torno a 0. El ajuste para las concentraciones de Cl⁻, Na⁺, K⁺, Mg²⁺ y Ca²⁺ en 2002 es bueno ya que se sitúa entre 0.2 y 0.8. Sin embargo, el ajuste para el sulfato, bicarbonato y pH es mucho peor que el del resto de las variables.

7.- Conclusiones

En este trabajo se ha presentado la actualización del modelo THCM del ensayo FEBEX in situ de Zheng *et al.* (2011). Se ha hecho una comparación de los resultados del modelo con los datos disponibles hasta 2015 de temperatura, contenido de humedad, humedad relativa y presiones de agua en el granito. Los resultados del modelo reproducen bien los datos medidos. En la mayoría de las variables, el índice de Nash se sitúa por encima de 0.4,. Existen diferencias que en la mayoría de los casos desaparecen o disminuyen con el tiempo, tanto en la zona caliente como en la fría del ensayo.

Los resultados de la evolución geoquímica reproducen la evolución general de la concentración inferidas de las especies. Los resultados se ajustan mejor en la zona intermedia de la bentonita.

Los resultados del modelo para 2015 predicen que la tendencia general de la concentraciones no cambiará, sin embargo las concentraciones disminuirán. Para el pH los resultados en 2015 no variarán con respecto a 2002.

Las predicciones del modelo para 2015 se podrán contrastar cuando se obtengan los datos del desmantelamiento del calentador 2.

Agradecimientos. Este trabajo se ha realizado con financiación del proyecto "FEBEX-DP THC Pre-dismantling modelling. Grimsel Phase VI (Suiza)" financiado por la National Cooperative for the Disposal of Radioactive Waste, NAGRA (Suiza). También se ha contado con apoyo del Proyecto CGL2012-36560 del Ministerio de Economía y Competitividad y de Fondos FEDER y del proyecto de La Xunta de Galicia (Proyecto 2012/181 del Programa Consolidación e estruturación de unidades de investigación competitivas", Grupos de referencia competitiva). Alba Mon ha contado con un Contrato Predoctoral de la Universidad de A Coruña. Jesús Fernández ha contado con un contrato del Programa de Formación del Personal Investigador del Ministerio de Economía y Sugerencias de los revisores anónimos del texto.

8.- Bibliografía

- Astudillo, J., 2001. El almacenamiento geológico profundo de los residuos de alta actividad. Principios básicos y tecnología. ENRESA, 200 pp.
- Bradbury, M.H. y B. Baeyens, 1997. A mechanistic description of Ni and Zn sorption on Na-montmorillonite. Part II: Modelling. J. Contaminant Hydrology, 27: 223-248.
- Bradbury, M.H. and Baeyens, B., 2003. Porewater chemistry in compacted resaturated MX-80 bentonite. *Journal of Cont. Hydrol.* 61, 239-338.
- Dai, Z. and Samper, J., 2006. Inverse modeling of water flow and multicomponent reactive transport in coastal aquifer system. *Journal of hydrology*. 327(3-4), 447-461.
- ENRESA, 2000. Full-scale engineered barriers experiment for a deep geological repository in crystalline host rock FEBEX Project. EUR 19147 EN, European Commission.
- Fernández, A., Cuevas, J. and Rivas, P., 2001. Pore water chemistry of the FEBEX bentonite. *Mat. Res. Soc. Symp. Proc.*, 663: 573-588.
- Fernández, A.M., Baeyens, B., Bradbury, M. and Rivas, P., 2004. Analysis of the pore water chemical composition of a Spanish compacted bentonite used in an engineered barrier. *Physics and Chemistry of the Earth*, 29(1): 105-118.
- Galíndez J. M., J. Molinero, J. Samper, C. Yang, 2006. Simulating concrete degradation processes by reactive transport models. J. Phys. IV France 136,177-188.
- García-Gutiérrez, M., Cormenzana, J.L., Missana, T. and Mingarro, M., 2004. Diffusion coefficients and accessible porosity for HTO and 36Cl in

compacted FEBEX bentonite. Applied clay science, 26: 65-73.

- Lloret, A. y E.E. Alonso, 1995. State surfaces for partially saturated soils. *In proceedings of the International Conference on Soils Mechanics and Foundation Engineering*, Balkema, pp. 557-562.
- Molinero, J. y J. Samper, 2006. Modeling of reactive solute transport in fracture in fracture zones of granitic bedrocks. *Journal of Contaminants Hydrology*. 82, 193-318.
- Navarro, V. and Alonso, E.E., 2000. Modeling swelling soils for disposal barriers. *Computers and Geotechnics*, 27: 19-43.
- Samper, J., C. Yang, L. Montengro, 2003. CORE^{2D} Version 4: A Code for non-Isothermal Water Flow and Reactive Solute Transport. User Manual. Universidad da Coruña.
- Samper J., y C. Yang, 2006. Stochastic analysis of transport and multicomponent competitive monovalent catión Exchange in aquifers. Geosphere 2, 102-112.
- Samper J., G. Zhang y L. Montenegro, 2006. Coupled microbial and geochemical reactive transport models in porous media: Formulation and Application to Synthetic and In situ Experiments. J. Iberian Geol. 32, 211-217.
- Samper J., L. Zheng, L. Montenegro, A.M. Fernández, y P. Rivas, 2008a. Coupled thermo-hydro-chemical models of compacted bentonite after FEBEX in situ test. *Applied Geochemistry*. 23/5, 1186-1201.
- Samper J., C. Chu, L. Montenegro, 2008b. Coupled hydrogeochemical calculations of the interactions of corrosion products and bentonite. *Physics and Chemistry of the Earth.*
- Samper J., T. Xu, C. Yang, 2009. A sequential partly iterative approach for multicomponent reactive transport with CORE^{2D}. Computers and Geoscience.
- Wolery, T.J., 1992. EQ3/6. A software Package for Geochemical modelling of Aqueous Systems: Package Overview and Installation Guide Version 7.0. UCRL-MA-110662-PT-I, Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore, California.
- Yang C., J. Samper, L. Montenegro, 2008. A coupled non-isothermal reactive transport model for long-term geochemical evolution of a HLW repository in clay. *Environmental Geology*.
- Zheng, L. y Samper, J., 2004. Formulation of the inverse problem of non-isothermal multiphase flow and reactive transport in porous media, In Computer Methods in Water Resources XV, pp. 1317-1327.
- Zheng, L. y J. Samper, 2005. Inverse problem of non-isothermal multiphase flow and reactive transport in deformable porous media. In: J. Samper and A. Paz González (Editors), VII Jornadas de investigación en la Zona no Saturada de Suelo, ZNS'05, La Coruña, Spain, pp. 307-313.
- Zheng, L., 2006. Coupledthermo-hydro-mechanical-geochemical models for structurated deformable porous media. Ph.D. Dissertation. University of A Coruña, Spain.
- Zheng, L., J. Samper, L. Montenegro, 2008. Inverse hydrochemical models of aqueous extract tests. *Physics and Chemistry of the Earth*. 33, 1009-1018.
- Zheng, L., J. Samper, L. Montenegro, A. M. Fernández, 2010. A coupled THMC model of a heating and hydration laboratory experiment in unsaturated compacted FEBEX bentonite. *Journal of Hydrology*, 386, 80-94.
- Zheng, L., J. Samper, L. Montenegro, 2011. A coupled THC of the FEBEX in situ test with bentonite swelling and chemical and thermal osmosis. Journal of Contaminant Hydrology. 123, 46-60.

RESUMEN

CONFERENCIA INVITADA

Current state of the art for measuring the soil water retention curve in the laboratory and in the field.

Marco Bittelli, PhD.

Department of Agricultural Sciences, University of Bologna, Bologna, Italy.

Accurate estimates of soil water retention curves and its related parameters are required for many applications in agriculture, hydrology, geotechnical engineering and others. Although there is the possibility to derive soil water retention curves parameters from basic soil physical properties by using pedotransfer functions, reference approaches for obtaining soil water retention curves are based on laboratory tests results. Nevertheless, despite great efforts in research activities and improvements in laboratory equipment, currently there is not yet a unique procedure for soil water retention curves determination exempt from errors. Pressure plate apparatus, largely used to measure the soil water retention curves, tends to provide unreliable results and requires long time for reaching equilibrium at high suction levels; methods based on vapour pressure measurement above a soil sample in a closed chamber are less sensitive to suction values close to zero. In this presentation, pressure plate apparatus, vapour pressure, evaporation and freezing point depression methods will be described and discussed. Limitations and advantages for each method will be presented for both laboratory and field applications. For laboratory measurements a combination of evaporation and vapour pressure methods will be presented, allowing for a more accurate measurement of the soil water retention curve. The proposed methodology for the determination of the soil water retention curves enables to avoid the utilization of pressure plate apparatus and to use the data collected by the dew point method in a proper suction range. Applications of soil water retention curves in agriculture and geotechnical engineering will also be presented.

POSTER
Monitorización de la lixiviación de compuestos nitrogenados y fosforados en suelos aluviales de uso agrícola

AUTORES: Mercedes Arauzo Sánchez¹, María Valladolid Martín²

¹ Departamento de Contaminación Ambiental, Instituto de Ciencias Agrarias, CSIC, Serrano 115 dpdo. 28006 Madrid. E-mail:<u>mercedes.arauzo@csic.es</u>

² Departamento de Biodiversidad y Biología Evolutiva. Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, José Gutiérrez Abascal 2, 28006 Madrid. E-mail: marval@mncn.csic.es

Resumen: La pérdida de compuestos nitrogenados y fosforados desde los suelos agrícolas contribuye a la eutrofización de los recursos hídricos. Además de la escorrentía, la lixiviación de nitrógeno y fósforo procedente de los fertilizantes constituye una importante vía de transporte a través de la zona no saturada.

Con el fin de analizar el papel del medio edáfico y los usos agrícolas en la lixiviación de nitrógeno y fósforo, hemos realizado un seguimiento (a escala horaria) en cuatro estaciones de monitorización instrumentalizadas en parcelas agrícolas sobre el Aluvial del Oja (La Rioja, España) durante 40 meses.

La lixiviación de nitrógeno total varió entre 61-589 kgN ha⁻¹, con una proporción de contenido en nitrato del 65-95%. La lixiviación de fósforo total varió entre 0,4-4,0 kgP ha⁻¹, con una proporción de ortofosfato del 57-94%. La textura gruesa del suelo fue determinante en ambos procesos. El modelo agrícola también influyó sobre la lixiviación de nitrógeno.

Monitorización de la lixiviación de compuestos nitrogenados y fosforados en suelos aluviales de uso agrícola

Mercedes Arauzo Sánchez¹ & María Valladolid Martín²



¹ Instituto de Ciencias Agrarias CSIC, Madrid. E-mail: mercedes.arauzo@csic.es ² Museo Nacional de Ciencias Naturales CSIC, Madrid. E-mail: marval@mncn.csic.es



CSIC

INSTITUTO DE CIENCIAS AGRARIAS

> La lixiviación de compuestos nitrogenados y fosforados desde los suelos agrícolas contribuye a la contaminación de los acuíferos y a la eutrofización de los recursos hídricos superficiales.



Se ha realizado un análisis de las influencias del medio edáfico y los usos agrícolas sobre los procesos de drenaje y lixiviación de nitrógeno y fósforo en tres parcelas agrícolas situadas sobre el Acuífero Aluvial del Oja (La Rioja, España; Fig. 1 y 2).

La Parcelas 1 y 2 se encuentran en la zona media del acuífero aluvial (suelos muy



Figura 2 (a) Lisímetro Capilar Pasivo de Gee (fuente: Decagon Devices, 2006); (b) Extracción del agua de drenaje y volcado de datos; (c) Pluviómetro y registrador de datos; (d) Vista general de las Parcelas 1, 2 y 3 y detalle del perfil de los suelos.

pedregosos y poco profundos) y se gestionan según modelos de producción ecológica y convencional, respectivamente. La Parcela 3 está en la en sección inferior del acuífero (suelo profundo, de textura fina y no pedregoso), se gestiona de acuerdo a un modelo de producción convencional y está dentro del perímetro designado como de zona vulnerable a la contaminación por nitrato (ZVN) (Fig. 1 y 2).

Figura 1. Parcelas 1, 2 y 3 sobre el Acuífero Aluvial del Oja (Cuenca de Ebro). Se muestran los niveles de nitrato (valores medios 2009) y una clasificación zonal (Zonas 1-5) según la intensidad de flujo y el grado de polución. En rojo: Zonas Vulnerables a la contaminación por nitrato designadas hasta 2015.

Parcela 1

Se han utilizado seis estaciones de monitorización (dos por parcela) equipadas con: un Lisímetro Capilar Pasivo de Gee (para cuantificación y análisis del agua de drenaje), tres sondas FDR (para medida del contenido de agua en el suelo) y un pluviómetro (Fig. 2). Las medidas se registraron con frecuencia horaria durante 40 meses consecutivos.





Figura 3. Contenido de agua en el suelo en las estaciones de monitorización 1.1 (a) y 1.2 (b) de la Parcela 1, a 0,2, 0,5 y 1,0 m de profundidad ; (c) aporte acumulado de agua (precipitación + riego) y drenaje acumulado en las mismas estaciones. Los principales eventos de drenaje aparecen numerados del 1 al 5. Periodos de cultivo: color gris; intercultivos: color blanco; periodos de riego: color azul claro.

La ocurrencia de eventos de drenaje dependió del grado de vulnerabilidad asociado a las características texturales del suelo, resultando determinante el grado de pedregosidad (Fig. 3, 4 y 5). En las Parcelas 1 y 2 se dieron 5 eventos de drenaje, asociados a períodos en los que se sobrepasó la capacidad de campo. En la Parcela 3, sin embargo, no se registró ningún drenaje. La creación de vías preferenciales de flujo permite explicar el rápido descenso del agua gravitacional durante los eventos de drenaje. Mediante estas vías preferenciales, los solutos inorgánicos (formas de N y P), orgánicos (aminoácidos, proteínas, urea, otras moléculas) y las formas orgánicas particuladas (bacterias, microalgas, microhongos, detritus) son susceptibles de alcanzar el nivel freático (situado a 3-4 m de profundidad) en cuestión de minutos.

La lixiviación de nitrógeno total varió entre 0-589 kg N ha⁻¹, con una proporción de nitrato en el agua de drenaje del 65-95% respecto al nitrógeno total. La lixiviación de fósforo total varió entre 0-4 kg P ha⁻¹, con una proporción de ortofosfato en el agua de drenaje del 57-94% respecto al fósforo total.

En el caso de suelos con un mayor grado de vulnerabilidad asociado a las características texturales (Parcelas 1 y 2: suelos muy pedregosos y poco profundos) la lixiviación de nitrógeno se vio mediatizada por el modelo agrícola (Parcela 1, laboreo en ecológico: drenajes moderados, menor concentración de nitrógeno en el agua de drenaje y menor lixiviación de nitrógeno; Parcela 2, laboreo convencional: drenajes más abundantes, mayor concentración de nitrógeno en el agua de drenaje y mayor lixiviación de nitrógeno). Sin embargo, en la Parcela 3 (laboreo convencional, suelo franco-arcilloso a franco-limoso, profundo y sin grava) no se produjo drenaje ni lixiviación, con independencia del modelo agrícola (Fig. 6 y 7). Paradójicamente, la Parcela 3 está en una zona designada como ZVN, mientras que las Parcelas 1 y 2 se encuentran fuera del perímetro de la ZVN (Fig. 1). Estos resultados abren un espacio de reflexión sobre la validez de las metodologías que se vienen utilizando para la designación de ZVN (Directiva de Nitratos, 91/676/CEE).

La lixiviación de fósforo fue muy inferior a la de nitrógeno (hasta en tres órdenes de magnitud) y pareció depender principalmente





del grado de pedregosidad, no del modelo agrícola. La Estación 1.2 de la Parcela 1 (con 55% de grava gruesa en la capa arable, que aumenta al 90% a un metro de profundidad) superó en un orden de magnitud la cantidad de fósforo lixiviado con relación a las demás. En suelos básicos, la retención de fósforo por las arcillas se atribuye a la formación de complejos P-Ca; además, altos contenidos de calcio dan lugar a la formación de fosfatos tri y tetracálcicos, de difícil solubilidad. Sin embargo, en suelos aluviales muy pedregosos, el fósforo se muestra capaz de "bypasear" la capacidad de adsorción del suelo tomando las vías preferenciales de descenso del agua gravitacional.



Figura 5. Contenido de agua en el suelo en las estaciones de monitorización 3.1 (a) y 3.2 (b) de la Parcela 3, a 0,2, 0,5 y 1,0 m de profundidad ; (c) aporte acumulado de agua (precipitación + riego) y drenaje acumulado en las mismas estaciones. Los principales eventos de drenaje aparecen numerados del 1 al 5. Periodos de cultivo: color gris; intercultivos: color blanco; periodos de riego: color azul claro.

Agradecimientos: La investigación ha sido financiada por el Ministerio de Educación y Ciencia (ProyectoAGL2006-07087/AGR) y el Ministerio Economía y Competitividad (Proyecto AGL2011-29861). Nuestro especial agradecimiento a los agricultores J. Ochoa, C. Metola, A. Samaniego y G. Samaniego.