ZNS'17 Zaragoza, 8-10 noviembre 2017





ESTUDIOS EN LA ZONA NO SATURADA DEL SUELO VOL. XIII. ZNS'17



Editores: David Moret Fernández M. Victoria López

Zaragoza, 8-10 noviembre 2017

· VOL. XIII. ZNS'17

ESTUDIOS EN LA ZONA NO SATURADA DEL SUELO

ESTUDIOS EN LA ZONA NO SATURADA DEL SUELO VOL. XIII. ZNS'17

Zaragoza, 8-10 noviembre 2017

Editores:

David Moret Fernández M. Victoria López

Editores asociados:

José Manuel Nicolau César González Cebollada

Comité Científico:

David Moret Fernández (EEAD, CSIC) M. Victoria López (EEAD, CSIC) Francisco Lera (U. Zaragoza) César González (U. Zaragoza) José Manuel Nicolau (U. Zaragoza) Juan Vicente Giráldez (U. Córdoba) Jorge Dafonte (U. Santiago de Compostela) Antonio Sastre Merlín (U. Alcalá) Silvia Martínez Pérez (U. Alcalá) Rafael Muñoz-Carpena (U. Florida, USA) Miguel Quemada (UPM Madrid) Karl Vanderlinden (IFAPA) José Martínez Fernández (U. Salamanca) Jesús Carrera (I. Jaume Almera, CSIC) Carlos Regalado (ICIA, Tenerife) Axel Ritter (U. de La Laguna) Francisco Javier Samper (U. A Coruña) Ana Laguna (U. Córdoba) Miguel A. Campo-Bescós (U. Publ. Navarra) María José Polo Gómez (U. Córdoba) Juan José Jiménez (IPE, CSIC)





Entidades colaboradoras y patrocinadoras de las XIII Jornadas de Investigación en la Zona No Saturada



Comité Organizador:

- David Moret Fernández (EEAD, CSIC)
- M. Victoria López (EEAD, CSIC)
- César González Cebollada (UZ)
- José Manuel Nicolau (UZ)
- Ricardo Gracia (EEAD, CSIC)
- Teresa Guillamón (EEAD, CSIC)
- Pepa Salvador (EEAD, CSIC)
- Victoria Lafuente (CERAI)

Fotografía portada: El Planerón (Belchite, Zaragoza) por Ricardo Gracia Imprime: www.llardigital.com ISBN: 978-84-947468-9-5

Estación Experimental de Aula Dei, octubre 2017

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

PREFACIO

El suelo es la capa superficial de la corteza terrestre en la que viven numerosos organismos y crece la vegetación. Es una estructura de vital importancia para el desarrollo de la vida, ya que sirve de soporte a las plantas y les proporciona los nutrientes necesarios para su desarrollo. La zona no saturada comprende la porción del suelo situada entre la superficie del mismo y la zona saturada, y es en esta zona donde se producen flujos de materia y energía, adsorción, transformación y cambios de fase, procesos biológicos, etc. Esta zona es un medio de gran complejidad tanto temporal como espacial, lo que dificulta el estudio de los procesos que tienen lugar en ella.

Corría el año 1993 cuando en Castellón surgieron las primeras Jornadas de Investigación en la Zona No Saturada. A lo largo de este último cuarto de siglo, ciudades como Valladolid, A Coruña, Córdoba, Barcelona, Salamanca... entre otras, han ido acogiendo de forma bianual la organización de este evento. El objetivo de este espacio es, y ha sido, propiciar una plataforma de debate sobre la zona no saturada del suelo, que incluye la discusión de metodologías para la caracterización de tal dominio, la presentación de nuevas técnicas para el seguimiento de los procesos que tienen lugar en ella, la aplicación de herramientas de interpretación y predicción y, finalmente, la presentación y discusión de estudios experimentales, entre otros aspectos temáticos.

En las últimas Jornadas de 2015, se nos invitó a organizar y celebrar en Zaragoza las XIII Jornadas sobre Investigación de la Zona No Saturada. Fruto de la colaboración ente el CSIC y la Universidad de Zaragoza tenemos el placer de presentar el volumen XIII de *Estudios de la Zona No Saturada del Suelo*. Este libro contiene la ponencia invitada del Dr. Rafael Angulo-Jaramillo, así como 52 comunicaciones que, tras un proceso de revisión, han sido finalmente aceptadas. Como en anteriores ediciones, las comunicaciones has sido distribuidas en 6 áreas temáticas: I. Caracterización y análisis de la zona no saturada del suelo; II. Infiltración/retención hídrica en el suelo y/o adsorción de substancias en el sistema suelo-planta; III. Recarga e interacción entre atmósfera, suelo y acuífero; IV. Contaminación y métodos de remediación; V. Investigaciones sobre procesos de transferencia de masa y energía en la zona no saturada del suelo, a escala tanto de laboratorio como de campo e invernadero; y VI. Modelos descriptivos y predictivos de los procesos que acontecen en la zona no saturada del suelo.

La consecución de estas XIII Jornadas no habría sido posible sin los consejos y apoyos recibidos de los organizadores de Jornadas anteriores, la colaboración incondicional del comité científico y el comité organizador formado por el grupo de investigación *Conservación de Suelo y Agua en Agroecosistemas (CONSA)* de la Estación Experimental de Aula Dei (EEAD-CSIC), investigadores de Escuela Politécnica Superior de Huesca (UZ) y CERAI (Pepa, Tere, Mariví, Ricardo, César, José Manuel, Marta Durán y yo mismo). Por todo ello, les estamos profundamente agradecidos.

David Moret-Fernández

Zaragoza, octubre 2017

ÍNDICE

PONENCIA INVITADA

ENSAYOS DE INFILTRACIÓN COMO AYUDA PARA LA CARACTERIZACIÓN DE LA ZONA NO SATURADA	17
Rafael Angulo-Jaramillo, Laurent Lassabatère, Claude Hammecker, David Moret	- ,
ÁREA I: Caracterización y análisis de la zona no saturada del suelo	
COMUNICACIÓN ORAL	
DINÁMICA DEL FLUJO PREFERENTE EN SUELOS AGRÍCOLAS DE NAVARRA: UNA APROXIMACIÓN EXPERIMENTAL I. Iturria, M.A. Campo-Bescós, E. Zubieta, R. Giménez	29
CARACTERIZACIÓN DE LOS PROCESOS HIDROLÓGICOS EN UNA LADERA FORMADA POR GRANITOS PARCIALMENTE DESCOMPUESTOS V. García, A. Román-Sánchez, M. Sáenz de Rodrigáñez, A. Peña, A.M. Laguna, T. Vanwalleghem, J.V. Giráldez	39
¿ES POSIBLE CARACTERIZAR PATRONES DE HUMEDAD DEL SUELO EN OLIVAR MEDIANTE EL SEGUIMIENTO DE LA CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA APARENTE DEL SUELO? G. Martínez, J. Huang, A. Laguna, J.V. Giráldez, J. Triantafilis, K. Vanderlinden	49
COMBINACIÓN DE ÍNDICES ESPECTRALES PARA MEJORAR LA ESTIMACIÓN DE RESIDUOS VEGETALES CUBRIENDO EL SUELO M. Quemada, W.D. Hively, C.S.T. Daughtry, B. Lamb, J. Shermeyer	59
EVALUACIÓN DE LAS CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DEL SUELO Y SU SUPERFICIE EN ENSAYOS DE ESCORRENTÍA CON DIFERENTES CUBIERTAS VEGETALES	73
COMUNICACIÓN PÓSTER	
ÍNDICES DE SUELO Y PLANTA EN UN VIÑEDO Y RELACIÓN CON LOS PARÁMETROS DE PRODUCCIÓN F. Souto, M. Fandiño, B.J. Rey, J. Dafonte, X.P. González, R. Rangel, J.J. Cancela	83
CONTINUIDADE ESPACIAL DOS ATRIBUTOS QUÍMICOS DO SOLO	

)5
)

ESTIMACIÓN DE TASAS DE MEZCLA VERTICAL Y LATERAL DEL SUELO	
MEDIANTE UN MODELO ANALÍTICO	125
A. Román-Sánchez, A.M. Laguna, T. Reimann, A. Peña, J.V. Giráldez, J. Wallinga,	
T. Vanwalleghem	

DYNAMICS OF SOIL HYDRAULIC PROPERTIES DURING A FALLOW	
PERIOD OF A SEMIARID DRYLAND	133
C. Peña-Sancho, M.V. López, R. Gracia, D. Moret-Fernández	

ÁREA II: Infiltración/retención hídrica en el suelo y/o adsorción de substancias en el sistema suelo-planta

COMUNICACIÓN ORAL

ANÁLISIS DE LA RELACIÓN ENTRE LLUVIA SIMULADA Y FORMACIÓN DE COSTRA, Y SUS EFECTOS SOBRE LOS PARÁMETROS DE INFILTRACIÓN EN CUATRO SUELOS MEDITERRÁNEOS M. Angulo-Martínez, J. Alastrué, D. Moret-Fernández, S. Beguería, M.V. López, A. Navas, C. González-Cebollada	141
ESTIMACIÓN DEL RENDIMIENTO ESPECÍFICO (Sy) APLICANDO TOMOGRAFÍA DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA S. Dietrich, J. Carrera, P.A. Weinzettel, L. Sierra	151
ESTIMACIÓN DE LA EVOLUCIÓN DE LAS PROPIEDADES HIDRÁULICAS DEL SUELO DESPUÉS DE 10 AÑOS CON O SIN CULTIVO CUBIERTA J.L. Gabriel, M. Quemada, D. Martín-Lammerding, M. Vanclooster	163
EFECTOS DEL RIEGO DE PARQUES URBANOS CON AGUA REGENERADA SOBRE LA TASA DE INFILTRACIÓN Y LA RESISTENCIA A LA PENETRACIÓN DEL SUELO	175

COMUNICACIÓN PÓSTER

TEMPORAL STABILITY OF TOPSOIL WATER CONTENT IN DIFFERENT RAIN-FED CROPS AND LAND USES M. López-Vicente, S. Álvarez	
DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DA CURVA DE RETENÇÃO DE ÁGUA E ATRIBUTOS FÍSICOS DO SOLO SOB CULTIVO DE CANA-DE-AÇÚCAR 1 G. Machado Siqueira, M.K. Lima Costa, R. Alves Silva	
INTERACCIÓN ENTRE LA HIDROLOGÍA SUPERFICIAL Y LAS COMUNIDADES VEGETALES EN LADERAS RESTAURADAS DE LA MINERÍA A CIELO ABIERTO EN UTRILLAS, TERUEL	
ÁREA III: Recarga e interacción entre atmósfera, suelo y acuífero	
COMUNICACIÓN ORAL	
LOS TEJADOS VERDES COMO PROTECTORES DE LA CALIDAD AMBIENTAL EN AMBIENTES URBANOS: EVOLUCIÓN DEL BALANCE HÍDRICO EN UN PERIODO MUY SECO B. Cuadrado, A. Laguna, F. Jiménez, A. Hayas, A. López, J. Ayuso, A. Peña, J.V. Giráldez, T. Vanwalleghem	215
EVALUACIÓN DE LAS MEDIDAS DE HUMEDAD DE SUELO GENERADAS CON DATOS DISGREGADOS DE SATÉLITE A ESCALA DE PARCELA AGRÍCOLA <i>M. Fontanet, D. Fernández, F. Ferrer, G. Rodrigo</i>	225
ESTUDIO ISOTÓPICO DEL AGUA EN LOS FLUJOS HÍDRICOS DE UN BOSQUE DE LAURISILVA J.C. Guerra, C.M. Regalado, A. Ritte, I. Iribarren, R. Marrero, R. Poncela, M.T. Arencibia, E. Skupien, A. Socorro, M. León	235
SMART IRRIGATION 3D: UN SISTEMA INTELIGENTE DE ESTIMACIÓN DE LA HUMEDAD V. Navarro, C. Pratola, C. Pelloquin, N. Jiménez, M. Bayer, S. Jordana, J. Guimerà	249
METEOROLOGICAL INFLUENCE ON NATURAL RECHARGE IN THE DOÑANA NATIONAL PARK L. Molano-Leno, C. Kohfahl, D.J. Martínez Suárez, F. Ruiz Bermudo, A. N. Martínez Sánchez de la Nieta, C. Mediavilla, S. Engelhardt, K. Vanderlinden, J.V. Giráldez	261

FLUJO PREFERENCIAL Y TRANSPORTE EN LA ZONA NO SATURADA DE LAS RIBERAS: REVISIÓN E. Orozco-López, R. Muñoz-Carpena, B. Gao	
EFFECT OF SOIL MANAGEMENT ON WATER RETENTION AND DOMINANT SOIL WATER STATES IN A CULTIVATED VERTISOL K. Vanderlinden, Y. Pachepsky, A. Pedrera-Parrilla, G. Martínez, A.J. Espejo-Pérez, F. Perea, J.V. Giráldez	279
MODELLING SOIL WATER DYNAMICS AND CHEMICAL WEATHERING ON GRANITIC SOILS IN THE SIERRA MORENA T. Vanwalleghem, A. Román-Sánchez, A. Peña, A. Laguna, J.V. Giráldez	291
COMUNICACIÓN PÓSTER	
IMPACTO DO USO E MANEJO DO SOLO SOBRE OS ÍNDICES DE DIVERSIDADE DA FAUNA DO SOLO R. Alves Silva, G. Machado Siqueira, M.K. Lima Costa	299
VARIABILIDADE ESPACIAL DE ATRIBUTOS FÍSICOS DO SOLO CULTIV COM SOJA G. Machado Siqueira, R. Alves Silva, M.K. Lima Costa, R. Niehues Buss, Ê. Farias de França e Silva	307
CARACTERÍSTICAS FÍSICO-QUÍMICAS DE LOS FLUJOS HÍDRICOS EN UN BOSQUE DE LAURISILVA EN TENERIFE, ISLAS CANARIAS (ESPAÑA) R. Marrero-Díaz, C.M. Regalado, J.C. Guerra, A. Ritter, A. Socorro, R. Poncela, I. Iribarren, E. Skupien	317
EVALUACIÓN DE LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA Y SENTIDO DEL ESCURRIMIENTO. YACIMIENTO VIAL, ZAVALLA, SANTA FE, ARGENTINA <i>E. Díaz, O.C. Dalla Costa, A. Paz González</i>	327
EXPLORACIÓN DEL USO DE AGUA REGENERADA EN EL RIEGO DE OLIVAR BAJO CLIMA MEDITERRÁNEO M. Sáenz de Rodrigáñez, A. Peña, T. Vanwalleghem, P. Ayuso, A. Laguna, K. Vanderlinden, R. Ordóñez, J.V. Giráldez, G. Martínez	337
ESTIMACIÓN DE LA RECARGA EN ACUÍFEROS DE ALTA MONTAÑA MEDIANTE UN TRAZADOR AMBIENTAL EN LA CUENCA DEL ESTERO YERBA LOCA: RESULTADOS PRELIMINARES P.A. Sánchez, K.E. Lizama, J. Mc Phee	347

ÁREA IV: Contaminación y métodos de remediación

COMUNICACIÓN ORAL

CARACTERIZACIÓN DE LAS PROPIEDADES ADSORBENTES DE UN MEDIO POROSO PARA UN SUDS II. ENSAYO EN CONDICIONES DINÁMICAS EN COLUMNAS	250
J.J. López, J. Echeverría, I. San Martín	339
INFLUENCIA DE DISTINTAS PRÁCTICAS AGRÍCOLAS EN LA DISTRIBUCIÓN DE HERBICIDAS EN EL PERFIL DE UN SUELO EN CONDICIONES DE CAMPO V. Barba, J.M. Marín-Benito, J.M. Ordax, M.J. Sánchez-Martín, M.S. Rodríguez-Cruz	
COMPORTAMIENTO DE CONTAMINANTES EMERGENTES EN LA ZONA NO SATURADA DURANTE EL TRATAMIENTO DE AGUAS RESIDUALES CON FILTROS VERDES	381
ESTUDIO EN CAMPO DEL IMPACTO DE DOS ENMIENDAS ORGÁNICAS EN LA DINÁMICA DE HERBICIDAS EN UN SUELO AGRÍCOLA Y EN DIFERENTES CARACTERÍSTICAS DEL SUELO J.M. Marín-Benito, M.J. Carpio, J.M. Ordax, M.S. Rodríguez-Cruz, M.J. Sánchez-Martín	389
INFILTRACIÓN DEL KETOPROFENO DURANTE UN TRATAMIENTO NO CONVENCIONAL DE AGUAS RESIDUALES Y PROPUESTA DE UNA MEDIDA DE MITIGACIÓN R. Meffe, V. Martínez-Hernández, A. de Miguel, M. Leal, C. Alonso-Alonso, I. Martín, J.J. Salas, J. Lillo, I. de Bustamante	397
EVALUACIÓN DEL IMPACTO A MEDIO-LARGO PLAZO DEL RIEGO CON AGUA REGENERADA SOBRE LA SALINIDAD DEL SUELO EN PARQUES URBANOS DE LA CIUDAD DE MADRID D. Zalacáin, A. Sastre-Merlín, S. Martínez-Pérez, R. Álvarez-Guerra, R. Bienes	405
COMUNICACIÓN PÓSTER	
CARACTERIZACIÓN DE LAS PROPIEDADES ADSORBENTES DE UN MEDIO POROSO PARA UN SISTEMA URBANO DE DRENAJE SOSTENIBLE: I- ENSAYO EN CONDICIONES ESTÁTICAS J. Echeverría, J.J. López, I. San Martín	415
SEGUIMIENTO DEL USO DE ABONO DE LIBERACIÓN CONTROLADA COMO ALTERNATIVA DE FERTILIZACION J. Causapé	427

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

COMUNICACIÓN ORAL

TEMPERATURE DRIVEN VAPOR FLUXES IN SOILS CAUSE A NET RECHARGE M. Gran, E. Dandar, M.W. Saaltink, J. Carrera	439
ESTIMACIÓN DE RECARGA EN EL ACUÍFERO DE SIERRA GORDA (GRANADA MEDIANTE EL PROGRAMA VISUAL BALAN C. Serrano-Hidalgo, C. Guardiola-Albert, A. González-Ramón, S. Martos-Rosillo) 449
AREA VI: Modelos descriptivos y predictivos de los procesos que acontecen en la zona no saturada del suelo	
COMUNICACIÓN ORAL	
SIMULACIÓN DEL FLUJO EN LA ZONA NO SATURADA. APLICACIÓN AL RIEGO DE UN CAMPO DE GOLF CON AGUAS REGENERADAS (PALS, GIRONA) S. Fabregat, L. Candela, J. Valdes-Abellan	459
TWO-DIMENSIONAL NUMERICAL FLOW MODELS OF A MULTILAYER COVER FOR A LOW AND INTERMEDIATE ACTIVITY RADIOACTIVE WASTE FACILITY IN BULGARY	469
IMPORTANCIA DE LA FECHA DE MATADO DE LOS CULTIVOS CUBIERTA, EN TIEMPO PRESENTE Y CON PROYECCIONES DE CAMBIO CLIMÁTICO M. Alonso-Ayuso, M. Quemada, M. Vanclooster, J.L. Gabriel	481
ESTIMACIÓN DE LA HUMEDAD EN LA ZONA RADICULAR A PARTIR DE OBSERVACIONES REMOTAS DE HUMEDAD SUPERFICIAL DEL SUELO DE LARGA DURACIÓN A. González-Zamora, J. Martínez-Fernández, N. Sánchez, M. Pablos	493
COUPLED THCM MODEL FOR THE PREDICTIONS OF THE TRACER MIGRATION IN THE FEBEX IN SITU TEST J. Samper, A. Mon, L. Montenegro	505
MODELO NUMÉRICO DE LOS PROCESOS DE LIXIVIACIÓN DE URANIO DE LA ZONA NO SATURADA J. Samper, A. Mon, B. Pisani, A. Naves, L. Montenegro	515

ANÁLISIS PARAMÉTRICO DE LA ESTIMACIÓN DE LA RECARGA A PARTIR	
DE LAS OSCILACIONES PIEZOMÉTRICAS EN ACUÍFEROS LIBRES MEDIANTE	
MODELOS UNIDIMENSIONALES Y BIDIMENSIONALES DETERMINÍSTICOS	
Y ESTOCÁSTICOS	527
J. Fernández Águila, J. Samper Calvete, B. Pisani Veiga	

COMUNICACIÓN PÓSTER

ESTIMACIÓN DEL AGUA DISPONIBLE PARA LAS PLANTAS EN LA ZONA RADICULAR: APROXIMACIÓN A PARTIR DE ESTADÍSTICOS DE LAS SERIES DE HUMEDAD DEL SUELO SMOS	539
SERVICIOS CLIMÁTICOS A ESCALA PAN-EUROPEA Y SU UTILIDAD A ESCALA LOCAL EN EL BALANCE HÍDRICO EN REGIONES MEDITERRÁNEAS LECCIONES APRENDIDAS EN EL PROYECTO SWICCA (COPERNICUS) M.J. Pérez-Palazón, J.I. Migallón, S. Montilla, M.J. Polo	553
MODELO HIDROLÓGICO DE BALANCE DE AGUA Y EVALUACIÓN DE LOS IMPACTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN ZONAS RURALES DE GALICIA CON EUCALIPTOS	565

B. Pisani, J. Samper, A. Paz González

Ponencia Invitada

ENSAYOS DE INFILTRACIÓN COMO AYUDA PARA LA CARACTERIZACIÓN DE LA ZONA NO SATURADA

Rafael Angulo-Jaramillo^{1*}, Laurent Lassabatère¹, Claude Hammecker² y David Moret³

 ¹Université de Lyon; UMR5023 Ecologie des Hydrosystèmes Naturels et Anthropisés; CNRS; ENTPE; Université Lyon 1; 3 rue Maurice Audin, 69518 Vaulx-en-Velin, Francia. e-mail: angulo@entpe.fr, laurent.lassabatere@entpe.fr, web: http://umr5023.univ-lyon1.fr
²Institut de Recherche pour le Développement (IRD), UMR 210, 2 place Viala, Montpellier, Francia. e-mail: claude.hammecker@ird.fr, web: http://www.umr-ecosols.fr
³Departamento de Suelo y Agua, Estación Experimental de Aula Dei, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), PO Box 13034, 50080 Zaragoza, España. e-mail: david@eead.csic.es, web: http://www.eead.csic.es

RESUMEN. La comprensión de las propiedades hidrodinámicas de la zona no saturada es un campo de investigación importante en física de suelos. Entre los métodos existentes de caracterización, los ensayos de infiltración son utilizados para la estimación de la curvas características $h(\theta) \neq K(\theta)$, cuyo conocimiento es fundamental en la modelación de los flujos. Tras la presentación del método de infiltración BEST (Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters), se muestran varios resultados de investigación: la extensión del método para la caracterización de suelos de doble porosidad (BEST-2K) y el uso de BEST como herramienta para el estudio del balance hídrico. Estos resultados se aplican al estudio del efecto del riego por goteo en el sur de Francia y al análisis del impacto del uso del suelo en un cultivo de caucho (*Hevea brasiliensis*) del NE de Tailandia. Estos casos permiten destacar varias pistas de investigación para el futuro.

ABSTRACT. The knowledge of the hydrodynamic properties of the unsaturated zone is an important field of research in soil physics. Infiltration tests, among other methods, are used to evaluate the hydraulic curves $h(\theta)$ and $K(\theta)$, whose knowledge is fundamental in flow modeling. After the introduction of the Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters, the BEST method, several research results are

presented: the extension of the method for the characterization of dual porosity soils (BEST-2K) and the use of BEST as a tool for the study of the water balance. These results are applied to analyze of the effect of drip irrigation in the south of France and the impact of land-use on a rubber crop (*Hevea brasiliensis*) in NE-Thailand. These examples highlight several lines of research for the future.

1. INTRODUCCIÓN

"Infiltración es el término aplicado al proceso de entrada de agua en el suelo, generalmente, por flujo descendente a través de toda o parte de la superficie del suelo" (Hillel, 2004). En hidrología y ciencias agrícolas, el estudio de la infiltración es muy importante ya que ésta proporciona la cantidad de agua disponible para las plantas, asegura la recarga del agua subterránea y define también la escorrentía superficial. De hecho, durante los eventos de lluvia, un aumento de presión capilar en la superficie induce el flujo de agua en el suelo de acuerdo con la conductividad hidráulica del mismo. Si la intensidad de ese aumento es relativamente baja, el flujo de agua es tal que toda el agua se infiltrará sin escorrentía superficial. Al contrario, cuando la intensidad de ese flujo excede la capacidad de infiltración, una parte del agua se perderá en superficie. Durante la fase de infiltración, el frente de humectación se desarrolla y se mueve hacia abajo por el efecto combinado de la gravedad y la capilaridad.

A pesar del amplio conocimiento teórico acumulado sobre la representación y modelado del flujo de agua en muy

diversos sistemas suelo-planta-atmósfera, la ciencia del suelo sigue limitada por la incapacidad para medir con precisión los parámetros de los que depende el funcionamiento hidráulico del suelo. Esto se debe a que los flujos de agua y energía en estos sistemas están gobernados por un gran número de procesos acoplados y altamente no lineales. En pocas palabras, es difícil obtener mediciones de los parámetros de los que dependen nuestros modelos. Sin embargo, en los últimos dos decenios hemos visto el desarrollo de nuevas técnicas de medida (de campo y laboratorio) y la creación de equipos y dispositivos innovadores que han mejorado la precisión de la caracterización hidráulica del suelo, y por lo tanto mejorar las predicciones de los flujos a través de la zona no saturada. Una gran mayoría de estos dispositivos se basan en la interpretación de medidas del flujo de infiltración para condiciones de frontera impuestas y conocidas. Las diferentes técnicas incluyen, entre otros, el uso de pozos y perforaciones, además de anillos y goteadores.

La estrategia de medida adoptada para el estudio de las propiedades hidráulicas del suelo (junto con los estudios de transferencia de masa) deben reconocer escalas características de longitud y de tiempo y así explicar la variabilidad de las condiciones del agua del suelo. Los experimentos basados en métodos de infiltración son técnicas privilegiadas con respecto a la observación de campo convencional o de largo plazo.

Entre el gran número de métodos existentes se encuentra el método Beerkan (Angulo-Jaramillo et al., 2016). Este método, junto con los algoritmos BEST (Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters), es una técnica alternativa a los ensayos convencionales de laboratorio o de campo. Sirve para la estimación rápida, y a bajo coste, de las propiedades hidráulicas del suelo (Lassabatere et al., 2006). El método fue desarrollado para determinar las curvas de retención de agua, $h(\theta)$ [L], y de conductividad hidráulica, $K(\theta)$ [LT⁻¹]. BEST utiliza medidas de infiltración de anillo simple y la representación de la textura del suelo por medio de la curva granulométrica y de los datos de estructura del suelo (densidad aparente y contenidos volumétricos inicial y final de agua). El análisis utilizado en BEST se basa en la formulación analítica de la infiltración-3D desarrollada por Haverkamp et al. (1994). La infiltración acumulada 3D-axisimetrica está representada por un término de infiltración en 1D más un término proporcional al tiempo; siendo el coeficiente de proporcionalidad una función de la sortividad del suelo, S [LT^{-1/2}], el radio del anillo y un coeficiente de forma γ [–]. La infiltración acumulada en 1D depende del tiempo, de las propiedades del suelo y de un coeficiente de forma, β [-]. Generalmente, estos coeficientes se suponen constantes, tomado $\beta = 0.6$ y $\gamma = 0.75$, pero pueden ser corregidos dependiendo de la clase textural del suelo (Lassabatere et al., 2009; Latorre et al., 2015).

Tras introducir brevemente el método BEST y la evaluación de los errores en la estimación de las curvas hidráulicas $h(\theta)$ y $K(\theta)$ con valores constantes de γ y β , o utilizando valores específicos dependiendo del tipo de suelo, se presentan dos estudios diferentes en los que BEST ha desempeñado un papel importante. Estos dos estudios se llevan a cabo en diferentes contextos ambientales en los que se requiere un manejo adecuado del agua para mejorar la eficiencia y sostenibilidad de los sistemas agrícolas.

2. ESTIMACIÓN DE PROPIEDA-DES HIDRÁULICAS DEL SUELO NO SATURADAS CON BEST

Se utilizó el modelo Hydrus (Simunek et al., 2003) para generar experimentos de infiltración en 1D y 3D, para varias condiciones iniciales de humedad y cuatro tipos de suelos diferentes (arena, limo, silt y arcilla limosa). De este análisis se proponen valores numéricos optimizados de γ y β dependiendo de la textura del suelo. Los valores óptimos se implementaron en el algoritmo BEST para mejorar la estimación analítica de los parámetros hidráulicos. La última versión de BEST se puede descargar gratuitamente en: https://bestsoilhydro. wordpress.com. El análisis inverso con BEST de los datos generados analíticamente se realizó para comparar los valores de la conductividad hidráulica a saturación, K_s , y la sortividad, S, obtenidos por BEST a los valores numéricos de referencia.

Los resultados muestran que la formulación analítica de Haverkamp et al. (1994) permite claramente modelar las curvas de infiltración de referencia para estos suelos. Los valores de $\gamma y \beta$ pueden ser optimizados para mejorar el ajuste de las curvas de infiltración y estos difieren de los valores habituales constantes. La implementación de BEST con los nuevos valores de $\gamma y \beta$ mejorará los resultados de estimación de parámetros que convengan para analizar procesos físicos del suelo.

3. MODELADO DEL PROCESO DE INFILTRACIÓN EN SUELOS CON MACROPOROS

Los modelos llamados de doble porosidad o de doble permeabilidad se encuentran entre los enfoques actuales para modelar el flujo preferencial en suelos. En el modelo de doble porosidad, el flujo de agua se restringe a la porción del suelo con fracturas o macroporos inter-agregados, mientras que el agua no se mueve en la matriz. La ecuación de Richards se considera para el flujo de agua móvil, con un término adicional fuente/pozo, afín de contabilizar el intercambio de agua entre las zonas móvil e inmóvil. El modelo de doble permeabilidad considera dos medios porosos con su permeabilidad respectiva rápida o lenta, separados por una interfase permeable. Existen varios modelos para representar el flujo a doble permeabilidad donde las ecuaciones de flujo se modifican para los macroporos o región de flujo rápido. Esta modificación se requiere cuando el flujo no obedece a la ley de Darcy-Buckingham y la ecuación de Richards deja de ser válida. Por lo general, se consideran leves alternativas para la descripción del flujo en la región de flujo rápido. Algunas consideran que la capilaridad es insignificante en la región de flujo rápido (macroporos de gran tamaño) y que el flujo es principalmente inducido por fuerzas de gravedad y viscosas. En tal caso, el flujo de agua se define como una función del contenido de agua y se utilizan las ecuaciones de ondas cinemáticas (Germann, 2014). Si el flujo es no laminar, o turbulento, se requieren otros modelos específicos. La elección del modelo depende entonces de la física del

flujo. Coppola et al. (2009) proponen una clasificación conceptual del flujo preferencial según las condiciones del terreno y los tipos de suelo en: (i) flujo preferencial en macroporos no capilares, (ii) flujo preferencial en poros inter-agregados considerados como poros capilares, (iii) digitación o flujo debido a la inestabilidad hidrodinámica del frente de humectación. frecuentemente encontrados en la interfase entre dos materiales en la que la conductividad hidráulica no saturada es inferior en la capa subvacente, y (iv) flujo preferencial debido a la repartición de irregularidades espaciales o a una dinámica temporal en la humectabilidad del suelo. En el enfoque de doble permeabilidad, la ecuación de Richards se aplica a cada uno de los dos dominios de poros (matriz y región de flujo rápido) en los casos (ii), (iii) y (iv). En el primer caso, (i), se debe considerar la ecuación de onda cinemática o la ecuación de Hagen-Poiseuille.

El auge de la informática puede explicar el gran desarrollo de un enfoque numérico del flujo con respecto a un enfoque analítico. De hecho, existen varios programas informáticos para tratar los diferentes casos (i) a (iv). Sin embargo, Lassabatere et al. (2014) extendieron el modelo analítico propuesto por Haverkamp et al. (1994) al caso de un suelo de doble permeabilidad. Este nuevo modelo calcula la infiltración total acumulada como la combinación lineal de las láminas de agua infiltradas en la región matricial y de flujo rápido, proporcionalmente a la relación volumétrica ocupada por cada región. Este primer modelo resuelve los casos de infiltración de agua 1D y 3D a partir de una condición de frontera circular como un ensavo de infiltración simpe anillo o disco

4. CARACTERIZACIÓN DE SUELOS DE DOBLE PERMEABILIDAD CON ENSAYOS DE INFILTRACIÓN

Los datos de una infiltración acumulada no permiten discriminar entre un suelo de simple porosidad o de doble permeabilidad dado que la forma de la curva es siempre la misma, cualquiera que sea la presión capilar aplicada. Sin embargo, se observa que el comportamiento de doble permeabilidad induce un fuerte aumento del flujo de infiltración para la presión próxima de cero. De ahí la idea de utilizar el método Beerkan y el tensiómetro a disco con mínimo tres presiones diferentes, junto con BEST, para detectar y caracterizar el comportamiento de doble permeabilidad (Lassabatere et al., 2014). Se propone entonces el siguiente método de trabajo: (i), seleccionar los valores de la presión negativa necesarias a la activación de la matriz y, (ii), medir el mismo volumen de agua infiltrada con cada presión, es decir, que se necesitan tiempos de flujo mucho más largos entre más baja sea la presión capilar aplicada.

El nuevo método BEST-2K se obtiene de la manera siguiente: se analiza primero con BEST el conjunto de parámetros hidráulicos de la matriz para los ensayos de baja presión y luego, la diferencia entre la infiltración calculada con estos parámetros y la infiltración total se asigna al dominio de los macropores. Estos valores de infiltración residual se analizan a su vez con BEST para derivar los parámetros hidráulicos de la macroporosidad. Este enfoque se ilustra con datos experimentales de campo y datos numéricamente generados como referencia. Los resultados se discuten a la luz de

otros estudios numéricos y experimentales que combinan experimentos de infiltración con procedimientos y observaciones adicionales tales como el trazado del fluio con solutos o colorantes. Los desarrollos de BEST-2K son las primeras extensiones propuestas del método BEST para suelos de doble permeabilidad. Este enfoque parece bastante prometedor y, junto con los métodos numéricos, permitirá abordar el desafiante tema de la caracterización hidráulica de los suelos de doble permeabilidad. Este reto es un requisito previo para la comprensión del flujo de agua y de transporte de soluto preferencial en la zona no saturada.

5. VARIABILIDAD TEMPORAL DE LAS PROPIEDADES HIDRÁULI-CAS DEL SUELO BAJO RIEGO POR GOTEO

La identificación del cambio temporal en las propiedades hidráulicas del suelo durante el desarrollo de un cultivo bajo riego por goteo puede contribuir a mejorar la eficiencia del uso del agua y a mitigar los efectos ambientales adversos. La conductividad hidráulica saturada, K_{e} , la longitud capilar, α_{h} [L] y el radio de poro efectivo característico (es decir, la dimensión característica media del poro hidráulicamente funcional), ξ_m [L], son parámetros fundamentales que rigen la transferencia de agua en el suelo bajo riego por goteo. Se realizaron una serie de pruebas de infiltración utilizando el método Beerkan en un suelo arcilloso de un goteo de campo de maíz irrigado en el sur de Francia (Mubarak et al., 2009). Se investigaron dos aplicaciones del riego: un tratamiento completo a 100%

de la ETP (FT) y un tratamiento limitado a 50% de la ETP (LT). Los ensayos de infiltración se llevaron a cabo en varias fechas entre junio (inicio del periodo de riego) y septiembre (final del periodo de riego). El primer conjunto de medidas se realizó antes del primer riego. En cada serie de medidas, se realizaron de seis a ocho ensayos de infiltración en una red regular de 9 m². Los resultados muestran como para ambos tratamientos de riego, las propiedades hidráulicas del suelo son fuertemente afectadas por el primer riego. Los parámetros K_s y ξ_m disminuyen drásticamente en función del valor acumulado de riego y esto hasta que el sistema de raíces alcance aproximadamente el desarrollo máximo. Luego estos dos parámetros aumentan lentamente con el tiempo. La longitud capilar, α_{μ} , tiene un comportamiento opuesto al de estos dos parámetros. En los primeros tiempos, la evolución temporal puede ser debida al proceso de reestructuración del suelo bajo riego. Mientras que al final de la temporada de riego, donde la cantidad de agua administrada disminuyó debido a menores requerimientos de los dos tratamientos LT y FT, al efecto de la humedad del suelo se superponen el aumento de la actividad biológica y el crecimiento de las raíces creando nuevos canales o conexiones entre los poros existentes. Las variaciones temporales observadas en los parámetros están de acuerdo con la evolución temporal de la densidad aparente durante el periodo de riego. Los procesos físicos que afectan las propiedades hidráulicas son similares para ambos tratamientos de riego, pero con una intensidad de respuesta diferente. El tratamiento limitado (LT) presenta valores medios más altos tanto para K_s como para ξ_m y valores medianos más pequeños de la longitud capilar, α_{h} , que el tratamiento de riego completo (FT). Esto puede ser debido a la diferencia entre las cantidades de agua aplicadas en los dos tratamientos, especialmente al comienzo de la temporada de riego. Estas diferencias también se pueden atribuir al impacto más marcado de los ciclos diarios humectación-secado para el caso de riego limitado (LT) para el cual el suelo está menos húmedo. Como consecuencia del riego y del desarrollo radicular, las propiedades hidráulicas del suelo mostraron una variación dinámica en el tiempo. Tomar en cuenta la variación temporal de las propiedades hidráulicas plantea la cuestión del interés de tener en cuenta este fenómeno para mejorar la eficiencia en el uso del agua.

6. COMPARACIÓN DE MÉTODOS DE CAMPO Y DE LABORATORIO PARA ESTIMAR LAS PROPIEDA-DES HIDRÁULICAS NO SATURA-DAS BAJO DIFERENTES USOS DEL SUELO

El objetivo del segundo estudio presentado es determinar las propiedades hidráulicas del suelo no saturado bajo diferentes usos del suelo y comparar los resultados del balance hídrico modelado a partir de diferentes grupos de características hidrodinámicas obtenidas con diferentes métodos de medida: Beerkan, infiltrómetro de disco, método WIND y funciones de pedotransferencia. El estudio se llevó a cabo en un suelo arenoso tropical en una pequeña cuenca agrícola del NE de Tailandia (Siltecho et al., 2014). En esta región de Tailandia, muchas zonas no han dado el rendimiento adecuado al cultivo reciente de caucho (*Hevea brasiliensis*) a causa de una mala disponibilidad del agua almacenada en la zona no saturada. Dependiendo del uso del suelo en la cuenca, las parcelas experimentales seleccionadas para este estudio están cubiertas con caucho, pasto o bosque primario. Además, las parcelas de caucho están localizadas en tres posiciones diferentes, aguas arriba, en el centro y aguas abajo de la pendiente principal de la cuenca.

El análisis estadístico no paramétrico de los parámetros dados por cada método de medida, mostró que los valores del modelo de van Genuchten - Mualem, K_s , α y *n* (van Genuchten, 1980) son significativamente diferentes dependiendo del método de medida. Al contrario, la localización de los ensayos, según el tipo de uso del suelo, no es un factor discriminante cuando todos los resultados de los diferentes métodos se consideraban juntos. Sin embargo, para cada método, los parámetros n y α son estadísticamente diferentes según la parcela y la cobertura del suelo. Existe una diferencia notable según el uso del suelo y la posición topográfica. Por ejemplo, en la plantación de caucho, se observó sistemáticamente una disminución de la conductividad hidráulica del suelo aguas abajo de la pendiente que podría estar relacionada con la translocación de partículas finas en el perfil de suelo.

Los diferentes conjuntos de parámetros obtenidos con cada método fueron utilizados en Hydrud-1D para modelar un año del balance hídrico. La presión capilar a diferentes profundidades no mostró diferencias apreciables en los resultados de modelación para los diversos conjuntos, resaltando el hecho que, con fines de modelado, cualquiera de estos métodos de medida podría emplearse con éxito. Para este estudio entonces, la elección del método de caracterización se motiva hacia el método de más simplicidad, robustez y bajo costo de operación.

A pesar de mostrar un contenido ligeramente superior de materia orgánica, el suelo forestal (parcela de bosque primario) presenta la menor conductividad hidráulica a saturación, contrario a lo que comúnmente se esperaría comparándolo a las otras parcelas. El contenido superior en partículas finas (arcilla y limo) es probablemente el responsable de los valores de K_s más bajos en la zona de bosque. En efecto, en el resto de la cuenca, tras la deforestación masiva, el suelo no estuvo cubierto o estuvo sembrado con arroz, durante más de 50 años, haciéndolo muy vulnerable a la erosión. Esto produjo que las partículas finas, por proceso de erosión interna, se translocaron formando una capa compacta impermeable entre 50 y 100 cm de profundidad en el perfil del suelo. Esta nueva configuración pedológica, inducida por la práctica de manejo del suelo de los últimos años, ha tenido un impacto nefasto sobre el balance hídrico. Este hecho explica porqué una buena parte del cultivo de caucho no ha podido desarrollarse correctamente.

7. CONCLUSIÓN

En nuestra presentación esperamos contribuir a un mejor conocimiento del flujo de agua, y en perspectiva al flujo de soluto y partículas a través de la zona no saturada, teniendo en mente que el flujo de agua es el mayor vector en la transferencia de masa. Nuevos conocimientos y procesos seguirán siendo incorporados al método BEST. Igualmente se ampliará la mejora de su representación matemática. Los temas de investigación que se siguen explorando conciernen:

(i) El desarrollo de una nueva versión de BEST para estudios de transporte de agua y solutos, utilizando infiltrómetros automáticos de diferente tamaño (hasta 1 m de diámetro). En particular se considera el caso de la infiltración de solutos y el transporte de partículas.

(ii) El empleo conjunto de modelos numéricos y analíticos para tener en cuenta durante la infiltración, la porosidad múltiple del suelo y características como la hidrofobicidad y presencia de materia orgánica. Estos factores controlan en parte el flujo preferencial. El uso del nuevo dispositivo automatizado de infiltración (Di Prima et al., 2015) será un elemento importante en este desarrollo. Este infiltrómetro automatizado es muy eficiente para la caracterización hidráulica de diferentes tipos de suelos.

Nuestro objetivo de investigación continúa siendo el diseño de nuevas estrategias para la estimación de los parámetros hidráulicos y de transferencia en los suelos no saturados, entre los cuales, la búsqueda de la conductividad hidráulica y la sortividad siguen siendo esenciales en la ciencia del suelo.

8. BIBLIOGRAFÍA

- Angulo-Jaramillo, R., Bagarello, V., Iovino, M., Lassabatere, L., 2016. *Infiltration Measurements* for Soil Hydraulic Characterization. Springer International Publishing, AG Switzerland, 386 p.
- Coppola A., Kutílek M., and Frind E.O. 2009. Transport in preferential flow domains of the

soil porous system: measurement, interpretation, modelling, and upscaling. *Journal of Contaminant Hydrology 104*: 1–3.

- Di Prima S. 2015. Automated single ring infiltrometer with a low-cost microcontroller circuit. *Computers and Electronics in Agriculture 118:* 390–395.
- Di Prima, S., Lassabatere, L., Bagarello, V., Iovino, M., Angulo-Jaramillo, R., 2015. Testing a new automated single ring infiltrometer for Beerkan infiltration experiments. *Geoderma*, 262: 20-34.
- Germann P.F. 2014. *Preferential flow: Stokes approach to infiltration and drainage*. University of Bern, Institute of Geography, 199 p.
- Haverkamp R., Ross P.J., Smettem K.R.J., Parlange J.Y. 1994. Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. 2. Physically based infiltration equation. *Water Resources Research*, 30:2931-2935.
- Hillel, D. 2004. Introduction to Environmental Soil Physics. Elsevier Science, San Francisco, 494 p.
- Lassabatère, L., Angulo-Jaramillo, R., Soria Ugalde, J.M., Cuenca, R., Braud, I. and Haverkamp, R., 2006. Beerkan Estimation of Soil Transfer parameters through infiltration experiments - BEST. *Soil Science Society of America Journal*, 70: 521-532.
- Lassabatère, L., Angulo-Jaramillo, R., Soria Ugalde, J., Simunek, J. and Haverkamp, R., 2009. Numerical evaluation of a set of analytical infiltration equations. *Water Resources Research*, 45: W12415
- Lassabatere, L., Yilmaz, D., Peyrard, X., Peyneau, P.E., Lenoir, T., Šimůnek, J., Angulo-Jaramillo, R., 2014. New analytical model for cumulative infiltration into dual-permeability soils. *Vadose Zone Journal, 13 (12):* 2-15.
- Latorre Garcés, B., Peña-Sancho, C., Lassabatere, L., Angulo-Jaramillo, R., Moret-Fernández, D. 2015. Estimate of soil hydraulic properties from disc infiltrometer three-dimensional infiltration curve: Numerical analysis and field application. *Journal of Hydrology*, 527: 1-12.
- Mubarak, I., J.C. Mailhol, R. Angulo-Jaramillo, P. Ruelle, P. Boivin, M. Khaledian. 2009. Temporal variability in soil hydraulic properties under drip irrigation. *Geoderma 150*: 158–165.
- Siltecho, S., Hammecker, C., Sriboonlue, V., Clermont-Dauphin, C., Trelo-ges, V., Antonino, A., Angulo-Jaramillo, R., 2014. Use of field and laboratory methods for estimating unsatu-

rated hydraulic properties under different landuse. *Hydrology and Earth System Science, 11:* 6099–6137.

- Šimůnek J., Jarvis N.J., Genuchten M.T. van, and Gärdenäs A. 2003. Review and comparison of models for describing non-equilibrium and preferential flow and transport in the vadose zone. *Journal of Hydrology 272:* 14–35.
- van Genuchten M.Th., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soil. *Soil Science Society of America Journal*, 44: 892-898.

ÁREA I: Caracterización y análisis de la zona no saturada del suelo

DINÁMICA DEL FLUJO PREFERENTE EN SUELOS AGRÍCOLAS DE NAVARRA: UNA APROXIMACIÓN EXPERIMENTAL

I. Iturria^{1,2}, M.A. Campo-Bescós^{1,2}, E. Zubieta^{1,2}, R. Giménez^{1,2}

 ¹ Departamento de Proyectos e Ingeniería Rural, Ed. Los Olivos, Universidad Pública de Navarra, 31006 Pamplona, miguel.campo@unavarra.es
² Instituto IS-FOOD, Ed. Los Olivos, Universidad Pública de Navarra, 31006 Pamplona

RESUMEN. El flujo preferencial genera un movimiento rápido del agua en el suelo a través de grietas y macroporos. Esta rápida infiltración causa inconvenientes como, imprecisión de modelos hidrológicos, contaminación de acuíferos, pérdidas de agua en riegos etc.

El objetivo de este trabajo es cuantificar, en suelos laboreados, la presencia de grietas y macroporos responsables del movimiento rápido del agua; y su variación temporal frente a diferentes contenidos de humedad del suelo. El estudio se ha llevado a cabo en un suelo franco arcillo limoso, donde se han preparado 3 zonas aradas con aperos diferentes (chisel, vertedera y vertedera + rastra con molón). La mitad de cada zona se ha sometido a lluvias mientras que la otra ha permanecido seca.

Los resultados muestran una gran variabilidad de los flujos preferenciales entre los ensayos y una gran influencia de la suela de labor en su distribución en profundidad.

ABSTRACT. The preferential flow generates a rapid movement of water in the soil through cracks and macropores. This rapid infiltration causes inconveniences such as imprecision of hydrological models, aquifer contamination, irrigation water losses, etc.

The objective of this work is to quantify, in ground soils, the presence of cracks and macropores responsible for the rapid movement of water, and its temporal variation in relation to different soil moisture contents. The study was carried out in a silty clay loam soil. Three plowed areas were prepared with different implements (chisel, landfill and landfill + harrow with hammer). Half of each area was rained while the other remained dry.

The results show a great variability of the preferential flows and a great influence of the plow pan in its depth distribution.

1. INTRODUCCIÓN

Para abordar estudios de procesos erosivos y de calidad de aguas --superficial y subsuperficial- resulta imprescindible entender y cuantificar el movimiento del agua a través del suelo. La estimación de este movimiento suele basarse en la textura y estructura del suelo (Landini, 2007), ya que se asume que el agua se mueve a través de sus microporos. Pero, en suelos propensos a la formación de grietas o macroporos podrían generarse vías de flujo rápido, capaces de cambiar de forma drástica el movimiento del agua a través del suelo, conocidas como flujo preferencial (Wienhold y Gish, 1991; Beven, 1991; Cordero et al., 2016).

Esto tendría importantes consecuencias tanto en el movimiento del agua sobre el terreno- y por tanto en la erosión- como en la calidad de aguas subterráneas, haciendo que el suelo pierda la función de filtro natural (Brady y Weil, 2008). Precisamente, estudios preliminares (Casalí et al., 2008) muestran que, en muchos suelos agrícolas de Navarra, la tasa de infiltración estaría principalmente determinada por este tipo de flujo.

Por otro lado, la formación de estas grietas responde básicamente a procesos de expansión y contracción de las arcillas expansibles de los suelos (Selby, 1993), frente a cambios en el contenido de humedad edáfica. Es de esperar, por tanto, que la cantidad y distribución de grietas/ macroporos presentes en el suelo vaya cambiando a medida que la humedad del mismo se altere por acción de las lluvias.

Asimismo, alteraciones del terreno, como pueden ser los laboreos en campos agrícolas, pueden modificar las vías de infiltración creando una heterogeneidad a nivel espacial. Un ejemplo de la variabilidad temporal de los flujos preferenciales puede verse en el trabajo de Giménez et al. (2012), donde se aprecia una sobreestimación de la escorrentía especialmente en periodos secos, mediante simulaciones informáticas.

Todo esto hace que los efectos generados por los flujos preferenciales en los suelos sean muy complejos e impredecibles, generando una gran problemática a la hora de realizar simulaciones y predicciones hidrológicas (Western et al, 2002).

El objetivo de este trabajo es cuantificar, en suelos laboreados, la presencia de grietas y macroporos responsables del movimiento rápido del agua; y su variación temporal frente a diferentes contenidos de humedad del suelo.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

Se han diferenciado 6 zonas de ensayo (tratamientos) correspondientes a 3 pases con diferentes aperos subdivididos en una zona seca y una zona afectada por simulaciones de lluvia (Tabla 1) (32mm en 0,5h), 5 días antes de cada ensayo (Fig. 1). La lluvia aplicada corresponde a una intensidad similar a la esperada en esa zona con 2,5 años de periodo de retorno.

Los aperos utilizados son chisel en la primera, una vertedera en la segunda, y un pase de vertedera seguido de un pase de rastra con rodillo molón en la tercera. Para realizar los ensayos se han delimitado micro-parcelas de 0,5 m x 0,5 m en cada una de las 6 zonas (Fig. 1). Los ensayos se iniciaron en el centro continuando hacia los extremos. Adicionalmente, en cada zona arada se ha realizado un ensayo 0 de control y otro en suelo sin laborear.

Tabla 1. Identificación de tratamientos resultantes de la combinación de diferentes labores y condiciones de humedad del suelo generada por la aplicación de lluvias simuladas.

Zona	Apero	Condicion
1	Chisel	Seco
2	Vertedera	Seco
3	Vertedera con rastra molón	Seco
4	Chisel	Húmedo
5	Vertedera	Húmedo
6	Vertedera con rastra molón	Húmedo

Importante mencionar que no todos los ensayos del mismo número son realizados el mismo día, pero sí en un intervalo inferior a 24h. Para evitar que la lluvia natural influya en el estudio, la zona de ensayos se ha cubierto con una lona impermeable.



Fig. 1. Delimitación de las zonas de ensayo, y el orden seguido para realizar cada uno de los mismos.

Las fechas en las que se han realizado los ensayos se muestran en la Tabla 2.

Tabla 2. Cronología de los ensayos.

-	-
Número de ensayo	Fecha de realización
0	28/10/2016
1	22/11/2016
2	21/12/2016
3	04/01/2017
4	31/01/2017

La técnica empleada para realizar los ensayos es la propuesta por Lu y Wu (2003), también utilizada por Nobles et al. (2010), que consiste en aplicar bromuro en forma de solución acuosa con CaBr₂ (30g/l) y utilizar una suspensión de ferrocianuro de plata Ag_4 Fe (CN)₆ con nitrato de hierro (III) Fe (NO₃)₃ en forma de aerosol, en partes iguales.

Una vez en campo, con las soluciones preparadas, se aplican 2 litros de solución de bromuro en las parcelas de $0.5 \ge 0.5 \le 0$

Posteriormente se realiza un corte vertical de 0,5 x 0,5 m y se aplica la solución indicadora mediante un pulverizador. Finalmente se toma la imagen del perfil del suelo mediante una cámara fotográfica. En cada ensayo se han realizado 4 cortes.

Una vez que se han obtenido las imágenes el siguiente paso ha consistido en procesarlas mediante herramientas informáticas (QGIS). El objetivo de este procesado de imagen, es llegar a obtener una imagen binaria en la que se muestre en negro (valor 0) la matriz del suelo y en blanco (valor 1) las vías de flujo preferencial y posteriormente obtener sus estadísticas.

En total hay 109 cortes de suelo con 116 imágenes (algunas se han duplicado para verificar el correcto tratamiento de las imágenes). Cada una de las imágenes tiene una tabla asociada recogiendo sus estadísticas.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Las imágenes obtenidas corresponden a cortes transversales del perfil del suelo donde es posible observar las vías de flujo preferencial superponiendo las imágenes como se muestra en la Fig. 2.



Fig. 2. Ejemplo de los cortes en el perfil de suelo (en negro flujo preferencial, en blanco la matriz del suelo).

Observando las imágenes binarias obtenidas se percibe que en gran parte de ellas hay una ausencia de flujo preferencial en los primeros 5 cm del perfil. Esto no es lógico, debido a que si hay evidencias de que ha habido presencia de agua en profundidad, debe de haberlas también en superficie. Esto se atribuye a que el bromuro no se ha absorbido bien en superficie. De hecho, los propios autores de la técnica utilizada (Lu y Wu, 2003) mencionan que el bromuro podría no absorberse en suelos con alta concentración de Cl⁻, o en suelos que tengan un contenido de humedad superior al 15% (en suelos arcillosos), es así que a la hora de realizar los cálculos se han desestimado estos datos.

En el ensayo del suelo sin laborear, existe una notoria tendencia a la aparición de vías de flujo preferencial (FP) hacia uno de los lados de la imagen, concretamente el derecho, como se puede observar en la figura correspondiente al ensayo SD0_1 (Fig. 3).



Fig. 3. Primer corte del ensayo realizado en suelo sin laborear (SD0_1). En blanco las vías de flujo preferencial y en negro la matriz del suelo.

Si se dibujara una diagonal desde el extremo superior izquierdo de las imágenes hasta el extremo inferior derecho de las mismas, la mitad superior derecha albergaría la mayor parte de las vías de flujo preferencial. Esto puede estar ligado a la ligera pendiente de esa microparcela que está a favor de las formas que se observan en las imágenes, haciendo que el agua vaya entrando por las vías de flujo preferencial a medida que avanza por la pendiente sin tener tiempo de infiltrar por la matriz del suelo. Esto corrobora la sensibilidad y adecuación de esta técnica de tinción para la detección de vías de movimiento rápido del agua en el suelo.

Otra observación interesante en cuanto a las vías de FP, se observa en el primer ensayo del tratamiento con chisel (CSO_3, Fig. 4), donde se muestran unas vías de FP verticales notablemente marcados, causados por el propio apero.



Fig. 4. Tercer corte del ensayo 0 realizado en suelo labrado con chisel (CS0_3). En blanco las vías de flujo preferencial y en negro la matriz del suelo.

A partir de este momento, se comporta como el resto de tratamientos, es decir, teniendo una presencia de vías de flujo preferencial más difusa y muy variable.

La gran irregularidad y variedad de patrones de distribución observados en los diferentes tratamientos estaría indicando que, visto en 3 dimensiones, el flujo preferencial se estaría produciendo a través de una compleja red de grietas interconectadas entre sí; conformado un sistema de macroporos intrincado y de elevada tortuosidad.

Analizando visualmente las gráficas (Fig. 5), se puede ver como hay una tendencia clara que comienza con una gran cantidad de vías de flujo preferencial, que decrece drásticamente a partir de aproximadamente 20 cm de profundidad.

Esto puede ser debido a la presencia de una suela de labor, que se ha podido comprobar in situ a la hora de realizar los ensayos, donde se mostraba una capa dura entre los 20 y 25 cm. Esta suela de labor (aunque menos marcada) también se ha podido comprobar en el ensayo en suelo sin arar (tratamiento testigo), debido al pasado agrícola de la zona de estudio. Otros estudios realizados también han detectado como la suela de labor interrumpe los flujos preferenciales en suelos agrícolas cómo puede ser el caso de Helmhart (2012). Precisamente, en suelos no agrícolas (y por tanto sin capas compactadas inducidas por el laboreo) las vías de FP podrían superar como mínimo el metro de profundidad (Hardie et al, 2011) y eventualmente alcanzar capas freáticas.



Fig. 5. Proporción promedios de repeticiones de superficie de suelo ocupada por flujo preferencial (FP, eje x), por profundidad (eje y). Valores de cada laboreo resultan del promedio de los tratamientos en húmedo y en seco.

Además, esta suela de labor explicaría la generación de un importante flujo subsuperficial observado anteriormente por los autores en estos mismos suelos. En aquella oportunidad, al aplicar una elevada descarga de agua durante más de una hora pendiente arriba de una ladera, la escorrentía fue mínima en todo momento al infiltrarse el agua rápidamente a través de los macroporos y grietas del estrato superior, mientras que pendiente abajo el agua afloraba en superficie. Esto se explicaría al verse interrumpida la continuidad de estas vías de agua en la capa de suelo compactada por el laboreo, originándose así un movimiento de agua subsuperficial. El estudio realizado por Garey et al. (2014), muestra como en la rivera de los ríos este tipo de flujo subsuperficial puede transportar la misma cantidad de solutos que la propia escorrentía superficial, y eventualmente contaminar cursos de agua.

Observando las imágenes binarias obtenidas y la Fig. 6, se puede determinar que existe una gran variabilidad de presencia de flujo preferencial incluso dentro del mismo ensayo. Asimismo, esta presencia de flujo preferencial es más manifiesta en las zonas más próximas a la superficie (0-20 cm) en la mayoría de los casos. Esto concuerda con los resultados obtenidos por Zhang (2015), en ensayos realizados en ecosistemas de bosque, donde también se destaca una gran heterogeneidad de los flujos preferenciales.

A priori, parecería que los resultados de las medias que se muestran en la Fig. 5 indican una gran similitud entre tratamientos, pero realizando un análisis más exhaustivo realmente no lo son.

Tanto es así que comparando los ensayos mediante un análisis de varianzas discriminado por profundidad (ANOVA con 2 factores), se ve que los tratamientos son diferentes entre sí con un nivel de significancia del 95%, siendo el chisel el que mayor superficie tiene de flujo preferencial (11,45%), seguido de la rastra (10,98%) y finalmente la vertedera (10,51%).

Si se realiza este análisis estadístico considerando solo la zona superior del perfil (0-20 cm), también se obtiene que los resultados son diferentes entre sí pero en este caso la diferencia de superficie de flujo preferencial respecto a la matriz del suelo es de 21, 73% para la rastra, 21,53% en el caso del chisel y 19,76% para la vertedera, evidenciando la diferencia existente entre el estrato superior (0-20 cm) y el inferior (20-50) mostrando que en el superior la rastra es la que mayor superficie muestra, mientras que en el total es el chisel, además se acentúa la diferencia que tienen estos tratamientos respecto al de la vertedera.



Fig. 6. Proporción promedios de repeticiones de superficie de suelo ocupada por flujo preferencial (FP, eje x), por profundidad (eje y) del tratamiento chisel en zona húmeda. Las barras horizontales indican desviación estándar. Similares tendencias y dispersión se observan en los restantes tratamientos.

Por otro lado, realizando un análisis estadístico del perfil de suelo completo (0-50 cm) entre los resultados obtenidos entre la zona húmeda y la zona seca se observa que no hay diferencias significativas en vías de FP, es decir son estadísticamente iguales con un nivel de significancia del 95%, excepto para el caso de la rastra en el que hay pequeñas diferencias. En total un 10,66% de la superficie correspondiente a flujo preferencial en la zona húmeda y 11,24% en la zona seca.

Sin embargo, realizando nuevamente el análisis estadístico sólo en la mitad superior del perfil (0-20 cm), se demuestra que los resultados obtenidos en los primeros 20 cm de la zona húmeda y la seca son diferentes con un nivel de significancia del 95%, siendo 20,24% de la superficie correspondiente a flujo preferencial en la zona húmeda y 21,62% en la zona seca. Los procesos de expansión del suelo por absorción de agua son más acentuados cuando las condiciones de humedad del suelo están más próximas a la saturación (Castro et al., 1999), por lo tanto la zona superior de los ensayos de la zona húmeda han sido alterados por este proceso, mientras que los de la zona seca no y además la suela de labor ha impedido que el frente de humedecimiento alcance los estratos inferiores.

Esta variación que genera la diferencia de humedad en el suelo también fue comentada por Hardie et al. (2013), observando que utilizando sistemas de monitorización de humedad de suelo de alta frecuencia, se vio que el flujo preferencial no depende de la cantidad de agua de lluvia ni de su intensidad, sino del contenido de humedad previo del propio suelo. Observación también realizada en Hardie et al. (2011), indicando que en suelos secos la infiltración por flujo preferencial es más profunda que en húmedos, 1,05 m frente a 0,35 m, en nuestro estudio no se ha podido evidenciar este dato a causa de la suela de labor.

Esto concuerda con el estudio realizado por Casalí et al. (2008) en cuencas agrícolas del centro de Navarra, donde se muestra que la mayor cantidad de escorrentía es generada en invierno, estando el suelo saturado, en lugar de en verano donde el suelo está seco y a pesar de que las lluvias más intensas se den en esta última época, son abstraídas (en mayor grado) por los flujos preferenciales.

Es importante remarcar, que las diferencias aquí presentadas se refieren a la proporción de suelo ocupada por los flujos preferenciales, pero no aportan información directa en cuanto a tasa de infiltración. Sin embargo el estudio de Mezkiritz (2012), realizado en una localización próxima y condiciones similares, muestra como las tasas de infiltración pueden variar mucho de un tipo de laboreo a otro como se muestran en la Tabla 3. Esta infiltración fue medida con el método de doble anillo.

Tabla 3. Tasa de infiltración básica de diferentes tratamientos del estudio Mezkiritz (2012) realizado en un suelo próximo al de este estudio. Los aperos usados, salvo rotavator, son idénticos a los usados en el presente trabajo.

Tratamiento	Tasa de infiltración (mm/h)	%ΔI*
Vertedera seguida de rodillo molón	50,35	318
Rotavator	38,61	221
Chisel seguido de gradilla	15,25	27

*Incremento porcentual respecto al suelo de referencia sin tratamiento (12,03 mm/h)

Esto es una clara evidencia de que los resultados obtenidos son fruto de flujos preferenciales, que permiten una infiltración de agua mucho más elevada a la esperada para esta clase textural que es de en torno a 5 mm/h (Porta et al, 2005; Saxon, 2009).
4. CONCLUSIONES

La relativa sencillez de la técnica de tinción evaluada facilitaría su implementación a gran escala.

Capas compactadas por el laboreo son capaces de interrumpir drásticamente las vías de flujo preferencial en profundidad. Pudiendo evitar el transporte de solutos a través de flujo preferencial evitando la contaminación potencial de aguas subsuperficiales. Sin embargo, podrían generar flujos subsuperficiales horizontales, pudiendo llegar a cauces de ríos.

Los diferentes laboreos del suelo afectan de manera distinta a dicha red de macroporos y grietas.

Existe una compleja red de macroporos y grietas interconectadas de tal manera que facilitan el rápido movimiento del agua, generando tasas de infiltración muy superiores a las esperadas en los suelos en estudio. Por lo que la estimación de la tasa de infiltración sólo a través de la textura dominante, estaría subestimando drásticamente este importante parámetro hidrológico. Este fenómeno sería aún más evidente durante los meses de verano cuando las grietas serían todavía mayores debido a la menor humedad antecedente de los suelos.

Una completa caracterización de este fenómeno (flujo preferencial) debería ir acompañada de mediciones in situ de la tasa de infiltración. Se sugiere el uso de infiltrómetros de disco de succión los cuales permiten discriminar entre la infiltración a través de la matriz del suelo de aquella que ocurre sólo por macroporos.

5. BIBLIOGRAFÍA

- Allaire, S.E., S. Roulier y A.J. Cessna, 2009. Quantifying preferential flow in soils: A review of different techniques. *Journal of Hydrology*, 378 (1-2), 179-204.
- Beven, K., 1991. Modeling preferential flow: an uncertain future?, En T.J. Gish, A. Shirmohannadi (Eds.), Preferential Flow, *American Society of Agricultural Engineers*, St Joseph, MI (1991), 1–11.
- Brady, N.C., y R. Weil, 2013. Nature and properties of soils. Pearson new international edition, Pearson Higher Ed.
- Casalí, J., R. Giménez, J. Díez, J. Álvarez-Mozos, J. Del Valle de Lersundi, M. Goñi, M.A. Campo, Y. Chahor y J. López, 2010. Sediment production and water quality of watersheds with contrasting land use in Navarre (Spain). *Agricultural Water Management*, 97 (10), 1683-1694.
- Cordero, J., A. Cuadrado, P. Prat y A. Ledesma, 2016. Description of a field test involving cracking in a drying soil. E3S Web of Conferences, 9, 12005. https://doi.org/10.1051/ e3sconf/20160912005.
- Hardie, M.A., W.E. Cotching, R.B. Doyle, G. Holz, S. Lisson y K. Mattern, 2011. Effect of antecedent soil moisture on preferential flow in a texture-contrast soil. *Journal of Hydrology*, 398(3), 191-201.
- Hardie, M., S. Lisson, R. Doyle y W. Cotching, 2013. Determining the frequency, depth and velocity of preferential flow by high frequency soil moisture monitoring. *Journal of Contaminant Hydrology*, 144(1), 66-77.
- Helmhart, M., 2012. Efecto del fenómeno de flujo preferencial en la distribución espacial y especiación química de elementos tóxicos en el suelo. Tesis Doctoral, Universidad Rey Juan Carlos.
- Landini, A.M., D. Martínez, H. Días, E. Soza, D. Agnes y C. Sainato, 2007. Modelos de infiltración y funciones de pedotransferencia aplicados a suelos de distinta textura. *Ciencia Del Suelo*, 25(2), 123-131.
- Lu, J. y L. Wu, 2003. Visualizing bromide and iodide water tracer in soil profiles by spray methods. *Journal of Environmental Quality*, 32(1), 363-367.

Agradecimientos. Este trabajo fue financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad y el Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER) (Proyecto CGL2015-64284-C2-1-R).

- Mezkiritz Barberena, I., 2012. Determinación de la capacidad de almacenamiento superficial de agua en un suelo sometido a diferentes labores agrícolas. Trabajo Final de Carrera, Universidad Pública de Navarra.
- Nobles, M., L. Wilding y H. Lin, 2010. Flow pathways of bromide and brilliant blue FCF tracers in caliche soils. *Journal of Hydrology*, 393(1), 114-122.
- Pérez, E.G. y A.M. Romance, 2012. Modelación de la infiltración en un campo agrícola de la cuenca del río Chirgua, estado Carabobo, Venezuela. *Revista Científica UDO Agrícola*, 12(2), 365-388.
- Porta Casanellas, J. y M. López-Acevedo Reguerín, 2005. Agenda De Campo De Suelos: Información De Suelos Para La Agricultura y El Medio Ambiente. Ed. Mundi-Prensa, Madrid.
- Saxon, K.E. y W. Rawls, 2009. Soil water characteristics, Hydraulic properties calculator. Disponible en: https://hrsl.ba.ars.usda.gov/soilwater/Index.htm [Consultado el 15 de mayo de 2017]

- Selby, M., 1993. *Hillslope materials and processes*. Oxford Univ. Press, New York.
- Steenhuis, T. y J. Parlange, 1990. Preferential flow in structured and sandy soils. *Engineering: Cornell Quarterly ECQUAU*, 25(1).
- Taboada Castro, M.M., M. Lado Liñares, A. Diéguez Villar y A. Paz González, 1999. Evolución temporal de la infiltración superficial a escala de parcela, en Avances sobre el estudio de la erosión hídrica. 101-127. ISBN: 84-89694-34-6
- Western, A.W., R.B. Grayson y G. Blöschl, 2002. Scaling of soil moisture: A hydrologic perspective. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 30(1), 149-180.
- Wienhold, B. y T. Gish, 1991. Chemical factors contributing to the formation of preferential flow pathways, 100-103, in T. Gish and A. Shirmohammadi (ed.) Proceedings of a National Symposium on Preferential Flow. Chicago.
- Zhang, Y., J. Niu, X. Yu, W. Zhu y X. Du, 2015. Effects of fine root length density and root biomass on soil preferential flow in forest ecosystems. *Forest Systems*, 24(1), e012.

CARACTERIZACIÓN DE LOS PROCESOS HIDROLÓGICOS EN UNA LADERA FORMADA POR GRANITOS PARCIALMENTE DESCOMPUESTOS

V. García^{1*}, A. Román-Sánchez¹, M. Sáenz de Rodrigáñez¹, A. Peña², A.M. Laguna³, T. Vanwalleghem¹, y J.V. Giráldez^{1,4}

¹ Depto. de Agronomía, Universidad de Córdoba,
Edif. Da Vinci, Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba. e-mail: g02gagav@uco.es
² Depto. de Ingeniería Rural, Universidad de Córdoba,
Edif. Da Vinci, Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba. e-mail: ir1peala@uco.es.
³ Depto. de Física Aplicada, Universidad de Córdoba,
Edif. C2, Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba. e-mail: fallalua@uco.es.
⁴ Depto. de Agronomía, Instituto de Agricultura Sostenible, CSIC,
Avda. Menéndez Pidal s/n. 14004 Córdoba.

RESUMEN. Aunque los materiales graníticos no se suelen descomponer con facilidad, en algunas zonas bajo clima mediterráneo se han observado estas circunstancias. En una investigación en la Sierra Morena, cerca de Cardeña (Córdoba), en la que se lleva a cabo un proyecto para evaluar los procesos de formación de suelo, se han instalado una red de piezómetros y sensores de humedad del suelo a lo largo de una ladera. La caracterización de los flujos subsuperficiales, así como la exploración del perfil del suelo y el subsuelo, indica que la capa freática muestra un rápido cambio de nivel con la precipitación algo

que no ocurre de forma tan sistemática con la humedad en el suelo. Esto denota la importancia del flujo rápido en los poros y fisuras del suelo, cambiando desde las partes más elevadas hasta el fondo.

ABSTRACT. Although granitic rocks materials do not decompose easily in semiarid areas, one could find weathering conditions in the Mediterranean region, like in the Sierra Morena near Cardeña, where annual rainfall is over 800 mm. The peculiar hydrological conditions of the site are described using a network of

piezometers and soil moisture sensors along a deep valley section. Due to the presence of macropores the groundwater responds quickly to rain pulses in special in winter and autumn seasons where vegetation cover is not great. Nevertheless, soil moisture changes more slowly.

1. INTRODUCCIÓN

El suelo representa uno de los depósitos esenciales del ciclo del agua, no por el volumen que representa en la corteza terrestre, apenas un 0.001% del total o el calado equivalente de 0.2 m (L'vovich 1979), sino por el rápido paso del agua en él, con un tiempo de residencia de 2 a 3 meses y por la capacidad que tiene el hombre para manejarlo y con ello conseguir un buen aprovechamiento de aquella. Es, además, un depósito de nutrientes y constituye el medio en el que crecen la mayoría de las plantas. Consecuentemente el suelo es esencial para mantener al hombre en la Tierra.

Sin embargo, el suelo se degrada con gran facilidad, en parte por el trato descuidado que le da el hombre, que, en las oportunas palabras de Hyams (1952, Cap. III, V, y VII), es, en muchas ocasiones, un parásito del mismo. Por ello urge explorar las condiciones de su formación a partir de las rocas de la Corteza para contrarrestar los daños de la erosión.

Una parte apreciable de la Península Ibérica está ocupada por terrenos de granito. Aunque la formación de suelo sobre este material es muy variable, puede implicar entre 10 y 200 ka (1ka equivale a 1000 años), dependiendo de las condiciones ambientales (Birkeland, 1999). La meteorología, el relieve, la vegetación y la intervención humana modifican los procesos formadores del suelo (Jenny 1980), los cuales pueden verse condicionados por procesos hidrológicos (Samouëlian y Cornu, 2008). En la zona de estudio de este trabajo, en las proximidades de Cardeña, en la Sierra Morena cordobesa, se han estimado valores que están dentro del intervalo antes mencionado (Román-Sánchez *et al.*, 2017).

La humedad del suelo es el indicador del balance de los procesos de transferencia de masa, lluvia, evaporación, escorrentía, percolación y almacenamiento de agua. Al mismo tiempo el agua desempeña un papel esencial en los procesos de meteorización física, química y biológica, la bioturbación (Gabet et. al. 2003), así como en la erosión en la ladera, ejerciendo un control de arriba abajo en el perfil compuesto por la roca, el regolito, y el suelo, como indican Rempe y Dietrich (2014). El saprolito, o regolito (Heimsath et al., 1997, Fig. 1), se puede interpretar como un precursor del suelo, (Yoo y Mudd, 2008; Braun et al., 2016). Posteriormente, la interacción de las raíces con la incipiente población microbiana genera el suelo que co-evoluciona con la morfología de la ladera (Furbish 2003).

Para comprender esta co-evolución se ha de empezar por el estudio del comportamiento del agua en la ladera y en el suelo. Con este trabajo se exponen los primeros resultados, tras algunos episodios de lluvia en el otoño-invierno de 2016-17 en una cuenca de montaña en terrenos graníticos.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

2.1. Descripción del área de estudio

El trabajo se desarrolla en una ladera situada en la finca Santa Clotilde, una explotación privada que generosamente permite la instalación de sensores y la toma de muestras y otras medidas como la evolución del nivel de la capa freática. Se trata de una dehesa típica de Sierra Morena en la que predomina la encina (*Quercus ilex* L.). Pertenece al término municipal de Cardeña, provincia de Córdoba, dentro del Parque Natural "Sierra de Cardeña y Montoro", como se muestra en la Fig. 1. La finca forma parte de la cuenca del arroyo de Martín Gonzalo, embalsado aguas abajo.



Fig. 1. A la izquierda, la finca Santa Clotilde localizada en la cuenca del arroyo Martín Gonzalo. A la derecha, en negro la localización de los piezómetros (SC-1 a SC-3) y en blanco los sensores de humedad de suelo (SC-10 a SC-7) instalados en la finca.

El clima de esta área es Mediterráneo continental, BSk en el esquema de Köppen-Geiger (Peel *et al.*, 2007), con una precipitación media anual de 720 mm, con inviernos fríos y veranos secos y largos. La temperatura media anual es de 15.3°C, siendo el mes de enero el más frío, con medias de 7°C y julio el más caluroso, con 25.4°C de media (Andreu *et. al.*, 2013). La Fig. 2 recoge los datos de precipitación y evapotranspiración potencial diarios para el período considerado, noviembre 2016marzo 2017.

Las clases texturales de los suelos predominantes en la zona varían entre arenosa y franco-arenosa con una profundidad de suelo entre 0.5 y 2.40 m (Román-Sánchez *et al.*, 2016).



Fig. 2. Precipitación, P, y evapotranspiración potencial de referencia, ET_0 , diarias medidas en la finca, estación del IFAPA, en el periodo noviembre 2016marzo 2017. El eje de abscisas muestra el día del periodo respecto del 1.01.2016 (día 1).

2.2. Instrumentación: Red de sensores capacitivos

Entre junio y julio de 2016, se instaló una red de sensores de capacitancia, CS655 (Campbell Scientific) que empezó a registrar el 24.11.2016. Estos sensores miden el contenido de agua, la conductividad eléctrica, y la temperatura del suelo. Los sensores se instalaron en cuatro puntos a lo largo de una ladera orientada al Norte, SC-10 a SC-7, (Fig.1 y 3) en cuyas proximidades se habían descrito los correspondientes perfiles del suelo, en 5 profundidades diferentes (0.05, 0.15, 0.25, 0.35, y 0.45 m).

Unos paneles solares con una potencia máxima de 15 Wp a 12 V suministran la energía necesaria para el mantenimiento y el registro de los datos. La instalación es parecida a la seguida en otros trabajos (*e.g.* Salve, 2011).



Fig. 3. Perfil longitudinal sensores de humedad y piezómetros.



Fig. 4. Evolución del contenido volumétrico de agua en el suelo a 0.05m, 0.15m, 0.25m, 0.35m y 0.45m de profundidad para cada uno de los puntos de medida a lo largo de la ladera (a) SC-10 (b) SC-9 (c) SC-8 (d) SC-7) en función de la precipitación del período en estudio (nov-16 a mar-17). El eje vertical secundario corresponde a los valores de lluvia (mm). El eje de abscisas muestra el día del periodo respecto del 1.01.2016 (día 1).

2.3.Instrumentación: Red de control piezométrica

Se perforaron tres pozos para instalar sendos piezómetros, de 10 cm de diámetro y de entre 4.20 y 18.20 m de longitud, en la base y parte alta de la ladera respectivamente, SC-1 a SC-3 (Fig.1 y 3). Se instaló un transductor de presión, HOBO U20L, en cada uno de ellos. Las profundidades respectivas de los piezómetros son 18.20 m en la parte alta, 9.52 m en la zona media y 4.20 m en la base de la ladera. Se inició la toma de datos el 18.11.2016.

La información meteorológica, datos de precipitación y presión barométrica, se completa con una estación que mantiene el IFAPA con otro proyecto de investigación en la misma cuenca.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Evolución de los perfiles de humedad

La humedad volumétrica del suelo, θ (m³m⁻³), para las diferentes profundidades se muestra en la Fig. 4. La respuesta del contenido de agua a los eventos de lluvia es evidente en la figura, especialmente en los puntos más superficiales, exhibiendo el suelo una rápida infiltración que recuerda a la detectada por Salve *et al.* (2012), aunque con distinto material parental. También se aprecia un llenado repentino de los poros del suelo seguido de un vaciado gradual. La disminución gradual de la humedad observada en la Fig. 4, en el período entre chubascos, en todas las profundidades y en cada uno de los puntos de medida. Este descenso es más acentuado en los puntos más elevados como los SC-9 y SC-10, más moderado en la zona baja de la ladera, SC8-7. También se aprecia que las fluctuaciones de humedad en el suelo son mayores en los horizontes más someros, 0.05m-0.15m (Fig. 5). La humedad del suelo es mayor en general en la zona alta de la ladera que en la base, lo que puede estar relacionado con las características de los materiales del suelo en la zona y con la demanda por parte de la vegetación del lugar.



Fig. 5. Fluctuaciones de humedad experimentadas en el horizonte más somero (0.05 m) a lo largo de la ladera SC-10 a SC-7. El eje de abscisas muestra el día del periodo respecto del 1.01.2016 (día 1).

3.2. Evolución del nivel freático

En los piezómetros se detecta un comportamiento similar (Fig. 6), que concuerda con la hipótesis de relleno y vertido, *'fill and spill'*, propuesta por Tromp-van Meerveld y McDonnell (2006) para explicar el flujo subterráneo somero en presencia de condiciones umbral. Estas condiciones pudieran deberse al carácter del material granítico meteorizado, en unos perfiles en los que poros de tamaño muy diverso son evidentes. Para medios porosos de este tipo, Vrettas y Fung (2015) han formulado una nueva función de la conductividad hidráulica. La variación de la temperatura del agua refleja la posible mezcla del agua de lluvia con el agua del suelo y de la zona vadosa más frías. Es de destacar, también, que la menor repercusión del agua infiltrada, incrementos pequeños de la cota de la capa freática pudiera deberse a que la porosidad del material del piezómetro SC-1 es más reducida que los otros a media ladera y próximo al arroyo de Martín Gonzalo. También puede que los dos piezómetros inferiores, SC-2 y SC-3, estuviesen con mayor volumen de agua lo que puede reflejar el enfriamiento más acusado del agua de la capa freática. El rápido aumento del nivel freático ante un pulso de lluvia como el ocurrido el día 21 de noviembre de 2016, de 96.63 mm, para posteriormente observarse la descarga del acuífero en el período con ausencia de precipitaciones. Así, en la Fig. 6 también puede observarse la evolución de la temperatura del agua en el acuífero. En los piezómetros SC-2 y SC-3 la temperatura muestra un descenso de varios grados a lo largo del período de estudio mientras que en el piezómetro SC-1 hay un ligero aumento de la misma. La Fig. 7 aúna las variaciones del nivel freático, así como de la temperatura del agua en los tres piezómetros a lo largo de la ladera.



Fig. 6. (a) Incremento del nivel freático en función de la precipitación y (b) de la temperatura del agua del acuífero en función de la temperatura del aire en el período de estudio considerado para cada uno de los tres piezómetros (SC-1 a SC-3) instalados a lo largo de la ladera.



Fig. 7. Compendio de las fluctuaciones del nivel freático y de la temperatura ocurridas a lo largo del período en estudio (nov.-16 a mar.-17) en los tres piezómetros (SC-1 a SC-3) instalados en la finca Santa Clotilde.

La información recogida muestra unas condiciones favorables para la formación del suelo en la zona, similares a las expuestas por Langston *et al.* (2015). La existencia de zonas como estas permite confiar más en las posibilidades que tenemos para conservar 'el genio del suelo' en la adecuada expresión de Sposito (2014).

La Fig. 8 muestra el tiempo de respuesta a los primeros pulsos de precipitación ocurridos tras el inicio del registro de datos por parte de los sensores. En la misma, se define el tiempo de respuesta entre el inicio de la precipitación y la primera reacción observada en una localización específica, en este caso el horizonte más somero (0.05m) en el punto SC-10 y el piezómetro SC-3. Asimismo, se muestra el tiempo de retardo entre el máximo de precipitación y la respuesta máxima experimentada tanto en el suelo como en la capa freática en cada uno de los puntos mencionados. De este modo, puede observarse la diferencia de magnitud entre las fluctuaciones que tienen lugar en el acuífero y las que se producen en los horizontes más someros del suelo.

4. CONCLUSIONES

Durante el período de estudio la variación de nivel del agua subterránea muestra la recarga y descarga del acuífero en respuesta los pulsos de lluvia. Esto mismo ocurre en el suelo, sin embargo, las variaciones mostradas son de menor intensidad respecto a los cambios que se producen en la capa freática. Esto puede deberse al rápido movimiento del agua por poros y fisuras del suelo. Así, aunque la respuesta del agua subterránea varía a nivel local entre los distintos pozos y a lo largo del período de estudio, las variaciones de temperatura experimentadas en los mismos indica flujo continuo de agua.



Fig. 8. Tiempo de retardo y tiempo de respuesta usado para analizar la respuesta del suelo y del agua subterránea a eventos de lluvia individuales. Se emplean datos de un evento ocurrido en diciembre de 2016.

Agradecimientos. Al Proyecto de investigación "Estableciendo un Observatorio de la Zona Crítica para la Hidropedología y Agricultura Sostenible en el Mediterráneo" (AGL2015-65036-C3-2-R) financiado por el Programa Estatal de Investigación, Desarrollo e Innovación orientada a los retos de la sociedad 81/150 para el cuatrienio 2016-2020.

5. BIBLIOGRAFÍA

- Andreu, A., Graf, A., Polo, M.J., González-Dugo, M.P., 2013. Medida de flujos de energía en superficie en un sistema adehesado y análisis de sus distribuciones espaciales con vistas a la integración con sensores remotos, en *Estudios en la Zona No Saturada del Suelo, Vol.* XI-ZNS'13.211-218.ISBN: 978-84-616-6234-0.
- Birkeland, P.W., 1999. Soils and geomorphology.3^aed. Oxford U.P. Nueva York. Cap.8.

- Braun, J., Mercier J. Guillocheau, F., Robin, C., 2016. A simple model for regolith formation by chemical weathering. J. Geophys. Res. Earth Surf, 121,2140-2171.
- Furbish, D. J., 2003, Using the dynamically coupled behavior of the landsurface geometry and soil thickness in developing and testing hillslope evolution models, en P. R. Wilcock and R. M. Iverson (eds.) Prediction in Geomorphology, Geophys. Monogr. Ser., vol. 135, AGU, Washington, D. C. pp. 169–182,
- Gabet, E.J., Reichman, O.J., Seabloom, E.W., 2003. The effects of bioturbation on soil processes and sediment transport. *Ann. Rev. Earth. Planet. Sci.* 31, 249-273.
- Heimsath, A. M., Dietrich, W.E., Nishiizumi, K., Finkel, R.C., 1997, The soil production function and landscape equilibrium, *Nature*, 388, 358–361.
- Hyams, E. 1952. *Soil and civilization*. Thames & Hudson, Londres.
- Jenny, H. 1980. *The soil resource: Origin and behavior*. Springer Verlag. Berín.
- Langston, A.L., Tucker, G.E., Anderson, R.S., Anderson, S.P., 2015. Evidence for climatic and hillslope-aspect controls on vadose zone hydrology and implications for saprolite weathering. *Earth Surf. Proc. Landf.* 40, 1254-1269,
- L'Vovich, M.I. 1979. World water resources and their future. AGU. Washington.
- Peel, M.C., Finlayson, B.L., McMahon, T.A., 2007., Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 11, 1633–1644,
- Rasmussen, C., 2012. Thermodynamic constraints on effective energy and mass transfer and catchment function. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*16,725-739.
- Rempe, D.M., Dietrich, W.E., 2014. A bottom-up control on fresh bedrock topography under landscapes. *PNAS 111*,6576-681.
- Román-Sánchez.A, Vanwallgehem, Peña, A, Laguna, A., Giráldez, J.V, 2016. Control on soil carbon storage from topography and vegetation in a rocky, semi-arid landscapes. *Geoderma* (en prensa) https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2016.10.013.
- Román-Sánchez.A, Vanwallgehem, T., Reimann, T., Giráldez, J. V, Laguna, A., Peña, A., Wallinga, J., 2017. Quantifying bioturbation and erosion rates along a hillslope based on a novel luminescence method. (En prepararación).

- Salve, R., 2011. A sensor array system for profiling moisture in unsaturated rock and soil. *Hydrol. Proc.* 25, 2907–2915.
- Salve, R., Rempe, D.M., Dietrich, W.E., 2012. Rain, rock moisture dynamics, and the rapid response of perched groundwater in weathered, fractured argillite underlying a steep hillslope. *Water Resour. Res.* vol. 48, W11528, doi:10.1029/2012WR012583.
- Samouëlian, A., Cornu, S., 2008. Modelling the formation and evolution of soils, towards an initial synthesis. *Geoderma* 145, 401-409.
- Sposito, G., 2014. Sustaining "The Genius of Soils", en G.J. Churchman, E.R. Landa (eds.) The soil underfoot. Infinite possibilities for a finite resource. CRC Press, Boca Ratón, FL, Cap. 30, pp, 395-408.

- Tromp-van Meerveld, H.J., McDonnell, J.J., 2006. Threshold relations in subsurface stormflow: 2. The fill and spill hypothesis. *Water Resources Res.* vol. 42, W02411, doi:10.1029/2004WR003800.
- Vrettas, M.D., Fung, I.Y., 2015. Toward a new parameterization of hydraulic conductivity in climate models: Simulation of rapid groundwater fluctuations in Northern California. J. Adv. Model. Earth Syst. 7, 2105-2135.
- Yoo, K., Mudd, S.M., 2008. Towards process-based modelling of geochemical soil formation across diverse landforms: A new mathematical framework *Geoderma*, 146, 248-260.

¿ES POSIBLE CARACTERIZAR PATRONES DE HUMEDAD DEL SUELO EN OLIVAR MEDIANTE EL SEGUIMIENTO DE LA CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA APARENTE DEL SUELO?

Gonzalo Martinez^{1*}, Jingyi Huang², Ana Laguna¹, Juan Vicente Giráldez^{3,4}, John Triantafilis², Karl Vanderlinden⁵

 ¹Departamento de Física Aplicada, Universidad de Córdoba. Campus de Rabanales, Edificio da Vinci. Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba, Spain.
 ²School of Biological, Earth and Environmental Science, The University of New South Wales, Kensington, NSW 2052, Australia
 ³Departamento de Agronomía, Universidad de Córdoba. Campus de Rabanales, Edificio da Vinci. Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba, Spain.
 ⁴Instituto de Agricultura Sostenible, CSIC, Apdo. 4084, 14080 Córdoba, Spain
 ⁵IFAPA, Centro Las Torres-Tomejil. Ctra. Sevilla-Cazalla km 12.2, 41200 Alcalá del Río (Sevilla), Spain.

RESUMEN. La caracterización y cuantificación de patrones de humedad del suelo son necesarias para una gestión eficiente de los recursos hídricos, especialmente en cultivos como el olivar, con gran expansión. Para ello se compararon patrones de humedad del suelo (θ) obtenidos con los datos de una malla de sensores instalados en la proximidad de un olivo con los datos de conductividad eléctrica aparente (CEa) deducidos por inversión de perfiles medidos con un sensor de inducción electromagnética (IE). La comparación abarca un periodo entre 2014 y 2015, 12 días de medida de los cuales 5 sirvieron para calibrar la relación CEa-θ y 7 para validarla.

La calibración y validación cruzada dieron resultados satisfactorios con error medio de 0.001 y de -0.003 m³m⁻³ respectivamente. Parte del error se debió a la configuración de medidas de los sensores y otra parte a la heterogeneidad del suelo en torno al árbol. Los resultados demuestran el potencial de este método para caracterizar la evolución de la humedad del suelo en olivar.

ABSTRACT. Efficient water resources management requires the characterization and quantification of soil moisture patterns. This is of special interest in crops such as the olive tree still in expansion. Soil moisture measured with a sensors network and estimated by an inversion method of the apparent electrical conductivity profiles obtained with an electromagnetic induction meter have been compared. A total of 12 field campaigns between 2014 and 2015 were realized. Data from 5 field campaigns were used for calibration of the CEa- θ relation, and the remaining 7 for validation. Calibration and cross validation yielded satisfactory results with a mean error of the estimations of 0.001 and 0.003 m³m⁻³ respectively. Most of the errors come from the different arrangement of measurements and the local soil heterogeneities around the tree. The results indicate the promising potential of electromagnetic induction to monitor soil moisture changes around olive trees.

1. INTRODUCCIÓN

El desarrollo del cultivo del olivar, monocultivo en gran parte de Andalucía, puede causar un gran impacto ambiental, por algunos problemas de manejo (Taguas and Gómez, 2015). Es necesario por ello evaluar prácticas agrícolas alternativas al laboreo tradicional que favorezcan un mejor aprovechamiento de los recursos suelo y agua, tanto en cantidad como en calidad, limitando la dispersión de agroquímicos en las cuencas que puedan afectar negativamente a la calidad del agua. Esto requiere un conocimiento detallado de la interacción que existe entre el árbol, el suelo y la atmósfera en términos del balance hídrico. Una de las prácticas a evaluar es la implantación de cubiertas vegetales (Espejo-Pérez et al., 2016). No obstante, obtener una información detallada de los términos del balance en el volumen de influencia de las raíces, así como su evolución en el espacio y en el tiempo, es complejo sin establecer redes de seguimiento de θ .

Una medición continuada de la humedad del suelo, θ , en micro- y meso-escala, se puede realizar con redes de distintos tipos de sensores electromagnéticos diseñados para este tipo de aplicaciones (TDR, FDR, sondas de neutrones, etc., (Vereecken *et al.*, 2014)). El establecimiento y mantenimiento de estas redes es costoso, y, además, el volumen de suelo que abarcan sus medidas es normalmente reducido. Con esta escala reducida de las mediciones de θ es difícil acoplarlas a las predicciones de los modelos hidrológicos y meteorológicos para aconsejar sobre los sistemas de manejo.

Métodos hidrogeofísicos, como la tomografía eléctrica, el georradar, o la inducción electromagnética miden variables muy relacionadas con θ para un amplio intervalo de escalas de medida y de cobertura (Al Hagrey, 2007; Cassiani et al., 2015; Martínez et al., 2012, 2010; Martini et al., 2017). Los sensores de IE que miden la CEa integrada de un perfil del suelo, una variable íntimamente relacionada con θ en condiciones no salinas (Doolittle and Brevik, 2014), presentan ventajas sobre el resto en suelos pedregosos, típicos de muchas zonas de olivar. Esta tecnología no necesita un contacto directo con el suelo y permiten una adquisición más eficiente de información en el espacio y en el tiempo comparado con el resto. Asimismo, la disponibilidad de algoritmos de inversión para discretizar la medida integrada que proporcionan estos sensores (CEa) permite obtener una distribución detallada de la conductividad eléctrica aparente real (σ) que pueden ser comparados con los valores de θ (Huang et al., 2016). No obstante, la mayor parte de trabajos realizados con IE han abarcado distintos tipos de cultivos herbáceos y aquellos que han analizado cultivos leñosos se han realizado mediante resistividad eléctrica de modo que se limita el potencial de extrapolar la relación entre CEa y θ a mayores escalas y a suelos pedregosos por la necesidad de instalar sus electrodos para medir. El objetivo de este trabajo es evaluar el potencial que tiene la inversión de señales de IE para cuantificar y caracterizar patrones de humedad del suelo en la zona de influencia de un olivo.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1. Parcela de estudio

El trabajo se realizó en un olivar ecológico ubicado en Córdoba dentro de la finca experimental Alameda del Obispo perteneciente al IFAPA (37°51'37.54"N, 4°47'51.94"W) cuyo marco de plantación es de 8 m x 8 m. El clima de la zona clasificado como Csa según Köpen-Geiger, tiene una precipitación anual de 605 mm (1981-2010) y temperatura mínima media diaria de 3.6 °C (Enero) y máxima media diaria de 36.9 °C (Julio). La información meteorológica es registrada en una estación de medida situada a 600 m de la parcela de estudio (RIA. 2017). El suelo, formado sobre material aluvial del cuaternario proveniente del río Guadalquivir (situado a 250 m de la parcela de estudio), pertenece al subgrupo Typic Xerofluvent (Soil Survey Staff, 2014). El suelo, de clase textural franca, tiene al menos 3 m de profundidad y presenta estratos de cantos gruesos a partir de 1 m alternando con suelo de textura más fina. El contenido de materia orgánica es del 0.02 g g-1 en el horizonte superficial (0-0.2 m) y de 0.01 g g-1 en el horizonte subsuperficial (0.2-0.5 m). El horizonte superficial presentaba una densidad aparente al inicio del experimento de 1.5 Mg m⁻³, baja conductividad eléctrica (0.1 dS m-1) y un pH de 8.7 ligeramente alcalino, medidos en un extracto 1:5.

2.2. Red de seguimiento de la humedad del suelo

En el lado noroeste del árbol seleccionado para el estudio se cavó una zanja de 1.5 m de profundidad y 5 m de longitud. En la pared lateral se instalaron 25 sensores de humedad CS616 (Campbell Scientific, Logan, UT) a profundidades de 0.1, 0.2, 0.4, 0.6 y 0.8 m, y a 0.6, 1.4, 2.2, 3.0, y 3.8 m del tronco del árbol (Figura 1). La adquisición de datos se realizó con intervalos de 5 minutos entre el 10/04/2014 y el 08/07/2015 mediante un registrador automático CR1000 (Campbell Scientific, Logan, UT).



Fig. 1. Detalle de la red de seguimiento de la humead del suelo y de las medidas y profundidades de inversión de la conductividad eléctrica aparente.

2.3. Campañas de medición de CEa

La CEa del suelo se midió con un sensor de inducción electromagnética DUALEM-21S. Este sensor está formado por una bobina que transmite un campo electromagnético a baja frecuencia (9 kHz) y dos pares de bobinas receptoras con orientaciones horizontal (HCP), y perpendicular (PrP) a la transmisora. La distancia de la bobina emisora a las bobinas con orientación PrP es de 1.1 y 2.1 m (1m Pcon y 2m Pcon) que resultan en profundidades efectivas de exploración teórica del suelo de 0-0.5 m y 0-1.0 m, respectivamente (Dualem Inc., 2008). Para el caso de las HcP las distancias son de 1 y 2 m (1m Hcon and 2m Hcon) con profundidades de exploración de 0-1.5 m y 0-3.0 m, respectivamente.

A lo largo del período de estudio se realizaron un total de 12 muestreos abarcando los procesos de humectación y desecación de los cuales se extrajeron los valores correspondientes medidos por los sensores de humedad. Las medidas de CEa se realizaron en el lado opuesto del árbol (orientación sureste), con el fin de evitar interferencias con el cableado de los sensores (Figura 1). Previamente a ellas se conectó el sensor durante al menos 30 minutos para estabilizar las medidas y la temperatura del sensor con la del ambiente y para realizar la calibración interna. El sensor se situó en posición perpendicular con respecto a la orientación de la malla de sensores sobre un soporte de PVC con orificios para fijar el sensor y anclado al suelo para mantener la posición de las medidas de CEa. Estas se realizaron en incrementos de 0.20 m comenzando a 0.4 m del tronco del árbol y finalizando a 4.6 m. Las campañas se realizaron a la misma hora del día (8:309:30) y tomaron menos de 15 minutos en realizarse por lo que las variaciones de temperatura fueron mínimas. Dado que las medidas de CEa realizadas con el sensor están más afectadas por variaciones en la temperatura del aire que por cambios en la temperatura del suelo (Huang et al., 2017), decidimos no aplicar un factor de temperatura a nuestras observaciones.

2.4. Inversión de datos de CEa

Las cuatro señales integradas de CEa que proporciona el sensor DUALEM-21S se invirtieron con el programa EM4Soil (EMTOMO, 2014) con el fin de obtener estimaciones de la conductividad real (σ) en las profundidades detalladas en la Figura 1 para cada distancia evaluada. EMTOMO proporciona imágenes pseudo-bidimensionales de perfiles de σ al condicionar, mediante un suavizado, a estos con los datos de σ en puntos próximos al de estimación. Según sea la condición de suavizado en la estimación del perfil de σ , se dispone de dos algoritmos de inversión S1 y S2. Ambos son variaciones del método de regularización de Occam (deGroot-Hedlin and Constable, 1990) donde el algoritmo de inversión S2 produce variantes más suavizadas que S1.

La inversión directa se realizó con datos de CEa de cada una de las fechas de muestreo basándose: i) en la función de respuesta acumulada del sensor (CF) (McNeill, 1980), y ii) en la solución completa de campos electromagnéticos en suelos multicapa o de horizontes diferenciados (FS), tomando distintos valores del factor de suavizado (*damping factor* λ). La selección de combinación de parámetros fue aquella que mejor represente la variación de θ . Detalles sobre el algoritmo de inversión pueden encontrarse en (Triantafilis and Monteiro Santos, 2013).

2.5. Calibración y validación de la relación entre CEa y θ

Seleccionamos manualmente 5 fechas que abarcaran el intervalo observado de θ (desde muy húmedo tras períodos intensos de lluvias hasta muy seco tras periodos prolongados sin chubascos). Las fechas seleccionadas para realizar la calibración y la validación están indicadas en la tabla 1.

Tabla 1. Fechas de las campañas de medición de CEa.

# dia	Fecha de calibración	# dia	Fecha de Validación
14	24/04/14	20	30/04/14
147	04/09/14	28	08/05/14
189	16/10/14	35	15/05/14
221	17/11/14	47	27/05/14
454	08/07/15	84	03/07/14
		110	29/07/14
		140	28/08/14

Comparamos los datos de σ y θ para las ubicaciones correspondientes a cada lado del árbol, tomando como eje de simetría el tronco del mismo. Con ellos establecimos una relación lineal ajustada por mínimos cuadrados, de la que calculamos su coeficiente de determinación (R²). Se repitió este ajuste siguiendo una estrategia de validación cruzada eliminando cada vez un dato para cada una de las fechas con el fin de obtener el intervalo de confianza del ajuste. Empleando esta regresión obtuvimos valores estimados de θ a partir de aquellos de σ en el resto de fechas de validación. A partir de las estimaciones procedimos a evaluar la calidad del ajuste con los siguientes estadísticos: error cuadrático medio (ECM), error medio (EM) y el grado de similitud de Lin que evalúa la proximidad entre valores observados y estimados a la línea 1:1 (Lin, 1989).

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Patrones espacio-temporales de CEa y θ a escala de perfil

El periodo de estudio abarcó una gran diversidad de situaciones. La figura 2a muestra que la mayor parte de chubascos se dio en periodos con baja evapotranspiración potencial reflejando la marcada estacionalidad de la zona de estudio. Este patrón meteorológico se refleja en la evolución que siguen tanto θ como CEa para las diferentes distancias con respecto al tronco del árbol que se han estudiado (Figs. 2b y 2c). La figura 2b muestra los valores integrados para el perfil (0-0.8 m) en la zona situada bajo la copa del árbol (0.6-2.2 m) como en el pasillo entre árboles (3-3.8 m). De forma análoga se presentan los datos del sensor 2 m Pcon cuya profundidad teórica de exploración, 1 m, es la más similar a la caracterizada con la red de sensores.

Desde el inicio del estudio y a lo largo de todo el período de secado (días 0-150) la θ medida a 2.20 m del árbol mostró los valores más elevados. A esta distancia se encuentra el final de la copa del olivo por el lado en que se encuentran instalados los sensores. La dinámica de θ se ve muy influenciada en esta zona por el goteo desde las ramas periféricas, concentrando parte de la lluvia interceptada por el árbol y aumentando el volumen de agua aportado al suelo en esa zona en comparación con las zonas circundantes. Por otra parte se encuentra la θ medida a 3.8 m del tronco, cuyos valores fueron inferiores al resto en todo el periodo estudiado. En esta zona se da una mayor compactación como consecuencia del tránsito con maquinaria que reduce la infiltración del agua en el suelo (Espejo-Pérez et al., 2016) y una mayor insolación debido a que la sombra del árbol no llega a esa distancia. Estas circunstancias no compensan a la menor transpiración que se da en esa zona donde la densidad de raíces es mucho menor y por lo tanto θ es menor que en la zona bajo la copa.



Fig. 2. Evolución temporal de: a) datos meteorológicos de precipitación y evapotranspiración potencial, y medidas para las 5 distancias de seguimiento de b) humedad de suelo media del perfil (0-0.8 m), c) conductividad eléctrica aparente de la bobina 2m Pcon (EC_a^{PrP2}).

El patrón de CEa observado es muy similar al de θ para toda la duración del ensayo pese a que ambas variables fueron medidas en lados opuestos del olivo y a que, en el caso de las medidas tomadas a 3.8 m del tronco, la distancia entre medidas análogas llegó a ser de 7.6 m. Combinando los datos de las cinco campañas de calibración y las 7 de validación el R² de la relación lineal entre ambas variables fue de 0.96. Esta similitud manifiesta el papel predominante de interceptación y redistribución del agua predomina sobre el de la variabilidad local en las propiedades del suelo, refrendando la validez del experimento planteado.

3.2. Inversión de señales de CEa. Calibración entre σ y θ

La figura 3a muestra el coeficiente de determinación (R²) entre los valores observados de θ y las estimaciones de σ obtenidas por inversión de las señales de CEa para las cinco fechas de calibración. El modelo basado en la respuesta acumulada (CF) mostró mejores resultados que el basado en la discretización del perfil para el primer algoritmo de inversión. El ajuste obtenido fue aceptable ($R^2=0.65$) para valores de λ entre 1.3 y 3.0. El resultado fue opuesto con el segundo algoritmo de inversión, donde el modelo basado en la discretización del perfil mostró mejores resultados que aquel basado en la respuesta acumulada, con un $R^2=0.66$ para $\lambda=1.2$.

El modelo lineal obtenido entre σ y θ junto con su intervalo de confianza al 95 % para el total de datos de las cinco fechas de calibración se muestra en la figura 3b. El modelo ajustado se basó en el segundo algoritmo de inversión, considerando la discretización del perfil para obtener la señal total de CEa y un valor de λ =1.2. El modelo obtenido tuvo la siguiente expresión:

$$\theta = 0.102 + 0.007 \cdot \sigma$$
 (1)

El resultado del ajuste del modelo (0.66) fue aceptable dadas las circunstancias del experimento, donde se aprecia una heterogeneidad moderada en el perfil del suelo, por la presencia aleatoria de grandes bloques de roca, y la dificultad que entrañan los cultivos leñosos dado que presentan zonas de resistividad más variable que los herbáceos según sea la distribución y el tamaño de las raíces. Igualmente, es necesario destacar las posibles limitaciones que pueden presentar los sensores de humedad por los pequeños volúmenes de suelo que exploran (~dm3) en comparación con el sensor de IE (~m³). Por lo tanto, las medidas que ofrecen están, por un lado condicionadas por la instalación óptima de los mismos, así como por la homogeneidad del suelo circundante a su zona de instalación.

Los resultados del ajuste podrían ser mejores si se toman medidas más cerca de los sensores (ya que se minimiza el efecto de la heterogeneidad local del suelo), sin que llegue a haber una interferencia por el cableado y los componentes metálicos de los sensores, por ejemplo a 1-2 m del borde de la zanja. Otra alternativa posible para mejorar la calibración sería situar el sensor DUALEM-21S en la misma orientación que la zanja en la que se instalan los sensores para abarcar un volumen de suelo más parecido que el explorado por los sensores de θ .

La figura 3c muestra el resultado de la validación cruzada de la estimación de θ

para las fechas de calibración. Los resultados, en términos del ECM (0.046 m³ m⁻³) y EM (0.001 m³ m⁻³) mostraron la buena precisión y reducido sesgo de las predicciones que también fueron refrendados por el valor de concordancia de Lin (0.72).



Fig. 3. a) dependencia del factor de suavizado (λ) en el coeficiente de determinación (R²) de la relación lineal entre la humedad volumétrica (θ -m3·m-3) la conductividad eléctrica estimada (σ – mS·m-1) calculada por inversión de las medidas del sensor DUALEM-21. CF y FS indican las funciones empleadas para realizar la inversión, de respuesta acumulada o multicapa, y los algoritmos S1 y S2 que indican el tipo de suavizado; b) relación entre θ observado y σ estimado mediante inversión de CEa con FS, S2 y λ = 1.2; c) relación entre valores observados y estimados del conjunto de calibración, y d) de validación.

La figura 3d muestra los valores de la validación cruzada en el conjunto de fechas de validación. El ajuste, en términos del R^2 (0.37) y valor de concordancia de Lin (0.54) fueron peores que los obtenidos en la calibración, pero similares en términos de (0.037 m³ m⁻³) y EM (-0.003 m³ m⁻³). A pesar de las limitaciones del diseño experimental, estos resultados muestran que es posible realizar un seguimiento detallado de θ invirtiendo las señales de CEa.

3.3. Comparación de patrones observados y estimados de $\boldsymbol{\theta}$

La figura 4 muestra los patrones observados y estimados para las 7 fechas de validación. Valores elevados de θ (> 0.3 m³ m-3) se observaron en el horizontes superficial a distancias entre 2 y 2.5 m del olivo manifestando el efecto de la acumulación de agua por parte de la copa tras un evento de intensidad media (aprox. 30 mm). De igual modo, la concentración de agua que se produce entorno al tronco del olivo queda patente en los valores de θ observados a 0.60 m del tronco. Una característica importante que se puede apreciar de las figuras 4a-c, correspondientes a periodos lluviosos, es que la profundidad de infiltración se sitúa en torno a 0.6 m, por debajo de la cual se observan pocos cambios como consecuencia de los chubascos. En las figuras siguientes (Figs. 4d-g) se observa tanto el consumo importante de agua que realiza el olivo, como las pérdidas que se producen superficialmente por evaporación de tal modo que para el día 84 (Fig. 4e) θ se acerca a una humedad muy baja, cerca del llamado punto de marchitez permanente ($\theta < 0.20 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, para suelos de textura franca), llegando a agotar prácticamente el agua disponible en todo el perfil para el día 140 (0~0.20 m³ m⁻³, Fig. 8g).

Los patrones de θ estimados a partir de inversión de la CEa son muy similares a los observados, resaltando el potencial de este tipo de procedimiento. Como principal diferencia se aprecia un mayor suavizado en el patrón como consecuencia de la mayor abundancia de medidas de CEa (22 medidas a distancias crecientes del centro del árbol). Otro elemento diferenciador fue la presencia de una zona con valores de θ inferiores a los circundantes en torno a 2.75 m de distancia del tronco y que podría reflejar la menor capacidad de infiltración de agua en esta zona como consecuencia de la compactación producida en esta zona por el paso de la maquinaria. Este mismo efecto fue identificado por (Michot, 2003) realizando un seguimiento de la humedad del suelo empleando un sensor de tomografía de resistividad eléctrica.



Fig. 4. Figure 8. Mapas de humedad del suelo (θ – m³×m⁻³) observados (columna izquierda, a-g) y estimados a partir de la inversion de la señal de CEa (columna derecha h-n) en las siete fechas seleccionadas para realizar la validación del método, días: 20 (30/4/14); 28 (8/5/14); 35 (15/5/14); 47 (27/5/14); 84 (3/7/14); 110 (29/7/14); 140 (28/8/14).

4. CONCLUSIONES

Este trabajo demuestra el potencial que tienen las medidas de CEa para evaluar de forma frecuente la humedad del suelo y de ese modo comprender mejor la interacción entre el suelo, el olivo y la atmósfera. La arquitectura del olivo condicionó los patrones observados de CEa y de θ en el perfil del suelo, identificando las zonas de concentración de lluvia a lo largo del tronco y de la copa, zonas donde la compactación producida por el paso de maquinaria condiciona la capacidad de infiltración del suelo y la zona que responde principalmente a la recarga durante períodos lluviosos. Gracias al potencial que ha demostrado la CEa para caracterizar los patrones espacio-temporales de θ , se podrá evaluar en la misma finca el efecto que produce el establecimiento de una cubierta vegetal en la dinámica del agua en el suelo.

El trabajo intensivo realizado y la gran cantidad de datos recogidos permiten identificar las limitaciones del mismo. Estas se han debido principalmente a la ubicación diferente que han tenido las medidas de CEa y de θ tomadas en lados opuestos del olivo, a la orientación que tenían cada una de ellas (solana vs umbría), así como a su alineación. En trabajos futuros será interesante evaluar la capacidad de establecer una calibración que permita estimar θ a partir de CEa en otras zonas de la parcela. Igualmente, sería interesante evaluar posibles cambios en el modelo de inversión seleccionado como consecuencia de tomar otras variables, p. ej. la conductividad de la solución del suelo, así como la posibilidad de usar información derivada de modelos de humedad del suelo para mejorar la predicción de θ mediante técnicas de asimilación de datos.

Agradecimientos. La financiación necesaria para realizar este estudio provino del Ministerio de Economía y Competitividad y del Fondo Europeo de Desarrollo Regional (AGL2012-40128-C03-03, AGL2015-65036-C3-3-R, MINECO/FEDER, UE). Y del programa IFAPA/FEADER (AVA201601.13). El trabajo de M. Morón y J.C. Cuerva del IFAPA Centro Las Torres-Tomejil y de M. Armenteros del IFAPA Centro Alameda del Obispo por el mantenimiento e instalación de la red de seguimiento de humedad del suelo se agradece enormemente. El Dr. Gonzalo Martínez disfrutó de la beca postdoctoral FPDI-2013-16742 del Ministerio de Economía y Competitividad para realizar este trabajo.

5. BIBLIOGRAFÍA

- Al Hagrey, S.A., 2007. Geophysical imaging of root-zone, trunk, and moisture heterogeneity. J. Exp. Bot. 58, 839–854. doi:10.1093/jxb/erl237
- Cassiani, G., Boaga, J., Vanella, D., Perri, M.T., Consoli, S., 2015. Monitoring and modelling of soil-plant interactions: The joint use of ERT, sap flow and eddy covariance data to characterize the volume of an orange tree root zone. Hydrol. Earth Syst. Sci. 19, 2213–2225. doi:10.5194/ hess-19-2213-2015
- deGroot-Hedlin, C., Constable, S., 1990. Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. GEOPHYSICS 55, 1613–1624. doi:10.1190/1.1442813
- Doolittle, J.A., Brevik, E.C., 2014. The use of electromagnetic induction techniques in soils studies. Geoderma 223-225, 33–45. doi:10.1016/j. geoderma.2014.01.027
- Espejo-Pérez, A.J., Brocca, L., Moramarco, T., Giráldez, J. V., Triantafilis, J., Vanderlinden, K., 2016. Analysis of soil moisture dynamics beneath olive trees. Hydrol. Process. doi:10.1002/hyp.10907
- Huang, J., Minasny, B., Whelan, B.M., McBratney, A.B., Triantafilis, J., 2017. Temperaturedependent hysteresis effects on EM induction instruments: An example of single-frequency multi-coil array instruments. Comput. Electron. Agric. 132, 76–85. doi:https://doi.org/10.1016/j. compag.2016.11.013

- Huang, J., Monteiro Santos, F.A., Triantafilis, J., 2016. Mapping soil water dynamics and a moving wetting front by spatiotemporal inversion of electromagnetic induction data. Water Resour. Res. 52, 9131–9145. doi:10.1002/2016WR019330
- Lin, L.I., 1989. A Concordance Correlation Coefficient to Evaluate Reproducibility. Biometrics 45, 255–268.
- Martínez, G., Vanderlinden, K., Giráldez, J.V., Espejo, A.J., Muriel, J.L., 2010. Field-scale soil moisture pattern mapping using electromagnetic induction. Vadose Zo. J. 9, 871–881. doi:10.2136/vzj2009.0160
- Martínez, G., Vanderlinden, K., Pachepsky, Y., Cervera, J.V.G., Pérez, A.J.E., Martinez, G., Giráldez, J. V, Espejo, A.J., García, G.M., 2012. Estimating Topsoil Water Content of Clay Soils With Data From Time-Lapse Electrical Conductivity Surveys. Soil Sci. 177, 369–376. doi:10.1097/SS.0b013e31824eda57
- Martini, E., Werban, U., Zacharias, S., Pohle, M., Dietrich, P., Wollschlager, U., 2017. Repeated electromagnetic induction measurements for mapping soil moisture at the field scale: Validation with data from a wireless soil moisture monitoring network. Hydrol. Earth Syst. Sci. 21, 495–513. doi:10.5194/hess-21-495-2017
- McNeill, J.D., 1980. Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers. Geonics Canada.

- Michot, D., 2003. Spatial and temporal monitoring of soil water content with an irrigated corn crop cover using surface electrical resistivity tomography. Water Resour. Res. 39, 1–20. doi:10.1029/2002WR001581
- RIA, 2017. Red de Información Agroclimática, IFAPA-CAP [WWW Document]. URL http:// www.juntadeandalucia.es/agriculturaypesca/ ifapa/ria/servlet/FrontController?action= Static&url=coordenadas.jsp&c_provincia=14&c_estacion=6.
- Soil Survey Staff, 2014. Keys to soil taxonomy. Soil Conserv. Serv. 12, 410.
- Taguas, E. V., 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. doi:10.1016/j.landusepol.2014.09.001
- Triantafilis, J., Monteiro Santos, F.A., 2013. Electromagnetic conductivity imaging (EMCI) of soil using a DUALEM-421 and inversion modelling software (EM4Soil). Geoderma 211-212, 28–38. doi:10.1016/j.geoderma.2013.06.001
- Vereecken, H., Huisman, J. a, Pachepsky, Y., Montzka, C., van der Kruk, J., Bogena, H., Weihermüller, L., Herbst, M., Martinez, G., Vanderborght, J., 2014. On the spatio-temporal dynamics of soil moisture at the field scale. J. Hydrol. 516, 76–96. doi:http://dx.doi. org/10.1016/j.jhydrol.2013.11.061

COMBINACIÓN DE ÍNDICES ESPECTRALES PARA MEJORAR LA ESTIMACIÓN DE RESIDUOS VEGETALES CUBRIENDO EL SUELO

M. Quemada^{1*}, W. D. Hively², C.S.T. Daughtry³, B. Lamb⁴, J. Shermeyer³

 ¹Departamento de Producción Agraria, Universidad Politécnica de Madrid, Avda. Complutense s/n, 28040 Madrid. e-mail: miguel.quemada@upm.es
 ²USGS Eastern Geographic Science Center, Reston, VA 20190, USA. e-mail: whively@usgs.gov; jsjss5102@gmail.com
 ³USDA-ARS Hydrology and Remote Sensing Laboratory, Beltsville, MD 20705, USA. e-mail:craig.daughtry@ars.usda.gov
 ⁴Department of Earth and Atmospheric Sciences, City University of New York, NY 10031, USA. e-mail: blamb25@gmail.com

RESUMEN. Los residuos de cultivo protegen el suelo frente a la erosión, aumentan la infiltración y reducen el arrastre de agroquímicos. El objetivo era evaluar la capacidad de los índices espectrales para estimar la cubierta de residuos de cultivo y desarrollar un método para mitigar la incertidumbre causada por las condiciones variables de humedad. En imágenes del satélite WorldView-3 tomadas en Maryland (EEUU), se seleccionaron diez campos: ocho parcialmente regados y dos con distribución de humedad uniforme. Los resultados mostraron que la corrección de las bandas espectrales basada en un índice de humedad, redujo la incertidumbre de la estimación en los índices *NDTI* (*Normalized Difference Tillage Index*) y *SINDRI* (*Shortwave Infrared Normalized Difference Residue Index*). Se recomienda estimar la cubierta de residuos vegetales empleando *SINDRI* si las bandas están disponibles, pero también es posible hacerla con *NDTI* combinado con un índice de humedad.

ABSTRACT. Crop residues on the soil surface protect against erosion, increase water infiltration and reduce agrochemicals in runoff water. Our goal was to evaluate the robustness of spectral residue indices for estimating crop residue cover, and to develop a method to alleviate the adverse effect of variable moisture conditions on crop residue estimates. Fields with uneven and with uniform water distribution were identified in satellite images (WorldView-3) from Maryland (USA). The results showed that moisture correction of spectral bands based on a water index reduced the root mean square error of most common residue indices, NDTI (Normalized Difference Tillage Index) and SINDRI (Shortwave Infrared Normalized Difference Residue Index). If bands are available, crop residue estimation should be based on SINDRI. If only Landsat or Sentinel-2 satellites are available, crop residues could be estimated combining NDTI with a water index to alleviate the adverse effect of variable moisture conditions.

1. INTRODUCCIÓN

Las prácticas de cultivo recomiendan en muchas oasiones mantener residuos de cultivo sobre la superficie del suelo (Delgado, 2010). Los beneficios de los residuos vegetales cubriendo el suelo (f_p) incluyen proteger el suelo frente a la erosión, aumentar la infiltración y reducir el arrastre de agroquímicos (Lal et al. 1999). La intensidad de laboreo es la práctica de manejo que tiene una mayor influencia sobre $f_{_{R}}$ y la reducción del laboreo está asociada a un aumento de la materia orgánica del suelo y de la capacidad de retención de agua (Hobbs et al. 2008). Además, la intensidad de laboreo y f_R son variables cruciales en los modelos de simulación que predicen el impacto de los sistemas agra-

rios en el carbono orgánico del suelo, la emisión de gases invernaderos o la calidad de agua, como son EPIC (Izaurralde et al. 2006) y SWAT (Gassman et al. 2007). Estos modelos requieren información geo-espacial sobre la topografía, las propiedades del suelo, datos meteorológicos y prácticas de manejo del suelo, incluyendo la intensidad de laboreo o f_{R} . Se pueden encontrar bases de datos para todas estas variables, excepto para la intensidad de laboreo. Por tanto, aumentar nuestra capacidad de estimar f_R permitirá mejorar las predicciones del impacto de los sistemas agrarios y promover prácticas de manejo sostenibles.

La intensidad de laboreo se caracteriza como la fracción de suelo cubierto por los residuos del cultivo poco después de realizar la siembra: el laboreo intensivo o convencional tiene $f_R < 15\%$, el laboreo reducido presenta f_R entre 15%-30% y se denomina laboreo de conservación cuando $f_R > 30\%$ (CTIC, 2015). La técnica utilizada sobre el terreno para medir f_p es la línea de transectos de intersección, reconocida por el servicio de conservación de suelos del USDA y la FAO (Morrison et al. 1993). Sin embargo, resulta impracticable para realizar medidas en grandes zonas de cultivo y sus debilidades se han puesto de manifiesto en diversos trabajos (Corak et al. 1993; Thoma et al. 2004). La única alternativa para poder realizar un seguimiento de f_p de forma eficiente en tiempo y recursos es la teledetección (Zheng et al. 2014).

Los espectros de reflectancia de los residuos de cultivo y el suelo son muy similares en las longitudes de onda de 400-1500 nm (Fig. 1), lo que supone una limitación importante para medir f_R con los sistemas de teledetección tradicionales

(Serbin et al. 2009). Sin embargo, en la región de onda corta infrarroja (*SWIR*) los residuos muestran dos picos característicos en longitudes de onda entre 2100-2350 nm que están relacionados con la absorción de energía por la celulosa y la lignina (Kokaly y Clark, 1999). Estos picos no se encuentran en el suelo y la vegetación verde por lo que permite su diferenciación.



Fig.1. Espectro de reflectancia de los residuos vegetales, el suelo y la vegetación desde la región visible a la *SWIR*, así como el detalle en las longitudes de onda de 1950 a 2350 nm. Los espectros fueron adquiridos con un espectro-radiómetro de campo en Beltsville (Maryland, EEUU).

Los primeros trabajos que estimaban f_R se basaban en bandas espectrales relativamente anchas del satélite Landsat y similares (Biard y Baret, 1997). Este tipo de satélites ha ido evolucionando (Landsat 8, Sentinel-2) y aunque siguen proporcionando imágenes multiespectrales con pocas bandas en la región SWIR y relativamente anchas, tienen la ventaja de cubrir grandes zonas de la tierra por lo que han sido utilizadas para estimar f_{R} a gran escala (Van Deventer et al. 1997; Thoma et al. 2004; Zheng et al. 2012). El índice basado en estos sensores que mejores resultados ha proporcionado es NDTI (Normalized Difference Tillage Index, Van Deventer et al. 1997) que se calcula con las bandas de Landsat 8 (Tabla 1) o las equivalentes de otros satélites Landsat y Sentinel-2.

Los sensores multiespectrales avanzados, como los del satélite WorldView-3 (SIC, 2017) o ASTER (Abrams, 2000), incorporan varias bandas en la región de absorción de la celulosa y la lignina. El índice más robusto para estimar f_R entre los basados en estos sensores es *SINDRI (Shortwave Infrared Normalized Difference Residue Index*, Serbin et al. 2009) basado en la relación entre dos bandas *SWIR* (Tabla 1). La alta resolución espacial de estos satélites (ej. 3.7 m para WorldView-3) permite utilizarlos para estudios detallados pero no escala regional.

Tabla 1. Bandas espectrales para el cálculo de los índices de residuos vegetales (*SINDRI* y *NDTI*) y para el índice de contenido en agua (*WI*).

Bandas*	Longitudes onda, nm		Ecuación			
	Índice de 1	esiduos ve	egetales			
SWIR6	2185-2225	SUNDAL	100(SWIR6-SWIR7)			
SWIR7	2235-2285	SINDKI	SWIR6-SWIR7			
OLI6	1570-1650	NDTI	<u> OLI6 - OLI7</u>			
OLI7	2110-2290	ND11	OLI6+OLI7			
Índice	de contenido	de agua de	e suelo y residuos			

 SWIR3
 1640-1680
 WI
 <u>SWIR3</u>

 SWIR5
 2110-2185
 WI
 <u>SWIR5</u>

*Bandas SWIR (Shortwave Infrared) de WorldView-3 y OLI (Operational Land Imager) del Landsat 8.

El agua reduce la reflectancia en todas las longitudes de onda, atenuando los picos de absorción de celulosa y lignina, haciendo más difícil la diferenciación y la estimación de f_R (Daughtry y Hunt, 2008). Quemada y Daughtry (2016) mostraron que *NDTI* y *SINDRI* estimaban correctamente f_R cuando las condiciones de humedad eran relativamente secas (contenido relativo de agua de suelo y residuos < 0.25) pero cuando aumentaba la humedad la incertidumbre en la estimación de f_R también lo hacía. En la práctica, el contenido de humedad del suelo y los residuos varia tanto espacial como temporalmente. Variaciones en la topografía y relieve pueden influir enormemente en el contenido de agua. Por lo tanto, cualquier método robusto destinado a medir la intensidad de laboreo en grandes zonas de cultivo debe de ser capaz de tener en cuenta la variabilidad de la distribución de humedad en las imágenes analizadas e incorporar su impacto en la estimación de f_R .

El objetivo del trabajo ha sido evaluar la capacidad de los índices espectrales para estimar la cubierta de residuos vegetales y desarrollar una metodología para mitigar la incertidumbre causada por las condiciones variables de humedad.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

2.1. Base de datos extraída de imágenes satelitales

En imágenes del satélite Worldview-3 adquiridas en Eastern Shore (MD, USA) el día 14 de mayo de 2015 se seleccionaron 10 campos de cultivo. Todos eran circulares o semicirculares y tenían un pivote central para riego. En los campos 1 a 8 el pivote había regado sólo una parte en el momento de adquirir la imagen (Fig. 2). En la imagen de cada campo se diferenciaron cuñas mojadas y secas. Se extrajeron las bandas SWIR para cada pixel y se obtuvo a partir de ellos un valor medio y un error estándar para cuña. El tamaño medio de cada cuña era de 8160 m², cada pixel representaba 13.7 m², por lo que el número medio de píxeles por cuña era de 596. Para el análisis se suprimió la zona en la que se encontraba el brazo del pivote así como otras que podían dar lugar a datos extraños (carreteras, huellas pivote). Los campos 9 y 10 tenían distribución relativamente uniforme de humedad y se subdividieron en cuñas de forma aleatoria para analizar la variabilidad espacial de WI y f_R . La base de datos contenía 98 cuñas.



Fig.2. Imagen de WorldView-3 (Maryland, EEUU) en la que se identificaron diez campos y detalle de un campo parcialmente irrigado (no. 5) y otro en el que el la humedad era uniforme (no.10).

2.2. Base de datos de f_{R} medidos en campo

Se midió f_R en dos campos, uno con elevada cobertura (campo no. 4) y otro con suelo desnudo (no. 5). Para ello se montó un cámara digital sobre una pértiga a 2.4 m sobre el terreno. Se tomaron 10 imágenes nadir digitales (resolución espacial <1mm) geo-referenciadas a intervalos de 4 m sobre un transecto en cada campo. Se determinó la fracción de suelo y residuo mediante la técnica del intersecto, empleando SamplePoint (Booth et al. 2006). La vegetación verde fue <3% en todas las imágenes.

2.3. Índices de residuos y de contenido de agua

Los índices NDTI y SINDRI se calcularon para cada pixel empleando las ecuaciones de la Tabla 1 y se obtuvo un valor medio para cada cuña. Además se cálculo para cada pixel el índice WI (Tabla 1) propuesto por Quemada y Daughtry (2016) como indicador de humedad por su alta relación con el contenido de agua de los suelos y residuos. Para cada cuña se obtuvo el valor medio de WI. Las medidas de f_{R} en las cuñas secas en campo y los índices extraídos en las mismas se utilizaron para obtener una curva de calibración. Tanto la estimación de f_R a partir de *NDTI* $(f_{R NDTI})$ como a partir de SINDRI $(f_{R SINDRI})$ fueron lineales y altamente significativas (p < 0.001) con un elevado coeficiente de determinación (r²=0.99).

2.4. Análisis de variabilidad y corrección por humedad

Para cada cuña en cada campo se calcularon los valores medios de f_{R} empleando las curvas de calibración y los valores medios de NDTI y SINDRI. Para evaluar el efecto de la humedad. la cuña más seca de cada campo (i.e. aquella con menor *WI*) fue seleccionada y su f_{p} calculada utilizando ambas ecuaciones de calibración. Se asumió que el f_{R} de la cuña más seca era representativo de cada campo y que las diferencias en f_R se debían al efecto humedad. La variabilidad dentro de un campo fue calculada como la raíz del error medio al cuadrado (*RMSE*) del f_R estimado para todas las cuñas del campo con respecto a la más seca, aplicando la siguiente ecuación:

$$RMSE = \frac{1}{n} \sqrt{\sum_{i}^{n} (f_{R\,i} - f_{R\,cuña\,seca})^2}$$

donde n era el número de cuñas en cada campo, f_{Ri} es la cubierta de residuo en la cuña *i*, y $f_{Rcuña seca}$ es la cubierta de residuo en la cuña seca de ese campo. Finalmente, se calculó el error total de los campos parcialmente regados ($RMSE_{Non}$) como el RMSE medio de los campos 1 a 8. La variabilidad de f_R en cada campo fue también evaluada calculando el Rango como la diferencia entre el máximo y el mínimo de las cuñas dentro de un mismo campo. La máxima variabilidad de la base de datos fue obtenida como el rango máximo de todos los campo ($Range_{max}$).

El nivel de humedad de cada cuña afectaba a todas las bandas *SWIR* utilizadas para el cálculo de f_R . La reflectancia de cada banda se representó frente a *WI* (indicador del contenido de agua de los suelos y residuos) y fue corregida por la humedad (*Reflectancia*^{*}) añadiéndole a la original (*Reflectancia*) el producto de la diferencia entre el *WI* de cada cuña y el de la cuña más seca (*WI*_{cuña seca}) multiplicado por la *pendiente* de la relación lineal entre las bandas *SWIR* y *WI*, siguiendo la siguiente ecuación:

$Reflectancia * = Reflectancia + pendiente (WI-WI_{cuña seca})$

La *pendiente* fue optimizada para obtener el mínimo $RMSE_{Non}$. Los nuevos valores de reflectancia corregida por humedad fueron utilizados para calcular los valores corregidos de *NDTI* y *SINDRI*, llamados *NDTI** y *SINDRI**, que fueron utilizados para calcular las f_R corregidas. Para evaluar la actuación de la corrección de humedad, $RMSE_{Non}$ y $Range_{max}$ fueron calculados para la base de datos corregida.

Finalmente, la corrección de humedad fue aplicada a todos los píxeles de cada campo. Se obtuvieron las distribuciones de probabilidad de densidad para *WI*, *NDTI*, *SINDRI* y f_R estimada a partir de cada índice de residuo, antes y después de la corrección de humedad.

3. RESULTADOS

3.1. Base de datos original y estimación de $f_{\rm \tiny R}$

En los campos parcialmente irrigados, el f_R estimado a partir de los dos índices de residuo fue mayor en las cuñas mojadas que en las secas (Fig. 3). La relación del f_{R_NDTT} entre las cuñas mojadas y secas fue >2, mientras que la del f_{R_SINDRI} fue 1.3. Esto se debió a que *WI*, *NDTI* y *SINDRI* fueron mayores en las cuñas mojadas (Tabla 2). En los campos de humedad uniforme (9, 10) no hubo diferencias en *WI*, *NDTI* o *SINDRI* entre los grupos de cuñas y el error estándar asociado a f_R , una medida de la variabilidad espacial de la distribución de los residuos, fue < 2%.

Dentro de un campo, medias seguidas por letras diferentes son significativamente diferentes con un nivel de probabilidad del 0.05.

Tabla 2. Área, número de cuñas secas y mojadas y valores medios de los índices de contenido de agua (*WI*) y residuos (*NDTI*, *SINDRI*) antes y después de la corrección de humedad para cada campo. En campos con humedad uniforme se distingue entre orientación este y oeste.

Campo	Área	Cuñas	n	WI	Antes corrección		Después	corrección
	ha				NDTI	SINDRI	NDTI*	SINDRI*
1	6.6	Secas	3	1.14a	0.10a	3.30a	0.11a	3.29
		Mojadas	4	1.34b	0.17b	4.22b	0.09b	3.40
2	3.1	Secas	5	1.08a	0.07a	2.07a	0.07	2.05
		Mojadas	3	1.36b	0.18b	3.48b	0.08	2.09
3	4.1	Secas	4	1.10a	0.08a	2.09a	0.08	2.07
		Mojadas	6	1.36b	0.18b	3.39b	0.08	2.14
4	5.8	Secas	3	1.27a	0.15a	6.19a	0.15	6.17
		Mojadas	3	1.32b	0.17b	6.42b	0.15	6.16
5	18.4	Secas	5	1.00a	0.04a	0.59a	0.04a	0.58
		Mojadas	6	1.07b	0.07b	0.84b	0.06b	0.62
6	17.9	Secas	8	1.18a	0.12a	2.05a	0.11a	2.02
		Mojadas	6	1.25b	0.13b	2.21b	0.10b	1.99
7	2.7	Secas	4	1.27a	0.14a	4.62a	0.14a	4.63
		Mojadas	4	1.42b	0.19b	4.92b	0.13b	4.76
8	1.7	Secas	6	1.05a	0.04a	1.84a	0.05a	1.83
		Mojadas	5	1.17b	0.14b	2.16b	0.07b	1.83
9	6.1	Este	7	1.04	0.06	1.44	0.05	1.33
		Oeste	6	1.04	0.07	1.49	0.05	1.35
10	12.8	Este	5	1.05	0.06	1.32	0.06	1.34
		Oeste	5	1.04	0.06	1.32	0.06	1.34



Fig.3. Residuo vegetal estimado a partir de A) *NDTI* $(f_{R,NDTI})$ y B) *SINDRI* $(f_{R,SINDRI})$ en las cuñas mojadas y secas antes y después de la corrección de humedad. Campos 1 a 8 parciamente irrigados; 9 y 10 humedad uniforme. Barras son las medias de las cuñas en cada campo.

3.2. Corrección de humedad

La reflectancia en las bandas *SWIR* empleadas para el cálculo de *NDTI* y *SINDRI* disminuían linealmente con *WI*. Se adjunta el ejemplo de las bandas de *NDTI* en dos campos, siendo el comportamiento análogo en el resto (Fig. 4). Aunque se observaron ligeras diferencias en las pendientes, la tendencia general del conjunto fue muy similar: la diferencia entre las bandas permanecía constante mientras que la suma disminuía. Por ello, tanto *NDTI* como *SINDRI* aumentaban con la humedad.



Fig.4. Cambios con el contenido en agua (*WI*) de las bandas *OLI* 6 (2185-1650 nm) y 7 (2235-2285 nm) obtenidas del satélite WorldView-3 para las cuñas de los campos 1 y 6. Los símbolos son los valores observados y las líneas representan las regresiones lineales.

Tabla 3. Variación (*RMSE* y *Rango*) para la cubierta de residuo estimada utilizando *NDTI* y *SINDRI* antes $(f_{R_NDTI}, f_{R_SINDRI})$ y después $(f_{R_NDTI}, f_{R_SINDRI})$ de la corrección de humedad en cada campo y para todos los campos parcialmente irrigados (*RMSE*_{Non} y *Rango*_{max}).

	A	ntes correct	ción humeda	ad	Después corrección humedad				
Campo	$f_{R NDTI}$		$f_{R SINDRI}$		f_{RN}	$f_{R NDTI^*}$		$f_{R SINDRI^*}$	
	RMSE	Rango	RMSE	Rango	RMSE	Rango	RMSE	Rango	
	Campos parcialmente irrigados								
1	33.8	81	9.9	18	3.6	12	2.5	7	
2	30.6	100	9.8	26	2.1	6	2.4	6	
3	50.1	102	12.0	24	3.0	10	1.8	6	
4	6.3	17	2.5	7	1.2	4	1.4	5	
5	15.5	4	2.4	9	9.2	18	1.2	6	
6	14.4	48	2.5	10	2.0	7	1.1	5	
7	17.6	55	5.7	14	4.9	19	4.6	10	
8	21.6	55	3.4	12	9.2	19	2.4	8	
RMSE _{Non}	23.7		6.0		4.4		2.2		
Range _{max}		102		26		19		10	
Campos con distribución uniforme de humedad									
9	4.9	8	1.7	5	4.3	7	1.1	4	
10	5.0	9	3.8	7	3.6	7	3.5	7	

Una vez realizado el proceso de optimización de la *pendiente*, se corrigieron las bandas por el efecto humedad. Los nuevos valores corregidos de los índices de residuo se acercaron mucho entre las cuñas secas y mojadas de cada campo (Tabla 2), así como los f_R estimados a partir de ellos (Fig. 3). En el caso de *SINDRI**, en ningún campo se observaron diferencias significativas entre los valores del índice después de la corrección de humedad (Tabla 2) y por tanto tampoco en los f_R estimados (Fig. 3).

El *RMSE* del f_R basado en *NDTI** disminuyó en todos los campos cuando se compara con el basado en *NDTI*, el *RMSE*_{Non} disminuyó de 23.7 a 4.4 y el *Rango*_{max} de 102 a 19 (Tabla 3). Después de la corrección de humedad, el menor *RMSE* entre las cuñas al estimar f_R de *NDTI** fue 1.2 (campo 4) y el mayor 9.2 (campo 5). Para *SINDRI*, la corrección de humedad disminuyó *RMSE* en todos los campos, *RMSE*_{Non} disminuyó de 6.0 a 2.2 y el *Rango*_{max} de 26 a 10 (Table 3). El mayor *RMSE* entre cuñas cuando f_R se estimó a partir de *SINDRI** fue de 4.6 (campo 7). En los campos con distribución uniforme de humedad (9 y 10) la estimación de f_R a partir de los índices de residuo sólo mejoró levemente (Tabla 3). En el campo 9, el *RMSE* de f_R disminuyó de 4.9 cuando se basó en *NDTI* a 4.3 cuando lo hizo en *NDTI**, y de 1.7 usando *SINDRI* a 1.1 usando *SINDRI** (Tabla 3). Los resultados obtenidos para el campo 10 fueron similares.

3.3. Funciones de densidad de probabilidades e histogramas

La aplicación de la corrección de humedad cambió la distribución de *WI*, *NDTI*, *SINDRI*, $f_{R_{NDTI}} y f_{R_{SINDRI}}$ en el conjunto de píxeles en todos los campos. En general, los resultados refuerzan lo observado en el análisis de las cuñas. La varianza de la distribución de probabilidades de *WI* en los campos 1 a 8 fue al menos 20 veces superior que en los campos 9 y 10, siendo particularmente grande en los campos 1, 2 y 3 que mostraban grandes diferencias en humedad entre las cuñas secas y mojadas

Tabla 4. Media y varianza (σ^2) de las funciones de probabilidad de densidad de todos los pixel en cada campo para el índice de humedad (*WI*) y para la cubierta de residuo estimada utilizando *NDTI* y *SINDRI* antes ($f_{R_{_NDTI}}$, $f_{R_{_SINDRI}}$) y después ($f_{R_{_NDTI*}}, f_{R_{_SINDRI*}}$) de la corrección de humedad.

			Antes corrección				Después corrección			
Campo WI		T	$f_{R NDTI}$		$f_{R SINDRI}$		$f_{R NDTI^*}$		$f_{R SINDRI^*}$	
	Mean	σ^2	Mean	σ^2	Mean	σ^2	Mean	σ^2	Mean	σ^2
1	1.2	0.012	88	898	52	86	45	20	40	47
2	1.2	0.021	70	1840	35	226	28	18	24	62
3	1.3	0.016	89	1320	38	271	33	23	25	113
4	1.3	0.002	92	118	89	80	85	9	87	64
5	1.0	0.002	15	241	2	78	9	77	2	66
6	1.2	0.003	66	268	24	86	52	15	22	68
7	1.3	0.007	93	440	65	61	77	55	63	54
8	1.1	0.004	29	456	22	143	18	76	20	107
9	1.0	0.0001	12	24	13	33	11	13	13	32
10	1.0	0.0001	15	22	11	25	14	11	11	25

(Tabla 4). El f_p medio estimado a partir de cualquiera de los índices de residuo disminuyó después de la corrección por humedad en cada uno de los campos, siendo la diferencia relevante en los campos con varianza de WI grande y despreciable en aquellos con distribución de humedad uniforme (Tabla 4). Esta disminución fue mayor en $f_{R NDTI}$ que en $f_{R SINDRI}$ confirmándose tanto que SINDRI es más robusto que NDTI al efecto de la humedad como que la corrección propuesta en este trabajo permitió mitigar en buena medida el efecto de la humedad en NDTI. El $f_{R NDTI}$ medio antes de la corrección de humedad en los campos 1 a 8 era de 68, mientras que después era de 44; siendo la corrección mayor en los campos 2 y 3 en los que $f_{R \ NDTI^*}$ fue 2.5 veces menor que $f_{R NDTT}$. El \bar{f}_{R} medio estimado a partir de SINDRI se redujo de 41 a 35 con la corrección de humedad, siendo la mayor relación entre $f_{R SINDRI}$ y $f_{R SINDRI^*}$ de 1.5.

Este efecto de la corrección de humedad en f_p fue también evidente en la reducción de la varianza, una forma de medir la dispersión, en los campos 1 a 8 (Tabla 4). Así, la varianza de WI en los campos parcialmente regados fue mucho mayor que en los campos de humedad uniforme. Como consecuencia, la varianza del resto de variables disminuyó al realizar la corrección en los campos 1 a 8. La corrección también disminuyó la dispersión en los campos 9 y 10 pero en menor medida, mostrando que incluso en los campos con una distribución de humedad aparentemente uniforme había algo de variabilidad espacial que podía ser corregida.

Los histogramas de los campos 3 y 9 ilustran el efecto de la corrección de humedad (Fig. 5 y Fig. 6). La corrección de humedad fue más relevante en campos con alta variabilidad en WI que con baja, y por tanto los píxeles en el campo 3 fueron corregidos en mayor medida que los del campo 9 que tenía una distribución de humedad aparentemente uniforme. Los histogramas de las funciones de la probabilidad de densidades muestran claramente que la corrección de humedad redujo la dispersión de las distribuciones en el campo 3, mientras que el efecto en el campo 9 fue menos relevante. El campo 3 muestra que cuando f_{R} se estimó a partir de NDTI, antes de la corrección los píxeles estaban distribuidos en dos grupos, uno en torno al 35% de residuos cubriendo el suelo y el otro en torno al 110%, produciéndose una distribución bi-modal (Fig.5). La corrección de humedad afectó principalmente al segundo grupo de pixeles, en los que se estaba produciendo una sobreestimación de la cobertura. Después de la corrección se obtuvo una distribución con un sólo máximo en torno a 38%, de forma similar a la que presentaba el campo de distribución de humedad uniforme antes o después de la corrección.



Fig.5. Funciones de la probabilidad de densidad del residuo cubriendo el suelo (%) estimado a partir de *NDTI*, antes y después de la corrección de humedad en los campos 3 (parcialmente irrigado) y 9 (distribución uniforme de humedad). *n* es el número de píxeles en cada campo.

Los histogramas también muestran que las diferencias fueron mayores en el f_R basado en *NDTI* que en *SINDRI*, reforzando la hipótesis de que *SINDRI* es más resistente al efecto de la humedad. Cuando f_R se estimó a partir de *SINDRI* en el campo 3 la dispersión del histograma era mayor antes de la corrección por humedad que después pero en ambos casos los píxeles estaban distribuidos en torno a un máximo (Fig. 6). La humedad produjo un desplazamiento del máximo hacia la derecha debido al efecto de los pixeles mojados, lo que se tradujo en una sobre-estimación de f_R que fue mitigada con la corrección.



Fig.6. Funciones de la probabilidad de densidad del residuo cubriendo el suelo (%) estimado a partir de *SINDRI*, antes y después de la corrección de humedad en los campos 3 (parcialmente irrigado) y 9 (distribución uniforme de humedad). n es el número de píxeles en cada campo.

4. DISCUSIÓN

Es muy habitual que el contenido de humedad de los residuos vegetales y el suelo varíe espacialmente debido a cambios en el relieve o micro-relieve topográfico y temporalmente debido a las condiciones meteorológicas. Sin embargo, aunque se ha puesto ya de manifiesto la

necesidad de paliar el efecto de la humedad en la estimación de f_{R} por teledetección a escalas regionales (Serbin et al. 2009; Wang et al. 2013), no se ha desarrollado una metodología sólida para mitigarlo en los índices espectrales extraídos de imágenes satelitales. En este artículo proponemos un protocolo sólido y sencillo que puede ser implementado fácilmente para corregir la reflectancia de las bandas SWIR involucradas en los cálculos de los índices espectrales de residuos. El protocolo se apoya en un índice relacionado con la humedad que se obtiene del espectro del mismo pixel. El protocolo para corregir f_{R} fue evaluado utilizando zonas secas y mojadas de campos con instalaciones de pivotes centrales que estaban parcialmente irrigadas en el momento de adquisición de las imágenes.

El índice NDTI es muy sensible a las condiciones variables de humedad (Serbin et al., 2009). Las bandas espectrales de Landsat involucradas en los cálculos son relativamente anchas e interaccionan con varias de las bandas de agua, en consecuencia, la corrección de humedad es crucial cuando se estima f_{R} usando NDTI. Quemada y Daugthry (2016) demostraron que *NDTI* era capaz de estimar f_{R} en condiciones de humedad relativamente bajas (contenido de agua relativo <0.25) pero que aumentos en las condiciones de humedad afectaban tanto a la pendiente como al intercepto de la relación lineal entre f_{p} y NDTI y como consecuencia se producía una sobreestimación de f_{p} . Gelder et al. (2009) intentaron solventar el problema empleando imágenes Landsat adquiridas al menos dos días después de un evento de lluvia. Otros estudios tuvieron éxito al utilizar NDTI para distinguir entre las clases básicas de intensidad de laboreo, siempre eligiendo zonas de estudio con escasa variabilidad de humedad y que fuesen abarcadas por una sola imagen Landsat (Van Deventer et al. 1997; Sullivan et al. 2008; Galloza et al. 2013).

Sin embargo, la cuantificación de f_{R} podría mejorar la actuación de modelos que predicen el impacto de los sistemas agrarios (Izaurralde et al. 2006; Gassman et al. 2007). Podrían ser también útiles para las técnicas de clasificación de intensidad de laboreo basadas en la comparación de imágenes tomadas en una sucesión temporal (Zheng et al. 2012; Zheng et al., 2013). Este análisis multi-temporal se basa en seleccionar un valor mínimo de NDTI en una serie de imágenes adquiridas durante la época de siembra, época muy dada a presentar cambios en la humedad superficial. El efecto de la vegetación emergente se corrige basándose en la evolución del NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) pero el efecto de la humedad en el perfil temporal de NDVI ha sido hasta ahora una limitación mayor para aplicar esta técnica (Zheng et al. 2014).

Resultados previos con imágenes de satélite sugerían que SINDRI era más robusto que otros índices espectrales para estimar f_R incluido en condiciones de humedad (Serbin et al., 2009). Así, Quemada y Daughtry (2016) propusieron utilizar pares de índices espectrales, uno para la humedad y otro para f_R , para construir modelos multi-variantes que mitigasen el efecto de la humedad; sin embargo, la calibración de los parámetros de estos modelos requiere una base de datos con abundantes medidas en el terreno. En el presente estudio, continuamos con la idea de emplear pares de índices espectrales pero añadimos la novedad de emplearlos para corregir las bandas originales involucradas en los cálculos para cada píxel individual. La reflectancia en estas bandas *SWIR* disminuyó linealmente con *WI* siguiendo una pendiente similar en todas las bandas, por lo que la corrección puede lograrse mediante un único factor relacionado con la pendiente.

Las líneas de regresión fueron similares en todos los campos pero su pendiente presentó cierto nivel de variación. Las razones para la diferencia en las pendientes de regresión no están claras. No parece relacionada con los diferentes tipos de residuo o con el nivel de f_p . El contenido de humedad de los residuos de cultivo no es homogéneo y está afectado por la textura del suelo, las características de los residuos y el grado de descomposición (Quemada y Cabrera 2002; Quemada, 2005). Aunque la optimización de la pendiente de regresión de cada campo individualmente proporcionó un menor RMSE (datos no mostrados), la optimización de la pendiente de regresión de forma conjunta para todos los campos parece lo más adecuado para aplicaciones a gran escala. Disponer de información adicional sobre los tipos de suelo locales, condiciones de humedad y tipo de residuos de cultivos podría mejorar la capacidad para predecir los cambios en la reflectancia de las bandas SWIR.

La monitorización de f_R mediante teledetección debe de tener en cuenta las variaciones de humedad o contenido de agua en suelos y residuos vegetales. El propósito de este estudio no fue examinar la habilidad de diferentes índices espectrales para evaluar las condiciones de humedad, pero enfatizar las ventajas de combinar varios índices espectrales para mitigar el efecto de la humedad. Los índices espectrales basados en bandas del espectro cercano-infrarrojo y *SWIR* han sido correlacionados con el contenido de humedad de las plantas (Hunt y Rock, 1989; Hunt et al. 2016), cubiertas vegetales (Hardisky et al. 1983; Gao et al. 2015) y suelos (Lobell y Asner, 2002; Whiting et al. 2004). En este estudio se ha empleado el WI basado en la relación entre las bandas SWIR3 y SWIR5 de WorldView-3 porque fue propuesto como un buen indicador del contenido de agua relativo de suelos y residuos (Quemada y Daughtry, 2016). La relación entre las bandas OLI6 y OLI7 de Landsat 8 también fue propuesta como buen indicador en el mismo estudio y de hecho en el presente trabajo ambos índices de humedad, SWIR3/SWIR5 y OLI6/OLI7, estaban altamente correlacionados (r²=0.99). En caso de estar disponible, puede emplearse información adicional para estimar las condiciones de humedad en la zona de estudio (ej. medidas de sensores en terreno o de radar) pero la combinación de índices de humedad y de residuos extraídos del espectro de un mismo píxel facilita la implementación de la corrección de humedad y evita la incertidumbre derivada de la referencia geo-espacial. La estrategia de combinar índices espectrales podría ser utilizada también para mitigar otras efectos de confusión, como la identificación de vegetación amarillenta entreverada en las cubiertas vegetales fotosintéticas (Prabhakara et al. 2015).

5. CONCLUSIONES

El índice SINDRI (Shortwave Infrared Normalized Difference Residue Index) fue más resistente que NDTI (Normalized Difference Tillage Index) para estimar los residuos vegetales cubriendo el suelo bajo condiciones de humedad variable. La corrección de las bandas espectrales involucradas en el cálculo de los índices de residuos por un índice del contenido de agua de suelo y residuos permitió mitigar el efecto adverso de la humedad en la estimación de la cubierta de residuos. La combinación de pares de índices espectrales, uno relacionado con la humedad y otro con la cubierta de residuos, mejoró la precisión tanto de *NDTI* como de *SINDRI* para estimar la cubierta de residuos desde imágenes satelitales.

La estimación de la cubierta de residuos vegetales debe basarse en *SINDRI* si las bandas del satélite WorldView-3 están disponibles. Sin embargo, solamente los satélites Landsat 8 y Sentinel-2 pueden proporcionar una resolución espacial adecuada para realizar estudios aplicados a escala regional. La cubierta de residuos vegetales y la intensidad de laboreo pueden ser estimadas utilizando *NDTI* si se realiza una adecuada calibración en campo seguida del método propuesto para mitigar la incertidumbre causada por las condiciones de humedad variable.

Agradecimientos. Este trabajo fue financiado por el USDA-ARS, el U.S. Geological Survey Land Change Science Program y por el Programa Salvador de Madariaga del Ministerio de Educación español y por la Comunidad de Madrid (proyecto AGRISOST II, S2013/ABI-2717). Agradecemos al U.S. Forest Service International Visitor Program por su ayuda y apoyo. USDA respeta la igualdad de oportunidades de sus trabajadores. Cualquier uso de marcas o nombres de productos es sólo por propósitos descriptivos y no supone un apoyo del gobierno estadounidense.

6. BIBLIOGRAFÍA

- Abrams, M. 2000. The Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER): Data products for the high spatial resolution imager on NASA's Terra platform. International Journal of Remote Sensing, 21(5), 847–859.
- Booth, D. T., Cox, S. E., & Berryman, R. D. 2006. Point sampling digital imagery with 'SamplePoint'. *Environmental Monitoring and Assessment*, 123(1), 97-108.
- Biard, F. & Baret, F. 1997. Crop residue estimation using multiband reflectance. Remote Sensing of Environment, 59(3), 530-536.
- Corak, S.J.; Kaspar, T.C.; Meek, D.W. 1993. Evaluating methods for measuring residue cover. J. Soil Water Conserv. 48, 700–704.
- CTIC Crop. Residue Management Survey System; Conservation Technology Information Center: West Lafayette, IN, USA, 2015.
- Daughtry, C.S.T.; Hunt, E.R., Jr. 2008. Mitigating the effects of soil and residue water contents on remotely sensed estimates of crop residue cover. *Remote Sens. Environ.* 112, 1647–1657.
- Delgado, J.A. Crop residue is a key for sustaining maximum food production and for conservation of our biosphere. *J. Soil Water Conserv.* 2010, *65*, 111–116.
- Galloza, M.S., Crawford, M.M., & Heathman, G.C. 2013. Crop residue modeling and mapping using Landsat, ALI, Hyperion, airborne remote sensing data. *IEEE Journal on Selected Topics* in Applied Earth Observations and Remote Sensing, 6 (2), 446–456.
- Gao, Y., Walker, J.P., Allahmoradi, M., Monerris, A., Ryu, D., & Jackson, T.J. 2015. Optical sensing of vegetation water content: A synthesis study. *IEEE Journal on Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 8(4), 1456–1464.
- Gassman, P.W.; Reyes, M.; Green, C.H.; Arnold, J.G. The Soil and Water Assessment Tool: historical development, applications, and future directions. *Trans. ASABE* 2007, 50, 1211–1250.
- Gelder, B. K., Kaleita, A. L., & Cruse, R. M. 2009. Estimating mean field residue cover on midwestern soils using satellite imagery. *Agronomy journal*, 101(3), 635-643.
- Hardisky, M.A., Klemas, V., & Smart, R.M. 1983. The influence of soil-salinity, growth form, and leaf moisture on the spectral radiance of

Spartina alterniflora canopies. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 49, 77–83.

- Hobbs, P. R., Sayre, K. & Gupta, R. 2008. The role of conservation agriculture in sustainable agriculture. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, 363(1491), 543–555.
- Hunt, E.R., & Rock, B.N. 1989. Detection of changes in leaf water content using near- and middle-infrared reflectances. *Remote Sensing of Environment*, 30(1), 43–54.
- Hunt Jr, E.R., Daughtry, C.S.T., & Li, L. 2016. Feasibility of estimating leaf water content using spectral indices from WolrdView-3's near-infrared and shortwave infrared bands. *International Journal of Remote Sensing*, 37(2), 388–402.
- Izaurralde, R.C.; Williams, J.R.; McGill, W.B.; Rosenberg, N.J.; Quiroga Jakas, M.C. Simulating soil C dynamics with EPIC: Model description and testing against long-term data. *Ecol. Model.* 2006, *192*, 362–384.
- Kokaly, R.F.; & Clark, R.N. 1999. Spectroscopic determination of leaf biochemistry using band-depth analysis of absorption features and stepwise multiple linear regression. *Remote Sens. Environ.* 67, 267–287.
- Lal, R.; Kimble, J.M.; Follett, R.F.; Cole, C.V. The Potential of U.S. Cropland to Sequester Carbon and Mitigate the Greenhouse Effect; Lewis Publishers: Boca Raton, FL, USA, 1999; p. 128.
- Lobell, D.B., & Asner, G.P. 2002. Moisture effects on soil reflectance. *Soil Science Society of American Journal*, 66(3), 722–727.
- Morrison, J.E., Jr.; Huang, C.H.; Lightle, D.T.; Daughtry, C.S.T. Residue measurements techniques. J. Soil Water Conserv. 1993, 48, 479–483.
- Prabhakara, K., Hively, W. D., & McCarty, G. W. 2015. Evaluating the relationship between biomass, percent groundcover and remote sensing indices across six winter cover crop fields in Maryland, United States. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 39, 88-102.
- Quemada, M., & Cabrera, M.L. 2002. Characteristic moisture curves and maximum water content of two crop residues. *Plant and Soil*, 238(2), 295–299.
- Quemada, M. 2005. Predicting crop residue decomposition using moisture adjusted time scales. *Nutrient Cycling in Agroecosystem*, 70 (3), 283–291.
- Quemada, M., & Daughtry, C.S.T. 2016. Spectral Indices to Improve Crop Residue Cover Estimation under Varying Moisture Conditions. *Remote Sensing*, 8(8), 660.
- Serbin, G.; Hunt, E.R., Jr.; Daughtry, C.S.T.; Doraiswamy, P.C. An improved ASTER index for remote sensing of crop residue. Remote Sens. 2009, 1, 971–991.
- SIC. 2017. Satellite Imaging Corporation. Available online: http://www.satimagingcorp.com/satellite-sensors/worldview-3/ (accessed on 8 March 2017).
- Sullivan, D.G., Strickland, T.C., & Masters, M.H. 2008. Satellite mapping of conservation tillage adoption in the Little River experimental watershed, Georgia. *Journal of Soil and Water Conservation*, 63(3), 112–119.
- Thoma, D.P.; Gupta, S.C.; Bauer, M.E. 2004. Evaluation of optical remote sensing models for crop residue cover assessment. J. Soil Water Conserv. 59, 224–233.
- Van Deventer, A.P., Ward, A.D., Gowda, P.H., & Lyon, J.G. 1997. Using Thematic Mapper Data to Identify Contrasting Soil Plains and Tillage Practices. *Photogrammetric Engineering of Remote Sensing*, 63, 87–93.

- Wang, C.K., Pan, X.Z., Liu, Y., Li, Y.L., Shi, R.J., Zhou, R., & Xie, X.L. 2013. Alleviating moisture effects on remote Sensing estimation of crop residue cover. *Agronomy Journal*, 105, 967–976.
- Whiting, M.L., Li, L., Ustin, S.L. 2004. Predicting water content using Gaussian model on soil spectra. *Remote Sensing of Environment*, 89(4), 535–552.
- Zheng, B., Campbell, J.B., & de Beurs, K.M. 2012. Remote sensing of crop residue cover using multi-temporal Landsat imagery. Remote Sensing of Environment, 117, 177–183.
- Zheng, B., Campbell, J.B., Serbin, G., y Daughtry, C.S.T. 2013. Multi-temporal remote sensing of crop residue cover and tillage practices: A validation of the minNDTI strategy in the United States. Journal of Soil and Water Conservation, 68(2), 120–131.
- Zheng, B., Campbell, J. B., Serbin, G., & Galbraith, J. M. 2014. Remote sensing of crop residue and tillage practices: Present capabilities and future prospects. *Soil and Tillage Research*, 138, 26-34.

EVALUACIÓN DE LAS CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DEL SUELO Y SU SUPERFICIE EN ENSAYOS DE ESCORRENTÍA CON DIFERENTES CUBIERTAS VEGETALES

Miguel A. Repullo^{1*}, Ana Laguna², Juan V. Giráldez^{3,4}, Rafaela Ordóñez¹, Javier Márquez¹ y Rosa Carbonell¹

¹IFAPA, Área de Agricultura y Medio Ambiente, centro Alameda del Obispo, Apdo. 3092, 14080 Córdoba. e-mails: mangel.repullo@juntadeandalucia.es (*), rafaelam.ordonez@juntadeandalucia.es, jmarquez_6@hotmail.com, rosam.carbonell@juntadeandalucia.es,

web: http://www.juntadeandalucia.es/agriculturaypesca/ifapa/web

²Universidad de Córdoba, Depto. Física Aplicada, Edif C2, Cra. Madrid km 396, 14071 Córdoba. e-mail: fallalua@uco.es, web: http://www.uco.es/

³Universidad de Córdoba, Depto. Agronomía, Edif Da Vinci, Cra. Madrid km 396, 14071 Córdoba. e-mail: ag1gicej@uco.es, web: http://www.uco.es/

⁴ IAS, CSIC, Depto. Agronomía, Alameda del Obispo, 14071 Córdoba. web: http://www.ias.csic.es/

RESUMEN. En unos ensayos de generación de escorrentía y sedimentos bajo lluvia simulada en unas parcelas para evaluar la protección de los cultivos de cubierta se han identificado algunas características del suelo y de su superficie. Las características estimadas han sido la conductividad hidráulica en saturación, la sorptividad del suelo, y la resistencia al flujo superficial del agua. Se ha adaptado un modelo de escorrentía basado en la aproximación de la onda cinemática con la ecuación de infiltración de Smith y Parlange, que permite una solución cuasi-analítica. Los resultados permiten diferenciar el comportamiento del suelo bajo diferentes tratamientos de laboreo y cinco cubiertas segadas o no.

ABSTRACT. Some soil properties were estimated in a runoff and sediment trial applying simulated rain over a plot designed to assess the efficiency of several cover crops. The estimated properties were the hydraulic conductivity at saturation, the sorptivity, and the resistance to water flow. A model based on the kinematic wave with the infiltration equation of Smith and Parlange, which allow a quasi-analytical solution, was used. The results differentiate the behavior of soil under several treatments of tillage and five cover crops mowed and no-mowed.

1. INTRODUCCIÓN

El olivo es un árbol esencial para la cultura mediterránea, por su productividad incluso en las adversas circunstancias de su clima, así como por constituir su aceite la base del sistema de alimentación. Sin embargo las necesidades de la población actual requieren un mejor aprovechamiento de los recursos naturales, suelo agua y planta. En particular la conservación del suelo requiere una protección adicional para el espacio entre árboles durante la estación de lluvias. Entre las prácticas aconsejadas se recomiendan unos cultivos adicionales, herbáceos, que de forma estacional protegen al suelo sin competir con el olivo por agua y nutrientes (Morgan, 1986). El uso de cubiertas vegetales en las calles de olivar ha demostrado ser eficaz en la reducción de escorrentía y pérdida de suelo, y con ello la pérdida de MO y nutrientes (Gómez et al., 2011), puesto que la planta aumenta la rugosidad de la superficie mejorando la infiltración y reduciendo el impacto de la gota de lluvia (Morgan, 1986).

El empleo de un simulador de lluvia permite evaluar el efecto de las cubiertas bajo lluvias de intensidad y duración diversas (Iserloh et al., 2013), y la introducción de ecuaciones para describir el flujo superficial.

El modelo de la onda cinemática es una simplificación de las ecuaciones de St. Venant para flujo en canales abiertos (Brutsaert, 2005). Laguna y Giráldez (1993) aplicaron este modelo para la estimación de propiedades de suelo y flujo de escorrentía en una parcela de erosión bajo lluvia simulada con intensidad constante. Estimaron los parámetros de hidrograma suponiendo una velocidad de infiltración constante una vez alcanzado el régimen estacionario. En este trabajo, se usa el modelo de la onda cinemática en parcelas similares a las de Laguna y Giráldez (1993) pero considerando que la velocidad de infiltración varía en el tiempo adoptando las ecuaciones de Smith y Parlange (1978).

El objetivo de este trabajo ha sido estimar los valores de los parámetros del suelo más relevantes en unos ensayos de diferentes especies como cubierta vegetal y dos intensidades, generadas por aspersión con simulador de lluvia considerando la modificación inducida por los cultivos de cubiertas.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1. Parcelas experimentales

Se usaron unas parcelas de olivar de $5 \times 10 \text{ m}^2$ localizadas en una ladera de pendiente 0.20 en la estación experimental Alameda del obispo de Córdoba. El marco de plantación del olivar es de $6 \times 5 \text{ m}^2$, incluyendo cada parcela a dos olivos. El suelo, de clase textural franca, pertenece al subgrupo *Typic Calcixerept* (Soil Survey Staff, 2014).

En el borde inferior de cada parcela se dispuso un canal colector que desagua en una cuba basculante similar a la descrita por Barfield y Hirschi (1986).

2.2. Tratamientos

En el experimento se dispusieron seis tratamientos distintos, comparando el laboreo tradicional con cubiertas sembradas de distintas familias y un tratamiento de hierba espontánea. Las especies escogidas fueron: Brachypodium distachyon L. Beauv. (Poaceae), gramínea, caracterizadas por su buena cobertura y fácil control; Sinapis alba L. subsp. mairei (H. Lindb. Fil.), crucífera, con potente sistema radical que reduce la compactación del suelo; y dos leguminosas por su capacidad de fijación de nitrógeno: Vicia sativa L. y Vicia ervilia L., ambas especies utilizadas con frecuencia como cubierta en el área mediterránea. Las cuatro especies fueron sembradas en otoño. Las especies predominantes inicialmente en la cubierta espontánea fueron Calendula, Bromus y Hordeum. Más adelante, en primavera, y tras las simulaciones de lluvia aparecieron otras especies.

En la parcela de laboreo tradicional las labores se realizaron con motocultor a 20 cm de profundidad tres veces al año. En la línea del olivo se aplicó herbicida sistémico a un ancho de dos metros para controlar las hierbas. Las cubiertas, con un ancho de 4 m entre líneas de cultivo, se desbrozaron mecánicamente.

2.3. Simulador de lluvia y simulaciones

Los ensayos se realizaron con un simulador de lluvia consistente en 6 aspersores por parcela situados en su contorno a 3 m de altura. Se realizaron ensayos con intensidades de lluvia alta y media, de unos 40 mm h⁻¹ y 15 mm h⁻¹ respectivamente.

Durante dos años se realizaron doce ensayos anuales por parcela, agrupados en dos series: con la cubierta en su desarrollo v tras su desbroce mecánico. En cada serie se efectuaron tres repeticiones por parcela con alta y media intensidad. La duración de los eventos fue de 3 h para la intensidad media y de 1.5 h antes y 2 h después del desbroce con intensidad alta. En cada ensayo se midió la intensidad y uniformidad de la lluvia generada con pluviómetros, el volumen de escorrentía mediante la integración del hidrograma generado, la pérdida de suelo tomando muestras de escorrentía y midiendo la concentración de sedimentos por evaporación, y el porcentaje de superficie cubierta en 10 puntos por parcela con el método de valoración subjetiva por sectores (Agrela et al. 2003)

2.4. Modelo de escorrentía

Se ha utilizado el modelo de la onda cinemática para estimar el flujo de escorrentía en las parcelas experimentales. Este modelo está basado en las ecuaciones de St. Venant: la ecuación de conservación de la masa y la ecuación de conservación de la cantidad de movimiento, que para el supuesto de onda cinemática se reduce a una relación caudal-calado.

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r - f \tag{1}$$

$$q = \alpha h^m \tag{2}$$

Donde h es el calado, q el flujo superficial, r la intensidad de lluvia, f la tasa de infiltración, x y t las coordenadas espacial y temporal, α un coeficiente y m un exponente.

Las condiciones iniciales y de contorno fueron calado nulo en el instante inicial y en cabecera de parcela.

$$h(0,t) = h(x,0) = 0 \tag{3}$$

Las ecuaciones se resolvieron por el método de las características (Courant y Hilbert, 1962) lo que convierte a las ecuaciones en derivadas parciales en dos ecuaciones diferenciales ordinarias:

$$\frac{dh}{dt} = r - f \tag{4}$$

$$\frac{dx}{dt} = \alpha m h^{m-1} \tag{5}$$

Como función de infiltración después del tiempo de encharcamiento, t_p , se utilizó la de Smith y Parlange (1978).

$$t - t_p = \frac{S^2/2}{K_s^2} \left[\ln\left(\frac{r - K_s}{r} \frac{f}{f - K_s}\right) - \frac{K_s}{f} - \frac{K_s}{r} \right]$$
(6)

Siendo *S* la sorptividad y *Ks* la conductividad hidráulica del suelo en saturación. El tiempo de encharcamiento viene dado por:

$$t_p = \frac{S^2}{2rKs} \ln\left(\frac{r}{r - K_s}\right) \tag{7}$$

La ecuación de la curva característica se obtiene por integración de la ecuación:

$$x - x_0 = m\alpha \frac{S^2}{2} \int_f^r \frac{h^{m-1} df}{f^2 (f - K_s)}$$
(8)

en la que la integral se evaluó por el método de Gauss-Legendre.

Se ajustaron los parámetros del modelo, *Ks*, $S^2/2$, *m* y α , a los datos experimentales por optimización usando el algoritmo de Rosenbrock (Press et al., 2007). La bondad del ajuste fue calculada mediante el índice de Nash - Sutcliffe (Krause et al., 2005).

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Escorrentía y pérdida de suelo

La escorrentía y la pérdida de suelo promedios de cada serie y los totales durante los dos años de estudio se representan en las tablas 1 y 2. Se indican también los porcentajes de reducción de las cubiertas respecto al laboreo y respecto a la hierba espontánea. Se observan diferencias significativas en casi todas las series realizadas, salvo en los casos en los que el suelo estaba recién labrado, en cuyo caso la infiltración es más intensa aunque sólo hasta que el frente de humedecimiento alcanza la suela de labor. Esto sucede en la primera serie del primer año donde V. sativa y la hierba espontánea generaron más escorrentía que con laboreo (Tabla 1). En el total de ensayos realizados, cualquier especie sembrada redujo más de un 70% la escorrentía generada respecto al sistema de laboreo. Entre especies de cubierta la S. alba fue la que más redujo el volumen de escorrentía. Las crucíferas suelen incrementar la conductividad hidráulica con respecto a las especies con raíces más someras facilitando la infiltración (Archer et al., 2002).

La pérdida de suelo fue generalmente mayor en donde más escorrentía se generó (Fig. 1). Sin embargo las diferencias respecto a la parcela labrada fueron mayores que las encontradas para la escorrentía, incluso en los casos donde esta fue menor que otros tratamientos (Tabla 2). Esto se debe a que, aunque las diferencias de escorrentía dependan de factores como la especie de cubierta, su desarrollo, y del tipo de labor y la esponjosidad del suelo recién labrado, la pérdida de suelo suele ser mayor por la concentración de sedimentos en el agua, que es mayor que cualquier tratamiento con cubierta a pesar de que pueda retrasarse el inicio de flujo.

Tabla 1. Escorrentía (mm) en cada parcela para las distintas series de simulaciones realizadas en los dos años de estudio. Se indica también el total de escorrentía generada y porcentajes de reducción respecto al laboreo y a la hierba espontánea (Espont.). Letras diferentes indican diferencias significativas entre tratamientos según el test LSD ($P \le 0.05$).

Año	Antes/tras	Intensidad	Duración			Escorrentía	ι (mm)		
	Desbroce		(h)	Laboreo	B. distachyon	S. alba	V. sativa	V. ervilia	Espont.
1	Antes	Alta	1.5	2.43 b	2.10 b	0.27 b	9.03 a	1.99 b	7.52 a
	Antes	Media	3	0.58 a	0.00 b	0.00 b	0.29 b	0.46 ab	0.42 ab
	Tras	Media	3	2.85 a	0.00 b	0.00 b	0.05 b	0.35 b	0.26 b
	Tras	Alta	2	9.98 a	0.22 d	0.15 d	3.29 c	3.76 c	6.81 b
2	Antes	Alta	1.5	7.45 a	2.24 b	0.30 b	0.23 b	1.69 b	0.74 b
	Antes	Media	3	2.09 a	0.00 c	0.00 c	0.07 c	0.28 b	0.19 b
	Tras	Media	3	2.84 a	0.27 b	0.01 b	0.01 b	0.02 b	0.16 b
	Tras	Alta	2	16.61 a	3.60 b	0.06 b	0.45 b	3.71 b	0.34 b
	TOTAL años 1 y 2			44.81 a	8.42 bc	0.79 c	13.41 b	12.25 bc	16.45 b
% Reducción respecto a Laboreo					-81.20	-98.25	-70.08	-72.65	-63.29
9	% Reducción	respecto a E	spont.	63.29	-48.79	-95.23	-18.50	-25.50	

Tabla 2. Pérdida de suelo (kg ha⁻¹) en cada parcela para las distintas series de simulaciones realizadas en los dos años de estudio. Se indica también el total de pérdida generada y porcentajes de reducción respecto al laboreo y a la hierba espontánea (Espont.). Letras diferentes indican diferencias significativas entre tratamientos según el test LSD ($P \le 0.05$).

Año	Antes/tras	Intensidad	Duración		Pé	rdida de sue	elo (kg ha ⁻¹)		
	Desbroce		(h)	Laboreo	B. distachyon	S. alba	V. sativa	V. ervilia	Espont.
1	1 Antes Alta 1.5		1.5	373.10 a	233.01 ab	6.25 b	275.61 ab	72.81 b	132.82 ab
	Antes	Media	3	44.69 a	0.00 b	0.00 b	6.92 b	5.38 b	5.80 b
	Tras	Media	3	182.80 a	0.00 b	0.00 b	0.30 b	2.31 b	3.63 b
Tras		Alta	2	2462.45 a	3.09 b	5.41 b	9.14 b	12.44 b	55.79 b
2	Antes	Alta	1.5	665.71 a	7.07 b	6.84 b	2.23 b	13.47 b	5.73 b
	Antes	Media	3	126.05 a	0.00 c	0.00 c	2.71 b	2.44 b	2.48 b
	Tras	Media	3	150.67 a	4.46 b	0.00 b	1.61 b	0.85 b	3.18 b
	Tras	Alta	2	853.29 a	82.89 b	0.17 b	1.66 b	8.01 b	1.78 b
TOTAL años 1 y 2			4858.76 a	330.53 b	18.67 b	300.19 b	117.71 b	211.23 b	
% Reducción respecto a Laboreo			Laboreo		-93.20	-99.62	-93.82	-97.58	-95.65
9	% Reducciór	n respecto a l	Espont.	95.65	36.09	-91.16	29.64	-44.27	



Fig. 1. Producción de sedimentos por unidad de superficie y de tiempo frente al coeficiente de escorrentía en cada tratamiento y ensayo.

Los porcentajes de reducción respecto al laboreo fueron mayores al 90% en todos los tratamientos con cubierta en el total generado en dos años.

El extenso sistema radical de la crucífera favoreció la infiltración y redujo las pérdidas de suelo. Además, el buen grado de protección de suelo obtenido con cualquier tratamiento con cubierta, ya fuera ésta sembrada o espontánea, redujo en gran medida las pérdidas de suelo. Los valores de cobertura obtenidos con cualquier tipo de cubierta superaron holgadamente el 30% (Fig. 2) incluso tras el desbroce con la biomasa del residuo, valor umbral aceptado internacionalmente en agricultura de conservación para mantener un suelo protegido (CTIC, 1990).

En la Fig. 3 se representan las concentraciones de sedimentos frente a los caudales de escorrentía medidos. Se observa cómo en las parcelas con mayor cobertura vegetal se limita la concentración de sedimentos, mientras que cuando la vegetación es más escasa la concentración es proporcional al caudal.



Fig. 2. Pérdida de suelo comparada con el porcentaje de cobertura.



Fig. 3. Valores de concentraciones de sedimentos frente a escorrentía medidos durante los ensayos para las simulaciones con alta intensidad antes del desbroce el primer año.

Nuestros resultados coinciden con los obtenidos por otros autores, Francia et al.

(2000) que disminuyeron un 83% la pérdida de suelo con el empleo de cubiertas vegetales. Gómez et al. (2009) obtuvieron porcentajes más semejantes a los de este trabajo con un 93% de reducción frente a suelo desnudo. En Espejo-Pérez et al. (2013), las cubiertas redujeron la erosión en un promedio de 76% en un estudio con microparcelas en olivares de Andalucía.

3.2. Modelo de la onda cinemática

El modelo se ajustó a los hidrogramas experimentales de los ensayos realizados antes del desbroce el primer año con intensidad alta. La tabla 3 muestra los valores optimizados de los parámetros del modelo (*Ks*, $S^2/2$, *m* y α) y la eficiencia de Nash – Sutcliffe como medida del ajuste.

Los valores medios de conductividad hidráulica saturada permanecieron dentro de un estrecho intervalo, lo que indica que los tratamientos no producen un cambio importante en la estructura del suelo. El promedio de sorptividad fue menor en los tratamientos con cubierta como se observa en muchos suelos (Chow et al., 1988, Tabla 4.3.1). A medida que la conductividad hidráulica saturada decrece, el cuadrado de la sorptividad, que está relacionada con el potencial matricial en el frente de humedecimiento (Stewart et

Tabla. 3. Parámetros obtenidos con el modelo de la onda cinemática y eficiencia del ajuste de las simulaciones realizadas con alta intensidad antes del desbroce (1.5 h) el primer año de experimentación. *Ks*: conductividad hidráulica en saturación; *S*: sorptividad; *m*, α : exponente y coeficiente del modelo de erosión; E_{NS} : Eficiencia de Nash-Sutcliffe.

Tratamiento	Rep.	Intensidad	K _s	$S^{2}/2$	т	α	E _{NS}
		mm h ⁻¹	$\mathbf{mm}^{\mathbf{n}}\mathbf{h}^{-1}$	$mm^2 h^{-1}$		$mm^{1-m}h^{-1}$	115
Laboreo	R1	39.5	17.0	800	1.22	0.567	0.962
	R2	35	8.1	648	1.80	0.174	0.976
	R3	38	13.7	775	1.06	0.944	0.849
	Media	37.5	12.9	741	1.36	0.562	0.929
B. distachyon	R1	38	11.4	734	1.48	0.059	0.829
	R2	39	1.8	264	2.32	0.006	0.779
	R3	38.2	10.3	490	1.74	0.003	0.928
	Media	38.4	7.9	496	1.85	0.023	0.845
Sinapis alba	R1	37	10.1	1005	1.22	0.011	0.666
	R2	37	9.3	520	1.67	0.001	0.908
	R3	38.2	3.2	445	1.18	0.005	0.939
	Media	37.4	7.5	657	1.36	0.006	0.838
Vicia sativa	R1	38.5	9.2	21	0.65	0.939	0.912
	R2	41.3	5.3	5	1.06	0.127	0.735
	R3	39.7	1.2	23	0.99	0.277	0.816
	Media	39.8	5.2	16	0.90	0.448	0.821
Vicia ervilia	R1	38.9	4.9	35	1.51	0.010	0.952
	R2	43.2	15.8	186	1.56	0.015	0.847
	R3	37.2	23.5	63	1.80	0.443	0.702
	Media	39.8	14.7	95	1.62	0.156	0.834
Espontánea	R1	42.3	9.0	104	1.08	0.284	0.950
	R2	-					
	R3	39.3	16.0	294	1.14	0.500	0.974
	Media	40.8	12.5	199	1.11	0.392	0.962

al., 2013), decrece. El coeficiente α de la relación caudal-calado fue menor en los tratamientos con cubierta, lo que refleja mayor resistencia al flujo superficial que la superficie labrada.

En la Fig. 4 se muestra uno de los hidrogramas obtenidos para cada tratamiento con la correspondiente predicción del modelo. En general el modelo presenta un buen ajuste a los datos experimentales, especialmente con la hierba espontánea donde puede apreciarse claramente que se alcanza el régimen estacionario.



Fig. 4. Hidrogramas medidos y modelados para los tratamientos y simulaciones indicados. La línea discontinua representa el hidrograma modelado.

Las principales diferencias encontradas en las propiedades intrínsecas del suelo, conductividad hidráulica y sorptividad, se debieron a la influencia de la cubierta en el hidrograma generado. Un incremento en el porcentaje de cubierta se corresponde con un incremento similar en la resistencia al flujo superficial.

Los tiempos de inicio de escorrentía y los caudales medidos en campo, se com-

pararon con los valores obtenidos con el modelo obteniendo buenos ajustes como se muestra en las Fig. 5 y 6, lo que avala el uso del modelo propuesto como una herramienta eficiente para interpretar ensayos de escorrentía en parcelas controladas.



Fig. 5. Comparación entre los tiempos de inicio de escorrentía medidos y calculados para las simulaciones con alta intensidad antes del desbroce el primer año.



Fig. 6. Comparación entre los caudales de escorrentía medidos y calculados para las simulaciones con alta intensidad antes del desbroce el primer año.

4. CONCLUSIONES

La baja cobertura del sistema de laboreo incrementa notablemente la pérdida por escorrentía y erosión con respecto a los tratamientos protegidos con cubierta, obteniéndose buenos resultados tanto si se trata de especies sembradas como espontáneas siempre que proporcionen una buena cobertura de suelo.

El modelo de la onda cinemática adoptando la solución de Smith y Parlange (1978) para una tasa de infiltración variable tuvo un buen ajuste a los datos experimentales, especialmente cuando las condiciones de suelo fueron homogéneas como en el caso de suelos uniformemente labrados. Los parámetros estimados del modelo han sido buenos predictores de los efectos de la cubierta sobre el flujo superficial.

5. BIBLIOGRAFÍA

- Agrela F., J.A. Gil, J.V. Giráldez, R. Ordóñez y P. González, 2003. Obtention of reference value in the measurement of the cover fraction in conservation agriculture systems. *II World Congress* on Conservation Agriculture. Foz de Iguazu, Brasil. 11-15 agosto, 44–47.
- Archer N.A.L., J.N. Quinton y T.M. Hess, 2002. Below-ground relationships of soil texture, roots and hydraulic conductivity in two-phase mosaic vegetation in South-east Spain. *J. Arid Environ*. 52, 535–553.
- Barfield, B.J. y M.C. Hirschi, 1986. Tipping bucket flow measurements on erosion plots. *Trans. ASAE 29*, 1600–1604.
- Brutsaert, W., 2005. *Hydrology. An introduction.* Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Chow V.T., D.R. Maidment y L.W. Mays, 1988. *Applied Hydrology*. McGraw-Hill: New York, USA.
- Courant R. y H. Hilbert, 1962. *Methods of Mathematical Physics*. Wiley-Interscience: New York, USA.

- CTIC. 1990. National survey of conservation tillage practices. Conservation Tillage Information Center: Fort Wayne, IN, USA.
- Espejo-Pérez A.J., A. Rodríguez-Lizana, R. Ordóñez y J.V. Giráldez, 2013. Soil Loss and Runoff Reduction in Olive-Tree Dry-Farming with Cover Crops. Soil Sci. Soc. Am. J. 77, 2140– 2148.
- Francia J.R., 2000. Erosión en suelos de olivar en fuertes pendientes. Comportamiento de distintos manejos de suelo. *Edafología* 7, 147–155.
- Gómez J.A., M.G. Guzmán, J.V. Giráldez y E. Fereres, 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 Res.* 106, 137–144.
- Gómez J.A., C. Llewellyn, G. Basch, P.B. Sutton, J.S. Dyson y C.A. Jones, 2011. The effects of cover crops and conventional tillage on soil and runoff loss in vineyards and olive groves in several Mediterranean countries. *Soil Use Manage*. 27, 502–514.
- Iserloh T., J.B. Ries, J. Arnáez, C. Boix-Fayos, V. Butzen, A. Cerdà, M.T. Echeverría, J. Fernández-Gálvez, W. Fister, C. Geißler, J.A. Gómez, H. Gómez-Macpherson, N.J. Kuhn, R. Lázaro, F.J. León, M. Martínez-Mena, J.F. Martínez-Murillo, M. Marzen, M.D. Mingorance, L. Ortigosa, P. Peters, D. Regüés, J.D. Ruiz-Sinoga, T. Scholten, M. Seeger, A. Solé-Benet, R. Wengel y S. Wirtz, 2013. European small portable rainfall simulators: A comparison of rainfall characteristics. *Catena* 110, 100–112.
- Krause P., D.P. Boyle y F. Bäse, 2005. Advances in Geosciences Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Adv.*. *Geosci.* 5, 89–97.
- Laguna A. y J.V. Giráldez, 1993. The description of soil erosion through a kinematic wave model. *J.Hydrol.* 145, 65–82.
- Morgan, R.P.C., 1986. Soil erosion and conservation. Longman, Londres.
- Press W.H., S.A. Teukolsky, W.T. Vetterling y B.P. Flannery, 2007. *Numerical Recipes. The art of scientific computing*. Cambridge University Press.
- Smith R.E. y J.Y. Parlange, 1978. A Parameter-Efficient Hydrologic Infiltration Model. *Water Resour. Res.* 14, 533–538.

- Soil Survey Staff. 2014. *Keys to Soil Taxonomy*. 12^a ed. USDA, NRCS. Washington.
- Stewart R.D., D.E. Rupp, M.R.A. Najm y J.S. Selker, 2013. Modeling effect of initial soil moisture on sorptivity and infiltration. *Water Resour. Res.* 49, 7037–7047.

ÍNDICES DE SUELO Y PLANTA EN UN VIÑEDO Y RELACIÓN CON LOS PARÁMETROS DE PRODUCCIÓN

Fernando Souto, María Fandiño, Benjamín J. Rey, Jorge Dafonte*, Xesús P. González, Raymundo Rangel y Javier J. Cancela

GI-1716, Departamento de Ingeniería Agroforestal, Universidad de Santiago de Compostela, Campus Universitario, 27002 Lugo (España) e-mail: jorge.dafonte@usc.es, web: http://www.proepla.es

RESUMEN. Este trabajo pretende comprobar la discriminación de áreas homogéneas en un viñedo tradicional de la variedad Albariño, conducida en emparrado, usando índices de vegetación y la conductividad eléctrica aparente del suelo y parámetros de producción y calidad. Fueron ensayados varios tratamientos de riego. La adquisición de imágenes se realizó mediante una aeronave pilotada remotamente durante el envero en la campaña de 2016. Los ensayos tuvieron lugar en dos parcelas: Mosteiro y Seoane situadas en la D.O. Rías Baixas. En términos generales el CWSI mínimo (índice de estrés de agua del cultivo), presenta un buen comportamiento para diferenciar tratamientos. Además, interviene en la relación con el CAS (contenido de agua en el suelo), el Ψ_{stem} (potencial de agua en el tallo) y el índice de Ravaz, en el caso de la parcela de Seoane.

ABSTRACT. This work aims to verify the discrimination of homogeneous areas in a traditional vineyard of the variety Albariño, The trellis system is "Pérgola", using vegetation indices and soil apparent electrical conductivity and yield and quality parameters. Several treatments of irrigation were used. The acquisition of images was done by a remotely piloted aircraft during the summer of 2016 during veraison. The tests were carried out in two parcels: Mosteiro and Seoane located in the D.O. Rías Baixas The minimum CWSI (crop water stress index), shows a good behavior differentiating treatments. In addition, it is involved in the relationship with CAS (soil water content), Ψstem (water potential in the stem) and Ravaz index, in the case of the Seoane parcel.

1. INTRODUCCIÓN

Las condiciones climáticas tienen una importante influencia en el manejo de los cultivos, principalmente en relación con las necesidades de agua del cultivo. Las regiones húmedas y templadas están incrementando el uso del riego, debido la heterogeneidad del clima interanual (alta demanda evapotranspirativa e irregular distribución de la precipitación) (Trigo-Córdoba et al., 2015). El manejo del riego está directamente relacionado con la variabilidad especial del suelo y de la planta dentro de la parcela, y con la fin de obtener un vino de calidad (Arnó et al., 2009). La viticultura de precisión necesita información sobre la variabilidad especial de las propiedades del suelo, el crecimiento vegetativo y los datos topográficos (Morari et al., 2009; Rossi et al., 2013), para conseguir áreas similares dentro de la parcela, donde aplicar prácticas de manejo diferenciadas. El estado del agua en el viñedo es un aspecto clave para conseguir un control sobre la producción y los parámetros de calidad (Urretavizcaya et al., 2017) y relacionarlos con el manejo del sistema de riego. El potencial hídrico de tallo y hoja, medido varias veces al día, fue usado para monitorizar, controlar y gestionar el riego, obteniéndose buenas correlaciones con el estado del agua en planta y suelo (Cancela et al., 2015) y con los índices de vegetación (Williams y Araujo, 2002, Rodríguez-Pérez et al., 2007, Cancela et al., 2017).

Los avances en la adquisición de imágenes multiespectrales con aeronaves pilotadas remotamente (RPA), ha permitido el desarrollo de estudios para determinar la relación del agua en el viñedo con diferentes índices de vegetación (Baluja et al., 2012; Poças et al., 2015), y el uso de imágenes multiespectrales (Rodríguez-Pérez et al., 2007), siendo usadas estas para la zonificación de viñedos (Bellvert et al., 2012). El índice de diferencia de vegetación normalizado (NDVI) es uno de los más empleados con resultados contradictorios entre diferentes estudios, también el índice de estrés de agua en el cultivo (CWSI) es uno de los más empleados para la caracterización térmica de los cultivos.

Las características del suelo son una componente principal en el concepto de 'terroir', utilizado en viticultura. Para evaluar la variabilidad dentro de la parcela. las técnicas clásicas de muestreo y análisis, necesitan un gran esfuerzo (humano y de tiempo) y coste, que dificulta llegar a una buena representación de la variabilidad espacial (Morari et al., 2009). Por este motivo la conductividad eléctrica (CE) que es la propiedad que tiene un material para transmitir o conducir una corriente eléctrica, podría usarse como un parámetro de suelo global. La conductividad eléctrica aparente (CEa) es la medida de la conductividad eléctrica de un bloque de suelo y está influida por varios factores tales como la porosidad del suelo, la concentración de electrolitos disueltos, la textura, la cantidad y composición de los coloides, la materia orgánica, y el contenido en agua en el suelo (Rhoades et al., 1976). Recientes investigaciones mostraron que las medidas de la conductividad eléctrica aparente del suelo usando sensores electromagnéticos pueden usarse a escala de parcela para mapear la variabilidad especial de varias propiedades edáficas: salinidad del suelo, contenido en arcilla o profundidad a horizontes ricos en arcilla, contenido de agua en el suelo, la profundidad de depósitos aluviales arenosos, y materia orgánica (Doolittle y Brevik, 2014). Además la CEa ha sido usada a escala de campo para determinar propiedades antropogénicas, tales como fracción de lixiviado, patrones de riego y drenaje y compactación debido a la maquinaria agrícola (Corwin y Lesch, 2005) Resumiendo, está ampliamente aceptado que los principales factores que afectan a la CEa en suelos no salinos son la textura, el contenido de agua en el suelo y la capacidad de intercambio catiónico (Sudduth et al., 2001). De esta manera, las medidas de CEa pueden usarse para definir zonas de manejo específico.

Varios autores han usado medidas de CEa para caracterizar viñedos (Tagarakis et al., 2013, Priori et al., 2013, Fulton et al., 2011, Morari et al., 2009, Rossi et al., 2013, Urretavizcaya et al., 2017). Los dos principales métodos para medir CEa son por inducción electromagnética y por contacto directo.

Los métodos basados en árboles para regresión implican estratificar o segmentar el espacio de predicción en un número de regiones simples (James et al., 2013). El método de "Random Forests" (Breiman 2001) es un algoritmo de aprendizaje conjunto que puede ser usado para clasificación, es la predicción de la respuesta de una variable categórica y puede ser usado también para regresiones que impliquen la predicción de variables continuas. El método de "Random Forest" está basado en producir múltiples árboles que son combinados para producir una única predicción de consenso. Un gran número de árboles pueden producir frecuentemente una mejora importante en la precisión de la predicción (James et al., 2013). El método de "Random Forest" ha sido usado para predicción en agricultura (p.e. Everingham et al., 2016).

Combinando todas las cuestiones mencionadas anteriormente (gestión del clima y de los cultivos, viticultura de precisión, estado hídrico del suelo, potencial hídrico de las hojas, conductividad eléctrica aparente del suelo, productividad y métodos de regresión basados en árboles), es novedosa su utilización para la discriminación en viñedos des aspectos de suelo, planta y calidad del mosto en sistemas conducción en emparrado.

Los objetivos del presente estudio fueron: a) evaluar los efectos del riego sobre los parámetros de producción y calidad; b) proporcionar herramientas para la discriminación de los tratamientos de riego al cv 'Albariño' conducido en emparrado utilizando imágenes multiespectrales y térmicas; c) lograr la mejor metodología de regresión que permita predecir los parámetros críticos para la gestión del riego y los parámetros de calidad.

El principal objetivo es desarrollar herramientas y metodología que permitan a los viticultores conocer la variabilidad intraparcela, usando parámetros topográficos, índices de vegetación y parámetros de suelo obtenidos con métodos geofísicos, y planificar la vendimia, con el objetivo de mejorar la calidad del vino.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

Las medidas se llevaron a cabo durante la campaña 2016, en un viñedo de albariño plantado en 1999 sobre 110-Ritcher con un espaciamiento de 4 x 3 m (1667 plantas/ha). El viñedo está localizado en O Rosal (Pontevedra, España) dentro de la DO. Rías Baixas (41º 56' 19" N, 8º 49' 09" O, altura media sobre el nivel del mar 54 m), en dos parcelas: Mosteiro (4,8 ha) y Seoane (4,5 ha), con una ligera pendiente de 6,7 % y 7,2% respectivamente. El sistema de conducción fue un emparrado elevado 1,8 m sobre el suelo; las viñas fueron podadas en cordones cuadrilaterales dejando 6-8 yemas por vara. La profundidad del suelo fue de 1 m, presentado una textura areno-franca con una capacidad de agua disponible de 190 mm/m, que fue determinada usando valores máximos y mínimos de contenido de agua en el suelo medidos durante años en estos viñedos. La cubierta de las calles fue cortada varias veces durante el ciclo de crecimiento.

2.1. Diseño experimental y tratamientos de riego

Se plantea el mismo ensayo en dos parcelas próximas: Mosteiro y Seoane (Fig. 1). En la parcela de Mosteiro, fueron establecidos tres tratamientos usando filas completas por repetición con siete plantas estudiadas por fila en un transecto (Fig. 1). Los tratamientos fueron sin riego (SR) (tres filas), riego por goteo (RG-D) (nueve filas) desde la brotación hasta la vendimia, v riego por goteo desde la floración hasta la vendimia (RG-I) (nueve filas) (Fig. 1). En el caso de la parcela de Seoane, se han establecido, tres tratamientos igualmente. Los tratamientos fueron sin riego (SR1) (tres filas), riego por goteo (RG-D1) (nueve filas) desde la floración hasta la vendimia, y riego por goteo desde la floración hasta la vendimia (RG-I1) (nueve filas) (Fig. 1). Los momentos de riego fueron manejados usando la escala fenológica de Bagglioni (Baggiolini, 1952), donde D corresponde a los botones florales separados e I la floración completa. Las tuberías DI estaban en la fila de viñedos

a 1,8 cm sobre el suelo, con un emisor de 2,1 l h⁻¹ por cepa, en Mosteiro y cuatro emisores en Seoane. La gestión del riego se estableció aplicando agua de lunes a sábado, del 1 de Marzo al 1 de Septiembre en RG-D y RG-D1, y del 14 de junio al 1 de septiembre en RG-I y RG-I1. La dosis media de riego diaria fue de 0,35 mm y 0,93 mm, en Mosteiro y Seoane respectivamente. La dosis de riego se determinó usando la evapotranspiración de referencia (ETo), calculada según Allen et al. (1998) utilizando datos de una estación agro-meteorológica, propiedad de la bodega, y un coeficiente de cultivo medio (Kc) 0,65, obtenido por Fandiño et al. (2012) en las condiciones de secano en una finca cercana v para la misma variedad v prácticas de manejo. La dosis de riego total fue de 43 y 23 mm, en RG-D y RG-I, y 164 y 89 mm, en RG-D1 y RG-I1. Durante el período vegetativo, el número de eventos de riego fue de 123 y 67, en RG-H y RG-I, respectivamente.

2.2. Mediciones en el período vegetativo: suelo, planta, producción, y parámetros de mosto y peso de poda

Durante la temporada de cultivo, las etapas fenológicas (Baggiolini, 1952) activaban el sistema de riego, como se mencionó anteriormente. Desde marzo a la vendimia en 2016, el contenido de agua del suelo (SWC) fue monitorizado con un TDR100 (Campbell Scientific) con un conector flexible (Souto et al., 2008). Las observaciones se realizaron de 0- 60 cm de profundidad. La ecuación de Topp et al. (1980) fue utilizada para estimar el contenido volumétrico de agua en el suelo. Este equipo se utilizó para 9 mediciones aproximadamente una medición cada dos semanas. El número de mediciones por tratamiento y fecha fue SR y SR1: 6, RG-H: 23 y RG-I: 16, y RG-H y RG-I: 12.

Las mediciones del potencial de agua del tallo a medio día (Ystem) se realizaron con una cámara de presión Scholander (PMS Modelo 600, Albany, OR, EE.UU.) (Scholander et al., 1965). El muestreo y la medición de las hojas se realizaron considerando las precauciones sugeridas en Martínez et al. (2013). Se realizaron mediciones a medio día cada dos semanas y se realizaron en hojas maduras sanas del tercio medio de los brotes, todas ellas en etapas de crecimiento similares y sin alteraciones, y expuestas a radiación solar directa en 6, 24 y 18 plantas en SR, RG-H y RG-I, y 6, y 12 plantas en SR1, RG-H1 y RG-I1, respectivamente. Para determinar Ystem, las hojas fueron previamente cubiertas con una bolsa de plástico y papel de aluminio 1 hora antes de la medición (Williams y Araujo, 2002).

La vendimia se realizó el 19 y 29 de septiembre, en Mosteiro y Seoane, respectivamente, tomando medidas de número de racimos por cepa, peso promedio por cepa y rendimiento por cepa (SR y SR1: 14 cepas, RG-H y RG-I: 56 cepas, RG-H1 y RG-I1: 28 cepas). Por otra parte, las muestras de bayas por tratamiento se trituraron con una pequeña prensa manual, para determinar los parámetros básicos del mosto: SST (sólidos solubles totales), ^oBrix y Acidez total (AT) de acuerdo con los métodos oficiales (OIV, 2009) (SR y SR1: 4, RG-H y RG-I: 16 muestras y RG-H1 y RG-I: 8 muestras). Finalmente, se determinó el peso de poda para lograr el índice de Ravaz, como relación entre el rendimiento y el peso de poda (SR y SR1: 6 cepas, RG-H y RG-I: 24 cepas y RG-H1 y RG-I1: 12 cepas).

2.3. Índices de vegetación y suelo y parámetros topográficos

En agosto, 11 de agosto, al final del envero, se utilizó una aeronave pilotada remotamente (RPA) para obtener imágenes digitales en las parcelas experimentales. Dos cámaras digitales: una MultiSpec 4C (sensFly, SW) con cuatro canales de medición, verde (550 nm), rojo (660 nm) rojo cercano (735 nm) e infrarojo cercano (790 nm); y una ThermoMAP (senseFly, SW), fueron instaladas a bordo. La resolución media del terreno fue de 11,7 cm pixel⁻¹, con una altura media de vuelo de 75 metros sobre el nivel del suelo. Las condiciones climáticas fueron óptimas para evitar el proceso de corrección. La imagen procesada fue usada para calcular un índice de vegetación de diferencias normalizadas (NDVI) para cada píxel (Tucker, 1979) y el Índice de estrés de agua del cultivo (CWSI) (Jackson et al., 1981)

En el centro de todas las viñas de estudio, se definió un tampón de 1m de diámetro, con 96 píxeles por vides, para evaluar el índice NDVI y CWSI minimizando los errores debidos a los bordes de las vides, calculándose los valores medios, mínimos y máximos en cada pixel de las cepas estudiadas con mayor detalle, 128 cepas en la parcela de Mosteiro y 68 cepas en la parcela de Seoane.

Además, se midió la conductividad eléctrica aparente del suelo (CEa) usando un equipo de inducción electromagnética EM38 (Geonics Ltd., CA). Las bobinas transmisor-receptor del instrumento EM38 están orientadas perpendicularmente a la superficie en dipolo vertical, el modo dipolo vertical es efectivo para a una mayor profundidad de investigación (1,5 m) (Nadler, 1982). Los datos fueron recogidos el 16 de febrero de 2017 en 2.993 puntos en la parcela de Mosteiro y 1811 medidas en la parcela de Seoane, utilizando el equipo EM38 y un GPS RTK para la georreferenciación de los datos. La CEa fue corregida a 25°C, utilizando la temperatura del suelo medida con 4 sondas de temperatura cada 10 minutos a 0,25 m de profundidad. Posteriormente la deriva de los datos fue corregida usando un transecto de control.

Se utilizó un modelo de terreno digital (MDT) de 1 m de procedente de datos LIDAR (0,5 puntos/m²) obtenidos del Instituto Geográfico Nacional (IGN - España) para la estimación de parámetros topográficos. Los parámetros topográficos utilizados fueron elevación, pendiente, curvatura del perfil, curvatura tangencial y aspecto, estos parámetros se calcularon con QGIS 2.18.3 y GRASS 7.0.3.

2.4. Análisis estadísticos y geoestadísticos

Se realizó un análisis de varianza para todos los parámetros considerados en este estudio. La prueba de diferencia significativa de Tukey se usó para la separación de medias, para estos análisis se usó el programa. SPSS v. 20.0 (SPSS, I., 2011).

La clasificación "Random Forest" y los modelos de regresión se construyeron utilizando el paquete "randomForest" (Liaw et al., 2016) en el software estadístico libre R (R Core Team, 2016). Modelos de regresión "Random Forest" se construyeron utilizando 500 árboles derivados de 500 conjuntos de datos "bootstrap". El algoritmo de "Random Forest" puede clasificar la importancia relativa de cada variable predictora. La importancia de la variable se basa en el error de predicción de la regre-

sión de la parte de los datos "out-of-bag" OOB, (Breiman 2001, Liaw et al., 2016, Rossiter, 2016, Everingham et al., 2016). Para los modelos de clasificación, el error de predicción se calcula como la tasa de error de clasificación, mientras que para la regresión se calcula el error cuadrático medio. En el paquete 'randomForest', la importancia de la variable predictora se indica como la disminución porcentual media en la tasa de clasificación para el modelo de clasificación o el incremento medio en el error cuadrático medio para el modelo de regresión si dicha variable se elimina del análisis (Everingham et al., 2016). Además, para cada árbol se pueden utilizar observaciones que no se utilizaron para construir para validación verdadera (validación OOB), en este caso el método promedia las validaciones cruzadas OOB calculadas durante la construcción del "bosque" (Rossiter, 2016). Para aplicar el modelo de "Random Forest" para la predicción, se utilizan predictores continuos: parámetros derivados del MDT (elevación, aspecto, curvatura del perfil, curvatura tangencial y pendiente), parámetros del suelo (CEa, SWC) y parámetros de la planta (ψ_{stem}) ; y categóricas (clasificadas) (tratamientos de riego).

La distribución espacial de CEa sobre la parcela de estudio se evaluó a través de métodos determinísticos y geoestadísticos utilizando el paquete GSTAT del software R (Pebesma & Graeler, 2016) y se calculó el krigeado de regresión (RK) usando el paquete GSIF para R (Hengl et al., 2016). La base matemática de estas técnicas puede encontrarse en Goovaerts (1997) y James et al. (2013).

RK se basa en la idea de que el componente determinístico de la variable principal se explica por un modelo de regresión obtenido a partir de la información secundaria en todos los lugares donde se desea estimar la variable primaria. A continuación, se calculan los valores residuales a partir de los residuos observados en todos los lugares muestreados (Rossiter, 2016). En este estudio, se considera un tipo de modelos de regresión de "Random Forest". No hay suposiciones acerca de la linealidad en su relación con la información secundaria, un problema con árboles de regresión es que un pequeño cambio en el conjunto de la muestra, puede cambiar radicalmente el árbol de clasificación (Rossiter, 2016). Para resolver este problema "Random Forest" para variables continuas es una extensión de los árboles de regresión (Random Forest krigeado de regresión- RFRK), y este método consiste en construir un gran número de árboles de regresión y hacer un promedio de sus predicciones (Rossiter, 2016; James et al., 2013). Los parámetros secundarios utilizados (elevación, pendiente, curvatura del perfil, curvatura tangencial y aspecto) se derivaron del MDT.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Efectos del riego sobre el suelo y planta. Parámetros de producción y mostos

Tal y como se observa en la Tabla 1, se han obtenido diferentes tendencias, según la parcela en estudio: Mosteiro y Seoane. En particular no se ha detectado el mismo patrón de comportamiento para el Contenido de Agua en el Suelo (CAS) y el Ψ_{stem} en ambos casos, siendo significativas las diferencias en el caso de Seoane, para ambos parámetros. Por el contrario, en relación a los parámetros productivos (uva y madera) se han obtenido diferencias significativas para el nº de racimos en la parcela de Mosteiro, mientras que en el resto de parámetros no hay diferencias, al igual que en la parcela de Seoane.

En la Tabla 2, se observa que tan sólo se han detectado diferencias significativas en los mostos analizados para la Acidez Total, en el caso de la parcela de Mosteiro.

3.2. Índices de vegetación y conductividad eléctrica aparente

En relación al NDVI y el CWSI, se observa que en ambos casos se han obtenido diferencias significativas para los CWSI, tal y como se observa en la Tabla 3. Cabe mencionar que en ambas parcelas, el resultado que mejor expresa las diferencias ha sido el CWSI mínimo, que representa el valor mínimo obtenido para los puntos de muestreo estudiados. Varios métodos de interpolación fueron probados para estimar CEa en una celda de 1m. El krigeado ordinario y RKRF, los mejores valores de validación cruzada fueron para RKRF usando como variables secundarias la cota, el aspecto, la curvatura del perfil, la curvatura tangencial y la pendiente, en las dos parcelas como se puede ver en la Fig. 2, donde se muestra el mapa de interpolación, el semivariograma residual de CEa y la correlación entre los valores medidos y observados de CEa obtenidos por validación cruzada, la varianza explicada por el método del "Random forest" fue del 97% en la parcela de Mosteiro y del 47% en la parcela de Seoane Un resumen de los valores de CEa están en la Tabla 6, observándose que los valores no son muy diferentes entre las dos parcelas. Los datos de CEa estimados con RKRF se usaron para la predicción de los parámetros de suelo, planta, producción y calidad.

3.3. Predicción del estado del agua de la planta y los parámetros de calidad

Una matriz de correlación fue usada entre todas las variables para escoger la mejores predictores para usar con el método de "Random Forest". La Tabla 5 muestra la mejora en la estimación de los parámetros de suelo y planta.

En algunas variables se produce un incremento importante en el coeficiente de correlación y en el porcentaje de varianza explicada, pero se aprecia bastantes diferencias entre los resultados obtenidos para

las dos parcelas tanto en el coeficiente de correlación como con en los predictores utilizados para estimar las variables, en algunos casos el porcentaje de varianza explicado está tan próximo a cero que es casi tan buen predictor usar la media de la variable. Los resultados muestran que los diferentes tratamientos de riego afectan a los índices de agua en el suelo (CAS) como a los parámetros de agua en planta (Ψ_{stem}), pero no mejoran la estimación en el resto de variables de producción y calidad estudiada en estas dos parcelas en el año 2016. En muchos casos los parámetros obtenidos a través de las imágenes multiespectrales, sí que están correlacionadas con las diferentes variables estudiadas. Brillante et al. (2016) destacó la utilidad de las técnicas



Fig. 1. Localización de las parcelas y de los tratamientos.



Fig. 2. Estimación de los valores de CEa ($mS \cdot m^{-1}$) con RFRK, semivariograma de los datos, semivariograma residual y gráfica de valores observados frente a estimados en la parcelas de Mosteiro (Izquierda) y Seoane (Derecha).

Parcela	Trata- miento	CAS-11Ag	Ψstem	NºRacimos	Prod (Kg/pl)	PesoRacimo(g)	MadPoda	Ind.Ravaz
Mosteiro	RG-D	0,13a (0,01)	0,78a(0,07)	87,8a(2,92)	11,51a(0,47)	131,93a(3,76)	4,64a(0,54)	2,80a(0,18)
	RG-I	0,14a(0,01)	0,68a(0,03)	102,20ab(4,07)	13,35a(0,765)	127,05a(4,385)	5,14a(0,72)	3,04a(0,28)
	SR	0,13a(0,01)	0,52a(0,02)	106,29b(9,72)	13,88a(1,34)	131,40a(5,88)	6,06a(1,36)	2,47a(0,28)
	Total	0,13(0,004)	0,70(0,04)	96,29(2,54)	12,59(0,43)	129,69a(2,64)	4,97a(0,41)	2,84a(0,14)
	p-value	0,318	0,094	0,010	0,076	0,667	0,556	0,460
Seoane	RG-D1	0,23(0,02)	0,45a(0,02)	72,32(6,04)	8,76(0,88)	120,34(8,18)	4,46(0,43)	2,41(0,33)
	RG-I1	0,18(0,01)	0,47a(0,02)	64,32(4,93)	8,26(0,99)	122,27(6,78)	4,97(0,59)	2,00(0,33)
	SR1	0,19(0,01)	0,64b(0,04)	64,43(8,47)	7,68(1,16)	121,20(8,80)	3,62(0,57)	2,22(0,52)
	Total	0,20(0,01)	0,50(0,02)	67,54(3,53)	8,34(0,57)	121,28(4,54)	4,50(0,32)	2,20(0,21)
	p-value	0,030	0,000	0,549	0,790	0,982	0,312	0,698

Tabla 1. Análisis de varianza de parámetros planta-suelo (envero, 11 agosto 2016) y productivos. Parcelas Mosteiro y Seoane.

SR y SR1: sin riego; RG-D y RG-D1: riego goteo desde brotación a vendimia; RG-I y RG-I1: riego goteo desde floración (fase I) a vendimia. CAS: contenido de agua en el suelo; Ψ stem: potencial de tallo a mediodía. Valores entre paréntesis refieren el error estándar. Letras diferentes en la columna, indican diferencias significativas entre tratamientos, según el Test de Tukey (p < 0.05).

Tabla 2. Análisis de varianza de parámetros del mosto. Parcelas de Mosteiro y Seoane SST: sólidos solubles totales; AT: acidez total (g L^{-1} ácido tartárico).

Parcela	Tratamiento	SST (Brix)	рН	AT	K (mg L ⁻¹)	$Mn (mg L^{-1})$	Zn (mg L ⁻¹)
Mosteiro	RG-D	17,89(0,61)	2,83(0,04)	11,31ab(0,50)	1660,5(64,9)	0,62(0,07)	0,40(0,02)
	RG-I	18,78(0,59)	2,77(0,03)	10,25b(0,49) 1612,8(64,6)		0,50(0,03)	0,42(0,03)
	SR	19,35(0,58)	2,86(0,03)	12,63a(0,73)	1831,2(42,0)	0,55(0,09)	0,465(0,07)
	Total	Total 18,45(0,39) 2,81(0,		10,99(0,34)	1658,3(41,7)	0,56(0,03)	0,41(0,02)
	p-value	0,399	0,257	0,074	0,303	0,267	0,525
Seoane	RG-D1	17,31(0,64)	2,82(0,02)	12,75(0,56)	1808,6(129,4)	0,5639(0,03)	0,40(0,02)
	RG-I1	17,01(0,63)	2,81(0,24)	13,26(0,86)	1979,0(36,7)	0,48(0,04)	0,39(0,03)
	SR1	19,37(0,20)	2,75(0,02)	11,66(0,70)	1837,2(179,5)	0,52(0,06)	0,45(0,03)
	Total	17,52(0,41)	2,80(0,015)	12,80(0,46)	1889,2(59,7)	0,52(0,03)	0,40(0,01)
	p-value	0,126	0,214	0,503	0,424	0,370	0,330

Tabla 3. Análisis de varianza de los índices de vegetación: NDVI y CWSI (envero, 11 agosto 2016). Mosteiro y Seoane.

Parcela	Tratamiento	NDVImin	NDVImax	NDVImedio	CWSImin	CWSImax	CWSImedio
Mosteiro	RG-D	0,86a(0,01)	0,90a(0,00)	0,89a(0,00)	0,37a(0,02)	0,47a(0,02)	0,42a(0,02)
	RG-I	0,85a(0,01)	0,90a(0,00)	0,88a(0,00)	0,34ab(0,01)	0,45ab(0,02)	0,39ab(0,02)
	SR	0,87a(0,00)	0,90a(0,00)	0,89a(0,00)	0,27b(0,02)	0,36b(0,025)	0,32b(0,02)
	Total	al 0,86(0,00) 0,9		0,88(0,00)	0,35(0,01)	0,45(0,015)	0,39(0,01)
	p-value	0,402	0,315	0,400	0,037	0,81	0,067
Seoane	RG-D1	0,90a(0,00)	0,92a(0,00)	0,91a(0,00)	0,28a(0,01)	0,33a(0,01)	0,30a(0,01)
	RG-I1	0,89a(0,01)	0,916a(0,00)	0,90a(0,00)	0,39b(0,02)	0,42b(0,02)	0,40b(0,02)
	SR1	0,90a(0,00)	0,91a(0,00)	0,91a(0,00)	0,41b(0,02)	0,45b(0,01)	0,43b(0,02)
	Total	0,90(0,00)	0,91(0,00)	0,91(0,00)	0,35(0,01)	0,39(0,013)	0,37(0,013)
	p-value	0,363	0,222	0,228	0,000	0,000	0,000

SR y SR1: sin riego; RG-D y RG-D1: riego goteo desde brotación a vendimia; RG-I y RG-I1: riego goteo desde floración (fase I) a vendimia. Valores entre paréntesis error estándar. Letras diferentes indican diferencias significativas entre tratamientos, según el Test de Tukey (p < 0.05).

de aprendizaje-máquina como "Random Forest" para predecir parámetros ligados a la disponibilidad de agua en viñedo. Urretavizcaya et al. (2017) aplicaron para delimitación de zonas de manejo en viñedo un término sumidero como el número de racimos por planta, en el caso estudiado este término sumidero en algunos casos es el índice de ravaz y en otro la madera de poda y el número de racimos por planta. El algoritmo RF permite modelar complejos sistemas no lineales, pero son modelos tipo caja negra, ya que no se puede obtener una expresión entre la variable dependiente y los predictores.

Tabla 4. Resumen de los datos de CEa.

Dancala			CEa (mS∙n	n ⁻¹)
Parcela	п	Media	Mínimo	Máximo
Mosteiro	3023	36,4	25,7	44,4
Seoane	1811	34,9	28,8	39,6

4. CONCLUSIONES

En términos generales el CWSI mínimo, presenta un buen comportamiento diferenciando tratamientos. Además, interviene en la relación con el CAS, el Ψ_{stem} y el índice de Ravaz, en el caso de Seoane. Lo que demuestra la capacidad predictiva del mismo, puesto que en Mosteiro, interviene en la determinación del contenido en sólidos solubles totales (SST).

Agradecimientos. Este trabajo fue realizado en el marco del proyecto VINYSOST, financiado por la Unión Europea y el CDTI y por el ministerio de Economía y Competitividad (proyecto CGL2013-47814-C2) y cofinanciado por fondos FEDER. También fue apoyado este trabajo por la red de investigación "Xestión sostible da empresa agroalimentaria (IGSEA)" de la Universidad de Santiago de Compostela.

5. BIBLIOGRAFÍA

- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. Crop Evapotranspiration. *Guidelines for* computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper 56, FAO, Rome, Italy.
- Arnó, J., Martínez, J.A., Ribes, M., Rosell, J.R., 2009. Review. Precision viticulture. Research topics, challenges and opportunities in site-specific vineyard management. *Span. J Agric. Res.* 7(4),779-790
- Baggiolini, M., 1952. Les stades repères dans le développement annuel de la vigne et leur utilisation pratique. Rev. rom. Agric. Vitic. 8,4-6

Tabla 5. Parámetros de regresión con el modelo 'Random Forest'.

Variables	Parcela	Predictors	n	% Var. explicada	Coef. Correlación
CAS	Mosteiro	TratRiego+Cota+Pend+NDVI	49	11,87	0,36
CAS	Seoane	TratRiego+Cota+NDVI+CWSI	30	61,01	0,78
Wetom	Mosteiro	TratRiego+CAS+CWSI	31	5,79	0,3
T SICIII	Seoane	TratRiego+MDT+CEa+NDVI+CWSI	29	0,13	0,27
Ind young	Mosteiro	Cota+NDVI	31	15,54	0,41
Inu_ravaz	Seoane	Pend+¥stem +CWSI	30	63,47	0,80
SST (Driv)	Mosteiro	CAS+IndRavaz+Pend+CEA+CWS	21	51,96	0,73
551 (BIIX)	Seoane	Ψstem +CurvPerf+CEa+NDVI	18	9,39	0,36
	Mosteiro	MadPoda+Cota+Pte+CEa	21	43,1	0,67
рп	Seoane	Ψstem +MadPoda+Aspecto	17	11,07	0,4
AT	Mosteiro	Ψstem +CurvPerf+CWSI	21	20,24	0,47
AI	Seoane	Nracimos+MadPoda+Aspecto	17	2,91	0,34

- Baluja, J., Diago, M.P., Balda, P., Zorer, R., Meggio, F., Morales, F., Tardaguila, J., 2012. Assessment of vineyard water status variability by thermal and multispectral imagery using an unmanned aerial vehicle (UAV). *Irrigation Sci.* 30(6),511-522
- Bellvert, J., Marsal, J., Mata, M., Girona, J., 2012. Identifying irrigation zones across a 7.5-ha 'Pinot noir' vineyard based on the variability of vine water status and multispectral images. *Irrigation Sci.* 30(6),499-509
- Breiman, L., 2001. Random forests. Mach Learn. 45(1),5-32
- Cancela, J.J., Fandiño, M., Rey, B.J., Martínez, E.M., 2015. Automatic irrigation system based on dual crop coefficient, soil and plant water status for Vitis vinifera (cv Godello and cv Mencía). Agric. Water Manage. 151,52–63
- Cancela, J. J., Fandiño, M., Rey, B. J., Dafonte, J., González, X. P., 2017. Discrimination of irrigation water management effects in pergola trellis system vineyards using a vegetation and soil index. *Agric. Water Manag.* 183, 70-77.
- Corwin, D.L., Lesch, S.M., 2005. Apparent soil electrical conductivity measurements in agriculture. *Comput. Electron. Agr.* 46,11–43
- Doolittle, J. A., Brevik, E. C. 2014. The use of electromagnetic induction techniques in soils studies. *Geoderma*. 223–225, 33–45.
- Everingham, Y., Sexton, J., Skocaj, D., Inman-Bamber, G., 2016. Accurate prediction of sugarcane yield using a random forest algorithm. *Agron. Sustain. Dev.* 36(2),1-9
- Fandiño, M., Cancela, J.J., Rey, B.J., Martínez, E.M., Rosa, R.G., Pereira, L.S., 2012. Using the dual-Kc approach to model evapotranspiration of Albariño vineyards (Vitis vinifera L. cv. Albariño) with consideration of active ground cover. *Agric. Water Manag.* 112,75–87
- Fulton, A., Schwankl, L., Lynn, K, Lampinen, B., Edstrom, J., Prichard, T., 2011. Using EM and VERIS technology to assess land suitability for orchard and vineyard development. *Irrigation Sci.* 29(6),497-512
- Goovaerts, P., 1997. Geostatistics for natural resources evaluation. Applied Geostatistics. New York; Oxford, Oxford University Press
- Hengl, T., Kempen, B., Heuvelink, G., Malone, B., 2016. Package 'GSIF' [consultado el 15 de abril de 2017]
- Jackson RD, Idso SB, Reginato RJ, Pinter PJ., 1981. Canopy temperature as a crop water stress indicator. *Water Resour. Res.*, 17(4),1133-1138

- James, G., Witten, D., Hastie, T., Tibshirani, R., 2013. An introduction to statistical learning, with applications in R. Number 103 in Springer texts in statistics. Springer.
- Liaw, A., Wiener, M., Breiman, L., Cutler, A. Package 'Random Forest'.https://www.stat.berkeley.edu/~breiman/RandomForests/. [consultado el 15 de abril de 2017].
- Martínez, E.M., Rey, B.J., Fandiño, M., Cancela, J.J., 2013.Comparison of two techniques for measuring leaf water potential in Vitis vinifera var. Albariño. *Cienc. Tec. Vitivinic*. 28(1),29-41
- Morari, F., Castrignanò, A., Pagliarin, C., 2009. Application of multivariate geostatistics in delineating management zones within a gravelly vineyard using geo-electrical sensors. *Comput. Electron. Agr.* 68,97–107
- Nadler, A., 1982. Estimating the soil water dependence of the electrical conductivity soil solution/ electrical conductivity bulk soil ratio. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 46(4),722–726
- OIV (Office International de la Vigne et du Vin), 2009. *Recueil des methods internationales d'analyses des vins et des moûts*. Ed. Office International de la Vigne et du Vin. Paris, France.
- Pebesma, E., Graeler, B., 2016. Package 'GSTAT', accessed https,//cran.r-project.org/web/packages/gstat/gstat.pdf [consultado el 15 de abril de 2017].
- Pôças, I., Rodrigues, A., Gonçalves, S., Costa, P.M., Gonçalves, I., Pereira, L.S., Cunha, M. 2015. Predicting Grapevine Water Status Based on Hyperspectral Reflectance Vegetation Indices. *Remote Sens.* 7(12),16460-16479
- Priori, S., Martini, E., Andrenelli, M.C., Magini, S., Agnelli, A.E., Bucelli, P., Biagi, M., Pellegrini, S., Costantini, E.A.C., 2013. Improving wine quality through harvest zoning and combined use of remote and soil proximal sensing. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 77(4),1338-1348
- R Core Team, 2016. *R*, *a language and environment* for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna. http,//www.R-project.org/
- Rhoades, J.D., Raats, P.A.C., Prather, R.S., 1976. Effects of liquid phase electrical conductivity, water content and surface conductivity on bulk soil electrical conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 40,651-665
- Rodríguez-Pérez, J.R., Riaño, D., Carlisle, E., Ustin, S., Smart, D.R., 2007. Evaluation of hypers-

pectral reflectance indexes to detect grapevine water status in vineyards. *Am. J Enol. Viticult.* 58(3),302-317

- Rossi, R., Pollice, A., Diago, M.P., Oliveira, M., Millan, B., Bitella, G., Amato, M., Tardaguila, J., 2013. Using an automatic resistivity profiler soil sensor on-the-go in precision viticulture. *Sensors* 13,1121–1136
- Rossiter, D.G., 2016. An introduction to geostatistics with R/gstat Version 3.2, [consultado el 15 de abril de 2017].
- Scholander, P.F., Hammel, H.J., Bradstreet, A., Hwemmingsen, E.A., 1965. Sap pressure in vascular plants. *Science* 148,339-346
- Souto, F.J., Dafonte, J., Escariz, M., 2008. Design and air-water calibration of a wave-guide connector for TDR measurements of soil electric permittivity in stony soils. *Biosyst. Eng.* 101(4),463–471
- SPSS, I., 2011. *IBM SPSS Statistics for Windows*, Version 20.0. New York, IBM Corp
- Sudduth, K.A., Drummond, S.T., Kitchen, N.R., 2001. Accuracy issues in electromagnetic induction sensing of soil electrical conductivity for precision agriculture. *Comput. Electron. Agr.* 31, 239–264.
- Tagarakis, A., Liakos, V., Fountas, S., Koundouras, S., Gemtos, T.A., 2013. Management zones delineation using fuzzy clustering techniques in grapevines. *Precis. Agric.* 14(1),18-39

- Topp, G.C., Davis, J.L., Annan, AP., 1980. Electromagnetic determination of soil water content, measurement in coaxial transmission lines. *Water Resour. Res.* 16,574-582
- Trigo-Córdoba, E., Bouzas-Cid, Y., Orriols-Fernández, I., Mirás-Avalos, J.M., 2015. Effects of deficit irrigation on the performance of grapevine (Vitis vinifera L.) cv. 'Godello' and 'Treixadura' in Ribeiro, NW Spain. Agric. Water Manage. 161,20-30
- Tucker, C., 1979. Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation. *Remote Sens. Environ.* 8(1),127–150
- Urretavizcaya, I., Royo, J.B., Miranda, C., Tisseyre, B., Guillaume, S., Santesteban, L.G., 2017. Relevance of sink-size estimation for withinfield zone delineation in vineyards. *Precis. Agric.* 18(2),133–144
- Williams, L.E., Araujo. F.J., 2002. Correlations among predawn leaf, midday leaf, and midday stem water potential and their correlations with other measures of soil and plant water status in Vitis vinifera. J Amer. Soc. Hort. Sci. 127(3),448-454

CONTINUIDADE ESPACIAL DOS ATRIBUTOS QUÍMICOS DO SOLO E PRODUTIVIDADE DA CULTURA DE CANA-DE-AÇÚCAR

Mayanna Karlla Lima Costa¹, Glecio Machado Siqueira¹ e Raimunda Alves Silva¹

¹Departamento de Geociências. Universidade Federal do Maranhão, São Luís-MA. Email: mayannakarlla@hotmail.com, gleciosiqueira@hotmail.com, ray-234@hotmail.com

RESUMO. O objetivo deste trabalho foi caracterizar a variabilidade espacial de atributos químicos em cultura de canade-açúcar. O estudo foi realizado no município de Coelho Neto-MA, Brasil, onde foram instalados 100 pontos de amostragem para coleta dos dados químicos de solo e da produtividade da cana-de-açúcar. Os dados foram inicialmente analisados por meio da estatística descritiva e posteriormente analisados por meio de ferramentas de geoestatística. Os modelos matemáticos exponencial e gaussiano foram os que melhor se ajustaram aos dados que apresentarão dependência espacial nas profundidades 0,0-0,2 m e 0,0-0,4 m do solo, respectivamente. A produtividade da cana-de-açúcar obteve um grau moderado de dependência espacial e um alcance de 90 m, sendo os pontos ajustados no modelo esférico. Os valores de alcance variaram de 36 a 130 m e maioria dos atributos na camada superficial apresentaram efeito pepita puro. As correlações dos atributos químicos com a produtividade da cana-de-açúcar foram baixas e não são capazes de explicar a variação na produtividade quando analisadas individualmente

ABSTRACT. The aim of this work was to characterize the spatial variability of chemical attributes in sugarcane culture. The study was carried out in the municipality of Coelho Neto-MA, Brazil, where 100 sampling points were installed to collect soil chemical data and sugarcane productivity. The data were initially analyzed through descriptive statistics and later analyzed using geostatistics tools. The exponential and Gaussian mathematical models were the ones that best fit the data that will present spatial dependence in the depths 0,0-0,2 m and 0,0-0,4 m of the soil, respectively. The productivity of sugarcane obtained a moderate degree of spatial dependence and a range of 90 m, with the points adjusted in the spherical model. Range values ranged from 36 to 130 m and most of the attributes on the surface layer showed pure nugget effect. The correlations of chemical attributes with sugarcane productivity were low and are not able to explain the variation in productivity when analyzed individually.

1. INTRODUÇÃO

A manutenção da fertilidade dos solos, controle de erosão e o uso da terra em harmonia com as características dos ecossistemas tem sido o maior desafio dos que se dedicam à implantação de sistemas agrícolas sustentáveis (Freitas e Landers 2014; Shimizu et al., 2014), sendo que a compreensão correta da dinâmica do uso da terra na Amazônia brasileira é um passo importante para uma melhor adequação dos sistemas de manejo, principalmente de monocultivos como a Cana-de-açúcar.

Uma das opções de manejo utilizadas para minimizar os efeitos da variabilidade na produtividade e qualidade tecnológica da cana-de-açúcar e ainda promover maior sustentabilidade é a agricultura de precisão (AP), que representa um conjunto de técnicas e procedimentos utilizados para que os sistemas de produção agrícola sejam otimizados, e tem como objetivo principal o gerenciamento da variabilidade espacial (Siqueira et al., 2015).

Ferramentas de geoestatística tem sido amplamente utilizadas para caracterizar a variabilidade espacial de atributos do solo devido à sua capacidade de quantificar e reduzir as incertezas de amostragem e os custos de investigação (Goovaerts, 1999).

O conhecimento da variabilidade espacial dos atributos químicos do solo tornase fundamental para otimizar as aplicações localizadas de corretivos e fertilizantes e reduzir a degradação ambiental provocada pelo excesso destes, melhorando o controle do sistema de produção das culturas, uma vez que pequenas alterações podem levar a grandes diferenças de produtividade (Montanari et al., 2010; Cerri e Magalhães 2012; Carvalho e al., 2014)

Diante do exposto, esta pesquisa tem como objetivo a aplicabilidade da agricultura de precisão para a sustentabilidade de sistemas produtivos de cana-de-açúcar cultivada.

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Descrição da área experimental e atributos avaliados

A área de estudo possui aproximadamente 6,85 ha, cultivado com cana-de-açúcar desde 1980 com colheita manual e está localizada na Usina Itajubara no município de Coelho Neto, Brasil. O solo da área de estudo é um Latossolo Vermelho, com valor de pH de 5.2 em Cacl₂ e 54% areia, 22% de silte, e 25% de argila na camada de 0-20 cm.

Foram instalados 100 pontos de amostragem distribuídos para coleta dos dados de atributos químicos do solo (pH, matéria orgânica (MO), fósforo (P), potássio (K), cálcio (Ca), magnésio (Mg), H+Al e Sódio (Na), Som,a de Bases (SB) Capacidade de troca catiônica (CTC) e Saturação de bases (V%)) e da produtividade da cana-de-açúcar, as amostras de solo fora coletadas em nas profundidades 0,0-0,2 m e 0,2-0,4 m de solo.



Fig. 1: Mapa topográfico e esquema de amostragem com 100 pontos.

2.2 Análise de dados

As amostras de solo foram analisadas no Laboratório de Solos de acordó com a metodología de Raij et al., 2001, posteriormente os dados foram analisados por meio da estatística descritiva para determinação dos valores de média, variância, desvio padrão, coeficiente de variação (CV%), assimetria e curtose. E em seguida foram analisados por meio de ferramentas de geoestatística descritos por Vieira (2000), partindo das pressuposições de estacionaridade da hipótese intrínseca. O CV foi classificado segundo Warrick & Nielsen (1980) em baixo (CV≤12%), moderado (12%<CV<60%) e alto (CV 260%). A normalidade dos dados

foi verificada pelo teste de Kolmogorov-Smirnov (Kolmogorov & Smirnov, 1933) a 1 % de significância utilizado o programa SURFER® versão 11.0.

Os resultado do trabalho foram expressos em forma de mapas de variabilidade espacial com o método de interpolação por krigagem, de acordo com Vieira et al. (1991).

Modelos matemáticos foram ajustados aos semivariogramas, os quais permitiram visualizar a estrutura de variação espacial das variáveis. Do ajuste de um modelo matemático aos dados, foram definidos os parâmetros do semivariograma: a) efeito pepita (C0), que é o valor de γ quando h=0; b) alcance da dependência espacial (a), que é a distância em que γ (h) permanece aproximadamente constante, após aumentar com o aumento de h; c) patamar (C0+C1) que é o valor de γ (h) a partir do alcance e que se aproxima da variância dos dados, se ela existir. Uma maneira bastante ilustrativa e eficiente de expressar a dependência espacial com apenas um parâmetro foi utilizando o grau de dependência espacial (GD), que é a proporção da variância estrutural (C1) em relação ao patamar (C0 + C1).

A análise do grau de dependência espacial dos atributos foi realizada segundo Cambardella et al. (1994), em que são considerados de dependência espacial forte os semivariogramas que têm um efeito pepita menor ou igual a 25% do patamar, moderada entre 25% e 75%, e fraca quando for maior que 75%.

Para a determinação da correlação linear entre aos dados de produtividade e altitude com os atributos químicos do solo, foram construídas matrizes de correlação entre os pares de dados. A classificação de Santos (2007) foi utilizada para determinar o valor da correlação entre os pares de dados, sendo: $|\mathbf{r}| = 1$: Muito forte; $0,8 \le |\mathbf{r}| < 1$: forte; $0,5 \le |\mathbf{r}| < 0,8$: moderado; $0,1 \le |\mathbf{r}| < 0,5$: fraco; $0 < |\mathbf{r}| < 0,1$: muito fraco e $\mathbf{r} = 0$: zero.

A produtividade da cana-de-açúcar foi determinada seguindo o esquema de amostragem na parcela experimental. O método aplicado foi o proposto por Gheller et al. (1999).

3. RESULTADOS E DISCUSSÕES

3.1 Análise estatistica e geoestatistica

A média da produtividade de canade-açúcar na área de estudo foi de 75,8 t ha-1 (Tabela 1), cerca de 35% superior em comparação a média da região Nordeste do Brasil para a Safra de 2016/2017 (CONAB, 2016). O CV para a produtividade foi de 16%, com um alto valor de variância de 146, comportamento explicado pelas alterações químicas e físicas do solo ao longo da área de estudo. Os valores CV% mostraram que na primeira camada avaliada apenas os dados de pH obtiveram um baixo valor de CV (9,1%), os conteúdos de MO, P e K apresentaram valores altos de CV e as demais propriedades apresentaram valores médios de acordo com a classificação de Warrick & Nielsen (1980). Na segunda camada apenas os valores de P apresentaram um alto valor de CV de 96%, ficando as demais propriedades com valores classificados de médio a alto. De maneira geral, foi observada uma maior variação nos valores dos atributos na camada superficial do solo (0,0-0,2 m), esta maior variabilidade pode ser consequência de complexas interações dos processos de formação e de práticas de manejo do solo e da cultura que possuem um maior impacto nas camadas superficiais (Corá e Beraldo 2006; Cruz et al., 2011; Silva et al., 2014).

Os resultados referentes ao teste Kolmogorov-Smirnov indicaram normalidade para a produtividade da canade-açúcar e a altitude da área de estudo (Tabela 1). Já para os atributos químicos os mesmos indicaram distribuição de frequência log normal (Ln) com probabilidade de erro de 1 % para MO, pH, P e K na camada de 0,0 -0,2 m e para o P na camada 0,2-0,4 m, as demais propriedades estudadas em ambas as profundidades apresentaram distribuição de frequência normal (n) (Tabela 2).

Os maiores valores de variância foram observados para o P fósforo em ambas as camadas avaliadas, este comportamento pode ser justificado pela baixa mobilidade deste elemento no solo, que ao longo da área apresentou pontos com valores muito altos e baixos do elemento, por conta das diferentes condições de absorção.

Na tabela 3 estão descritos os parâmetros de ajuste dos semivariogramas da produtividade da cana-de-açúcar, altitude da área e dos atributos químicos do solo nas profundidades 0,0-0,2 e 0,2-0,4 m do solo. A produtividade da cana-de-açúcar obteve um grau moderado de dependência espacial e um alcance de 110 m, sendo os pontos ajustados no modelo exponencial, enquanto a altitude apresentou um alto grau de dependência.

O grau de dependência espacial (GD, %) para todas as propriedades químicas na camada de 0,0-0,2 m do solo foram altos com valores entre 0 a 22%, segundo a classificação de Cambardella et al. (1994). Na camada de 0,2-0,4 m foi observado um grau moderado de dependencia espacial para todos os atributos, com variação de 27 a 52%.

Observou-se efeito pepita puro ou ausência total de dependência espacial para os teores de P, K, Mg, H+Al, Na e CTC na profundidade 0,0-0,2 cm (Tabela 3; Figura 1, b), e para pH, K, H+Al e V% na profundidade 0,2-0,4 m do solo. Provavelmente neste estudo o manejo no solo interferiu na dependência espacial dos atributos químicos do solo na camada superficial de forma a diminuir a variabilidade destes em relação à camada mais profunda.

De acordo com Cambardella et al. (1994) as variáveis que apresentam forte dependência espacial são mais influenciadas pelas propriedades intrínsecas do solo, enquanto aquelas que apresentam fraca dependência são influenciadas por propriedades extrínsecas do solo, como o cultivo e a aplicação de fertilizantes. Deste modo e de acordo com os resultados, podese observar que alguns atributos em ambas profundiades podem ter sido influenciados pela aplicação desuniforme de calcário e fertilizantes na área.

Foi observado para pH e V% na profundidade 0,0-0,2 cm que os seus conjuntos de pares crescem sem limites, para todos os valores de h calculados, quando ajustado a qualquer modelo matemático, sendo deste modo caracterizados na hipótese de krigagem universal, quando os valores possuem capacidade infinita de dispersão e variância infinita (Journel & Huijbregts, 1978; Vieira et al., 1983).

Os atributos OM, Ca e SB foram os únicos que apresentaram dependência espacial nas duas profundidades avaliadas, dentre estes a OM obteve um GD melhor na camada mais superficial do solo, com uma melhora de 35%. A alta dependência espacial na camada superficial deste atributo pode ser justificada pela aplicaçãode vinhaça na área de estudo (Soobadar e Ng Kee Kwong, 2012).

Aplicações de vinhaça em grande escala são uma alternativa econômica efetiva para a irrigação da cana e adubação, dado os seus elevados níveis de K, Ca e MO na composição química e quantidades moderadas de N e outros nutrientes (Prado et al., 2013). Resultados de estudos em lisímetros têm indicado que a vinhaça não afeta negativamente o pH do solo e salinidade, além de aumentar os teores de carbono orgânico do solo e de K (Soobadar e Ng Kee Kwong, 2012).

O modelo matemático exponencial foi o que melhor se ajustou aos dados que apresentarão dependência espacial na profundidade de 0,0-0,2 m do solo, já na profundidade de 0,02-0,4 m a maioria dos atributos químicos com dependência espacial foram ajustados com o modelo gaussiano, com exceção apenas para Ca que foi ajustado com o modelo esférico e Mg que foi ajustado com o modelo esférico e Mg que foi ajustado com o modelo esponencial. Carvalho et al. (2002), Carvalho et al. (2003), Montanari et al. (2005), Ortiz (2005) e Siqueira et al. (2008) relatam que o modelo esférico é o que melhor se ajusta as propriedades de solo e planta.

Os valores de alcance na profundidade de 0,0- 0,2 m do solo tiveram uma variação de 60 a 80 m, o menor valor foi observado para SB, enquanto na profundidade de 0,2-0,4 m, esta variação foi de 36 a 130 m, onde o menor foi observado para o P e o maior para SB.

Atributo	Unidade	Min.	Max.	Média	Variância	DP	CV	Assimetria	Curtose	D
Produtividade	t ha-1	49.46	102.99	75.81	146.36	12.10	16.00	0.04	-0.15	0.061n
Altitude	m	39.00	60.00	51.71	21.20	4.60	9.00	-0.48	0.29	0.094n

Tabela 1: Parâmetros estatisticos para a produtividade da cana-de-açúcar (t ha⁻¹) e Altitude (m).

Min.: valor mínimo Max: valor máximo; DP = desvio padrão. CV = coeficiente de variação. D = Porbabilidade de erro de 1% pelo teste de Kolmogorov-Smirnov. n = normal. Ln = lognormal.

Atributo Unidade Mín. Máx. Média Variância DP CV Assimetria Curtose D profundidade 0,0-0,2 m MO g dm-3 3.40 91.90 14.68 193.73 13.92 94.80 4.04 18.135 0.163Ln 5.23 6.35 0.23 0.48 -0.05 pН 3.80 9.10 0.068 0.162n Р mg dm-3 3.40 91.90 16.47 226.72 15.06 91.45 2.98 11.093 0.163Ln Κ mmol_o dm⁻³ 66.033 0.162Ln 0.62 34.62 4.97 11.02 3.32 66.75 7.41 Ca 7.00 41.00 18.06 54.51 7.38 40.88 1.16 1.036 0.162n 0 42.00 12.84 45.97 6.78 52.81 1.07 3.274 0.162n Mg H+A1 7.58 78.60 18.51 76.87 8.77 47.37 3.47 21.764 0.162n Na 1.70 15.43 7.45 5.73 2.39 32.12 0.54 1.155 0.163n SB18.91 84.62 43.25 155.93 12.49 28.87 0.54 0.317 0.162n CTC 33.37 124.71 61.76 262.64 16.21 26.24 0.83 1.329 0.162n V % 36.97 86.78 70.11 89.89 9.48 14,00 1.05 1.049 0.162n profundidade 0,2-0,4 m MO g dm-3 4.80 25.70 3.65 34.18 1.579 3.427 0.162n 10.67 13.31 4.38 6.53 5.36 0.27 0.52 9.65 0.142 -0.720 0.162n pН 7.095 Р mg dm-3 3.70 114.30 20.89 404.78 20.12 96.31 2.448 0.163Ln Κ mmol_a dm-3 1.67 7.74 4.39 1.59 1.26 28.73 0.207 -0.181 0.163n Ca 8.00 37.00 18.94 43.75 6.61 34.92 0.622 -0.185 0.162n Mg 8.00 37.00 18.94 43.75 6.61 34.92 0.622 -0.185 0.162n H+A1 0.00 41.00 12.93 38.15 6.18 47.77 1.785 6.351 0.162n Na 9.26 54.36 19.86 33.65 5.80 29.21 2.756 12.872 0.162n 2.99 SB 4.04 12.48 7.38 1.73 23.42 0.345 0.079 0.163n CTC 80.04 25.40 25.45 43.52 122.17 11.05 0.974 1.195 0.162n V % 46.37 66.43 11.95 -0.448-0.509 83.56 68.19 8.15 0.162n

Tabela 2: Parâmetros estatísticos para os atributos químicos do solo (Profundidades 0,0-0,2 m; 0,2-0,4 m).

Min.: valor mínimo Max: valor máximo; DP = desvio padrão. CV = coeficiente de variação. D = Porbabilidade de erro de 1% pelo teste de Kolmogorov-Smirnov. n = normal. Ln = lognormal.

3.2 Correlações

Os valores de correlação entre os atributos do solo e a produtividade de cana de açúcar foram menores do que 0,3 (p <0,05) para a maioria dos atributos (Tabela 4).Estas baixas correlações tem sido observada em outros trabalhos (Froogbrook

Atributo	Modelo	C ₀	C ₁	Alcance(a)	DE					
Produtividade	Exponencial	0.001	0.018	110	35,70					
Altitude	Gaussiano	0.01	1.5	110	0.66					
		profundidade 0	,0-0,2 m							
MO	Gaussiano	0	0.073	80	0					
Log pH Krigagem Universal										
Log P		Efe	ito pepita puro							
Log K Efeito pepita puro										
Log Ca	Exponencial	0.005	0.017	80	22.72					
Log Mg		Pur	e nugget effect							
Log H+Al Efeito pepita puro										
Log Na Efeito pepita puro										
Log SB	Exponencial	0.0022	0.01	60	15.38					
Log CTC		Efe	ito pepita puro							
Log V		Krig	agem Universa	1						
		profundidade 0	,2-0,4 m							
MO	Gaussiano	0.028	0.072	73	28					
Log pH		Efe	ito pepita puro							
Р	Gaussiano	165	255	36	39					
Log K		Efe	ito pepita puro							
Log Ca	Esférico	14.5	24	90	37					
Log Mg	Exponencial	0.022	0.022	65	50					
Log H+A1 Efeito pepita puro										
Log Na	Gaussiano	0.0035	0.085	105	52					
Log SB	Gaussiano	0.0053	0.057	130	48					
Log CTC	Gaussiano	0.017	0.0045	100	27					
Log V		Efe	ito pepita puro							

Tabela 3: Modelos ajustad	dos para os semivari	iogramas dos atri	ibutos químicos do	solo nas profundidades
0,0-0,2 e 0,2-0,4 m.				

C0: efeito pepita; C1: variância estrutural; a: alcance; DE: dependência espacial (%).

et al., 2002, Souza et al., 2010; Cerri e Magalhães 2012) onde os autores concluem que apenas os dados de atributos químicos do solo são insuficientes para explicar variabilidade espacial da produtividade das culturas.

Dentre todos os atributos químicos a MO foi a que obteve maior correlação com a produtividade (0.240) na camada de 0,2-0,4 m do solo, a mesma também correlaciona-se positivamente com os atributos Ca (0.744), SB (0.678) e CTC (0.773). De maneira geral os valores de correlação da produtividade da cana-de-açúcar com os atributos químicos do solo nesta camada apresentaram comportamento similar aos da camada superficial. Na camada mais profunda os valores de altitude correlacionaram-se negativamente com os valores de pH, com um valor de -0.528, correlação forte de acordo com Santos (2007).

	Prod.	Altitude	МО	pН	Р	Κ	Са	Mg	H+A1	Na	SB	CTC	V
						profund	idade 0,0-	-0,2 m					
Produtividade.	1,000												
Altitude	-0.042	1.000											
MO	0.023	0.016	1.000										
pН	0.086	0.130	-0.198	1.000									
р	0.043	0.113	0.881	-0.112	1.000								
K	-0.208	0.029	-0.052	-0.007	-0.079	1.000							
Ca	-0.121	-0.179	0.387	0.055	0.327	0.134	1.000						
Mg	0.001	-0.116	0.021	0.077	0.022	0.276	0.035	1.000					
H+Al	-0.170	-0.214	0.263	-0.524	0.179	0.103	0.109	0.000	1.000				
Na	0.038	-0.143	-0.030	0.221	-0.095	0.953	0.336	0.157	0.241	1.000			
SB	0.019	-0.208	0.248	0.121	0.189	0.517	0.708	0.652	0.136	0.615	1.000		
CTC	-0.081	-0.283	0.335	-0.191	0.243	0.454	0.604	0.502	0.646	0.599	0.844	1.000	
V	0.198	0.141	-0.099	0.568	0.038	0.184	0.308	0.402	-0.735	0.165	0.474	-0.033	1.000
					profund	lidade 0,2	-0,4 m						
Produtividade	1.000												
Altitude	0.025	1.000											
MO	0.241	-0.190	1.000										
pН	0.113	-0.528	0.269	1.000									
р	-0.014	-0.002	0.248	-0.027	1.000								
Κ	0.087	-0.146	0.420	0.343	0.174	1.000							
Ca	0.189	-0.330	0.744	0.559	0.340	0.340	1.000						
Mg	0.028	-0.455	0.274	0.396	-0.176	0.202	0.230	1.000					
H+Al	0.133	0.231	0.271	-0.654	0.120	-0.135	-0.182	-0.010	1.000				
Na	-0.060	-0.010	0.350	0.187	0.111	0.884	0.233	0.111	-0.80	1.000			
SB	0.106	-0.459	0.678	0.637	0.144	0.562	0.797	0.709	-0.143	0.454	1.000		
CTC	0.166	-0.327	0.773	0.287	0.193	0.510	0.715	0.667	0.348	0.423	0.878	1.000	
V	0.001	-0.437	0.262	0.897	0.039	0.475	0.581	0.455	-0.737	0.379	0.738	0.343	1.000

Tabela 4: Matriz de correlação linear entre a produtividade da cana-de-açúcar e os atributos químicos do solo nas profundidades 0,0-0,2 and 0,2-0,4 m do solo.

Correlação foi estabelecida a 1% de significância.

4. CONCLUSÃO

A maioria dos atributos na camada superficial apresentaram efeito pepita puro, neste caso o espaçamento utilizado pode não ter sido suficiente para detectar a variabilidade espacial nesta camada.

De maneira geral, foi observado diferentes padrões de distribuição espacial entre camadas.

As correlações dos atributos químicos com a produtividade da cana-de-açúcar

foram baixas e não são capazes de explicar a variação na produtividade quando analisadas individualmente.

5. BIBLIOGRAFÍA

Carvalho JRP, Silveira PM, Vieira SR. Geoestatística na determinação da variabilidade espacial de características químicas do solo sob diferentes preparos. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, 2002;37:1151-1159.

- Carvalho LA, Meurer L, Junior CS, Santos CFB, Libardi PL. Spatial variability of soil potassium in sugarcane areas subjected to the application of vinasse. *An Acad Bras Cienc.* 2014; 86(4).
- Carvalho MP, Takeda EY,Freddi OS. (2003) Variabilidade espacial de atributos de um solo sob videira em vitória Brasil (SP). *R. Bras. Ci. Solo*, 2003;27: 695-703.
- Cambardella CA, Mooman TB, Novak JM, Parkin TB, Karlem DL, Turvo RF, Konopa AE. Field scale variability of soil properties in central Iowa soil. *Soil Science Society of America Journal*. 1994; 58:1501-1511.
- Cora JE, Beraldo JMG. Variabilidade espacial de atributos do solo antes e após calagem e fosfatagem em doses variadas na cultura de canade-açúcar. *Eng. Agríc.* 2006,26:374-387.
- Cressie, N. Statistics for spatial data. New York, John Wiley, 1991. 920p.
- Cruz JS, Assis Júnior RN, Matias SSR, Camacho-Tamayo JH. Spatial variability of an Alfisol cultivated with sugarcane. *Ci Invest Agron*. 2011,38:155-64.
- Cerri DGP and Magalhães PSG.Correlation of physical and chemical attributes of soil with sugarcane yield. *Pesq. agropec. bras.*, 2012;47:613-620.
- Frogbrook ZL, Oliver MA, Salahi M, Ellis RH. Exploring the spatial relations between cereal yield and soil chemical properties and the implications for sampling. *Soil Use and Management*, 2002;18:1-9
- Gheller ACA, Menezes LL, Matsuoka S, Masuda Y, Hoffmann HP, Arizono H, Garcia AAF. Manual de método alternativo para medição da produção de cana-de-açúcar. Araras: UFSCAR/CCA/ DBV, 1999. 7p.
- Goovaerts, P. Geostatistics in soil science: state-ofthe-art and perspectives. *Geoderma*, v.89, p.1-45, 1999.
- Journel AG, Huijbregts CJ. mining geoestatistics. London: Academic Press, 1978. 600p.
- Montanari R, Passos e Carvalhos M, Andreotti M, Dalchiavon FC, Lovera LH, Honorato MAO. Aspectos da produtividade do feijão correlacionados com atributos físicos do solo sob elevado nível tecnológico de manejo. *R. Bras. Ci. Solo.* 2010; 34:1811-1822.
- Ortiz, J.L. (2005) Geoestatística. Disponível na Internet no endereço. www.gpsglobal.com.br/ Artigos/Geoestat.html (acesso em junho de 2016).

- Prado RM, Caione G, Campos CNS. Filter cake and vinasse as fertilizers contrib-uting to conservation in agriculture. Appl. Environ. Soil Sci. 2013; 2013:8p.
- Raij B Van, Andrade JC, Cantarella H, Quaggio JA. Análise química para avaliação da fertilidade de solo tropicais. Campinas: Instituto Agronômico, 285p, 2001
- Siqueira GM, Silva JS, Bezerra JM, Faria e Silva EF, Dafonte Dafonte J, Melo RF. Estacionariedade do conteúdo de água de um Espodossolo Humilúvico. *Rev. Bras. Eng. Agr: Ambien.* 2015; 19:439-448.
- Siqueira GM, Vieira SR, Ceddia MB. Variabilidade espacial de atributos físicos do solo determinados por métodos diversos. *Bragantia*. 2008; 67:203-211.
- Silva J, Assis Júnior RN, Matias SSR, Tavares RC, Andrade FR, Camacho-Tamayo JH. Using geostatistics to evaluate the physical attributes of a soil cultivated with sugarcane, *Rev. Cienc. Agrar.*, 2014;57:186-193.
- Soobadar A, Ng Kee Kwong KF. Impact of the fertilization of sugarcane with high rates of vinasse on ground water quality in Mauritius. The ISSCT Agronomy and Agricultural Engineering Workshop, Townsville, Australia 2012.
- Vieira SR. Uso de geoestatística em estudos de variabilidade espacial de propriedades do solo. In: NOVAIS, R. F. (Ed.). *Tópicos em Ciência do Solo*. Viçosa: Soc. Bras. Ci. Solo, 2000; 1-54.
- VIEIRA, S. R.; HATFIELD, J. L.; NIELSEN, D. R. & BIGGAR, J. W. Geoestatitical theory and application to variability of some agronomical properties. Hilgardia, Berkeley, 1983;51:1-75.
- Warrick AW, Nielsen DR. Spatial variability of soil physical properties in the field. In: HILLEL, D. Applications of soil physics. New York: Academic Press. 1980.

INFLUENCIA DE LA NIEVE SOBRE LOS FLUJOS DEL AGUA DEL SUELO EN ZONAS DE ALTA MONTAÑA CON NIEVE NO PERSISTENTE: CASO DE ESTUDIO PARQUE NATURAL DE CAZORLA, SEGURA Y LAS VILLAS

S. Montilla¹, M.J. Pérez-Palazón¹, R. Pimentel^{1,2}, M.J. Polo¹

¹Grupo de Dinámica Fluvial e Hidrología, Instituto Interuniversitario de Investigación del Sistema Tierra en Andalucía. Universidad de Córdoba, soledadmontilla2@gmail.com, mj.perez@uco.es, mjpolo@uco.es, http://www.uco.es/dfh/ ²Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI), 601 76 Norrköping, Sweden, rafael.pimentel@smhi.se.

RESUMEN. El régimen de acumulación/ fusión de la nieve condiciona los flujos de agua y energía en la superficie del suelo en zonas de alta montaña. El Parque Natural de Cazorla, Segura y las Villas (PNCSV), Jaén, es una zona de transición alpina en la que la nieve se presenta de forma irregular. Este trabajo evalúa la presencia de nieve en el PNCSV y analiza su influencia en las principales variables hidrológicas mediante el modelado físico del balance de energía y agua en la capa de nieve. Para ello, se ha estimado la presencia y la persistencia de la nieve a partir de datos Landsat TM, ETM+ y OLI (2010-2015), y se ha utilizado el modelo de acumulación/ fusión de la nieve (Herrero et al., 2009; Herrero y Polo, 2012, 2016; Pimentel et *al.*, 2015) implementado en Sierra Nevada para estimar las fracciones de precipitación en forma de nieve/precipitación y fusión/ precipitación. Los resultados ilustran la influencia de la presencia de nieve y permiten identificar las zonas vulnerables frente a cambios futuros en la ocurrencia de precipitación en forma de nieve.

ABSTRACT. The snow accumulation/ melting regime conditions the soil surface water and energy flows in high mountain areas. The Natural Park of Cazorla, Segura and the Villas (PNCSV), Jaén, is an alpine transitional zone where the presence of the snow is irregular. This work evaluates the presence of snow in the PNCSV and analyzes its influence on the main hydrological variables through the physical modeling of energy and water balance in the snow layer. For this purpose, the presence and persistence of snow has been estimated from Landsat TM. ETM + and OLI (2010-2015) data, and the snow accumulation/melting model has been used (Herrero et al., 2009; Pimentel et al., 2015) implemented in Sierra Nevada to estimate precipitation fractions of snow/precipitation and melting/precipitation. The results illustrate the influence of the presence of snow and allow the identification of vulnerable zones against future changes in the occurrence of precipitation in the form of snow.

1. INTRODUCCIÓN

En zonas de alta montaña, la cubierta de nieve constituye una reserva de agua cuyo papel es determinante en el balance superficial de agua en el suelo. Este almacenamiento varía a lo largo del año en función del régimen conjunto de precipitación y temperatura y su dinámica de acumulación y fusión influye en los flujos de escorrentía, infiltración o evaporación. La retención de gran cantidad de agua en estado sólido en esta capa permite retrasar la generación de la escorrentía superficial si se compara con la escorrentía que produciría un evento de lluvia de dimensiones similares o intensificar crecidas cuando coincide lluvia y fusión. Además favorece el mantenimiento de una mayor humedad del suelo en períodos templados y la recarga de acuíferos por el lento aporte de agua al suelo que constituye el proceso de fusión de la nieve (Gómez-Giráldez et al., 2014).

En este contexto, las regiones con influencia de la nieve muestran procesos edafológicos, fluviales, morfológicos, químicos y biológicos asociados directamente al régimen de temperatura y al régimen de nieve, no solo a su ocurrencia sino a su persistencia sobre el suelo, y a la alternancia o no de ciclos de acumulación y de fusión de nieve (Thorsell & Hamilton, 2002).

Particularmente, el Parque Natural de las Sierras de Cazorla, Segura y Las Villas (Jaén) es un claro ejemplo de región montañosa situada en ambiente semiárido con presencia de nieve, no dominante pero sí frecuente. Su baja cota media lo convierte en una zona de transición del entorno claramente alpino, en la que la presencia de nieve presenta una extrema variabilidad año a año. Estas zonas intermedias además, muestran una gran importancia como indicadoras de la estabilidad de cambios potencialmente observables y su estudio es clave para profundizar en el conocimiento de procesos a dichas escalas de variabilidad y para poder extrapolar con mayor alcance conclusiones y modelado a otras zonas de alta montaña en latitudes medias

Además de esta variabilidad cabe añadir que las zonas montañosas en latitudes medias donde se produce nieve exhiben un comportamiento altamente variable a diferentes escalas temporales que acentúa la diversidad biológica y el desarrollo de condiciones altamente específicas.

En estas regiones templadas, además, el carácter semiárido a veces cercano marca una mayor relevancia en los procesos de la nieve de los flujos de sublimación y fusión, de radiación incidente y radiación emitida, que generan pérdidas de agua hacia la atmósfera (Pimentel *et al.*, 2015).

Todas estas características convierten a la zona en un enclave de interés para determinar el grado de afección del incremento global de temperatura y realizar una primera estimación de la importancia actual de la nieve desde el punto de vista hidrológico (Pérez-Palazón *et al.*, 2015). Asimismo, su proximidad con Sierra Nevada a la par que sus diferencias permiten evaluar la aplicación del modelo físico de nieve implementado en Sierra Nevada en zonas con monitorización meteorológica estándar y detectar, en su caso, sus parámetros más susceptibles de caracterización local.

Este estudio pretende evaluar la presencia de nieve en el PNCSV y analizar su influencia en las principales variables hidrológicas mediante el modelado matemático con base **físic**a del balance de agua y energía en la capa de nieve. En él se ha generado información sobre la nieve en esta zona y sobre su interés como zona de seguimiento del impacto a corto plazo del cambio global sobre sistemas hidrológicos con influencia de la nieve.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1. Zona de estudio y datos disponibles

El área de estudio abarca toda la extensión del Parque Natural de las Sierras de Cazorla, Segura y las Villas y algunos sistemas montañosos colindantes a este incluyendo las Sierras de Castril, Sierra de la Sagra, Sierra de Huéscar, Puebla de Don Fadrique. Dentro de la Comunidad Autónoma de Andalucía (España), la zona estudiada se encuentra situada en la esquina nororiental de la provincia de Jaén y la parte norte de Granada. Se considera como un punto de gran importancia hidrográfica dentro de la geografía española, ya que en él nacen dos grandes ríos: Guadalquivir y Segura. En la Figura 1 se representa la zona de estudio y su localización dentro de la Península Ibérica. La zona presenta un relieve abrupto de media montaña en la que la mayoría de la superficie se sitúa por encima de los 1000 m sobre el nivel del mar. A pesar de ello la amplitud altitudinal es una característica del lugar en el que se alternan altitudes que van desde los 500 a los más de 2000 metros en su cumbre más alta.



Fig. 1. Mapa de situación del Parque Natural de Cazorla, Segura y Las Villas, Parque Natural de la Sierra de Castril y sus alrededores. Además localización de las estaciones meteorológicas utilizadas.

Tabla 1. Franjas de altitud por cota y superficie de cada subregión en km².

	Franja altitud (m)	Área (km ²)	Nº estaciones por cota
TOTAL	250 - 2500	9152,3	35
COTA1	250 - 1000	4184,1	22
COTA2	1000 - 1500	4044,24	12
COTA3	1500 - 2000	916,44	1
COTA4	2000 - 2500	7,46	0
Un total de 85 estaciones han sido analizadas en el presente estudio en el periodo comprendido entre los años 1960-2015, de las cuales presentaban datos válidos tan solo 35. Puede observarse cómo la mayor parte de las estaciones se localiza en cotas bajas, existiendo un vacío de información en cotas superiores a los 1600 m.

2.2. Modelado y obtención de mapas de nieve

El modelo de fusión/acumulación de Herrero *et al.*, (2009), extendido en planta con curvas de agotamiento locales (Pimentel *et al.*, 2015) lleva a cabo un balance de masa y energía con el propósito de simular el proceso que tiene lugar desde que se produce la precipitación en forma de nieve, pasando por el período de acumulación de esta en la cubierta hasta su evaporación y fusión. Estos balances quedan definidos por:

• Balance de masa:

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

$$EA = h_n * \frac{\rho_n}{\rho_{l0}} \tag{2}$$

donde EA es el equivalente de agua (mm), ρ_n la densidad de la capa de nieve (kg/m³), ρ_{lo} la densidad del agua líquida a 0°C (kg/m³), P es la precipitación (mm), E la evaporación o sublimación (mm), V el transporte de nieve lateral debido al viento (mm) y F la fusión en el fondo de la capa de nieve (mm).



Fig. 2. Esquema que representa el balance de masa. Fuente: Herrero *et al.* (2011).

• Balance de energía:

$$\frac{dU_n}{dt} = K + L + H + G + U_p - U_E + U_V - U_F \quad (3)$$

Siendo Un (MJ/m²) la energía interna total de la masa de nieve; K (MJ/m²) la radiación de onda corta o solar; L (MJ/m²), radiación de onda larga o termal; H (MJ/ m²) el intercambio turbulento de calor sensible con la atmósfera; G (MJ/m²), intercambio de calor sensible con el suelo; y por último UP, U_E, U_V, U_F, (MJ/m²) componentes advectivos de transporte de energía asociada a los transportes de masa de la ecuación de balance anterior.



Fig. 3. Esquema que representa el balance de energía. Fuente: Herrero *et al.* (2011).

Estos balances puntuales permiten extender de manera distribuida los valores resultantes, para ello se segmenta la superficie en tramos fijos de información, que coinciden con un píxel de resolución espacial de Landsat (30x30m). Además, para paliar la heterogeneidad dentro de cada tramo en cuanto al espesor, fusión o distribución espacial entre otras, se utilizan curvas de agotamiento, siendo estas una parte fundamental del proceso (Pimentel et al., 2015; 2017). En este caso se utiliza una curva calibrada para la zona de Refugio Poqueira, Sierra Nevada (España) que también se puede ser aplicable en otras zonas similares con clima mediterráneo. Como parámetros de entrada el modelo requiere datos que caractericen la meteorología, el relieve, propiedades del suelo v vegetación de la zona. Estos datos, asociados a una localización puntual, se distribuyen mediante interpolación a toda la superficie para poder simular en extensión. De esta manera se simula la superficie cubierta por nieve y se obtienen mapas de nieve simulados

Este modelo ha sido desarrollado para el estudio de la nieve en el entorno vecino de Sierra Nevada. Para la calibración v validación del modelo en la zona del PNCSV se han utilizado imágenes de satélite Landsat TM, ETM+ y OLI (2010-2015) que permiten observar la superficie cubierta por nieve real y obtener mapas de nieve. Para esto es necesario llevar a cabo una corrección de las imágenes (Pimentel et al., 2014) que transforme los valores digitales que la forman en valores de reflectividad (Chander et al., 2009). Un total de 43 imágenes en el período de 5 años han sido utilizadas para evaluar y comprobar los resultados obtenidos por el modelo de nieve.

El proceso de corrección de las imágenes se lleva a cabo mediante 4 pasos consecutivos: corrección radiométrica, atmosférica, corrección de la saturación y por último corrección topográfica. Una vez corregida la imagen se procede a la obtención de los mapas de nieve, utilizando la metodología de análisis de mezclas espectrales, basada en las propiedades físicas de la nieve a lo largo del espectro electromagnético. Mediante esta técnica se obtiene el porcentaje de cobertura de nieve en cada celda, discriminando más allá de su mera presencia/ausencia (Rosenthal y Dozier, 1996; Roberts *et al.*, 1998).

2.3.-Análisis de los flujos de agua asociados a la capa de nieve

Para llevar a cabo una primera aproximación sobre la dinámica de la nieve en este entorno, se cuantifican los flujos de nieve en el período de 2010-2015. Se analizan las variables precipitación (P), precipitación en forma de nieve (PN), fusión (F), evaporación (E) y volumen de nieve (VN). Además se calculan las fracciones de PN/P y F/P, para poder cuantificar la influencia de los flujos de nieve y fusión.

Estos se analizan a nivel global, utilizando datos totales referidos a toda la zona de estudio y en función de cotas de altura. Se establecen así 4 subregiones de estudio según franja de cota (ej. Tabla 2).

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Mapas de nieve observados y simulados

Mediante la corrección de imágenes de satélite y la posterior utilización del método de mezclas espectrales descrito con anterioridad, se han obtenido mapas de superficie cubierta de nieve en el período de 2010 a 2015 a partir de obser-

vaciones de nieve. Estos mapas de nieve observados se comparan con los mapas simulados para poder sacar conclusiones sobre la bondad de ajuste del modelo en la zona. Tras comparar analíticamente los mapas se observan sobreestimaciones en cuanto a superficie cubierta por nieve por parte de los mapas simulados. Estas sobreestimaciones pueden ser debidas a varios factores: la ausencia de estaciones meteorológicas en altura, que condiciona la estimación de la precipitación precisamente en las zonas donde esta es mayor, y de la temperatura, que afecta a la ocurrencia de nieve; por otro lado, el modelo representa la cobertura de nieve del suelo, mientras que la imagen ofrece información visible desde el exterior, en esta zona con cobertura vegetal de más porte y extensión (bosques de frondosas y coníferas) que en Sierra Nevada, donde en altura predominan arbustos rastreros. La Figura 4 muestra un ejemplo para una de las fechas analizadas. En todo caso, los resultados muestran cómo el modelo reproduce con gran exactitud la presencia de nieve en el tiempo. De los 43 puntos de control de los que se dispone (43 imágenes de Landsat disponibles a lo largo del período de 5 años), en un 90% de los casos el modelo coincide con las observaciones de Landsat en cuanto a presencia temporal de la nieve.

3.2. Análisis de los flujos de agua asociados a la capa de nieve

La Tabla 2 recoge las variables obtenidas tras la simulación de flujos de agua en la capa de nieve en el área de estudio. Para el análisis se han incluido

para cada año hidrológico valores anuales promedio espacialmente de las variables P, PN, F y E, sobre el total del área de estudio. Para su estudio con mayor detalle además se han obtenido también los valores simulados de estas variables por franjas de cota.



Fig. 4. Comparación de mapas de nieve obtenidos para la zona de estudio; (a) mapa de nieve observado obtenido a partir de imágenes Landsat, (b) mapa de nieve simulado.

En relación a los valores de precipitación promediados en toda el área de estudio, se observa una media del período en torno a 600 mm anuales, presentando alternancia entre años hidrológicos secos, con precipitación inferior a la media (323,35

1	1	TOTAL	COTA 1	COTA 2	COTA 2	COTA
	D (mm)	101AL	724.42	680.41	768 02	700.05
2010-2011	P (mm)	713,42	6 5 4	20.04	168,92	700,05
	FIN (IIIII)	33,07	5.42	30,94	151.22	291,29
	F(mm)	30,72	5,45	29,29	151,25	225,51
	E* (mm)	0,27	-0,14	-0,51	5,65	36,40
	PN/P	0,05	0,01	0,04	0,22	0,42
	F/P	0,04	0,01	0,04	0,20	0,32
	<u> 1 (*C)</u>	13,78	219.07	215.22	279.70	221.20
2011-2012	P (mm)	323,35	2 (5	315,36	3/8,/0	321,20
	PIN (mm) E (mm)	19,41	3,03 2,32	19,91	88,23 70,34	101.43
	F(mm)	0.80	2,32	0.40	5.83	23.65
2011 2012	PN/P	0,80	0.01	0.06	0.23	0.47
	F/P	0.05	0,01	0.05	0,19	0.32
	T (°C)	13,01	14,12	12,43	10,50	8,85
	P (mm)	1005,80	1030,96	962,77	1081,70	872,56
	PN (mm)	33,43	4,64	36,37	149,21	359,72
	F (mm)	29,63	3,31	33,16	132,65	267,76
2012-2013	E* (mm)	0,23	-0,06	-0,53	5,15	53,62
	PN/P	0,03	0,00	0,04	0,14	0,41
	F/P	0,03	0,00	0,03	0,12	0,31
	T (°C)	13,59	14,72	13,02	11,02	9,48
	P (mm)	496,67	509,28	466,89	570,90	533,74
	PN (mm)	17,22	1,08	17,15	89,55	239,55
2013-2014	F (mm)	16,73	1,05	17,18	84,72	200,11
	E* (mm)	-0,52	-0,04	-0,81	-1,49	20,56
	PN/P	0,03	0,00	0,03	0,16	0,45
	F/P	0,03	0,00	0,03	0,15	0,38
	T (°C)	14,31	15,41	13,73	11,83	10,35
2014-2015	P (mm)	473,14	458,19	474,46	535,51	464,08
	PN (mm)	31,02	7,32	38,85	103,77	140,52
	F (mm)	29,00	7,54	37,75	88,52	91,55
	E* (mm)	0,53	-0,48	-0,31	8,71	29,08
	PN/P	0,07	0,02	0,08	0,19	0,30
	F/P	0,06	0,02	0,08	0,17	0,20
	T (°C)	13,92	15,00	13,38	11,47	10,04

Tabla 2. Valores simulados de precipitación, P (mm), precipitación en forma de nieve, PN (mm), fusión, F (mm), evaporación, E (mm), así como la relación F/P y la temperatura, T (°C), según el año hidrológico y la fracción de superficie total o por cotas.

* Hace referencia al balance de evaporación y condensación equivalente (entrada o salida de agua en forma de vapor).

mm) y años hidrológicos húmedos con valores de precipitación anual por encima de la media (1005,8 mm). Esta alternancia de períodos húmedos y secos es típica de zonas con clima mediterráneo. Observando ahora los datos de precipitación relacionados con las diferente franjas de cota establecidas, se puede ver que no existen diferencias muy significativas, siendo los valores de precipitación para cada año hidrológico bastantes homogéneos para una misma franja de cota. Como es de esperar, no se observa el mismo patrón para la precipitación en forma de nieve, dado el gradiente topográfico. Para todos los años hidrológicos estudiados los mayores valores de precipitación en forma de nieve aparecen en la región de cota superior, alcanzando valores medios para todo el período de 236 mm de nieve (Cota 4: 2000-2500 m) y los menores en la región de cota más baja, como cabe esperar, en la que no se llega a alcanzar ni 5 mm de precipitación en forma de nieve de media en el período de estudio (Cota 1: 250-1000 m). En cuanto a la nieve además se puede comprobar que las regiones que mayor cantidad de nieve aportan son las comprendidas entre los 1000-2000 m. Estas regiones suponen más de un 50% del área total de estudio y presentan una precipitación en forma de nieve de 74 mm de magnitud media.

La figura 5 muestra la relación existente entre precipitación en forma de nieve y precipitación total y cómo varía esta relación en función de la cota. Este análisis se ha realizado para los 5 años del período de estudio.

Según los datos totales de la zona de estudio, como promedio en el período analizado, la nieve representa en torno a un 5% de la precipitación total. Este bajo peso de la nieve para toda la zona se debe a que aproximadamente el 74% del área de estudio se encuentra por debajo de los 1250 m de altitud.

Por encima de esta cota (1250-2500) la presencia de nieve tiene un mayor peso con respecto a la precipitación total, de media un tercio de la precipitación cae en forma de nieve a partir de 1250 m de altitud. En el gráfico se observa de forma evidente que conforme aumenta la cota, la cantidad de precipitación en forma de nieve en relación a la precipitación aumenta en todos los casos. Cabe destacar además que la relación entre nieve v lluvia en los años más secos es siempre mayor que la existente en los años húmedos. Esto es debido al papel fundamental de la temperatura en la formación de la nieve, si la precipitación es escasa, pero las temperaturas son propicias para la formación de nieve, se producirá precipitación en forma de nieve.



Fig. 5. Relación existente entre PN y P para cado año hidrológico del período de estudio y según franjas de cota.

Según los datos obtenidos, la fusión anual varía entre un 80 y un 97% de la precipitación caída en forma de nieve durante el periodo de estudio. Estas cifras incluyen como fusión la condensación que se congela sobre la capa de nieve y posteriormente se funde; de hecho, los porcentajes más elevados se dan en años en los que el saldo neto de condensación/evaporación desde la capa de nieve (que es lo que el modelo de balance de energía y agua genera como E, evaporación según tabla 2) arroja valores negativos (aun siendo de muy poca magnitud). Del periodo estudiado, el año 2011/12, extremadamente seco, presenta un volumen de agua de fusión equivalente al 80% de la precipitación en forma de nieve. El estudio abarca muy poco tiempo para estimar la frecuencia de años con estas características, pero el resultado pone de manifiesto la importancia de las condiciones atmosféricas en la distribución de flujos de agua desde la capa de nieve en entornos semiáridos (Cline, 1997; Sade et al., 2014; Herrero y Polo, 2016).



Fig. 6. Relación existente entre F y P para cado año hidrológico del período de estudio y según franjas de cota.

La importancia de la fusión respecto a la precipitación total arroja un comportamiento similar al observado en el caso de la precipitación en forma de nieve. La ratio de fusión aumenta con la cota; sin embargo, es superior en los años hidrológicos más secos, debiéndose esto al mayor peso de la presencia de nieve en estos casos (ej. Fig. 6).

5. CONCLUSIONES

Los mapas de fracción de cobertura de nieve presentan cierta sobreestimación al compararlos con los datos reales, sin embargo se ajustan muy bien en escala temporal, distinguiendo en un 90% de los casos períodos con presencia y ausencia de nieve.

La precipitación en forma de nieve tiene muy poco peso a escala total en la zona de estudio (5%), sin embargo la importancia de la nieve en las zonas con cotas más altas, desde 1500 a 2500 m, es mucho mayor, llegando a suponer casi un tercio de la precipitación total.

En cuanto a volumen de nieve en la zona, las regiones que mayor peso aportan son las zonas de cota intermedia que, a pesar de no presentar las mayores magnitudes en cuanto a precipitación en forma de nieve, tienen un peso mucho mayor en cuanto a área y por tanto su aporte de nieve total en cuanto a volumen es el mayor.

La fusión y la precipitación en forma de nieve presentan un comportamiento muy similar en cuanto a su relación con la cota en la que tengan lugar.

De media en los 5 años de estudio y en toda la zona de estudio, un 90% de la precipitación en forma de nieve se funde, pasando a formar parte de los ciclos de infiltración o escorrentía de agua en el suelo. La información obtenida en este trabajo constituye un primer acercamiento en el estudio de los flujos de agua asociados a la capa de nieve en un entorno de transición alpino en el que la presencia de nieve presenta una variabilidad muy elevada.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido realizado con el apoyo del Ministerio de economía y competencia, Proyecto de Investigación CGL2014-58508-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 (GMS-SNOWMED)". El presente trabajo se desarrolló parcialmente dentro del marco de Panta Rhei Initiative de la International Association of Hidrological Sciences (IAHS) Grupo de trabajo: Water and energy fluxes in a changing environment.

6. BIBLIOGRAFÍA

- Chander, G., B. L. Markham and D. L. Helder, 2009. Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. *Remote Sens. Environ.*, 113(5), 893–903.
- Cline, D.W., 1997.Snow surface energy exchanges and snowmelt at a continental, midlatitude Alpine site. Water Resources Research, 33 (4), pp. 689-701.
- Gómez-Giráldez, P., C. Aguilar, M.J. Polo, 2014. Natural vegetation covers as indicators of the soil water content in a semiarid mountainous watershed, *Ecol. Indicators*, 46, 524-535.
- Herrero, J., M.J. Polo, A. Moñino and 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, Remote Sensing for Agriculture, Ecosystems, and Hydrology XIV, Pragha, Czech Republic, SPIE 8531.
- Herrero, J. y M.J. Polo, 2012. Parameterization of atmospheric longwave emissivity in a mountainous site for all sky conditions. Hydrol. & Earth System Sci. 16: 3139–3147

- Herrero, J. y M.J. Polo, 2016. Evaposublimation frosnow in the Mediterranean mountais of Sierra Nevada (Spain). *Cryosphere*. 10: 2981–2998
- Pérez-Palazón, M. J., R. Pimentel, J. Herrero, C. Aguilar, J.M. Perales, and M.J. Polo, 2015. Extreme values of snow-related variables in Mediterranean regions: trends and long-term forecasting in Sierra Nevada (Spain). Proc. IAHS, 369, 157-162.
- Pimentel, R., J. Herrero, y M.J. Polo, 2014. Snow in a semiarid
- mountainous area combining snow modelling and Landsat spectral mixture analysis, Proceeding RSHS14 and ICGRHWE14,Guangzhou, China, 2014.
- Pimentel, R., J. Herrero, Y. Zeng, Z. Su and M.J. Polo, 2015. Study snow dynamics at subgrid scale in semiarid environment combining terrestrial photography data assimilation techniques. J. Hydrometeorol., 6, 967-980.
- Pimentel, R., J. Herrero, Y. M.J. Polo, 2017. Subgrid parameterization of snow distribution at a Mediterranean site using terrestrial photography. *Hyd. Eart. Syst. and Scien.*, 21, 205-820.
- Roberts, D. A., M. Gardner, R. Church, S. Ustin, G. Scheer, and R.O. Green,1998; Mapping chaparral in the Santa Monica Mountains using multiple endmember spectral mixture models. Remote Sens. Environ. 65:267–279.
- Rosenthal, W. and J. Dozier, 1996: Automated mapping of montane snow cover at subpixel resolution from the Landsat Thematic Mapper, *Water Resour.* Res., 32, 115-130.
- Sade, R., A. Rimmer, M.I. Litaor, E. Shamir, A. Furman; 2014. Snow surface energy and mass balance in a warm temperate climate mountain Journal of Hydrology, 519 (PA), pp. 848-862.
- Thorsell, J., L. Hamilton, 2002. A global overview of mountain protected areas on the world heritage list. A contribution to the Global Theme Study of World Heritage Natural Sites. World Commission on the Protected Areas.

EVALUACIÓN DE LA DISTRIBUCIÓN DE HUMEDAD EN LA ZONA NO SATURADA MEDIANTE CALICATA ELECTRICA, ORO VERDE, ENTRE RIOS, ARGENTINA

Juan Pablo Hernandez¹, Antonio Paz González² y Eduardo Luis Díaz¹

¹Laboratorio de Tecnologías Aplicadas, Facultad de Ciencias Agropecuarias, Universidad Nacional de Entre Ríos, Ruta Provincial 11 Km 10.5. Oro Verde. Entre Ríos. Argentina. e-mail: jpher, web: fca.uner.edu.ar ²Centro de Investigaciones Científicas Avanzadas (CICA), Universidade da Coruña, As Carbaleira, sn, Campus Elviña, 15071, Coruña, España.

e-mail: tucho@udc.es, web: https://cica.udc.es

RESUMEN. Se presentan los resultados de la aplicación de la técnica de Tomografía de Resistividad Eléctrica en suelos Molisoles de la Provincia de Entre Ríos a los efectos de caracterizar las condiciones del perfil hasta 1,90 m después de un período prologando sin precipitaciones. Se realizó la medida a lo largo de un perfil de 4 metros de longitud, con un espaciado del dipolo de 0,20 metros para garantizar una adecuada discriminación vertical. Los datos se procesaron cualitativamente, atendiendo a que las condiciones del esquema conceptual analizado no permiten aplicar los esquemas computacionales tradicionales de acceso libre. Las mediciones se realizaron en condiciones homogéneas y de mínima humedad tanto del suelo como de la zona vadosa. Se determinó uniformidad de los valores registrados a lo largo del perfil. Los mismos presentan disminución de las resistividades aparentes hasta 1,2 metros de profundidad y posteriormente se estabilizan en valores de $0.5 \Omega m$. Los valores determinados mediante la Fórmula de Archie muestran claramente el efecto del período previo sin precipitaciones en el contenido de humedad en la zona saturada. El porcentaje de saturación del agua en los poros parte desde el 10% y puede llegar al 90 %, pero no alcanzan los valores de saturación del suelo. Se destaca la importancia de disponer de una condición de base en situaciones del perfil, lo que permitirá realizar comparaciones futuras en períodos con precipitaciones importantes que recarguen por infiltración el perfil del suelo. Finalmente se concluye que la técnica de la tomografía eléctrica es resolutiva en estos tipos de suelos para determinar en profundidad los movimientos verticales del contenido de humedad.

ABSTRACT. Results of the application of Electrical Resistivity Tomography to soils of the Mollisol order of Entre Ríos Province, Argentina, are presented. We intend to characterize the profile conditions until 1.90 m after a long period without precipitations. Measurements were taken along a 4 m profile, using a space between dipole of 0.20 me to allow a proper vertical discrimination. The data set obtained has been processed to obtain a qualitative assessment, because the conditions of the conceptual framework used didn't allow applying the traditional and free available computational tools. The measurements have been performed in homogeneous conditions, with minimum water content at soil and vadose zone. Uniformity of the values registered along the profile was verified. These values showed decreasing apparent resistivity until 1.2 m depth and then stabilization at about 0.5 Ω m. The values obtained using the Archie low clearly show the effect of the previous period without precipitations in the water content at the saturated zone. The percentage of water saturation in the pores varies from 10% to 90%, however, values at soil saturation have not been reached. The importance of our measurements performed for a reference condition of the profile has been highlighted, as this will allow performing in the future comparisons during periods with high precipitations, enough to recharge by infiltration the soil. Finally it was concluded that the Electrical Tomography is an adequate tool to assess the vertical movements of water content in the studied soil.

1. INTRODUCCIÓN

La resistencia es la propiedad inherente de todos los materiales de resistir el flujo de una corriente eléctrica la misma depende la geometría del medio conductor y la ubicación de los electrodos de referencia para su determinación. Por otra parte la resistividad es resistencia eléctrica característica de cada material.

A mayores contenidos de humedad la resistividad disminuye. Además, el agua salada, sin embargo, es un conductor y por ello, suelos saturados con agua de mediana a elevada mineralización presentan una resistividad baja; los suelos arcillosos se comportan de modo similar.

En la interpretación de tomografías eléctricas de los suelos el contenido de agua en sus poros actúa inversamente como aislante y por consiguiente no conductivos, para un mismo suelo. Las medida se expresa en unidades de ohmio metro (Ω m).

La técnica de la tomografía eléctrica es una variante de la prospección geofísica eléctrica la que permite generar seudoperfiles de resistividad aparente en dos o tres dimensiones, y si se incorpora la medición en el tiempo incorporar la cuarta dimensión para evaluar la modificación temporal de las propiedades física del área en estudio.

Las aplicaciones de esta técnica son variadas, merecen destacarse aplicaciones edafológicas, antropológicas, así como estudios de contaminación ambiental por pérdidas de petróleo, de acuerdo con López Hidalgo (2003), López Hidalgo y Volponi (2006), Rosales et al. (2014) y Volkov et al. (2000). También se ha aplicado a la caracterización de rellenos sanitarios, y a la evaluación de las modificaciones en la zona no saturada vinculadas a la recarga por precipitaciones, riego o por ascenso de los niveles freáticos y su impacto en humedales (Tapias et al., 2013) y otros realizados por Weinzettel al et al., (2009).

En este trabajo se presentan los resultados de una Tomografía de Resisitividad Eléctrica (TRE) con el objetivo de caracterizar el proceso de infiltración en un suelo Molisol, tras un período prolongado con ausencia de precipitación.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

La Tomografía de Resistividad Eléctrica se llevó a cabo en una parcela que se encuentra ubicada en la de la Universidad Nacional de Entre Ríos (UNER), Oro Verde, Argentina, cuya ubicación se muestra en la Figura 1.

La parcela en la que se ejecutó el perfil de estudio se puede observar en la Figura 2. El mismo se sitúa perpendicular a la pendiente y tiene una longitud de 8 metros.

El clima se ha descrito como templado húmedo de llanura. La temperatura media anual es 18,4° C. Las estaciones se presentan mal definidas del punto de vista térmico, presentando una transición imprecisa. Las heladas meteorológicas son un fenómeno que tiene una expresión altamente microclimática, influido por los cursos de agua.

Las precipitaciones presentan una media anual de alrededor de 1.100-1.200 mm, pero una gran variabilidad interanual.

Los datos climáticos usados se obtuvieron de la estación climática ubicada en el predio de la Estación Experimental Agropecuaria del INTA Paraná; la que cuenta con un registro comprendido entre 1964 y el presente, la casilla meteorológica se encuentra a una distancia aproximada a 4500 metros.

El suelo sobre el que se instaló el ensayo pertenece al orden Molisol. Los suelos pertenecientes a este Orden en Entre Ríos están desarrollados sobre un manto de loes calcáreo, más o menos espeso de la Formación Tezanos Pintos. Son pardos oscuros, con horizontes superficiales poco profundos, de textura franco-arcillo-limosa, estructura granular y en bloques, bien provistos de materia orgánica (2-4 %) de buena calidad, seguidos de horizontes subsuperficiales más densos, arcillosos y de menor permeabilidad. que constituyen los materiales típicos del Cuaternario de la llanura pampeana en la provincia de Entre Ríos.



Fig. 1. Ubicación del sitio de estudio en la Provincia de Entre Ríos. Argentina.

Los Molisoles se encuentran en un paisaje de peniplanicie ondulada a suavemente ondulada, con pendientes entre 1-3% aunque en algunos lugares es posible encontrarlos en pendientes de hasta 8%, especialmente cerca del río Paraná (fases erosionadas y con pendientes). En estos suelos es importante tomar en consideración la erosión hídrica, que se ve favorecida por la presencia de un horizonte B textural fuertemente desarrollado.



Fig. 2. Ubicación del Perfil de estudio en el predio de la F.C.A.

Estos suelos tienen la particularidad de tener un horizonte B_t de color muy oscuro, con caras de fricción ("slickensides"), estructura cuneiforme, textura arcillo-limosa (42-45 % de arcilla), donde predomina la arcilla montmorillonita. La presencia de esta arcilla influye negativamente sobre las características del horizonte B textural, dándole consistencia fuerte, baja capacidad de infiltración, y favoreciendo la formación de grietas anchas cuando están secos Plan Mapa de Suelos de la Provincia de Entre Ríos (1984). Los Molisoles con características vérticas son los suelos de la provincia de Entre Ríos más afectados por la erosión hídrica debido a la presencia de un horizonte B textural muy denso y poco permeable que obliga al agua escurrir superficialmente. Se caracterizan por presentar perfiles profundos, con epipedón mólico engrosado, que puede llegar a los 60 cm de espesor. Es muy común encontrar en estos suelos la presencia de horizonte AB o BA, lixiviado, con partículas de limo y arena fina lavadas y decoloradas sobre las caras de los agregados, sin embargo este horizonte no alcanza a ser un horizonte E.

El horizonte B textural tiene entre 60-100 cm de espesor, y generalmente suelen tener concreciones ferromanganesíferas; se agrieta poco por que las el drenaje se mantiene suficientemente húmedo como para que se formen las grietas. Por lo general están imperfectamente drenados y tienen exceso de agua después de lluvias importantes pero por tiempo reducido.

El suelo está clasificado según el Soil Taxonomy como Argiudol ácuico, Serie Tezanos Pinto. (Plan Mapa de Suelos Provincia de Entre Ríos, 1998). Los suelos pertenecientes a la serie Tezanos Pinto son profundos, con un epipedón oscuro de 17cm de espesor, franco-arcillo-limoso a franco-limoso, y un horizonte argílico B₂, que va desde 17-63 cm oscuro, franco-arcillo-limoso a arcillo-limoso, con moteados de hierro-manganeso. Son suelos moderadamente bien drenados, de escurrimiento superficial moderado. La permeabilidad es lenta a muy lenta. La capa freática se encuentra muy profunda. Poseen erosión actual leve, y moderada susceptibilidad a la misma.

Para la medición de la resistividad eléctrica habitualmente se utilizan los métodos de prospección geofísica eléctrica simétricos, entre ellos el de Schlumberger, (Orellana, 1982), que analizan la variación unidimensional de las propiedades eléctricas en profundidad. Los mismos pueden ser interpretados mediante técnicas computacionales a partir de un modelo eléctrico conceptual utilizando algoritmos de ajuste automáticos entre los valores observados y los correspondientes a modelos teóricos generados, adoptando un valor de corte o error admisible (Díaz Ucha, 1988).

Se utilizó la técnica de Tomografía de Eléctrica empleando la configuración dipolo-dipolo Axil, la misma resulta apta para la determinación de la resistividad del subsuelo y consecuentemente las variaciones bidimensionales de las propiedades eléctricas (resistividad) y relacionarlo con las cambios de la humedad en la zona no saturada y poder caracterizar la profundidad al nivel freático. La tomografía eléctrica es muy sensible a cambios de resistividad horizontal, a costa de disminuir los cambios verticales de dicho parámetro.

La Figura 3 presenta el esquema de medición de las resistividades aparentes, donde C1 y C2 representan los electrodos de corriente y P1 y P2 los electrodos donde se registra el potencial inducido por el campo eléctrico generado por el equipo en los electrodos de corriente.

Se utilizó un equipo de prospección eléctrica por corriente continua con compensación automática de potenciales espontáneos ABEM TERRAMETER SAS SYSTEM, equipado con un Booster SAS 300. El mismo utiliza tecnología digital y procesamiento SAS (Signal Averaging System) sistema de medias aritméticas móviles de la señal, que toma lecturas consecutivas en forma automática y los resultados se promedian en forma continua.



Fig. 3. Esquema del dispositivo Dipolo – Dipolo Lineal.

El equipo contiene tres unidades: transmisor, receptor, y el microprocesador. El Booster SAS 300 envía una corriente definida (intensidad constante) y regulada. La señal transmitida se mide mediante el receptor en intervalos de tiempos discretos, cuando la corriente, la polarización inducida y los transitorios han decaído a los niveles inferiores. La amplitud de corriente es seleccionable y ajustable a las condiciones de investigación entre 0.2 hasta 500 mA.

Atendiendo a las condiciones de medición se desplazaron dos electrodos de corriente y dos de potencial a lo largo de una línea de registro la que consistió en cuatro cables unificares de 2 mm² de sección, conectados a cuatro electrodos, que se desplazaban copiando el esquema de medición, de 20 cm de longitud y 8 mm de diámetro.



Fig. 4. Esquema de asignación de las resistividades medidas en superficie.

El espaciado entre electrodos seleccionado fue de 0,20 m y los electrodos de inyección de corriente y las posiciones de los puntos de medición de potencial fueron un total de 20, lo que permitió investigar el ancho total del perfil. Su profundidad media de investigación depende del factor "n" así como de "a" (Figura 4).

Las mediciones fueron realizadas el 15 de Setiembre 2016. No se produjeron precipitaciones desde el día 2 de setiembre previo a las mediciones, por lo que puede asumir que las condiciones de humedad del perfil en la zona no saturada se encontraban estabilizadas y los valores elevados de resistividad en superficie responden a las condiciones de suelo de bajo contenido de humedad asociado a la evapotranspiración de una pastura natural relativamente desarrollada.

Se registraron para cada dipolo de corriente 8 mediciones de potencial, de manera de garantizar una pseudo profundidad de investigación de 2 metros. Totalizaron 124 mediciones de resistividad aparente cada 0,24 metros de profundidad. La máxima pseudo-profundidad investigada fue 1,90 metros.

El rango de valores medidos osciló entre 0,19 y 43,3 Ω m. Los valores mínimo y máximo se corresponden a arcillas húmedas en la zona no saturada y calcáreos en los primeros centímetros del perfil en suelos secos, debido al prolongado período sin precipitaciones. El valor mínimo (0,19 Ω m) es muy bajo. Sin embargo, estos datos son congruente con los registros de potencial en una perforación de 95 metros de profundidad distante a menos de 1000 metros del sitio de medición.

La Tabla 1 presenta la descripción de la secuencia determinada para cada rango de profundidades muestreadas.

Los extremos se corresponden a arcillas húmedas en la zona no saturada y calcárea en los primeros centímetros del perfil en suelos secos, debido al prolongado período sin precipitaciones. En el mismo se evidencia los bajos valores de resistividad aparente menores a 3 Ω m hasta 24 metros de profundidad, donde comienzan las arenas acuíferas. En superficie los valores de resistividad aumentan debido a las condiciones expresadas. La perforación fue ejecutada utilizando como lodo de perforación arcilla bentonítica de baja resistividad.

Tujchneider y Fili (1988) describieron la Formación Hernandarias Arcillas y limos arcillosos de tonos castañorojizos pertenecientes a la Formación Hernandarias y característicos de la misma, en la que se diferencian, dentro de los estratos englobados por ese nombre formacional una parte basal de tonos más grises y una parte media y superior más rojiza.

Tabla 1. Descripción estratigráfica.

Profundidad (m)		Decerimeión
Inicial	Final	Descripcion
0.00	0.60	Suelo
0.60	23.9	Arcilla amarillenta
23.9	37.3	Arena fina
37.3	41.9	Arena fina a mediana
41.9	50.9	Arena fina a mediana
50.9	69.2	Arcilla Verde
69.2	78.4	Arenas finas
78.4	95.0	Arenas medianas

Es común también un nivel calcretizado de mayor competencia física y resaltante en la parte media / superior así como y delgados niveles de cenizas volcánicas. Estas arcillas en su parte cuspidal presentan valores de re sistividad del orden de los 2 a 3 Ω m. corresponden al Pleistoceno Medio y Alto ello significa edades mayores a 2 millones de años.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La Figura 5 presenta los resultados de las curvas de isovalores de resistividad aparente a lo largo del perfil de estudios en función de la pseudo profundidad. Las curvas fueron generadas utilizando el software SURFER[®] Versión 8.0



Fig. 5. Perfil longitudinal.

Las resistividades elevadas en superficie, hasta los 0,50 m, son explicables por suelos de bajo contenido de humedad y la presencia de calcáreos en los mismos. A partir de esta profundidad la resistividad comienza a descender, con un marcado paralelismo desde los 0,75 metros hasta el extremo final del perfil, que responde a mayores contenidos de humedad, suelos más arcillosos y contenido de sales del agua higroscópica retenida por las arcillas, hasta niveles superiores a los 10 cm, lo que está asociado a conductividades hidráulicas menos a $1x10^{-4}$ cm*seg⁻¹. Debe señalarse la presencia de una anomalía desde la progresiva 0 a 0.75 metros, la misma supera los 1,5 metros de profundidad, con valores de resistividades mayores.

Además, debe destacarse que en coincidencia con el tráfico de los vehículos, y la consecuente compactación de los suelos, se produce una disminución de la capacidad de infiltración y la humedad en dichas progresivas se ve afectada.

La Figura 6 presenta los valores de la resistividad aparente registrada en función de la profundidad para cada una de las progresivas registradas. Se observa una uniformidad de las mediciones con un descenso gradual de las resistividades aparentes hasta una profundidad de 1,2 metros donde las mismas se estabilizan en valores del orden de $0,5 \Omega m$, valor que es congruente con los valores experimentales determinados para las arcillas de la Formación Hernandarias, (Tujchneider, 1988). Este valor puede considerarse más elevado de lo esperado, ya que el agua intersticial retenida por la estructura laminar de las arcillas presenta un elevado contenido salino y es la que incide en los valores de resistividades aparentes determinados a campo. En este sentido, La resistividad del agua marina oscila en general entre 0.2 y 0.25 Ω m (Shevnin et al., 2007).

Se puede concluir que el efecto de los movimientos del flujo producto de las precipitaciones y las extracciones resultantes de la evapotranspiración del perfil no superan los 1,2 metros de profundidad.

Archie (1942) demostró que la resistividad de una formación saturada de agua (R_o) , y la resistividad del agua (R_w) pueden relacionarse por medio de un factor que denominó (F) de resistividad de la formación, por la relación:

$$\mathbf{R}_{\mathbf{o}} = \mathbf{F} \times \mathbf{R}_{\mathbf{w}} \tag{1}$$

Donde el factor (F) de resistividad de la formación es igual a la resistividad de la formación l00% saturada en agua (R_o) dividido por la resistividad del agua de la formación (R_w).



Fig. 6. Perfiles de resistividad aparente en función de la seudo profundidad.

El factor de formación podría relacionarse a la porosidad por la relación:

$$\mathbf{F} = 1.0 / \phi^{\mathrm{m}} \tag{2}$$

Donde " φ " es la porosidad, "m" es un exponente de la cementación cuyo valor varía con el tamaño de grano, la distribución del tamaño de grano, y la complejidad de los caminos entre los poros (tortuosidad). A mayor valor de tortuosidad el valor de "m" es mayor.

La saturación de agua (Sw) se determina a partir de la resistividad de la formación llena de agua (Ro) y de la resistividad de la formación (Rt), por la relación siguiente:

$$S_w = (R_o / R_t)^{1/n}$$
 (3)

Donde "n" es el exponente de saturación. El valor varía en un rango de l.8 a 2,5, pero normalmente se adopta con un valor de 2.

Del análisis de las Ecuaciones 2 y 3 se llega a que la saturación de agua puede reescribirse mediante la Ecuación 4.

$$S_w = ((F \times R_w) / R_t)^{1/n}$$
 (4)

Ésta fórmula es normalmente llamada la ecuación de Archie para la determinación de la saturación de agua (S_w) , de ella se derivan todos los métodos actuales de interpretación que involucran curvas de resistividad en sondeos mecánicos.

En el caso de tomografías eléctricas la Ecuación de Archie es corregida por investigar un semi espacio, a diferencia de su aplicación en testificaciones geofísicas en sondeos mecánicos.

Atendiendo a lo expresado puede aplicarse en el caso de tomografías eléctricas, donde la resistividad medida depende de la resistividad del suelo y del contenido de humedad, asumiendo que la resistividad del agua de formación se mantiene constante.

La Figura 7 presenta los contenidos de humedad en profundidad para todas las progresivas estudiadas determinada a partir de los datos experimentales.



Fig. 7. Porcentaje de saturación del agua en función de la seudo profundidad.

Los valores determinados muestran claramente el efecto del período previo de condiciones sin precipitaciones. Los valores iniciales de porcentaje de saturación del agua en los poros comienzan en valores del orden del 10% y llegan a alcanzar el 90%, pero sin alcanzar los valores de saturación. Se observa una pendiente creciente del contenido de humedad hasta los 80 cm de profundidad. Debe señalarse las alteraciones a partir de los 1,20 m de profundidad.

4. CONCLUSIONES

El nivel freático se encuentra a una profundidad mayor a 7 m, por ello la franja capilar no ha influido en las mediciones realizadas manteniéndose el estado del suelo y la zona no saturada con tenores muy bajos de humedad.

Atendiendo a lo expresado el perfil estudiado presenta un mínimo de humedad y sin afectación de la franja capilar. Al haberse seleccionado un período con ausencias de precipitaciones en los 15 días previos a las mediciones las determinaciones se realizaron en condiciones homogéneas y de mínima humedad tanto del suelo como de la zona vadosa.

Existe clara uniformidad de la los valores registrados que presentan un disminución de las resistividades aparentes hasta 1,2 metros, posteriormente los valores se estabilizan en 0,5 Ω m. Estos valores se asocian a los correspondientes a arcillas de bajo contenido de humedad y elevada salinidad de la formación Hernandarias por lo que se consideran muy elevados.

Los resultados obtenidos permitirán realizar comparaciones futuras en períodos posteriores a precipitaciones importantes. *Agradecimientos*. Este trabajo fue realizado co fondos del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad Nacional de Entre Ríos (UNER), Argentina.

5. BIBLIOGRAFÍA

- Archie, G.E. 1942. The Electrical Resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Trans. AIMME*. 146: 54-62
- Atekwana, E. A.; Sauck, W. A.; Abdel Aal, Z .G. y Werkema, D. D., 2002. Geophysical Investigation of Vadose Zone Conductivity Anomalies at a Hydrocarbon Contaminated Site: Implications for the Assessment of Intrinsic Bioremediation. J. Environ. Eng. Geophys.7:103-110.
- Díaz Ucha, E., 1988. Interpretación Automática de Sondeos Eléctricos Verticales, Base De Datos y aplicaciones. Tesis Doctoral. Universidad de Granada.
- Loke, M.H., 2000. Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies: A practical guide to 2-D and 3-D surveys. 61 p.
- López Hidalgo, Andrés A., 2003. La TE como herramienta de diagnóstico ambiental subsuperficial en la industria del petróleo y del gas", 5° Jornadas de Preservación de Agua, Aire y Suelo en la Industria del Petróleo y del Gas. IAPG, Mendoza, Argentina.
- López Hidalgo, A. y Volponi, F. S. 2006. La tomografía eléctrica como técnica de diagnóstico, caracterización y evaluación previa e imprescindible al saneamiento ambiental del subsuelo en situaciones de pasivos petroleros. 6º Jornadas de Preservación de Agua, Aire y Suelo. *Petrotecnia* I, 107-110.
- Orellana, E., 1982. *Prospección Eléctrica en corriente continua*. Edit. Paraninfo. Madrid. 523 pág.
- Plan Mapa de Suelos Provincia de Entre Ríos, 1998. Carta de suelos de la República Argentina, Departamento Paraná, provincia de Entre Ríos. Plan Mapa de Suelos.
- Rosales, R.M., Martínez-Pagán, P., Faz-Cano, A., Bech, J., 2014. Study of subsoil in former petrol stations in SE of Spain: Physicochemical characterization and hydrocarbon contamination assessment. *Journal of Geochemical Exploration*, 147, 306-320.

- Shevnin, V., Mousatov, A., Ryjov, A. and Delgado-Rodriquez, O. 2007. Estimation of clay content in soil based on resistivity modelling and laboratory measurements. *Geophysical Prospecting*, 2007, 55, 265–275.
- Tapias, J.C.; Himi, M.; , Lovera, R.; Folch, M.; Font X. y A.. Casas, 2013. Evaluación mediante tomografia de resistividad eléctrica de las propiedades hidráulicas de la zona saturada y no-saturada de humedales artificiales para el tratamiento de agua residual. Estudios en la Zona no Saturada del Suelo. Vol XI. 31-55
- Thornthwaite, C.W., 1948. An approach toward the rationale classification of climate. *Geogr. Rev.*, 38:55-94.
- Tujchneider, O.C. y Fili, M. 1988. Geohidrología de la Cuenca del Arroyo Feliciano. Provincia de Entre Ríos - Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina. Buenos Aires. Tomo XLIII. 2, 163-174.

- Volkov, Sergey I.; Gorbunov, Aleksandr A., Shevnin, Vladimir A., 2000. *Electrical Properties of Oil-Polluted Grounds Laboratory Measurements*. Moscow State University, Geological Faculty, Dept. of Geophysics, Rusia.. 6th Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, Bochum - Germany. 4 pp.
- Weinzettel, P., Varni, M., Dietrich, S. y Usunoff, E., 2009. Evaluación de tres dispositivos de tomografía eléctrica para la identificación de horizontes petrocálcicos en el suelo. *Ciencia del Suelo*, 27 (1): 135-146.

ESTIMACIÓN DE TASAS DE MEZCLA VERTICAL Y LATERAL DEL SUELO MEDIANTE UN MODELO ANALÍTICO

A. Román-Sánchez^{1*}, A.M. Laguna², T. Reimann³, A. Peña⁴, J.V. Giráldez^{1,5}, J. Wallinga³ y Tom Vanwalleghem¹

¹Dpto. de Agronomía, Universidad de Córdoba, Edif. Da Vinci, Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba. e-mail: o92rosaa@uco.es

²Dpto. de Física Aplicada, Universidad de Córdoba, Edif. C2, Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba. ³Soil Geography and Landscape group & Netherlands Centre for Luminescence dating, Universidad de Wageningen.

⁴ Dpto. de Ingeniería Rural, Universidad de Córdoba, Edif. Da Vinci, Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba.

⁵ Instituto de Agricultura Sostenible, CSIC, Avda. Menéndez Pidal s/n. 14004 Córdoba

RESUMEN. Diferentes factores como el relieve, la roca madre, el clima, la actividad de los organismos y la vegetación intervienen en la formación del suelo. Tanto la bioturbación como el desplazamiento lateral del suelo por erosión ayudan a comprender la evolución conjunta del paisaje y del suelo. En este trabajo se propone una nueva solución analítica para la ecuación de la difusión y advección para estimar un valor de la difusividad y las intensidades de erosión o sedimentación a lo largo de una ladera. Se ha calibrado el modelo con datos de edad y profundidad obtenidos en perfiles de suelo.

ABSTRACT. Different factors such as relief, bedrock, climate, activity of the

organisms and vegetation are involved in the soil formation. Both bioturbation and lateral movement of the soil by erosion help to understand the evolution of the landscape and the soil. An analytical solution for the diffusion-advection equation is proposed to estimate the values of diffusivity coefficient as well as of the erosion or deposition rates along a slope. The model is calibrated with age-depth data from soil profiles.

1. INTRODUCCIÓN

El suelo se forma cuando la roca madre se meteoriza y aparecen en ella materiales orgánicos. A pesar de su importancia este proceso no se conoce muy bien en sí mismo, ni a escala de paisaje que co-evoluciona con el suelo (Heimsath 2002). Los procesos implicados dependen de las características de la zona como el clima, el relieve, la vegetación, el suelo. Stockmann et al. (2014) estimaron la intensidad de producción del suelo a través de la determinación de los radionucleidos cosmogénicos (TCN) sin detectar influencias de la litología o el clima. De todos los procesos que intervienen en la formación del suelo posiblemente se conozcan mejor los físicos y químicos, Sin embargo la influencia biológica en los procesos anteriores, siendo esencial es menos conocida. En particular el proceso conocido como bioturbación, la alteración física del material parental por micro- y macroorganismos, ya observado por Darwin en el siglo XIX, y patente en numerosas formas del relieve como termiteros o mimas, los montículos de Norteamérica atribuidos a castores y especies similares, y las consecuencias de la caída de árboles, es un tema importante de la investigación actual. (Gabet et al., 2003) analizaron la alteración del suelo producida por caída de árboles, termitas, lombrices, hormigas que causan la mezcla de partículas que estaban enterradas y son llevadas a la superficie.

Wilkinson et al., 2005 y Wilkinson et al., 2009 observaron una gran relación entre la alteración biológica del suelo y la formación de suelo y la evolución del paisaje.

Para describir de una forma sencilla la influencia de la bioturbación en la formación del suelo Johnson et al. (2014) propusieron una ecuación sencilla basada en la ecuación de difusión y advección.

Un aspecto importante en la formación del suelo es estimar la edad de los mate-

riales que se modifican gradualmente con la profundidad bajo la superficie. Para ello la luminiscencia ópticamente estimulada (OSL) usando cuarzo o estimulada con Infrarrojo (IRSL, post IR IRSL) usando feldespato, puede detectar la edad de la alteración inicial, evaluando la energía que conserva el mineral (cuarzo o feldespato) desde la última vez que apareció en la superficie del suelo. Así pues, la edad del grano mineral es el tiempo transcurrido desde la última vez que estuvo en la superficie y posteriormente fue enterrado. Heimsath et al. (2002), Stockman et al., (2013); Johnson et al. (2014) evaluaron la edad de la muestra y la velocidad de mezcla del suelo usando esta técnica en granos de cuarzo. En este trabajo se introduce el uso de feldespato como trazador para determinar procesos pedogénicos. Reiman et al., 2017 aceptado, descubrió las ventajas del feldespato frente al cuarzo, con mayor porcentaje de granos luminiscentes y mayor eficacia en las medidas.

El objetivo de este trabajo es reconstruir los procesos de mezcla vertical y lateral y determinar las tasa de erosión superficial, depósito y bioturbación en perfiles de suelo a lo largo de una ladera.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1. Área de estudio

El área de estudio está localizada en el Parque Natural de Cardeña y Montoro, en la provincia de Córdoba. La precipitación media se sitúa en 545 mm con la estación húmeda en el invierno y las temperaturas varían entre 5 y 40 °C. Este clima ha permitido el desarrollo de bosque mediterráneo esclerófilo representado por especies arbóreas como Quercus ilex subsp. Ballota, Quercus suber, Quercus faginea y especies arbustivas como Quercus coccifera, Pistacia lentiscus, Phlomis purpurea, Rubus ulmifolius. A nivel geológico la zona en estudio está compuesta por granito y está integrada dentro del Batolito de los Pedroches. Los suelos están formados por Regosoles, Cambisoles y Pheozems. La zona muestreada se encuentra en un transecto lineal a lo largo de una ladera orientada al norte en la cabecera de la cuenca Martín Gonzalo. Se muestrearon cuatro perfiles de suelo: SC-10 (parte alta de la ladera), SC-9 (zona alta de la media ladera), SC-8 (zona baja de la media ladera), SC-7 (base de la ladera) a diferentes profundidades (5, 20,35 y 50 cm), (fig.1).



Fig. 1. Localización de la zona de estudio en el Parque Natural de Cardeña y Montoro (Córdoba, España). Perfiles de suelo SC-10, SC-9, SC-8 y SC-7 a lo largo de un transecto lineal en la ladera norte de la cabecera de la cuenca Martín Gonzalo.

2.2. Preparación de la muestra y medidas de luminiscencia

Se cogieron 15 muestras de suelo utilizando tubos metálicos de 5 cm de diámetro y 25 cm de largo clavados en cada uno de los perfiles a diferentes profundidades. Tras mantener las muestras selladas para impedir alteraciones por la luz solar, se enviaron al Netherland Centre for Luminescence dating (NCL) en la Universidad de Wageningen donde fueron preparadas y analizadas bajo luz tenue naranja. Una vez extraído el suelo de los tubos metálicos su contenido se dividió en dos partes, la primera para determinar la dosis absorbida por por unidad de tiempo, dose rate, (DR), y, la segunda, para estimar la paleodosis, equivalent dose (ED) o radiación absorbida desde la última vez que el grano estuvo expuesto a la luz.

Para determinar la DR, se separó 5 cm de suelo de cada extremo del tubo que posiblemente había estado expuesto a la luz de la superficie. Además, se tuvo en cuenta en el cálculo de la DR el contenido de humedad y materia orgánica de la muestra, determinándose mediante el secado en horno a 105 °C para la humedad y a 500 °C para la materia orgánica. La muestra se molió y se formaron discos prensados para así poder determinar mediante un espectrómetro de radiación gamma la dose rate. Para determinar la (ED) o paleodosis se utilizó el resto de la muestra contenida en el tubo y que no había estado expuesta a la luz. Esta muestra se tamizó a diferentes tamaños: <180 µm, >250 µm, 180-212 µm and 212-250 µm y se eligió el último para continuar con el tratamiento y medidas. La muestra elegida se trató con HCl y H₂O₂ para eliminar materia orgánica y los componentes de carbonatos. Seguidamente se separaron los minerales de feldespato y cuarzo con un líquido de densidad. Sólo el cuarzo fue tratado durante 40 minutos por 40% HF eliminando cualquier contaminación por feldespato.

Una vez realizado el pretratamiento químico tanto del feldespato como del cuarzo se procedió a las medidas de luminiscencia con un dispositivo Risø TL/OSL reader DA 15 con una fuente de radiación beta 90Sr/90Y irradiando con 0.115 Gys-1 (Bøtter-Jensen et al., 2003; Duller, 2003). El protocolo seguido fue el de dosis regenerativa para la medida de la luminiscencia en la muestra. Para el cuarzo se llevó a cabo el método de luminiscencia estimulada ópticamente (OSL) y para el feldespato la luminiscencia estimulada por infrarrojo que a su vez se divide en dos metodologías: IRSL estimulada con 50 °C y post-IR IRSL estimulada con 175 °C. Los pasos a seguir en el protocolo de medida fueron: 1- Se extrajo la señal luminiscencia natural del grano mineral normalizada por la luminiscencia natural del siguiente test regenerado (L_N/T_N) . 2- Se irradió cada grano mineral con varias dosis artificiales de radiación beta. 3- Se normalizó para cada grano la intensidad de luminiscencia de respuesta a cada dosis artificial irradiada con la señal del siguiente test (L_x/T_x) . 4- Con este ratio se calculó una curva denominada dose response para ser ajustada a una función exponencial+lineal. 5- Se interpoló la luminiscencia natural de cada grano mineral en la dose response curve para obtener la dosis o (ED).

2.3.- Determinar la edad de la muestra y velocidad de mezcla en el suelo

La edad o tiempo desde la última vez que la muestra visitó la superficie del suelo se determinó dividiendo la ED entre la DR mediante la ecuación 1 (Reimann et al., 2017 aceptado; Román-Sánchez et al., 2017 en preparación)

$$Edad = \frac{ED (Gy \ a^{-1})}{DR (Gy)} \tag{1}$$

Según, Stockman et al., 2013 Reimann et al., 2017 aceptado, Román-Sánchez et al., 2017 en preparación, la velocidad de mezcla del grano mineral en el suelo se puede calcular mediante la ecuación 2.

$$Ratio mezcla = \frac{Profundidad (mm)}{Edad (a)} \quad (2)$$

2.4. Modelo analítico ecuación difusión-advección

Una vez calculada la edad de cada muestra a diferentes profundidades en cada perfil, se ajustó los resultados a un modelo que integra la ecuación de difusión-advección para hallar la constante de difusividad y el ratio de erosión-depósito a lo largo de la ladera.

Suponiendo que la bioturbación es el proceso esencial de alteración del regolito y que simultáneamente puede ser descrito mediante una ecuación de difusión, con D como la difusividad, que varía exponencialmente con la profundidad, z, en función de un parámetro de profundidad, z_b , y un valor de la difusividad, D_a

$$\frac{\partial A}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D(z) \frac{\partial A}{\partial z} \right) \tag{3}$$

$$D(z) = D_0 e^{-z/zb} \tag{4}$$

y que este proceso va acoplado con un proceso de erosión y depósito con intensidad constante, T, o W, respectivamente (Johnson et al., 2014).

La ecuación completa para el caso de erosión es

$$\frac{\partial A}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D(z) \frac{\partial A}{\partial z} \right) - T \frac{\partial A}{\partial z} + 1 \quad (5)$$

Y para el caso de depósito

$$\frac{\partial A}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial A}{\partial z} \right) + W \frac{\partial A}{\partial z} + 1 \quad (6)$$

Suponiendo un sistema en equilibrio, en régimen permanente, bajo condiciones de contorno en superficie, A=0 y z=0, $D=D_o$, con la profundidad a la que aparece el regolito, z_o , y en la base del perfil, si no hay erosión, T=0, (z_{bp}) , las ecuaciones 5 y 6 pueden resolverse con una solución analítica para la edad de la partícula en profundidad.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Variación vertical y lateral de (ED)

La fig. 2 muestra los histogramas de frecuencia de ED para el feldespato IRSL_{50} en cada una de las muestras a diferentes profundidades para cada perfil a lo largo de la ladera.

Como se observa en la fig. 2 para cada perfil, las muestras más someras, a 5 cm de profundidad, tienen mayor número de granos luminiscentes que las muestras más profundas. A medida que la profundidad aumenta el número de granos que ha sido expuesto a la superficie es menor. En el caso de los perfiles SC-8, SC-9 y SC-10 a partir de 35 cm de profundidad el número de granos que emiten luminiscencia es muy pequeño (entre el 2 y 15%). El resto de granos medidos, nunca ha visitado la superficie del suelo, lo que demuestra la presencia del límite entre el regolito y saprolito. Las muestras próximas a la superficie tienen una ED próxima a cero, una ED más pequeña.

En la fig. 2 se aprecia, también el trasporte ladera abajo. La fracción aguas arriba de la ladera tienen mayores valores de ED que los de aguas abajo.

Los resultados obtenidos con cuarzo y feldespato p-IR IRSL son similares. En este caso, sólo se midió con cuarzo el perfil SC-9 demostrándose con este perfil que el tiempo de medida era mayor y el porcentaje de granos luminiscentes era menor (Reimann et al., 2007 aceptado). Por este motivo, se optó por medir el feldespato para el resto de muestras, con mayores ventajas, un número mayor porcentaje de granos sensibles a la luminiscencia y mayor eficacia en el tiempo de medida.

3.2 Variación vertical y lateral de la edad

La fig.3 muestra importantes variaciones de la edad dentro de cada perfil y lateralmente a lo largo de la ladera. Por un lado, dentro de cada perfil, la edad aumenta exponencialmente con la profundidad. Estos resultados son consistentes con los observados en procesos de bioturbación, con una actividad mayor cerca de la superficie del suelo y disminuye a medida que profundiza en el suelo (Wilkinson et al., 2009). En el caso del perfil SC-10, la edad permanece casi constante a partir de 20 cm indicando que el proceso de mezcla del suelo permanece constante a partir de esa profundidad. Por otro lado, la edad disminuye a medida que se desciende en la ladera, siendo más baja en el perfil SC-7, en la base de la misma. Esto explica el movimiento lateral en la ladera producido por erosión superficial.



Fig. 2 Distribución de Equivalent dose (ED) en cada uno los perfiles.



Fig. 3 Distribución de la edad en profundidad en cada perfil a lo largo de la ladera.



Fig. 4 Modelo teórico ecuación difusión-advección.

3.3 Solución analítica de la ecuación advección-difusión

Se han estimado los valores de los parámetros difusividad Do, e intensidades medias de erosión superficial T y depósito en ladera W.

La difusividad varía a 5 cm de profundidad entre 52 mm²/año para el perfil situado en el fondo del valle (SC-7) y 12 mm² año⁻¹ para el perfil en la parte alta de la ladera (SC-10). A 50 cm de profundidad la constante de difusividad varía entre 34 y 0.7 mm² año⁻¹ para el perfil del valle (SC-7) y la cima (SC-10) respectivamente.

Los resultados indican que los valores óptimos de erosión son 0.008 mm a⁻¹ para los perfiles SC-7 y SC-8, 0.004 mm a⁻¹ para el perfil SC-10 y depósito -0.008 mm a⁻¹ para el perfil SC-9.

La fig.4 representa la solución de la ecuación de advección y difusión, ecuación (5 y 6).

4. CONCLUSIONES

Los resultados concuerdan con los obtenidos por otros autores como Johnson et al., (2014) en otros ambientes. Este estudio permite conocer el control que ejerce la bioturbación y movimiento lateral sobre los procesos de formación de suelo, determinar las tasas de bioturbación, depósito y erosión empleando un nuevo modelo analítico sencillo a partir de la ecuación de difusión-advección, dilucidar el potencial de la técnica de datación por luminiscencia a través del feldespato en la geomorfología, y por último, identificar por primera vez, a través de esta técnica, el límite entre el regolito y saprolito permitiendo corregir el establecido previamente en campo.

Agradecimientos. Este estudio fue financiado por el proyecto de investigación AGL2012-40128-C03-02. Andrea Román está financiada por el Programa de Becas predoctorales del Ministerio de Economía y Ciencia de España.

5. BIBLIOGRAFÍA

- Bøtter-Jensen, L., Andersen, C.E., Duller, G.A.T. y Murray, A.S., 2003. Developments in radiation, stimulation and observation facilities in luminescence measurements, in: Radiation Measurements. Presented at the Radiation Measurements, pp. 535–541. doi:10.1016/S1350-4487(03)00020-9
- Duller, G.A.T., 2003. Distinguishing quartz and feldspar in single grain luminescence measurements. *Radiat. Meas.* 37, 161–165. doi:10.1016/ S1350-4487(02)00170-1
- Gabet, E.J., Reichman, O.J., Seabloom, E.W., 2003. The effects of bioturbation on soil processes and sediment transport. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 31, 249–273. doi:10.1146/annurev. earth.31.100901.141314
- Gilbert, G.K., 1909. The convexity of hilltops. J. Geol. 17, 344–350
- Heimsath, A.M., Chappell, J., Spooner, N.A. y Questiaux, D.G., 2002. Creeping soil. Geology 30, 111–114.
- Johnson, M.O., Mudd, S.M., Pillans, B., Spooner, N.A., Keith Fifield, L. y Kirkby, M.J., Gloor, M., 2014. Quantifying the rate and depth dependence of bioturbation based on optically-stimulated luminescence (OSL) dates and meteoric 10 Be: Quantifying the rate and depth dependence of bioturbation. *Earth Surf. Process. Landf. 39*, 1188–1196. doi:10.1002/esp.3520
- Reimann, T., Román-Sánchez.A, Wallinga, J. y Vanwallgehem, T., 2017. Getting a grip on soil reworking - single-grain feldspar luminescence as a novel tool to quantify soil reworking rates. *Quaternary Geochronology (aceptado)*
- Román-Sánchez.A, Reimann, T., Wallinga, J. y Vanwallgehem, T., 2017. Bioturbation and erosion rates along the soil-hillslope conveyor belt, part 1: insights from single-grain feldspar luminescence. *En preparación*.

- Román-Sánchez.A, Vanwallgehem, T., Reimann, T., Giráldez, J. V, Laguna, A., Peña, A., Wallinga, J., 2017. Bioturbation and erosion rates along the soil-hillslope conveyor belt, part 2: quantification using an analytical solution of the diffusion-advection equation. *En preparación*
- Stockmann, U., Minasny, B., Pietsch, T.J. y McBratney, A.B., 2013. Quantifying processes of pedogenesis using optically stimulated luminescence. *Eur. J. Soil Sci.* 64, 145–160. doi:10.1111/ ejss.12012
- Stockmann, U., Minasny, B., McBratney, A.B., 2014. How fast does soil grow? Geoderma 216, 48–61. doi:10.1016/j.geoderma.2013.10.007

- Wilkinson, M.T. y Humphreys, G.S., 2005. Exploring pedogenesis via nuclide-based soil production rates and OSL-based bioturbation rates. *Soil Res.* 43, 767–779. doi:10.1071/SR04158
- Wilkinson, M.T., Richards, P.J. y Humphreys, G.S., 2009. Breaking ground: Pedological, geological, and ecological implications of soil bioturbation. *Earth-Sci. Rev.* 97, 257–272. doi:10.1016/j.earscirev.2009.09.005

DYNAMICS OF SOIL HYDRAULIC PROPERTIES DURING A FALLOW PERIOD OF A SEMIARID DRYLAND

Peña-Sancho C.*, López M.V., Gracia R., Moret-Fernández D.

Departamento de Suelo y Agua, Estación Experimental de Aula Dei, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), PO Box 202, 50059 Zaragoza, Spain e-mail: carolina.pena.sancho@gmail.com

RESUMEN El laboreo tiene una influencia directa sobre las propiedades hidrofísicas del suelo. Este trabajo evalúa el efecto del laboreo sobre la densidad aparente (ρ_{μ}) , los parámetros de van Genuchten de la curva de retención (α y n), la sorptividad (S) y la conductividad hidráulica (K). Se compararon tres sistemas de laboreo: vertedera (CT), chísel (RT) y no-laboreo (NT). Las medidas se realizaron a lo largo de un período de barbecho de 18 meses. En condiciones estructuradas, NT presentó valores más altos de ρ_{h} y n, y valores más bajos de α , K y S. Tras labores primarias se observó un aumento de α , S y K. Las primeras precipitaciones efectivas post-laboreo, responsables de la formación de la corteza superficial, promovieron que los parámetros hidráulicos medidos tendieran a recuperar sus valores pre-laboreo, es decir, se observó un aumento de ρ_h y *n* y una disminución de α , S y K.

ABSTRACT. Tillage practices have a significant influence on the soil hydro-physical properties. This work evaluates the effect of tillage on the soil bulk density (ρ_{μ}) , the van Genuchten (1980) water retention parameters ($\alpha \neq n$), saturated sorptivity (S) and hydraulic conductivity (K). Three different tillage systems were compared: conventional (CT) reduced (RT) and no-tillage (NT) systems. Measures were performed along an 18 month long fallow period. Under structured conditions, NT presented the highest values of ρb and n, and the lowest values of α , K and S. Loosening of soil due to primary tillage practices increased α , S and K. These parameters tended to recover their pre-tillage values after post-tillage copious rainfalls; which were also responsible of the surface crust formation. After the post-secondary tillage rainfalls, ρ_{h} and n increased and α , S and K decreased.

1. INTRODUCTION

Tillage practices alter the soil structure and hence their hydraulic properties. Loosening of surface soil by tillage reduces the soil bulk density (Green et al., 2003, Strudley et al., 2008) and tends to increase *K* (Green et al. 2003; Moret and Arrúe, 2007b; Strudley et al. 2008), probably due to an increase in the macropores fraction (Cameira et al., 2003; Moret and Arrúe, 2007b). Overall, Moret (2004) found that *S* tended to increase after post-tillage + rain status under CT systems, but this author did not found a general pattern in the dynamics of *S* along the observed fallow periods.

Tillage also modifies the shape of soil water retention curve $\theta(\psi)$, which results in an increase in the pore volume at the wet end section of $\theta(\psi)$ (Peña-Sancho, et al., 2016), a decrease in the pore fractions corresponding to lower (more negative) pressure heads, and an increase in the slope of the $\theta(\psi)$ (Schwartz et al. 2003). Tillage operations, however, have a transitory effect on $\theta(\psi)$ because of rain impacts on the freshly tilled soil, that promotes a breakdown of soil structure (Green et al. 2003). The soil structure changes due to the rainfall events and the associated wetting and drying cycles lead to a collapse of the largest pores while keeps constant and sometimes even increases the frequency of the smallest ones (Mapa 1986). Schwen et al. (2011b, 2011a) and Peña-Sancho et al., (2016) studied the soil reconsolidation under CT and RT, and found that while the $\theta(\psi)$ slope presented small temporal alterations, considerable changes were observed at the wet end of $\theta(\psi)$. These changes were observed in the order of CT < RT in Schwen et al. (2011b, 2011a) and in the opposite one in Peña-Sancho et al., (2016). These results, however, contrast with those obtained by Jirku et al. (2013) in a CT experiment, who observed that both the slope and the near saturation section of $\theta(\psi)$ were highly variable in time. More recently, Peña-Sancho et al. (2016), studying the dynamics of $\theta(\psi)$ of freshly tilled soils, found that firsts effective rainfalls recorded after tillage are the main factor that regulates post-tillage $\theta(\psi)$ dynamics.

The objective of this work was to evaluates the effect of tillage on the soil bulk density (ρ_b), the van Genuchten (1980) water retention parameters ($\alpha \ y \ n$), saturated sorptivity (S) and hydraulic conductivity (K). Three different tillage systems were compared: conventional (CT) reduced (RT) and no-tillage (NT) systems.

2. MATERIAL AND METHODS

The site is located at the dryland research farm of the Aula Dei Experimental Station (EEAD-CSIC). Three different tillage systems were compared under the traditional cereal-fallow rotation of 18-months of fallow: conventional tillage (CT), reduced tillage (RT) and no-tillage (NT). Secondary tillage operations were performed on July 2014 and consisted on a harrow disc treatment. NT used exclusively herbicides. The study was conducted when the field was in the long fallow phase from January 2014 to October 2014. Tillage treatments were arranged in a complete block design consisting in 9 plots with three replicates per treatment.

Soil volumetric water content (θ) within the 0-10 cm soil depth was monitored from January 2014 through October 2014 using the Time Domain Reflectometry technique (TDR). The TDR waveforms were analyzed using the software TDR-Lab (Moret-Fernández et al. 2010).

The soil bulk density was determined by the core method with core dimensions of 50 mm diameter x 50 mm height. The same soil cores were used to determine $\theta(\psi)$. Once the soil core collected, the cores were air dried during several weeks, after which, the residual water (θ_{i}) corresponding to a pressure head of 166000 kPa was measured. The $\theta(\psi)$ were determined using TDR-pressure cells (Moret-Fernández et al. 2012). The soil samples were saturated by means of capillary rise method following the procedure (Moret-Fernández et al., 2016. The following pressure heads were sequentially applied: 0.5, 1.5, 3, 10, 50 kPa.

The K and S were measured in soils with surface crust and without crust in the 1-10 cm soil layer using the disc infiltrometer technique. A Perroux and White (1988) tension disc infiltrometer with a disc radius of 50 mm. Using the numerical procedure developed by Latorre et al. (2015), the K and S values were estimated by searching the best fitting between the measured cumulative infiltration curve and the corresponding quasi-analytical solution developed by Haverkamp for 3-D (1994).

3. RESULTS AND DISCUSSION

Compared to CT and RT, the highest ρ_b values of NT observed under consolidated soil conditions, (Figure 1) are in agreement with those results observed by other authors (Evett et al. 1999; Schwartz et al. 2003; Moret and Arrúe 2007b; Peña-Sancho et al.2016). This fact is commonly associated with the gradual consolidation of the soil matrix due to wetting and drying cycles. The decrease of ρ_b after primary tillage operations under RT agrees with those results obtained by Green et al. (2003), Moret and Arrúe (2007b) and Peña-Sancho (2016). The significant increase of ρ_b observed in both treatments after the post-secondary tillage rainfalls could be related with soil pulverization promoted by the harrow discs operation.



Fig. 1. Time course of (a) Rainfall (P) and averaged soil volumetric water content (θ) in the 0-10 cm layer during the experimental fallow period under conventional tillage (CT), reduced tillage (RT) and no-tillage (NT) and (b) soil bulk density (ρ_b). 'T' denotes primary tillage'; 't' denotes secondary tillage; * indicates significant differences among tillage treatments at p < 0.05.; ** indicates significant differences among tillage treatments at p < 0.01; ** *indicates significant differences among tillage treatments at p < 0.001; Symbols denotes average pb per tillage treatment. Error bars denote calculated standard deviations. Lowercase letters denote significant differences among sampling dates.

The significant increase in α parameter after primary tillage in both CT and RT systems (Schwen et al. 2011a, 2011b; Peña-Sancho et al., 2016) should be should be attributed to the soil breakdown by tillage, which increases the pore volume at the wet end section of $\theta(\psi)$ (Peña-Sancho et al., 2016) and consequently the soil macroporosity. The different behavior between CT and RT may be related to the different soil structure created by tillage. The cutting action of chisel plough in RT produces channels and cracks between soil aggregates, creating a porosity consisting of inter-connected packing voids with large equivalent diameters (Leão et al. 2014).

The copious rainfall events recorded after tillage consolidated the structure of the freshly tilled soils by collapsing the more unstable macroporosity. The main changes in α occurred after the first effective rainfalls, which, (Peña-Sancho et al., 2016), indicates that the first effective rainfalls after tillage are the main responsible factor that modifies and brings the water retention curve to its pre-tillage values (Figure 2a).

The higher *n* under NT in S₁ (Figure 2b) indicates a more sharp reduction in water content with increasing soil tension. As also observed by Schwen et al. (2011a and b), tillage operations had a little influence on *n*. This behavior, also observed by Peña-Sancho et al.(2016), could be due to α is more related to soil structure and consequently strongly affected by tillage, while n is more related to the soil texture (Jirku et al. 2013).

The lowest S (Figure 3a) and K (Figure 4b) observed in the soil surface crust are in agreement to the higher surface crust bulk densities. The higher K values observed in the CT surface crust along the fallow period would indicate that could RT tends to create a less permeable soil sur-

face crust. Under structured soil conditions (S_1) , the lower subsurface *S* and *K* values (Figures 3b and 4b) under NT soils is consistent with that found by Moret and Arrúe (2007b) who related these differences to the more compacted soil under NT. The unexpected low *K* observed in the subsurface layer measured in the S₂ under CT and S₇ under CT and RT (just after primary and secondary tillage) may attributed to the collapse of the freshly tilled soil structure due to the infiltrometer weight. Overall, the increase of *S* and *K* after primary and secondary tillage practices in both soil



Fig. 2. (a) α and (b) n van Genuchten (1980) $\theta(\Psi)$ parameters along the fallow period under conventional tillage (CT), reduced tillage (RT) and no-tillage (NT) measured in (a) soil crust and (b) without soil crust. 'T' denotes primary tillage'; 't' denotes secondary tillage; ' indicates differences at p < 0.1; * indicates significant differences among tillage treatments at p < 0.05; ** indicates significant differences among tillage treatments at p < 0.01; ** *indicates significant differences among tillage treatments at p < 0.001; symbols denote average α and n values per tillage treatment. Error bars denote calculated standard deviations.



Fig. 3. Soil sorptivity (S) measured along the fallow period under conventional (CT), reduced (RT) and no-tillage (NT) treatments in (a) the soil surface crust and (b) the 1-10 cm depth soil layer.



Fig. 4. Saturated hydraulic conductivity (K) measured along the fallow period under conventional (CT), reduced (RT) and no-tillage (NT) treatments in (a) the soil surface crust, and (b) the 1-10 cm-depth soil layer.

layers and CT and RT treatments is consistent with that observed by Moret and Arrúe (2007b). The post-tillage rainfalls created the soil surface crust, which K and S values tended to recover the pre-tillage values. Finally, the high soil compaction promoted by the secondary tillage made to decrease the K an S values at the end of fallow.

4. CONCLUSION

This work evaluates the effect of tillage practices on the soil surface crust S and K and the 1-10 cm depth soil S, K, ρ_{h} and $\theta(\psi)$ measured during a 18-months long fallow in a semiarid area of Central Aragón. Three different tillage systems were compared: conventional (CT) reduced (RT) and no tillage (NT). The results showed that both primary and secondary tillage had a significant influence on the soil hydraulic properties, whose effect differed from the tilling tool. The wetting and drying cycles associated to post-tillage rainfall events made the soil tended to recovered the pre-tillage soil hydro-physical properties. The first effective rainfalls after tillage were the main factor that regulates the reconsolidation of freshly tilled soils.

8. BIBLIOGRAPHY

- Cameira, M.R., Fernando, R.M., Pereira, L.S. 2003. Soil macropore dynamics affected by tillage and irrigation for a silty loam alluvial soil in southern Portugal. Soil Till. Res. 70: 131-140.
- Green, R.T., Ahuja, L.R., Benjamin, J.G. 2003. Advances and challenges in predicting agricultural management effects on soil hydraulic properties. Geoderma 116: 3-27.
- Jirku, V., Kodesová, A., Nikodem, A., Mühlhanselová, M., Zigová, A. 2013. Temporal variability of structure and hydraulic properties of topsoil of three soil types. Geoderma 204: 43 - 58.

- Latorre, B., Peña, C., Lassabatère, L., Angulo-Jaramillo, R., Moret-Fernández, D. 2015. Estimate of soil hydraulic properties from disc infiltrometer three-dimensional infiltration curve. Numerical analysis and field application. J. Hydrol. 527: 1-12.
- Leão, T.P., da Silva, A.P., Tormena, C.A., Giarola, N.F., Figueiredo, G.C. 2014. Assessing the immediate and residual effect s of chiselling for ameliorating soil compaction under long-term no-tillage. J. Soil Water Conserv. 69: 431-438.
- Mapa, R.B., Green, R.E., Santo, L. 1986. Temporal variability of soil hydraulic properties with wetting and drying subsequent to tillage. Soil Sci. Soc. Am. J. 50: 1133-1138.
- Moret-Fernández, D., Vicente, J., Latorre, B., Herrero, J., Castañeda, C., López, M.V. 2012. TDR pressure cell for monitoring water content retention and bulk electrical conductivity curves in undisturbed soil samples. Hydrol. Process. 26: 246–254.
- Moret-Fernández, D., Vicente, J., Lera, F., Latorre, B., López, M.V., Blanco, N., González-Cebollada, C., Gracia, R., Salvador, M.J., Bielsa, A., Arrúe, J.L. 2010. TDR-Lab Version 1.2 User's Guide. 2010.
- Moret, D., Arrúe, J.L. 2007b. Dynamics of soil hydraulic properties during fallow as affected by tillage. Soil Till. Res. 96: 103-113.
- Moret, D. 2004. Efectos del laboreo sobre las propiedades hidrofísicas y balance hídrico del suelo durante el período de barbecho de una rotación cebada-barbecho en condiciones de secano semiárido del centro de Aragón. Tesis Doctoral. Zaragoza (Spain).

- Perroux, K.M., White, I. 1988. Design for disc permeameters. Soil Sci. Soc. Am. J. 52: 1205-1215.
- Peña-Sancho, C., López, M.V., Gracia, R., Moret-Fernández, D. 2016. Effects of tillage on the soil water retention curve during a fallow period of a semiarid dryland. Soil Res. (Accepted on 25th July 2016).
- Schwartz, R.C., Evett, S.R., Unger, P.W. 2003. Soil hydraulic properties of cropland compared with reestablished and native grassland. Geoderma 116: 47-60.
- Schwen, A., Bodner, G., Scholl, P., Buchan, G., Loiskandl, W. 2011a. Temporal dynamics of soil hydraulic properties and the water-conducting porosity under different tillage. Soil Till. Res. 113: 89-98.
- Schwen, A., Bodner, G., Loiskandl, W. 2011b. Timevariable soil hydraulic properties in near-surface soil water simulations for different tillage methods. Agric. Water Manage. 99: 42-50.
- Strudley, M.W., Green, T.R, Ascough, J.C. 2008. Tillage effects on soil hydraulic properties in space and time: State of the science. Soil Till. Res. 99: 4-48.
- van Genuchten, M.T. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic properties of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J.: 44, 892 - 898.

ÁREA II: Infiltración/retención hídrica en el suelo y/o adsorción de substancias en el sistema suelo-planta

ANÁLISIS DE LA RELACIÓN ENTRE LLUVIA SIMULADA Y FORMACIÓN DE COSTRA, Y SUS EFECTOS SOBRE LOS PARÁMETROS DE INFILTRACIÓN EN CUATRO SUELOS MEDITERRÁNEOS

M. Angulo-Martínez^{1*}, J. Alastrué¹, D. Moret-Fernández¹, S. Beguería¹, M.V. López¹, A. Navas¹, C. González-Cebollada²

¹ Dept. of Soil and Water, Estación Experimental de Aula Dei–Consejo Superior de Investigaciones Científicas (EEAD–CSIC). 1005 Avda. Montañana, 50080–Zaragoza (Spain), marta.angulo@eead.csic.es.
² Departamento de Ciencia y Tecnología de Materiales y Fluidos. Escuela Politécnica Superior. Universidad de Zaragoza

RESUMEN. Este artículo estudia el efecto de episodios de lluvia simulada sobre la formación de la costra superficial y sus parámetros hidráulicos en cuatro tipos de suelos mediterráneos. Para ello se realizaron 3 simulaciones con diferentes intensidades de lluvia, monitorizando a tiempo real mediante disdrómetro óptico las características de las gotas. Una vez formada la costra superficial se cuantificó, sobre suelo seco y para cada tipo de suelo e intensidad de lluvia, la resistencia a la penetración y las propiedades hidráulicas de la costra por infiltrometría de disco. Los resultados muestran que la intensidad de la lluvia simulada afectó de forma diferente, según tipo de suelo, a la resistencia a la penetración y las propiedades hidráulicas de la costra. El tamaño de gota e intensidad de la lluvia se relaciona inversamente y directamente con la conductividad hidráulica y la sorptividad, respectivamente, con variaciones de pendiente por tipo de suelo.

ABSTRACT. The objective of this article is to study the effect of simulated rainfall episodes of different intensity on soil crust formation and how such soil crust affects the hydraulic parameters in four types of Mediterranean soils. For this, three simulations were carried out with different rainfall intensities, monitoring the rainfall characteristics in real time by an optical disdrometer. Once the surface crust was formed, the resistance to penetration and the hydraulic properties of the crust were quantified on dry soil and for each type of soil and rainfall intensity by disk infiltrometry. The results show that the intensity of the simulated rain affected, according to the type of soil, the resistance to penetration and the hydraulic properties of the crust. Drop size and rainfall intensity are inversely and directly related to hydraulic conductivity and sorptivity, respectively, with slope variations by soil type.

1. INTRODUCCIÓN

La formación de la costra superficial del suelo es un proceso común y generalizado en suelos áridos y semiáridos que afecta a la escorrentía y a los rendimientos del cultivo. Estas regiones constituyen un tercio de la superficie mundial, albergando a unos 700 millones de habitantes. La presencia de costras edáficas disminuye la conductividad hidráulica y por consiguiente la velocidad de infiltración. lo cual conlleva una reducción del agua disponible para los cultivos. Asimismo, las costras favorecen la escorrentía superficial, especialmente en pendientes, y con ello la acción erosiva de la misma, a la vez que provocan encharcamientos en zonas llanas, donde se producirá una costra de mayor espesor. La existencia de costras edáficas, dependiendo de su espesor, dificulta, además, la germinación de las plantas (FAO, 1993). Las costras edáficas se producen por la acción de la precipitación natural o artificial (sistemas de riego por aspersión). El impacto de las gotas sobre la superficie del suelo desnudo desagrega las partículas (Hudson, 1995) produciendo una compactación y la

formación de una costra superficial por cambios en la estructura en los primeros milímetros del suelo (Morin et al., 1981). Asimismo, los eventos de precipitación desencadenan procesos de slaking, que supone una rotura de los agregados del suelo por la explosión de los agregados cuando éstos se humectan rápidamente. El resultado de ambos procesos es la existencia de una capa superficial de varios milímetros de espesor, con una elevada densidad aparente y propiedades físico-químicas diferentes del material subyacente, que afecta a las propiedades hidráulicas del suelo. El presente estudio aborda el estudio de la formación de la costra edáfica en cuatro tipos de suelos a partir de eventos de lluvia simulada, para determinar la influencia de la misma en los parámetros hidráulicos.

2. METODOLOGÍA

El estudio se llevó a cabo en parcelas experimentales situadas en la Estación Experimental de Aula Dei EEAD-CSIC, ubicada en el centro del valle del Ebro, al NE de la península Ibérica (41°43'30"N, 0°48'39"O, 230 m.s.n.m.). La zona se clasifica climáticamente como clima semiárido continental frío (BSk, Köpen), en la que las precipitaciones medias anuales ascienden a unos 330 mm, siendo localmente intensas.

Los ensayos de simulación de lluvia se llevaron a cabo sobre cuatro suelos (2 parcelas por tipo suelo, las dimensiones de cada parcela son: 14 m. largo \times 1 m. ancho y profundidad de 0.8 m), procedentes de suelos naturales correspondientes a un Cambisol, Gypsisol, Solonchak y Solonetz. La tabla 1 muestra una descripción completa de las características de los suelos.

Tabla 1. Características suelos.

Parámetro	Cambisol	Gypsisol	Solonchak	Solonetz
Salinidad (CE) Extr. Sat (dS/m)	1.12	2.84	2.18	0.20
Cation soluble	Ca	Ca	Ca	-
CIC (meqL ⁻¹)	149.40	119.88	155.99	146.85
рН	8.63	8.35	8.13	9.63
Arena (%)	29.23	43.70	19.60	21.07
Limo (%)	53.43	47.00	61.95	59.47
Arcilla (%)	17.33	9.30	18.45	19.47
Carbono (%)	1.02	0.49	1.03	0.52
Materia org (%)	1.73	0.84	1.78	0.85
Nitrógeno (%)	0.11	0.07	0.06	0.02
C/N	9.19	7.54	17.76	26.00
CO3 ⁼ (%)	35.41	15.72	35.70	32.99
Yesos (%)	2.50	61.79	3.81	1.20
Dens. real (g/cm ³)	2.52	2.01	2.52	2.53
Dens. ap. (g/cm ³)	1.31	1.18	1.31	1.59
Porosidad (%)	47.88	41.26	47.94	34.52

Los suelos desnudos fueron labrados con un rotocultor a una profundidad de 15 cm. Previo a la aplicación de lluvia simulada se efectuó un análisis de distribución de agregados. El estado de humedad y resistencia a la penetración fue medido justo antes de realizar las simulaciones de lluvia. con el fin de establecer relaciones con las condiciones posteriores. Las medidas se efectuaron con sonda capacitiva Delta-T SM200 y penetrómetro de bolsillo geotester, utilizando una punta de 6.4 mm de diámetro de sección plana, para humedad y resistencia a la penetración, respectivamente, tomando un total de 9 repeticiones por área de muestreo.

2.1. Simulación de lluvia

Los eventos de precipitación se realizaron con un simulador de lluvia, consistente en una motobomba con depósito de 60 L (Fig. 1, Tabla 2) que incorpora una válvula más manómetro que permite regular la presión del agua, y con ello la intensidad de la lluvia simulada.

Tabla 2. Características del simulador de lluvia (Arnáez et al., 2007).

Altura caída (m)	2.2
Boquilla	Lechler 460.608.17
Ángulo de rociado	120°
Orificio de salida (mm)	1.4
CU (%)	96.5
Fuente de agua	Bomba de presión accionada por motor de gasolina



Fig. 1. Simulación de lluvia en parcelas con distintos tipos de suelos.

En cada tipo de suelo se realizaron 3 intensidades de simulación de lluvia, manteniendo la presión constante a 1, 1.6 y 2.2 bares, durante 15 minutos cada una. Se realizaron 3 repeticiones por cada tipo de simulación de lluvia, lo que significa
un total de 36 experimentos. Las características pluviométricas de cada simulación se monitorizaron a tiempo real con un disdrómetro óptico LPM de Thies Clima, Inc. Este sensor consta de dos cabezales, emisor y receptor, de un haz de luz láser infrarroja. La atenuación de la señal láser por el paso de las gotas permite calcular el diámetro y la velocidad de las mismas. A partir de esta información se obtienen variables integradas tales como la intensidad y cantidad de lluvia, la energía cinética, el número de partículas y los quintiles de la distribución de tamaños y velocidades de las gotas.

El disdrómetro óptico se situó bajo la boquilla del simulador, a 40 cm sobre la superficie del suelo. En la misma área se emplazó un cilindro de 35 cm de diámetro, insertado 2 cm en el suelo, que delimitó la zona de muestreo en la superficie del suelo. Tras las simulaciones de lluvia, ya con suelo seco, se realizaron medidas de resistencia a la penetración de la costra e infiltración.

2.2. Determinación parámetros hidráulicos

Las medidas de infiltración se realizaron utilizando la técnica de infiltrometría de disco, empleando una base de 10 cm de diámetro. Las medidas de caída del nivel del agua en el depósito se automatizaron con un sistema de transductor diferencial de presión conectado a un datalogger (Casey y Derby, 2002). Se utilizó una capa de arena de contacto para para facilitar el contacto entre la base del infiltrómetro y la superficie del suelo, y se tomaron datos de humedad inicial y saturada de la costra superficial. Las medidas de infiltración se efectuaron a una tensión de 0 cm durante 10-15 min. Las propiedades hidráulicas, sorptividad (S) y conductividad hidráulica (K), se calcularon a partir del análisis inverso de la curva de infiltración acumulada utilizando el modelo de Haverkamp et al., (1994) (Latorre y Moret-Fernández, 2015).

2.3. Análisis relación lluvia-costrainfiltración

Para cuantificar el efecto de la precipitación sobre la formación de costra en los distintos suelos, se empleó un modelo lineal de efectos mixtos (LME). El uso de este tipo de modelos permite entender el patrón de cada variable relativa a cada episodio de lluvia simulada, tales como: intensidad, energía cinética, número de gotas, diámetro y velocidad media de las gotas y sus correspondientes percentiles, cuantificando para cada simulación la variabilidad que se da entre las réplicas y por tipo de suelo. Al mismo tiempo, el modelo evalúa, a través del test de Tukey, si las variables comentadas son significativamente diferentes entre cada episodio de simulación. El modelo LME combina una regresión lineal junto con el análisis de varianza de los efectos aleatorios.

En segundo lugar, se analizó la relación conjunta entre lluvia, costra y parámetros hidráulicos por tipo de suelo, mediante un modelo lineal. El modelo de regresión lineal, para cada variable dependiente, tales como la variación en resistencia a la penetración (ΔP), y los parámetros hidráulicos S y K, por simulación y réplica, modeliza la relación entre la variación de los parámetros de cada variable dependiente, con las variables características de la lluvia simulada, tales como intensidad, diámetro mediano (D_{50}), número de partículas o energía cinética, por tipo de suelo. Con el fin de determinar que variable o conjunto de variables de la lluvia simulada explican mejor los cambios en cada tipo de suelo en relación a la costra edáfica.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Como consecuencia del mismo tipo de labor realizada en todos los suelos, el estudio de distribución de agregados en seco reveló que las condiciones iniciales de tamaño de agregados fueron similares en todos los suelos. Por lo tanto, las diferencias en cuanto a formación de costra por tipo de suelo y su influencia en *S* y *K* resultaron del efecto combinado de la acción de la lluvia simulada junto con las características físico-químicas de los suelos.

3.1. Caracterización de la lluvia simulada

El análisis de las características de la lluvia simulada por simulación mediante el modelo LME y test de Tukey resultó en una diferencia significativa entre la primera simulación y las demás, pero entre la segunda y la tercera, realizadas a presiones superiores de 1.5 bares, no se encontraron diferencias significativas en las variables integradas analizadas (intensidad, cantidad de agua acumulada y energía cinética). Este resultado indica que el motor del simulador que accionaba el bombeo de agua, no permitía mantener una presión constante, de manera que a partir de 1.5 bares se obtuvieron escasas diferencias independientemente de la presión aplicada. Las características medias de la lluvia simulada se muestran en la tabla 3.

Se detectó un mayor número de partículas a menor presión (Fig. 2). Esto es debido al tipo de boquilla empleada en las simulaciones, capaz de distribuir el agua en un ángulo de 120°. A mayor presión una mayor parte del agua salía proyectada por los bordes del ángulo hacia el plástico que aislaba el área de la simulación. Como consecuencia, el agua se canalizaba por el plástico y la zona central de medición registraba menos partículas.

Tabla 3. Características medias lluvia simulada.

Parámetro	Simulación 1 (1 bar)	Simulación 2 (1.6 bar)	Simulación 3 (2.2 bar)
Intensidad (mm/h)	26.45	40.50	41.14
Lluvia (mm)	6.61	10.13	10.28
Ke (J m ⁻² mm ⁻¹)	1.08	0.51	0.57
N^{o} gotas	22409	18754	18154
Dmedio (mm)	0.46	0.55	0.57
Vmedia (m s ⁻¹)	1.21	1.21	1.21
D10 (mm)	0.20	0.24	025
D50 (mm)	0.43	0.54	0.56
D90 (mm)	0.73	0.88	0.9
V10 (m s ⁻¹)	0.36	0.28	0.27
V50 (m s ⁻¹)	1.01	0.94	0.92
V90 (m s ⁻¹)	2.31	2.53	2.57



Fig. 2. Diagramas de violín del número de gotas por simulación y réplica. Cada color muestra la simulación. La línea horizontal en los diagramas representa el valor de la mediana.



Fig. 3. Diagramas de violín representando el diámetro medio (mm) por simulación y réplica. Cada color muestra la simulación. La línea horizontal en los diagramas representa el valor de la mediana.

A pesar de las incidencias detectadas, el tamaño de las gotas aumentó con la presión (Fig. 3) lo cual permitió estudiar la relación entre el tamaño de las partículas de las lluvias simuladas y la costra edáfica producida en cada tipo de suelo.

3.2.- Análisis costra edáfica

De los cuatro suelos analizados la mayor variación a la resistencia a la penetración en relación con las características de la lluvia simulada se produjo en el Gypsisol y el Cambisol. El Solonchack y el Solonetz presentaron valores similares en cuanto a la variación de la resistencia a la penetración. Los resultados del modelo de regresión muestran que el incremento en el tamaño de las gotas por simulación es el mayor responsable del desarrollo de la costra, posiblemente debido a procesos de splash o impacto de las gotas y en segundo término slaking, (Fig. 4). Debido a que la resistencia del suelo a la penetración guarda relación con la densidad aparente y proporciona una medida indirecta de la degradación física de los suelos y del espesor de la costra edáfica (López, 1993), los resultados sugieren una relación directa entre el tamaño de gota y el aumento de la densidad aparente o la compactación de la costra.



Fig. 4. Variación de la resistencia a la penetración en relación con el incremento en el tamaño mediano (D50, mm) de las gotas por simulación y tipo de suelo.

Atendiendo a estos resultados, conociendo el diámetro mediano de un evento de precipitación o de riego por aspersión es posible estimar en los tipos de suelo analizados la variación de la resistencia a la penetración y como consecuencia el grosor de la costra (Tabla 4).

Tabla 4. Ecuaciones para el cálculo de la variación de la penetración por tipo de suelo.

Tipo de suelo	Ecuación
Cambisol	$\Delta pen = 2.72x d50$
Gypsisol	$\Delta pen = 3.51 x d50$
Solonchak	$\Delta pen = 1.96x d50$
Solonetz	$\Delta pen = 1.98x d50$

3.3. Análisis de los parámetros hidráulicos

Los resultados muestran un comportamiento diferente entre los valores de los parámetros hidráulicos, el tipo de suelo y la intensidad de la lluvia. Los suelos con costras con mayor resistencia a la penetración, obtenidas en las simulaciones de lluvia a 2.2 bares, presentan excepto para el Gypsisoil, valores más bajos de conductividad hidráulica (K) (Fig. 5). Esto es debido a que durante los procesos de spash y slaking, las partículas más pequeñas procedentes de la rotura de los agregados obturaron los macroporos del suelo, reduciendo la permeabilidad del mismo. Los suelos Solonchak y Solonetz presentaron las mayores variaciones de K en función de la intensidad de lluvia (Fig. 5). Sin embargo, mientras Cambisol presentó una evolución más gradual que los anteriores, la variación de K en Gypsisol fue casi nula.



Fig. 5. Variación de la conductividad hidraúlica en relación con el incremento en el tamaño mediano (D50, mm) de las gotas por simulación, siendo esta una medida indirecta de la costra y tipo de suelo.

El distinto comportamiento de cada suelo se puede relacionar con sus características físico-químicas. Los Cambisoles presentan una mayor estabilidad de los

agregados debido a la presencia de cationes de calcio y magnesio. Los valores de estos cationes en extracto de pasta saturada de muestras de Cambisol son de 29.9, 4.08 y 4.13 meq/L, para Calcio, Magnesio y Sodio, respectivamente. Estos cationes son atraídos a las arcillas y forman agregados estables, presentando una mayor resistencia al impacto y erosión de las gotas de lluvia y formación de costra. Los Gypsisoles son suelos con una textura limosa y muy bajo contenido de materia orgánica. La presencia de minerales de yeso junto con el bajo contenido en arcillas dificulta la agregación de las partículas (Beguería et al., 2015) y reduce los valores de K (Moret-Fernández et al., 2013). Los elevados contenidos de sales de cloruro en Solonchak, y sodio en Solonetz se relacionan con una disminución en la porosidad. La presencia de sales intercambiables provoca la dispersión de las arcillas, disminuyendo la estabilidad estructural lo que se traduce en una disminución de la tasa de infiltración y conductividad hidráulica.

En general, se observó una correlación positiva entre la *S* y la intensidad de la lluvia.



Fig. 6. Variación de la sorptividad en relación con el incremento en el tamaño mediano (D50, mm) de las gotas por simulación, siendo esta una medida indirecta de la costra y tipo de suelo.

Este comportamiento podría guardar relación con el efecto de la intensidad de la lluvia sobre el parámetro α de la curva de retención de Genuchten (1980)

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

donde θ es la humedad volumétrica, $\theta_r y \theta_s$ son la humedad residual y la saturación del suelo, *h* es el potencial matricial, $\alpha y n$ son los parámetros empíricos y m = 1-1/n. A su vez, *S* puede relacionarse con la curva de retención a través de la ecuación (Moret-Fernández y Latorre, 2017)

$$S^{2} = \frac{(1-m)K_{s}}{cm(\theta_{s}-\theta_{r})} \int_{q}^{\theta_{s}} [\theta_{s}+\theta-2\theta_{s}] S_{e}^{y_{s}-y_{m}} \left[\left(1-S_{e}^{y_{m}}\right)^{-m} + \left(1-S_{e}^{y_{m}}\right)-2\right] d\theta$$

$$S_{e} = \frac{\theta-\theta_{r}}{\theta_{e}-\theta_{r}}$$

$$\tag{2}$$

Si consideramos que a corto plazo la textura dentro de cada una de las parcelas experimentales es constante, al agrupar los parámetros de la Eq. (2) entre parámetros texturales y estructurales del suelo, obtenemos la siguiente simplificación

$$\alpha = \frac{K_s}{S^2(\theta_s - \theta_r)} f(n, \theta)$$
 (3)

siendo

$$f(n,\theta) = \frac{(1-m)}{m} \int_{\theta_i}^{\theta_i} \left[\theta_s + \theta - 2\theta_i\right] S_e^{\frac{1}{2} - \frac{1}{2}m} \left[\left(1 - S_e^{\frac{1}{2}m}\right)^{-m} + \left(1 - S_e^{\frac{1}{2}m}\right) - 2 \right] d\theta$$

$$\tag{4}$$

Así pues, si al aumentar la intensidad de lluvia se produce una disminución de Ky un aumento S, según Eq.(4) se tiene que producir una disminución del valor de α . Este comportamiento tiene sentido físico ya que los valores de α tienden a disminuir en suelos más compactados (Moret-Fernández et al., 2016), lo cual concuerda con el incremento de la resistencia a la penetración con la intensidad de la lluvia (Fig.4). Estos resultados evidencian que la intensidad de la lluvia afecta también a los parámetros de la curva de retención de agua del suelo.

5. CONCLUSIONES

El presente trabajo ha permitido estudiar la relación entre el la intensidad de la lluvia y la formación de costras estructurales y su efecto sobre los parámetros hidráulicos de los suelos. El diseño experimental ha permitido la monitorización de todas las variables involucradas en el estudio, permitiendo conocer limitaciones instrumentales, tales como el ángulo de la boquilla del simulador, que han influido en los resultados obtenidos. Este hecho sugiere que futuros ensayos con diferentes boquillas y mejoras en el simulador, podrían aportar resultados diferentes.

4. BIBLIOGRAFÍA

- Arnaez, J., Lasanta, T., Ruiz-Flaño, P., and Ortigosa, L. (2007). Factors affecting runoff and erosion under simulated rainfall in Mediterranean vineyards. Soil and Tillage Research 93, 324–334.
- Beguería, S., Angulo-Martínez, M., Gaspar, L. and Navas, A. (2015). Detachment of soil organic carbon by rainfall splash: Experimental assessment on three agricultural soils of Spain. *Geoderma*, 245, 21-30

- FAO. (1993). Mapa mundial de suelos. Leyenda revisada: Informes sobre recursos mundiales de suelos, 60. Roma.
- Haverkamp, R., Parlange, J.Y., Starr, J.L., Schmitz, G., Fuentes, C. (1990). Infiltration under ponded conditions: 3. A predictive equation based on physical parameters. *Soil Science* 149, 292–300.
- Hudson, N.W. (1995). Soil Conservation. Third Edition. Batsford. London 304 pp.
- Latorre, B., Peña, C., Lassabatere, L., Angulo-Jaramillo, R., & Moret-Fernández, D. (2015). Estimate of soil hydraulic properties from disc infiltrometer three-dimensional infiltration curve. Numerical analysis and field application. *Journal of Hydrology*, 527, 1-12.
- López, M.V. (1993). Respuesta del suelo y de un cultivo de cebada al laboreo deconservación en agrosistemas de secano de Aragón. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias, Universidad de Navarra
- Moret-Fernández, D., Latorre, B. 2017. Estimate of the soil water retention curve from the sorptivity and β parameter calculated from an upward infiltration experiment. Journal of Hydrology http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.11.035

- Moret-Fernández, D., Peña-Sancho, C., López, M.V. 2016. Influence of the wetting process on estimation of the waterretention curve of tilled soils. Soil Res. http://dx.doi.org/10.1071/SR15274.
- Moret-Fernández, D. Castañeda, C., Pueyo, Y., Bueno, C.G., Herrero, J. 2013. Hydro-physical behavior of gypseous soils under different soil management in a semiarid region of NE Spain. Arid Land Research and Management 27, 1-16
- Morin, J., Benyamini, Y. & Michaeli, A. The effect of raindrop impact on the dynamics of soil surface crusting and water movement in the profile. *Journal of Hydrology* 52, 321–335 (1981).
- van Genuchten, M.T. 1980. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal* 44, 892–898.

ESTIMACIÓN DEL RENDIMIENTO ESPECÍFICO (Sy) APLICANDO TOMOGRAFÍA DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA

Sebastián Dietrich1*, Jesús Carrera2, Pablo A. Weinzettel y Leonardo Sierra2

 ¹ Instituto de Hidrología de Llanuras "Dr. Eduardo J. Usunoff", CONICET, Argentina. sebadietrich@faa.unicen.edu.ar, web: http://www.ihlla.org.ar
 ² Grupo de hidrogeología(GHS UPC-CSIC). Instituto de Diagnóstico Ambiental y Estudios del Agua (IDAEA). Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), jesus.carrera@idaea.csic.es, web: http://www.idaea.csic.es/
 ³ Instituto de Hidrología de Llanuras "Dr. Eduardo J. Usunoff". Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CIC), Facultad de Agronomía, UNCPBA. paw@faa.unicen.edu.ar
 ⁴ Instituto de Hidrología de Llanuras "Dr. Eduardo J. Usunoff", (CONICET), Argentina. lsierra@faa.unicen.edu.ar

RESUMEN. El rendimiento específico (Sy, del inglés, specific yield) se define como el volumen medio de agua que puede ser drenado de un acuífero por unidad de descenso del nivel freático. Este parámetro es fundamental para estimar los recursos subterráneos. Sin embargo, la variación espacial de las propiedades de retención, la histéresis, la dependencia con la profundidad de la superficie freática y el drenaje diferido, hacen que su estimación sea compleja. En este trabajo se utilizó la tomografía de resistividad eléctrica para monitorear las variaciones del nivel freático y la humedad, de cuya integración pudo obtenerse Sy. El método fue aplicado en un sitio en Argentina durante el descenso de la superficie freática desde los -1,48 hasta los -2,75 mbnt. Las resistividades fueron convertidas a valores de humedad y de su integración se obtuvieron las variaciones laterales de Sy. Se comprobó que algunas de las zonas, la humedad calculada presentaba valores anómalos los que fueron interpretados como artefactos del proceso de inversión numérica.

ABSTRACT. Specific yield (Sy) is defined as the mean volume of water that can be drained, per unit surface of aquifer per unit drop of head. This parameter is of vital importance for groundwater resources assessment. However, its estimation suffers

many drawbacks such us spatial variability of retention properties, hysteresis, dependence on depth to water table and delayed drainage. We applied electrical resistivity tomography to a site in Argentina to map soil water content during an aquifer head drop from 1,48 to 2,75 mbs. The integration of water content provided an estimation of Sy and its lateral variations. Some spurious calculated water contents may be attributed to inversion artifacts, some of which may be reduced by applying additional inversion constraints and or joint inversion algorithms.

1. INTRODUCCIÓN

El rendimiento específico (Sy), también llamado porosidad drenable, fue definido por Meinzer (1923) como el volumen medio de agua que puede ser drenado de un acuífero por unidad de descenso de carga hidráulica, de una columna de suelo o roca que se extiende desde la superficie hasta el nivel freático. Dado que su cuantificación es fundamental para evaluar los recursos hídricos en los acuíferos libres, el mismo Meinzer lo calificó, junto a la permeabilidad, como los dos parámetros hidrológicos de mayor significancia. A su vez, reconoció que la estimación de Sy es un problema sumamente complejo.

En condiciones de equilibrio, por encima del nivel freático se desarrolla un perfil de humedad cuya tensión matricial equivale a la altura por encima del mismo. Este perfil de humedad se desplaza verticalmente hacia arriba o hacia abajo de acuerdo a los movimientos de dicho nivel. El valor de Sy puede estimarse como la variación en el volumen de agua entre los estados inicial y final (área sombreada en la Figura 1) y se expresa como

$$Sy = \frac{1}{h_2 - h_1} \int_{h_1}^{z_{nop}} (\theta(h_2) - \theta(h_1)) dz = \theta_s - \theta_r \quad (1)$$

donde $\theta(h_1) y \theta(h_2)$ son los contenidos de humedad en equilibrio cuando la superficie freática se encuentra en las posiciones h_1 y h_2 , respectivamente; z_{top} es el límite de integración superior que, en teoría, debería extenderse a la superficie pero que en la práctica puede utilizarse el plano de flujo cero.

Esta ecuación conduce a que, bajo condiciones ideales de flujo nulo y espesor infinito, Sy es igual a la porosidad drenable $(\theta_s - \theta_r)$, lo cual puede no satisfacerse bajo una serie de condiciones que son frecuentes en ambientes naturales. Si el nivel freático se encuentra cercano a la superficie, el perfil de humedad no se desarrolla completamente y el valor de Sy obtenido será menor al teórico. La histéresis de la curva de retención implicará que el estado de humedad antecedente impactará en la cantidad de agua que pueda ser liberada con un mismo descenso del nivel freático. Tampoco es válida en condiciones de recarga, en las que el perfil de humedad no está en equilibrio y en aquellos casos en que el descenso del nivel freático es rápido. En este último caso, el perfil de humedad se retardará y se producirá un drenaje diferido.

Los ensayos de bombeo han sido el método de campo tradicional para la estimación de Sy. La experiencia pronto demostró que los valores obtenidos eran significativamente menores que los que predecía la Ec. (1). Esto motivó la mejora de las interpretaciones para incluir el efecto del drenaje diferido (Boulton, 1963: Neuman, 1975) e incluso el cálculo de la relación entre el volumen total bombeado y el volumen del cono de depresión (Nwankwor et al., 1984). Aun así, los valores de Sy que se obtienen dependen fuertemente de las suposiciones que se hagan, tales como, acuíferos isótropos, pozos totalmente penetrantes y, a su vez, depende de la duración del ensavo, la distancia a los pozos de observación, etc. (Neuman, 1979; Neuman, 1987; Moench, 1994). Por lo tanto, para lograr valores confiables de Sy, los ensayos deben ser lo suficientemente largos, lo que es costoso. Más aun, las interpretaciones tienden a ignorar la naturaleza heterogénea de los acuíferos, lo cual afecta la estimación del almacenamiento (Meier et al, 1998; Sanchez-Vila et al., 1999).



Fig. 1. Perfiles de humedad teóricos en condiciones de equilibrio para un suelo homogéneo calculados con los parámetros de van Genuchten (1980) para dos posiciones del nivel freático ($h_1 = -5,0 \text{ m y } h_2 = -4,5 \text{ m}$). El Sy se define idealmente como el área (superficie rayada) entre las dos curvas correspondientes a h_1 y h_2 .

Frente a estas dificultades, han surgido diversos métodos para la estimación de Sy. Uno de los más prometedores es el uso de la sonda de neutrones, el cual permite la obtención de un perfil de humedad, similar al de la Fig. 1, durante un ensayo de bombeo o durante un año hidrológico (Meyer, 1962; Silberstein et al., 2013). Sin embargo, el uso de esta herramienta está sumamente regulado ya que involucra una fuente de radiación.

Las variaciones en la gravedad en función del tiempo pueden ser utilizados para estimar Sy en los acuíferos libres. El principio subyacente es que las mismas son atribuidas a los cambios en el almacenamiento de estos acuíferos (Montgomery, 1971; Gehman et al., 2009), el cual permite la estimación de parámetros hidráulicos, incluido el Sy. La desventaja principal de este método es que requiere una variación mínima de 30 cm en el nivel freático para que las mediciones sean fiables. A su vez, debido a que realiza una integración en la vertical, no permite una discretización de Sy en esta dirección.

Los sondeos de resonancia magnética (MRS) prometen ser de los métodos más fiables en las investigaciones hidrogeológicas ya que las moléculas de agua generan una resonancia magnética que puede ser registada (Legchenko and Valla, 2002). Si bien existe una sólida base teórica que relaciona el MRS con los parámetros hidráulicos, no se han propuesto relaciones cuantitativas entre ellos (Vouillamoz et al., 2007) y, por otro lado, las escalas de trabajo permitidas son de poco detalle. En pocas palabras, si bien es una técnica con un gran potencial, necesita de cierto desarrollo para que su utilización sea práctica (Legchenko et al., 2004).

Por otro lado, los método geoeléctricos han sido ampliamente utilizados para caracterizar la dinámica del flujo en la zona no saturada (Binley et al., 2002; Dietrich et al., 2014; Wherer and Slater, 2015), y para estimar los parámetros hidráulicos (Revil and Cathles 1999) y de transporte (Vanderborght and Vereecken, 2001; Singha and Gorelick, 2006). Sin embargo, su utilización para la estimación de Sy es limitada (Frohlich and Kelly, 1988; Tizro et al., 2012).

Por lo tanto, el objetivo de este trabajo es aplicar la tomografía de resistividad eléctrica (TRE) para la estimación de Sy considerando la zona no saturada y el acuífero como un único sistema totalmente interrelacionado.

2. SITIO DE ESTUDIO

El estudio fue llevado a cabo en una trasecta localizada en un área rural cercana a la ciudad de Azul, provincia de Buenos Aires, Argentina (36°46' S, 59°53' W; Fig. 2). La región se compone de una gruesa cubierta de loess que constituye el material parental de los suelos actuales. Toda la región se caracteriza por relieves muy planos dando origen a un típico sistema hidrológico de llanuras (Usunoff et al., 1999).

El suelo se clasifica como un Paleudol petrocálcico de acuerdo al Soil Survey Staff (1999). El mismo se extiende hasta los 104 cm a partir de donde, se desarrolla un horizonte petrocálcico de 30 cm de espesor, aproximadamente. Por debajo de este horizonte, el subsuelo se compone de sedimentos loéssicos de tamaño limo, con importante contenido de CaCO₃ e intercalaciones arcillosas. Estos sedimentos componen el acuífero Pampeano que se comporta como libre en su porción superior. La presencia de las intercalaciones arcillosas le confiere una fuerte anisotropía vertical y un comportamiento de tipo semiconfinado, el cual se acrecienta con el aumento de la profundidad (Varni y Usunoff, 1999).



Fig. 2. Ubicación del sitio de estudio y detalle de la parcela experimental.

Se dispone de una parcela experimental equipada con tensiómetros, para medir el potencial hidráulico total, y sondas TDR para la humedad volumétrica. Los tensiómetros se ubican a las profundidades de 15, 30, 60, 90, 120 y 150 cm y las sondas TDR en los intervalos 30-45, 55-70 and 75-90 cm. En el sitio también existe una perforación de 10 m de profundidad, con filtro entre los 8 y 10 m.

3. METODOLOGÍA

La metodología propuesta consta de tres pasos:

- Relevamiento con tomografías de resistividad eléctrica (TRE) de lapso de tiempo (*time lapse*) durante el descenso del nivel freático
- 2) Obtención de la humedad volumétrica a partir de la resistividad
- Estimación del Sy a partir de las diferencias observadas en los perfiles de humedad volumétrica y los niveles freáticos

Las TRE fueron llevadas a cabo junto a la parcela experimental (Fig. 2) mientras se producía un descenso prácticamente monótono del nivel freático, desde los -1,48 hasta los -2,75 m (Fig. 2). Se realizaron dos tomografías eléctricas, una al comienzo del periodo de estudio y otra en los momentos finales del mismo. Las mismas fueron llevadas a cabo utilizando un equipo AGI SuperSting R1/IP equipado con 56 electrodos pasivos. Se utilizó la configuración de Schlumberger y los electrodos fueron situados con una separación de 5 m. En total, cada tomografía implicó la adquisición de 488 datos, los cuales se distribuyeron en 10 niveles de pseudosección. La sección resultante fue recortada a 55 m de longitud y 4 m de profundidad. Cada valor de resistividad aparente se consigue seleccionando automáticamente cuatro electrodos, dos que son utilizados para la inyección de corriente y dos para la medición del potencial. Para asegurar la calidad del dato adquirido, el equipo fue configurado para que realizara dos mediciones en sentidos opuestos por cada cuadripolo. Si la diferencia entre ambas medidas superaba el 2%, la medida se repetía hasta conseguir que el error entre ambas fuera menor.

Los datos de resistividad aparente recolectados en el campo deben ser invertidos para obtener un dato de resistividad verdadera. Previamente, los datos son filtrados de acuerdo a los siguientes criterios: voltaje mínimo (0,2 mV), relación entre voltaje mínimo y corriente inyectada (V/I = 0,0005 Ω), mínima resistividad aparente (1 ohm m) y máxima resistividad aparente (10000 ohm m).

Para la inversión se utilizó el código EarthImager 2D (Advanced Geosciences Inc., 2005). La misma consiste en encontrar un modelo de resistividades verdaderas cuvas resistividades aparentes calculadas puedan explicar los datos medidos. Se utilizó un método de inversión denominado robusto que es poco sensible a los datos ruidosos, con el método de minimización Gauss-Newton. La inversión siguió el esquema de lapso de tiempo según el cual el modelo de resistividad verdadera correspondiente al primer tiempo es utilizado como modelo inicial de la siguiente tomografía. De esta manera se logra reducir los artefactos matemáticos que pudieran generarse durante la inversión (Miller et al., 2008).

Para convertir los datos de resistividad en contenidos de agua, se utilizó una versión modificada de la Ley de Archie (1942), propuesta por Shah y Singh (2005);

$$\frac{1}{F} = c\theta^n \tag{2}$$

donde F es el factor de formación que expresa la relación entre resistividad del agua de poro y la resistividad aparente o global, c y n son parámetros empíricos que se relacionan con la con la conductividad superficial de los sólidos y la tortuosidad del espacio poral, respectivamente. Dietrich et al. (2014) obtuvieron parámetros experimentales para esta ecuación. Los valores utilizados para c y n en este trabajo fueron 2,45 y 2,14, respectivamente. La resistividad del agua de poro fue de 6,06 ohm m, la cual fue medida en el pozo de observación de la parcela.

Finalmente, la estimación de Sy se consiguió utilizando la Ec. (1), que consiste en integrar el perfil de humedad resultante de las tomografías eléctricas desde la superficie freática hasta el plano de flujo cero, para obtener el volumen de agua. Luego, la diferencia entre ambos volúmenes es el valor de Sy. El plano de flujo cero fue determinado en base a la información proveniente de los tensiómetros.

4. RESULTADOS

En la Fig. 3 se muestra la evolución de la superficie freática y los momentos en que se realizaron las tomografías.



Fig. 3. Descenso de la superficie freática durante el periodo de estudio seleccionado. Se indican las precipitaciones y los momentos en que fueron realizadas las tomografías.

La precipitación acumulada durante el periodo fue de 138,9 mm. Se observa que el descenso del nivel es prácticamente monótono y las precipitaciones no han producido recargas importantes. Es posible corroborar este hecho a partir de los datos de tensiometría registrados durante el periodo de estudio (Fig. 4).



Fig. 4. Variación del potencial hidráulico total (H) en función de las precipitaciones. Se muestra la evolución de H a 30 y 120 cm de profundidad.

En los ambientes de llanura húmeda como el que aquí se analiza, el potencial hidráulico total (H) a 120 cm de profundidad indica los momentos en los que se produce una recarga. La evolución de H a los 120 cm (Fig. 4) corrobora la ausencia de recargas por el hecho de que las precipitaciones no han producido un aumento de esta variable, mostrando que el frente de humedad no alcanzado dicha profundidad y que el perfil se ha desecado lentamente. A los 30 cm, en cambio, la desecación es más importante debido a la fuerte evapotranspiración, lo que se refleja en los bajos valores de H. Se observa también que las precipitaciones sólo han producido pequeños aumentos de H a esta profundidad.

La Fig. 5 muestra el modelo de distribución de resistividades verdaderas para los dos momentos indicados en la Fig. 3, correspondientes al inicio y al final del periodo de estudio. Se indica en cada una de ellas la posición de la superficie freática.



Fig. 5. Modelos de distribución de resistividades verdaderas para dos momentos correspondiente al principio y final del periodo de estudio. Se indica la posición de la superficie freática.

Es posible observar un aumento general de las resistividades por encima del nivel freático como consecuencia del drenaje de la zona no saturada y, en menor medida, la evapotranspiración, que actúa en la parte superior del perfil (Fig. 4). En algunas zonas, sin embargo, el contenido de humedad prácticamente no varía. También, el modelo indica un descenso de las resistividades verdaderas por debajo de la superficie freática.

La Fig. 6 muestra la evolución de la humedad volumétrica obtenida a partir de las mediciones de resistividad, utilizando la Ec. (2).

Como lo anticipaba el modelo de resistividades verdaderas, se aprecia una disminución de los contenidos de humedad especialmente en la porción superior del perfil hasta los 2 m de profundidad. Asimismo, algunas zonas muestran un humedecimiento respecto del estado inicial (porcentajes de variación negativos), que se aprecia mayormente por debajo de la superficie freática. Este hecho podría atribuirse a un aumento de las salinidades del agua subterránea producto del lavado de sales del perfil de suelo. Sin embargo, las mediciones de conductividad en el pozo ubicado en la parcela indican que la misma no ha variado en forma significativa. En cambio, estos valores anómalos bien pueden atribuirse a artefactos de la propia inversión.



Fig. 6. Porcentaje de variación de la humedad entre el principio y el final del periodo de estudio. Los contenidos de humedad fueron calculados en base al modelo de distribución de las resistividades verdaderas. Se indican las posiciones de la superficie freática en los momentos en que se realizaron las tomografías.

En la Fig. 7 se han volcado los valores de humedad medios calculados a partir de las tomografías en función de los medidos con TDR. En el caso de los valores calculados a partir de las tomografías, se muestran las medias correspondientes a la misma profundidad en la que se encuentran las sondas TDR junto con sus coeficientes de variación. La pendiente menor a uno de la recta de regresión, implica que las bajas humedades fueron sobreestimadas mientras que las altas humedades están subestimadas. Este alejamiento del ideal es mayor en la zona de las bajas humedades. No obstante estas discrepancias, se observa que las humedades calculadas son

sensibles a los cambios observados en el contenido de humedad.



Fig. 7. Comparación entre la humedad calculada a partir del modelo de resistividades verdaderas y las medidas con TDR. Se graficaron las medias correspondientes a las profundidades en las que se tenían sondas TDR y los coeficientes de variación. Se muestra la recta de regresión lineal y la recta con pendiente igual a uno.

Considerando válidas las humedades calculadas, fue posible estimar Sy integrando la humedad desde el plano de flujo cero (120 cm de profundidad) hasta la superficie freática y restando, posteriormente, los volúmenes de agua resultantes de dicha integración, según la Ec. (1). En la Fig. 8 se muestra la variación lateral de Sy, calculada de esta manera.



Fig. 8. Estimación del rendimiento específico (Sy) para la transecta de 55 m. El valor calculado corresponde a la zona de variación de la superficie freática (Δ PSF). Se indica el valor media de todas las estimaciones.

El promedio de las estimaciones para el Sy ronda el 4%. Estudios previos realizados en esta misma zona de estudio por Weinzettel et al. (2005) y Varni et al. (2013), dieron como resultados valores de 7 y 9 %, respectivamente, lo cual denota la gran coherencia con los resultados aquí obtenidos. En principio, las variaciones de Sy responden a diferencias en la conductividad hidráulica de los sedimentos, que permiten un drenaje más o menos rápido conforme se produce un descenso de la superficie freática.

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En este trabajo se emplearon dos perfiles de humedad, calculados a partir de dos relevamientos con tomografía eléctrica, para estimar las variaciones laterales del rendimiento específico, Sy. Las mismas fueron llevadas a cabo durante el descenso de la superficie freática desde los 1,5 a 2,7 m por debajo de la superficie. La ventaja principal de este método es la cobertura bidimensional del subsuelo que permite involucrar las diferencias litológicas que tienen estrecha relación con la conductividad hidráulica, la que determina la facilidad con la que la zona no saturada es capaz de drenarse a partir de un descenso de la superficie freática. Por lo tanto, se considera que el uso de esta herramienta es sumamente prometedor para la estimación de este parámetro cuya importancia es fundamental en la hidrología subterránea.

Sin embargo, el método tiene algunos problemas que podrían dividirse en tres: los problemas propios de la inversión, los referidos a la relación petrofísica para convertir resistividad en humedad y relacionados con la definición propia del Sy.

Respecto de la inversión, se comentó, en oportunidad de las Figs. 5 y 6, que el resultado mostró un descenso de las resistividades por debajo de la superficie freática, las cuáles carecen de sustento ya que el contenido de agua no debería variar en esta zona. Se dedujo entonces que se trata de artefactos del propio proceso de inversión. Se utilizó una inversión del tipo time-lapse, donde el resultado de la primer tomografía es usado como modelo inicial de la segunda, para intentar minimizar la aparición de efectos espurios. Sin embargo, se evidenció que no fue posible eliminarlos mediante esta técnica. Al respecto, el uso de inversiones conjuntas (joint inversión) podría proporcionar mejoras sustanciales en la inversión, proporcionando mayores restricciones al resultado de la inversión. La misma consiste en la inversión simultánea de dos conjuntos de datos combinados, los cuales provienen de dos fuentes diferentes, y obtener dos modelos que expliquen los dos conjuntos de datos (Haber y Oldenburg, 1997).

Respecto de la ley de Archie, utilizada para convertir la resistividad en humedad, algunos autores (Singha y Gorelick, 2006) sostienen que, dada la regularización (suavizado del modelo de resistividades verdaderas) que se utiliza para restringir el número de posibles respuestas durante el proceso de inversión, no es apropiado la utilización de este tipo de relaciones obtenidas en laboratorios para aplicar sobre el modelo final. Esto podría explicar las discrepancias observadas entre los datos medidos y los cálculos (Fig. 7) que contribuye a la incertidumbre en el cálculo final de Sy.

El tercer problema se relaciona con la definición misma de Sy. El valor que puede ser estimado depende de tres importantes condiciones: profundidad de la superficie freática, histéresis de la curva de retención y velocidad de desplazamiento de la superficie freática. De modo que el valor de Sy varía no sólo espacialmente sino que lo hace también temporalmente, dependiendo no sólo de las propiedades hidráulicas. En este sentido, la tomografía eléctrica es un método sumamente prometedor, ya que permite estudiar en forma la zona no saturada y el acuífero como un único sistema.

Agradecimientos. Este trabajo se desarrolló con fondos del proyecto PICT 1805/2014, financiado por la ANPCyT. Fondos adicional provinieron del proyecto PID 0075/2011, financiado por la ANPCyT y el COHIFE.

5. BIBLIOGRAFÍA

- Advanced Geosciences., 2005. EarthImager 2D, resistivity and IP inversion software, version 2.2.8. Instruction manual. Advanced Geosciences, Austin, TX. 139 p.
- Archie, G., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Trans. Am. Inst. Min. Metal. Eng.*, 146,54–62.
- Binley, A., Cassiani, G., Middleton, R. y Winship, P., 2002. Vadose zone flow model parameterisation using cross-borehole radar and resistivity imaging. J. Hydrol., 267, 147–159.
- Boulton, N., 1963. Analysis of data from non-equilibrium pumping tests allowing for delayed yield from storage. *Proc. Inst. Civil. Eng.* 26, 469-482.
- Dietrich, S., Weinzettel, P. y Varni, M., 2014. Infiltration and drainage analysis in a heterogeneous soil by electrical resistivity tomography. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 78,1153–1167.
- Fowler, D. y Moysey, S., 2011. Estimation of aquifer transport parameters from resistivity monitoring data within a coupled inversion framework. J. Hydrol., 409, 545–554.
- Frohlich, R. y Kelly, W., 1988. Estimates of specific yield with the geoelectric resistivity method in glacial aquifers. J. Hydrol., 97(1–2), 33-44.

- Gehman, C., Harry, D., Sanford, W., Stednick, J. y Beckman, N., 2009. Estimating specific yield and storage change in an unconfined aquifer using temporal gravity surveys. *Water Resour. Res.*, 45, W00D21.
- Kowalsky, M., Finsterle, S. y Rubin, Y., 2004. Estimating flow parameter distributions using ground-penetrating radar and hydrological measurements during transient flow in the vadose zone. *Adv. Water Res.*, 27, 583–599.
- Kowalsky, M., Finsterle, S., Peterson, J., Hubbard, S., Rubin, Y. Majer, E., Ward, A. y Gee, G., 2005. Estimation of field-scale soil hydraulic and dielectric parameters through joint inversion of GPR and hydrological data. *Water Resour. Res.*, 41: W11425.
- Haber, E. y Oldenburg, D., 1997. Joint inversion: a structural approach. *Inverse Problems*, 13, 63–77.
- Legchenko, A. y Valla, P., 2002. A review of the basic principles for proton magnetic resonance sounding measurements. J. Appl. Geoph., 50, 3–19.
- Legchenko, A., Baltassat, J., Bobachev, A., Martin, C., Robain, H. y Vouillamoz, J., 2004, Magnetic resonance sounding applied to aquifer characterization. *Ground Water*, 42(3), 363-373.
- Meier, P., Carrera, J. Y Sanchez-Vila, X., 1998. An evaluation of Jacob's method for the interpretation of pumping tests in heterogeneous formation. *Water Resour. Res.*, 34(5), 1011-1025.
- Meinzer, O. (1923) Outline of ground-waterJ hydrology With definition. U.S. Geol. Survey Water Supply Paper 494, Govt. Printing Office, Washington, 71 pp.
- Meyer, W., 1962. Use of a neutron moisture probe to determine the storage coefficient of an unconfined aquifer: U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 450-E: 174–176.
- Moench, A., 1994. Specific yield as determined by type curve analysis of aquifer test data. *Ground Water*, 32(6), 949-957.
- Montgomery, E., 1971. Determination of coefficient of storage by use of gravity measurements. PhD Thesis, University of Arizona at Tuscon, p. 144.
- Neuman, S., 1975. Analysis of pumping test data from anisotropic unconfined aquifers considering delayed gravity response. *Water Resour. Res.*, 11(2), 329-342.
- Neuman, S., 1979. Perspective on 'delayed yield'. *Water Resour. Res.*, 15(4), 899-908.

- Neuman, S., 1987. On methods of determining specific yield. *Ground Water*, 25(6), 679-684.
- Nwankwor, G., Cherry, J. Y Gillham, R., 1984. A comparative study of specific yield determinations for shallow sand aquifer. *Ground Water*, 22(6), 764-772.
- Revil, A. y Cathies III, L., 1999. Permeability of shaly sands. *Water Resour. Res.* 35(3), 651-662.
- Sanchez-Vila, X., Meier, P, y Carrera, J., 1999. Pumping tests in heterogeneous aquifers: An analytical study of what can be obtained from their interpretation using Jacob's method. *Water Resour. Res.*, 35(4), 943-952.
- Shah, P., Singh, D., 2005. Generalized Archie's law for estimation of soil electrical conductivity. J. ASTM Int., :2.
- Singha, K. y Gorelick, S., 2005. Effects of spatially variable resolution on field-scale estimates of tracer concentration from electrical inversions using Archie's law. *Geophys.*, 71, G83-G91.
- Silberstein, R., Dawes, W., Bastow, T., Byrne, J. y Smart, N., 2013. Evaluation of changes in post-fire recharge under native woodland using hydrological measurements, modelling and remote sensing. J. Hydrol., 489, 1-15.
- Soil Survey Staff., 1999. Soil taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. *Agric. Handbook* 436, 2nd. ed. NRCS-USDA. U.S. Gov. Print. Office, Washington, DC. 869 p.
- Tizro, A., Voudouris, K. y Basami, Y., 2012. Estimation of porosity and specific yield by application of Geoelectrical method – A case study in western Iran. J. Hydrol., 454–455, 160–172.
- Usunoff, E., Varni, M., Weinzettel, P. y Rivas, R., 1999. Hidrogeología de grandes llanuras: La pampa húmeda Argentina. *Boletin Geológico y Minero.*, 110, 391–406.
- Vanderborght, J. y Vereecken, H., 2001. Analyses of locally measured bromide breakthrough curves from a natural gradient tracer experiment at Krauthausen, J. Contam. Hydrol., 48, 23–43.
- Varni, M., y Usunoff, E., 1999. Simulation of regional-scale groundwater flow in the Azul River basin, Buenos Aires Province, Argentina. *Hydrogeol. J.*, 7, 180–187.
- Varni, M., Comas, R., Weinzettel, P. y Dietrich, S., 2013. Application of water table fluctuation method to characterize the groundwater recharge in the Pampa plain, Argentina. *Hydrol. Sci. J.*, 58(7), 1445–1455.

- Vouillamoz, J., Baltassat, J., Girard, J., Plata, J. y Legchenko, A., 2007. Hydrogeological experience in the use of MRS. *Boletin Geológico y Minero*, 118(3: special issue on MRS): 385–400.
- Vozoff, K. y Jupp, D., 1975. Joint inversion of geophysical data. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 42, 977-991.
- Zhdanov, M., Gribenko, A., Wilson, G. y Funk, C., 2012. 3D joint inversion of geophysical data with Gramian constraints: A case study from the Carrapateena IOCG deposit, South Australia. *The Leading Edge*, 31(11), 1382-1388.
- Wehrer, M. y Slater, L., 2015. Characterization of water content dynamics and tracer breakthrough by 3-D electrical resistivity tomography (ERT) under transient unsaturated conditions. *Water Resour. Res.*, 51, 97–124.
- Weinzettel, P., Usunoff, E. y Vives, L., 2005. Groundwater recharge estimations from studies of the unsaturated zone. In: Bocanegra, E., Hernandez, M. & Usunoff, E. (eds). *Groundwater and human development*. Leiden: Balkema.

ESTIMACIÓN DE LA EVOLUCIÓN DE LAS PROPIEDADES HIDRÁULICAS DEL SUELO DESPUÉS DE 10 AÑOS CON O SIN CULTIVO CUBIERTA

J.L. Gabriel¹, M. Quemada², D. Martín-Lammerding¹, M. Vanclooster³

¹ Dpto. Medio Ambiente, INIA, Ctra. de la Coruña km 7.5, 28040 Madrid, gabriel.jose@inia.es

² Dpto. Producción Agraria, UPM, Avda. Puerta de Hierro 2-4,28040 Madrid, miguel.quemada@upm.es

³ Earth and Life Institute, Université Catholique de Louvain, Croix du Sud 2, B-1348 Louvain-la-Neuve, Belgium, marnik.vanclooster@uclouvain.be

RESUMEN. Se sabe que los cultivos cubieta (CC) tienen muchos beneficios. Pero hay pocos estudios que cuantifiquen el impacto en el largo plazo en las propiedades hidráulicas del suelo. En este estudio se aplicaron técnicas de calibración inversa del modelo hidrológico WAVE, basándonos en medidas del contenido de agua en continuo con sondas EnviroSCAN® en un ensayo de 10 años para comprender mejor los procesos. En este tiempo se observaron dos efectos principales: el inicial de la conversión a mínimo laboreo, que produjo efecto de compactación en paralelo en las parcelas con y sin CC, aunque este efecto se invirtió con el paso de los años. Y el efecto del CC, principalmente por debajo de 20 cm (y mayor a 40-80 cm), aumentando la macroporosidad y microporosidad del suelo, así como la estructura, dando

lugar a curvas de retención con transiciones más suaves y con mayor capacidad de retención de agua.

ABSTRACT. It is well known that the cover crops (CC) presnt multiple benefits. However, there is very few studies quatifying the soil hydraulic properties impact in the long term. For this study inverse calibration techniques were applied to the model WAVE, based on continuos soil water content measurements with EnviroSCAN[®] in a 10 year experiment. In this time, two main effects were observed: the initial effect of the mínimum tillage, compacting bare soil and CC treatment equaly, and the CC effect after that.The CC effect was mainly observed below 20 cm (and mostly at 40-80 cm depth), increasing the soil micro- and macro-porosity, improving the structure and resulting in soil water retention curves risen and flattered, retaining more water.

1. INTRODUCCIÓN

El interés de las cubiertas vegetales (CC) ha crecido durante las últimas décadas por su efecto beneficioso en el control de la erosión, el control del lavado de nitratos, el aporte de nutrientes, el control de malas hierbas y por su mejora de las propiedades físicas del suelo (Thorup-Kristensen et al., 2003). Durante los últimos años son muchas las publicaciones que han ido apareciendo y que tratan de cuantificar cada uno de estos aspectos (Gabriel et al., 2014). Sin embargo, no todos los los estudios llegan a las mismas conclusiones, y la complejidad del sistema CC-cultivo principal-suelo-climatología hace que muchos factores entren en juego.

En cuanto al caso concreto de las propiedades físicas del suelo, tambien aparecen bastantes publicaciones tratando de cuantificar esta mejora de las condiciones del suelo. Una gran parte de ellas se centran más en el aumento de materia orgánica y en el efecto que esta tiene en la mejora de la estabilidad de agregados y de la estructura (Peregrina et al., 2010; García-González et al., 2016). Pero también los hay que miden directamente el efecto sobre alguna de las propiedades hidráulicas del suelo, como es el caso de Celette et al. (2008), que reportó un incremento en la infiltración de agua, o de Quemada y Cabrera (2002) y Ward et al. (2012), que observaron un aumento en la capacidad de retención de agua en parcelas con CC. Sin embargo, la mayor parte de estos estudios se centran o en la zona superficial del suelo o en efectos a corto plazo, siendo difícil predecir cual será el efecto en un plazo algo más largo. Además, sabiendo que los CC han visto limitado su uso en condiciones semiáridas debido a la competencia por el uso del agua con el cultivo principal (Unger y Vigil, 1998), es necesario conocer si son capaces de compensar parcial o totalmente esta pérdida de agua con una capacidad mayor de almacenamiento en todo el perfil.

El objetivo de este trabajo es analizar el efecto en el medio-largo plazo que tienen las cubiertas vegetales en las propiedades hídricas a lo largo del perfil del suelo mediante la calibración inversa de un modelo mecanistico, basada en la monitorización en continuo del contenido de agua del suelo.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

2.1. Diseño Experimental

El estudio se desarrolló en una finca experimental situada en Aranjuez en la Cuenca del Tajo. El suelo se clasificó como Typic Calcixerept (Soil Survey Staff, 2014). En 2006 se definió el suelo como franco-arcillo-limoso y varios de los parámetros más importantes hasta 1.2 m se pueden encontrar en Gabriel et al. (2010). El clima es Mediterráneo semiárido (Papadakis, 1996) y los parámetros más importantes como temperatura, humedad, velocidad del viento, precipitación o radiación solar se registraron horariamente con un micrologger de Campbell Scientific (CR23X, Campbell Scientific, Logan, UT, USA) situado en la parcela durante el periodo estudiado.

El diseño experimental consistió en una rotación de 10 años (desde octubre 2006 hasta septiembre 2016), con 2 tratamientos (incluyendo o no CC entre dos cultivos principales de verano). Los cultivos principales se sembraron en abril y se cosecharon sobre septiembre y fueron maíz (Zea mays L.; los veranos de 2007, 2008, 2009, 2010, 2013, 2014 y 2016), girasol (Helianthus annuus L.; los veranos de 2012 y 2015) y barbecho (el verano de 2011). El CC fue cebada (Hordeum vulgare L.), que se sembró cada año a mediados de octubre y se mató en la segunda mitad de marzo. Se dispuso de ocho parcelas de 144 m², distribuidas al azar entre los dos tratamientos (con CC y sin CC) con 4 repeticiones, y permanecieron constantes durante los 10 años. Los cultivos principales se mantubieron en condiciones de no laboreo, con siembra directa y control químico de las males hierbas. Las técnicas de cultivo aplicadas a los cultivos principales (riego, fertilización,...) fueron las mismas en los dos tratamientos y se ajustaron a las demandas del cultivo. Los CC se sembraron a voleo seguido de un pase de cultivador superficial (~5-cm) y se mataron con una aplicación de glifosato. Los residuos se picaron y se dejaron sobre la superfície antes de la siembra del cultivo principal. Por tanto, el suelo solo se alteró en los primeros 5 cm una vez al año. Se pueden encontrar más detalles del ensayo en García-González et al. (2016).

2.2. Medidas de campo

El contenido de agua del suelo se monitorizó diariamente (como media de medidas horarias) usando sensores de capacitancia EnviroSCAN® (Paltineanu y Starr, 1997). Se instalaron 6 tubos de acceso, tres por tratamiento. Cada tubo contenía una regleta plástica con seis sensores colocados cada 0.2 m desde 0.1 hasta 1.1 m de profundidad. Los sensores fueron previamente normalizados, calibrados y validados (Gabriel et al., 2010).

Para determinar un rango razonable para cada uno de los parámetros calibrados en el modelo WAVE, se tomaron medidas de campo al principio del ensayo. Se definieron cuatro horizontes (0-20, 20-40, 40-80 v 80-120 cm) basados en los horizontes de diagnóstico (Gabriel y Quemada, 2011). En 10 cilintros de 100 cm3 de suelo inalterado de cada horizonte se midió la conductividad hidráulica saturada del suelo (Ks), con un permeámetro de altura constante (Klute y Dirksen, 1986), y el contenido de agua a saturación (θ s), basado en la porosidad observada. El contenido de agua residual (θ r) se obtuvo como el contenido de humedad más bajo observado en cada sensor de EnviroSCAN[®] tras los periodos más secos de verano. Los parametros de la curva de van Genuchten α y n (van Genutchen, 1980; Mualem, 1976) se obtuvieron del ajuste del contenido de agua observado a saturación, capacidad de campo y θ r para cada muestra y sensor. A partir de estas medidas se generaron los rangos en los que los parámetros inversamente calculados se deberían encontrar.

Los datos climáticos se obtuvieron de la estación climática. La biomasa producida por el CC se midió justo antes de aplicar el glifosato en cuatro cuadrados de 0.5×0.5 m² distribuidos al azar en cada parcela, cortando con una tijera a nivel del suelo, secando la biomasa en estufa a 65°C y pesando la materia seca (m.s.). La cobertura del suelo por el CC se midió cada 15 días en 5 puntos permanentes en cada repetición con técnicas de análisis de imagen digital (Ramírez-García et al., 2012). La profundidad de las raíces se estimó en base a la extracción diferencial de agua durante el día y la noche de las plantas que se observó en las medidas horarias de EnviroSCAN[®], como se define en Gabriel et al. (2012).

2.3. El modelo WAVE

El modelo WAVE (por sus siglas inglesas Water and Agrochemicals in soil, crop and Vadose Environment: Vanclooster et al., 1996) describe el movimiento de agua y solutos en la zona no saturada. El modelo usa la ecuación de Richards para encontrar una solución numérica al flujo iseotérmico unidimensional en un medio poroso (rígido y de saturación variable). 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). Se pueden encontrar más detalles en Gabriel et al. (2012). En este caso, se empleó una versión del modelo en Matlab® (The MathWorks Inc., Natick, MA, USA). También se incluyó una subrutina de simulación de crecimiento de planta, basada principalmente en el modelo WOFOST (van Diepen et al., 1986) y en el código del modelo de cultivo previo, SUCROS (Van Keulen et al. 1982; Spitters et al. 1988).

Las versiones previas de WAVE incluían la evapotranspiración potencial como un dato de entrada, pero en esta versión existe una nueva subrutina para su cálculo mediante el modelo de Allen et al. (1998), basado en el coeficiente dual. Este

coeficiente dual considera dos coeficiences que multiplican a la evapotranspiración de referencia, uno para la evaporación desde el suelo y otro para la transpiración desde la planta, basado en el porcentaje de suelo cubierto por plantas o por residuos. La evaporación sólo se produce en la superficie de suelo no cubierta mientras que la transpiración sólo en la cubierta. En general, la subrutina considera tres posibles escenarios: i) suelos con cultivos creciendo y transpirando, ii) suelos sin cultivos y iii) suelos cubiertos con residuos de cultivos muertos. Cuando los cultivos están transpirando, la evaporación y la transpiración se calculan de forma independiente. La evaporación es el resultado de la multiplicación de la evaporación de referencia por 1 (sugerido por la FAO como coeficiente para el suelo desnudo) y por la proporción de suelo no cubierto por plantas. La transpiración es el resultado de la multiplicación de la evapotranspiración de referencia por el coeficiente básico siguiendo el modelo de meseta descrito por Allen et al. (1998) y por la fracción cubierta. Este modelo usa un valor inicial (para suelos con una cobertura menor del 10%), seguido por una pendiente constante hasta un valor máximo en la meseta, cuando el cultivo cubre el 80% o más. Tras esta meseta hav otro descenso constante hasta el valor final en cosecha. Cuando el suelo no está cubierto por ningún cultivo ni residuo, la transpiración es igual a 0 y la evaporación igual a la evapotranspiración de referencia. Cuando el suelo está cubierto de residuos, la transpiración es igual a 0 y la evaporación se calcula como para el suelo desnudo pero corrigiendo por la superfice no cubierta La fracción cubierta se obtiene del índice de área foliar corrigiendo por Ramirez-Garcia et al. (2012).

2.4. Calibración de los parámetros con WAVE

La calibración se basó en los parámetros hidráulicos del suelo y fueron los mismos que previamente se habían calibrado y validado para el suelo de este experimento por Gabriel et al. (2012) por un proceso de Monte-Carlo: conductividad hidráulica saturada (Ks en cm día⁻¹), contenido de agua a saturación (θ s en cm³cm⁻³), contenido de agua residual (θr en cm³cm⁻³) y los parámetros de van Genutchen α (cm⁻¹) y n, cada uno de ellos para cada una de las 4 profundidades. La calibración actual consistió en una calibración inversa automática, que busca el juego de parámetros que mejor ajusta la humedad del suelo simulada a la observada con los sensores. Para ello se acopló el modelo WAVE con el algoritmo de optimización SCEM-UA (Shuffled Complex Evolution Metropolis algorithm for optimization and uncertainty assessment of hydrological model parameters; Vrught et al., 2003). Este algoritmo de optimización global es un método bavesiano basado en método Monte-Carlo de las cadenas de Markov (Gilks et al., 1998) siguiendo la estrategia Metropolis (Metropolis et al., 1953) para la evolución de poblaciones, alcanzando con cada simulación tanto el juego de parámetros más probable y la función de probabilidad para el siguente juego de parámetros. El ajuste de las simulaciones a los datos observados se realizó mediante el coeficiente de eficiencia (Ceff; Nash y Sutcliffe, 1970) así como el error cuadrático medio (ECM), como Ritter y Muñoz-Carpena (2013) sugirieron para modelos hídricos. Este proceso se repitió para ambos tratamientos y para cada uno de los 10 años de estudio para analizar su evolución.



Fig. 1. Condiciones climáticas mensuales durante los 10 periodos simulados.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Condiciones climáticas

Las condiciones climáticas durante el periodo con CC fueron muy variables entre años (Fig. 1.). Esta variación permitió probar el modelo en distintas condiciones de crecimiento de la cebada. Éstas variaron entre temporadas muy húmedas (como en 2009/10 con 612 mm accumulados entre octubre y abril) a muy secas (como en 2011/12 con sólo 124 mm en el mismo periodo). Además también hubo diferencias en el momento en el que estas lluvias se producían. En general, el invierno fue más seco casi todos los años, como corresponde al clima mediterráneo, pero la lluvia en otoño y primavera varió mucho, combinando años con uno o dos de estos periodos seco o húmedo. En cuanto a las temperaturas registradas hubo también bastantes diferencias. Hubo años donde la temperatura media de las mínimas estuvo debajo de 0°C durante los tres meses de invierno (2011/12) y otros donde siempre estuvo por encima (2009/10 o 2015/16). Tanto la distribución de la lluvia como la

de la temperatura afectaron en gran medida a la dinámica del agua en el suelo, tanto como entrada en el sistema como salida en forma de evaporación, transpiración y drenaje. Además, esta serie de datos de 10 años permitió reflejar muchas de las múltiples situaciones que se pueden plantear en clima mediterráneo.

3.2. Desarrollo del cultivo

Al igual que las condiciones climáticas, la producción de biomasa de los CC y la cobertura del suelo variaron de un año para otro. La producción final de biomasa osciló entre los 1145 a los 5117 kg m.s. ha-1, y WAVE fue capaz de predecirla con un R²=0.67 y un ECM=1382 kg m.s. ha⁻¹, mientras que el error medio observado en las muestras fue de 928 kg m.s. ha⁻¹. La cobertura de suelo estimada por WAVE a lo largo de los 10 años se ajustó a la observada con un R²=0.74 y un ECM=16%. La profundidad de raíces se ajustó con un R²=0.71 y un ECM=15.8 cm. En general, WAVE tendió a estimar de forma precisa la profundidad de raíces, subestimar ligeramente la cubierta del suelo y a sobrestimar ligeramente la biomasa final. Esta sobrestimación fue más importante durante los últimos 5 años, cuando se observó un

déficit importante de nitrógeno en la cebada en el campo y que el modelo no fue capaz de estimar tan bien como debería. En cualquier caso, las simulaciones del cultivo se mantuvieron dentro del rango de datos observados, con ECM similares a la variabilidad natural. Por otro lado, el ECM relativo fue de 24.5, 35.2 y 33.1% para biomasa, cobertura del suelo y profundidad de raíces respectivamente, similar o menor del 35% que Coucheney et al. (2015) presentan como aceptable para las componentes de planta en modelos de cultivo. La correcta simulación de estas tres variables para diferentes condiciones de crecimiento permiten asumir que la evapotranspiración estuvo también correctamente estimada, ya que la biomasa producida está bien relacionada con la transpiración total (Ritchie y Johnson, 1990), la cobertura del suelo con la evaporación directa y la lluvia interceptada (Tanner y Jury, 1976) y la profundidad de raíces con la disponibilidad real de agua (Doorenbos y Kassam, 1979).

3.3. Evolución de los parámetros hídricos del suelo

El contenido de agua estimado por el modelo se ajustó al observado en global con un Ceff de 0.788 para el tratamiento



Fig. 2. Cobertura de suelo (%), biomasa aérea (kg ha⁻¹) y profundidad de raíces (cm) simulada frente a observada.

de suelo desnudo y de 0.830 para el de cebada, combinando todos los años y profundidades. Analizando año por año, el Ceff varió entre el 0.77 y el 0.57 para el tratamiento de suelo desnudo y entre 0.81y 0.64 para la cebada. Por horizontes, el mejor ajuste en el suelo desnudo se obtuvo en 0-20 cm con un Ceff = 0.81 y el peor en 40-80 cm con 0.64. En la cebada el mejor fue 20-40 cm con un 0.84 y el peor 0-20 con un 0.72. Los datos estuvieron en rango con los observados por Gabriel et al. (2012) para el mismo suelo durante 2006/07.

La evolución de las propiedades hídricas del suelo presentó dos fases claramente diferenciadas. Por un lado estuvo el efecto inical (durando de uno a tres años), principalmente producido por el cambio de un laboreo convencional a mínimo laboreo. Durante estos años, tanto el tratamiento de suelo desnudo como el de CC sufrieron cambios similares. Hubo un descenso en la θr a 20-40 cm, en la θs a 0-20 y 40-80 cm y en la Ks a 20-40 cm, evidenciando una compactación del suelo. Otros autores como Rucknagel et al. (2016) observaron procesos similares de compactación durante los primeros años de mínimo laboreo tanto en suelo desnudo como en CC. Por otro lado, y pasado este efecto inicial, la tendencia de los parámetros cambió, comenzando las diferencias entre CC y suelo desnudo. El efecto sobre la θ r a lo largo de los 10 años no fue muy grande y se redujo a un aumento constante hasta el quinto año en el horizonte de 0-20 cm. Este incremento se debió probablemente también al cambio de sistema de laboreo y fue mayor en este horizonte por ser el que tradicionalmente estaba más expuesto a todas las labores. En 20-40 cm también hubo una recuperación progresiva de los

valores iniciales, pero en este caso los CC ayudaron a que la recuperación se acortase un año frente al suelo desnudo. El efecto de las raíces en el incremento de microporos ya ha sido identificado en otros estudios, principalmente por las microfisuras ocasionadas por los ciclos de humectación-secado favorecidos por la extracción de las raíces pero también por la presión radial ejercida por las raíces en su crecimiento (Scalan, 2009; Bodner et al., 2014). Al tener la cebada unas raíces más finas que el maíz, el efecto del tratamiento de CC no es tan grande respecto al suelo desnudo, excepto en los horizontes superiores, donde la densidad de raíces de la cebada es muy grande. En el resto de años y de horizontes no hubo muchas diferencias en θ r, sugiriendo pequeñas diferencias en la distribución de microporos.

El efecto en θ s a lo largo de los 10 años fue mayor. No hubo diferencias entre tratamientos desde 0 hasta 40 cm, aunque algunas tendencias se empezaron a identificar en 20-40 cm. Y esta tendencia se convirtió en significativa en 40-80 y en 80-120 cm. En este caso, los CC incrementaron la θ s de media en 0.06 cm⁻³ cm⁻³ en 40-80 cm y en 0.05 en 80-120 cm desde 2008/09. Estos resultados indican un incremento de la macroporosidad producida por los bioporos de las raíces muertas y por las mejoras en la estructura del suelo. Algunos autores han observado también un incremento de macroporos causado por los CC (Cresswell and Kirkegaard, 1995; Bodner et al., 2014; Yu et al., 2016). Además, se suele asociar a los CC un incremento de la materia orgánica y de la estabilidad de agregados (Six et al., 2002; Peregrina et al., 2010), proporcionando una mayor estabilidad a las mejoras de estructura producidas. En este estudio las diferencias se han observado principalmente en capas profundas, probablemente porque las raíces de los cultivos principales tendieron a homogenizar en las superiores.

Los coeficientes de van Genutchen (a y n) tuvieron tendencias inversas. La α fue muy variable, pero en general el suelo desnudo tendió a disminuirla respecto a CC. Además, el tratamiento CC presentó valores más estables e incluso tendió a incrementar su valor en todas las profundidades respecto a la situación inicial. Por otro lado, la n presentó valores más estables a lo largo de los 10 años, aunque con algunas diferencias entre tratamientos. En este caso los CC tendieron a reducir la n respecto a las condiciones iniciales y respecto al suelo desnudo, siendo significativo en los últimos 3-4 años en función de la profundidad. Ambos efectos, unidos a los cambios en θ s y θ r produjeron cambios en las curvas de retención de agua de cada tratamiento. Las curvas en el tratamiento de CC se volvieron menos bruscas y con un contenido de agua mas elevado, mostrando una mejor distribución del tamaño de poros, con mayor capacidad de retención de agua y reduciendo el riesgo de drenaje respecto al suelo desnudo. En este mismo ensavo Garcia-Gonzalez et al. (2016) ya observaron en superficie un incremento de los agregados estables al agua en el tratamiento de CC, confirmando estos resultados. Además, Muñoz-Carpena et al. (2008) observaron un efecto similar en los parámetros de van Genutchen tras un CC de Crotalaria juncea, y sugirieron que el aumento de materia orgánica había mejorado la estabilidad de agregados e incrementado los poros por debajo de capacidad de campo, permitiendo una mayor retención de agua. Aunque no hay mucha literatura sobre el efecto directo de los CC

en las curvas de retención de agua, Palese et al. (2014) también observaron un incremento en la retención de agua en las capas profundas en un olivar con CC, aunque ellos concluían que estre incremento era efecto de una mayor capacidad de infiltración. Por tanto, aunque los CC pueden presentar competencia con el siguiente cultivo principal por el agua, esta mejora en la retención puede compensar esa pérdida o incluso invertirla, siendo de gran importancia en regiones como las semiáridas.

Además, los CC también mejoraron la conductividad hidráulica en los horizontes más lentos. Este efecto se observó primero en 2008/09 a 20-40 cm y se mantuvo hasta el final de los 10 años. A 80-120 cm. el efecto apareció más tarde, en 2012/13, pero también se mantuvo hasta el final. Otros autores también observaron incremento, pero se centraban más en los horizontes superficiales (Palese et al., 2014; Yu et al., 2016). Además, Gish y Jury (1983) también concluyeron que los poros generados por las raíces presentaban una mayor conectividad y facilitaban el transporte de agua a través del perfil. De nuevo el desarrollo de las raíces de los CC, con la mejora en la estructura y en la distribución de poros asociadas, parece ser el responsable de este incremento, reduciendo el riesgo de escorrentía y los problemas de erosión típicos de las regiones semiáridas y favoreciendo la infiltración y la eficiencia del agua de lluvia y riego.

Algunos parámetros como la tortuosidad, la histéresis o el agua fuertemente retenida por el suelo podrían haber sido analizados también. En este caso, el agua altamente retenida no se observó como un factor muy influyente en algunos estudios previos, por lo que se decidió descartar para mejorar la eficiencia del proceso de



Fig. 3. Evolución de los parámetros optimizados a distintas profundidades para cada uno de los 10 años estudiados.

calibración, menor cuanto mayor es el número de parámetros a optimizar. Algo parecido ocurrió con la histéresis y la tortuosidad, ya que el contenido de arcilla de este suelo no es muy alto y la granulometría no tendría por qué cambiar ni en 10 años ni entre tratamientos. Sin embargo sería interesante su estudio en futuras investigaciones o para otros suelos.

3.4. Análisis del balance de agua

La cebada como CC no incrementó las pérdidas totales de agua respecto al suelo desnudo a lo largo de los 10 años (fig.4). Los CC incrementaron la evapotranspiración respecto al suelo desnudo (235 y 162 mm de media anual respectivamente). Sin embargo, este incremento se compensó con las perdidas de agua por drenaje por debajo de 120 cm. El suelo desnudo drenó de media 60.7 mm al año más que el tratamiento de CC. Pero estas diferencias alcanzaron los 188 mm en años muy lluviosos como 2009/10 (fig.4). Estos resultados apoyan investigaciones previas que concluyeron que un buen manejo de los CC no tiene que suponer una competencia por el agua con el siguiente cultivo principal (Clark et al. 1997; Alonso-Ayuso et al. 2014). Además también refuerza la afirmación de que los CC no sólo reducen el lavado de nitratos y de otras sustancias por la absorción directa por su biomasa sino que también reducen el agua drenada (Thorup-Kristensen et al., 2003). Por tanto, los CC pueden ser considerados como una buena herramienta para mejorar las propiedades hídricas del suelo pero también como una buena herramienta para reducir la contaminación de las aguas por fitosanitarios y fertilizantes. Sin embargo podrían ser una competencia por el agua si sólo se considera la cama de siembra del cultivo principal en los años que no hay suficiente lluvia entre la fecha de matado y la de siembra (Clark et al., 2007).



Fig. 4. Evolución del balance de agua en el perfil de 120 cm de suelo, con y sin cubierta a lo largo de los 10 años estudiados.

4. CONCLUSIONES

Después de 10 años, los cultivos cubierta han demostrado ser una herramienta muy útil para mejorar las propiedades hídricas de los suelos agrícolas. Esta mejora se ha basado principalmente en una mejor distribución de macro y microporos que han permitido reducir la compactación del suelo, así como aumentar la capacidad de retención de agua y la cantidad de agua útil para el cultivo. Paralelamente, esta mejoría ha redundado en un suelo menos propenso tanto a las pérdidas de agua por escorrentía como por drenaje, compensando (e incluso invirrtíendo) la posible competencia del cultivo cubierta con el siguiente cultivo principal. Este hecho tiene especial relevancia en regiones como las semiáridas donde el agua es un factor limitante.

Por otro lado, el empleo de modelos matemáticos acoplados a medidas en continuo del contenido de agua en el suelo se presenta como una alternativa muy interesante para determinar de las propiedades hídricas del suelo de un modo no destructivo.

Agradecimientos. Este trabajo se ha financiado con los proyectos AGL201452310R y IJCI201420175 del Ministerio de Economía y Competitividad y con el S2013/ABI2717 de la Comunidad de Madrid, cofinanciado por ESIF.

5. BIBLIOGRAFÍA

- Allen, R.G., L.S. Pereira, D. Raes y M. Smith, 1998. Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements. FAO, Rome.
- Alonso-Ayuso, M., Gabriel, J.L., and Quemada, M. (2014). The kill date as a management tool for cover cropping success. *Plos One* 9, 12.

- Bodner, G., D. Leitner y H.P. Kaul, 2014. Coarse and fine root plants affect pore size distributions differently. *Plant Soil* 380, 133-151.
- Celette, F., R. Gaudin y C. Gary, 2008. Spatial and temporal changes to the water regime of a Mediterraneanvineyard due to the adoption of cover cropping. *Eur. J. Agron.* 29, 153-162.
- Clark, A.J., A.M. Decker, J.J. Meisinger y M.S. McIntosh, 1997. Kill date of vetch, rye, and a vetch-rye mixture: 2. Soil moisture and corn yield. *Agron. J.* 89, 434-441.
- Clark, A.J., J.J. Meisinger, A.M. Decker F.R. Mulford, 2007. Effects of a grassselective herbicide in a vetch-rye cover crop system on corn grain yield and soil moisture. *Agron. J.* 99, 43–48.
- Coucheney, E., S. Buis, M. Launay, J. Constantin, B. Mary, I.G. de Cortazar-Atauri, D. Ripoche, N. Beaudoin, F. Ruget, K.S. Andrianarisoa, C. Le Bas, E. Justes y J. Leonard, 2015. Accuracy, robustness and behavior of the STICS soil-crop model for plant, water and nitrogen outputs: Evaluation over a wide range of agro-environmental conditions in France. *Environ. Modell. Softw.* 64, 177-190.
- Cresswell, H.P. y J.A. Kirkegaard, 1995. Subsoil amelioration by plant-roots - the process and the evidence. *Aus. J. Soil Res.* 33, 221-239.
- Doorenbos, J. y A.H. Kassam, 1979. Yield response to water. En: Irrigation and agricultura development. United Nations, New York.
- Gabriel, J.L., R. Muñoz-Carpena y M. Quemada, 2012. The role of cover crops in irrigated systems: Water balance, nitrate leaching and soil mineral nitrogen accumulation. *Agric. Ecosyst. Environ.* 155, 50-61.
- Gabriel, J.L., J.I. 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., M. Vanclooster y M. Quemada, 2014. Integrating water, nitrogen, and salinity in sustainable irrigated systems: cover crops versus fallow. J. Irrig. Drain Eng. 140, A4014002.
- García-González, I., M. Quemada, J.L. Gabriel y C. Hontoria, 2016. Arbuscular mycorrhizal fungal activity responses to winter cover crops in a sunflower and maize cropping system. *Appl. Soil Ecol.* 102, 10-18.

- Gilks, W.R., G.O. Roberts y S.K. Suhu, 1998. Adaptive Markov chain Monte Carlo through regeneration. J. Am. Stat. Assoc. 93, 1045-1054.
- Gish, T.J. y W.A. Jury, 1983. Effect of plant roots and root channels on solute transport. *Trans ASAE* 26: 440-451.
- Klute, A. y C. Dirksen, 1986. Hydraulic conductivityand diffusivity: Laboratory methods. En: Methods of Soil Analysis, Part 1. Physical and Mineralogical Methods. ASA and SSSA, Madison,
- Metropolis, N., A.W. Rosenbluth, M.N. Rosenbluth, A.H. Teller y E. Teller, 1953. Equation of state calculations by fast computing machines. J. Chem. Phys. 21, 1087-1092.
- 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, D.D. Bosch, B. Schaffer y T.L. Potter, 2008. Summer cover crop impacts on soil percolation nitrogen leaching from a winter corn field. *Agric. Water Manage*. 95, 633–644.
- Nash, J.E. y J.V. Sutcliffe, 1970. River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles. J. Hydrol. 10, 282-290.
- Palese, A.M., N. Vignozzi, G. Celano, A.E. Agnelli, M. Pagliai y C. Xiloyannis, 2014. Influence of soil management on soil physical characteristics and water storage in a mature rainfed olive orchard. *Soil Till. Res.* 144, 96-109.
- Paltineanu, I.C. y J.L. Starr, 1997. Real-time soil water dynamics using multisensor capacitance probes: Laboratory calibration. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61, 1576-1585.
- Papadakis, J. 1966. Climates of the world and their agricultural potentialities. DAPCO, Rome.
- Peregrina, F., C. Larrieta, S. Ibáñez y E. García-Escudero, 2010. Labile organic matter, aggregates, and stratification ratios in a semiarid vineyard with cover crops. *Soil Soil Sci. Soc. Am. J.* 74, 2120-2130.
- Quemada, M. y M.L. Cabrera, 2002. Characteristic moisture curves and maximum water content of two crop residues. *Plant Soil* 238, 295-299.
- Ramirez-Garcia, J., P. Almendros y M. Quemada, 2012. Ground cover and leaf area index relationship in a grass, legume and crucifer crop. *Plant Soil* 58, 385-390.
- Ritchie, J.T. y B.S. Johnson, 1990. Soil and plant factors affecting evaporation. En: Irrigation of

Agricultural Crops. Agronomy Series 30, ASA, Madison.

- Ritter, A. y R. Munoz-Carpena, 2013. Performance evaluation of hydrological models: Statistical significance for reducing subjectivity in goodness-of-fit assessments. J. Hydrol. 480, 33-45.
- Rucknagel, J., P. Gotze, B. Koblenz, N. Bachmann, S. Lobner, S. Lindner, J. Bischoff y O. Christen, 2016. Impact on soil physical properties of using large-grain legumes for catch crop cultivation under different tillage conditions. *Eur. J. Agron.* 77, 28-37.
- Scanlan, C.A., 2009. Processes and effects of root-induced changes to soil hydraulic properties. Tesis doctoral. University of Western Australia
- Six, J., S.D. Fry, R.K. Thiet y K.M. Batten, 2002. Bacterial and fungal contributions to carbón sequestration y agroecosystems. *Soil Soil Sci. Soc. Am. J.* 70, 555-569.
- Spitters, C., H. Van Keulen y D. Van Kraailingen, 1988. A simple but universal crop growth simulation model, SUCRO87. Simulation and systems management in crop protection. Simulation Monographs, PUDOC, Wageningen.
- Soil Survey Staff, 2014. *Keys to Soil Taxonomy, 12/ Ed.* USDA, Natural Resources Conservation Service, Washington, DC.
- Tanner, C.B. y W.A. Jury, 1976. Estimating evaporation and transpiration from a row crop during incomplete cover. *Agron. J.* 68, 239-241.
- Thorup-Kristensen, K., J. Magid y L.S. Jensen, 2003. Catch crops and green manures as biological tools in nitrogen management in temperate zones. *Adv. Agron.* 79, 227-302.

- Unger, P.W. y M.F. Vigil, 1998. Cover crop effects on soil water relationships. J. Soil Water Conserv. 53, 200-207.
- Van Diepen, C.A., J. Wolf, H. van Keulen y C. Rappoldt. WOFOST: a simulation model of crop production. *Soil Use Manage*. 5, 16-24.
- Van Genuchten, M.T. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 892-898.
- Van Keulen, H. 1982. Crop production under semi-arid conditions, as determined by moisture availability. En Simulation of plant growth and crop production. Pudoc.
- Vanclooster, M., P. Viaene, K. Christiaens y S. Ducheyne, 1996. WAVE Water and Agrochemicals in Soil and Vadose Environment, release 2.1. Katholieke Universiteit Leuven, Leuven.
- Vrugt, J.A., H.V. Gupta, W. Bouten, y S. Sorooshian, 2003. A Shuffled Complex Evolution Metropolis algorithm for optimization and uncertainty assessment of hydrologic model parameters. *Water Resour. Res.* 39, 1201.
- Ward, P.R., K.C. Flower, N. Cordingley, C. Weeks y S.F. Micin, 2012. Soil water balance with cover crops and conservation agriculture in a Mediterranean climate. *Field Crop. Res.* 132, 33-39.
- Yu, Y., W. Loiskandl, H.P. Kaul, M. Himmelbauer, W. Wei, L.D. Chen y G. Bodner, 2016. Estimation of runoff mitigation by morphologically different cover crop root systems. J. Hydrol. 538, 667-676.

EFECTOS DEL RIEGO DE PARQUES URBANOS CON AGUA REGENERADA SOBRE LA TASA DE INFILTRACIÓN Y LA RESISTENCIA A LA PENETRACIÓN DEL SUELO

D. Zalacáin¹, A. Sastre-Merlín¹, S. Martínez-Pérez¹, R. Álvarez-Guerra¹, R. Bienes²

¹Departamento de Geología, Geografía y Medio Ambiente, Universidad de Alcalá. 28871, Alcalá de Henares (Madrid) david.zalacain@uah.es, antonio.sastre@uah.es, silvia.martinez@uah.es, raquelalvz@gmail.com ²Instituto Madrileño de Investigación, Desarrollo Rural, Agrario y Alimentario (IMIDRA). 28800, Alcalá de Henares (Madrid) ramon.bienes@madrid.org

RESUMEN. La ciudad de Madrid utiliza agua regenerada para el riego de sus parques y zonas verdes desde el año 2002. Este tipo de agua de riego, más mineralizada que el agua potable hasta entonces empleada, puede conllevar cambios en las características estructurales del suelo. En este trabajo se evalúa el efecto del riego con agua regenerada sobre la tasa de infiltración y la resistencia a la penetración del suelo en uno de estos parques (Parque Garrigues Walker). Para ello se han habilitado dos parcelas experimentales: AP, regada con agua potable y AR, regada con agua regenerada. Los resultados han revelado diferencias significativas tanto en las velocidades de infiltración como en la resistencia a la penetración del suelo. Observándose en la parcela regada con agua regenerada una disminución de la

velocidad de infiltración, lo que puede estar provocado por un taponamiento de poros por la mayor presencia de sodio en el agua regenerada y una mayor resistencia a la penetración, debido a la mayor presencia de biomasa en PGW-AR.

ABSTRACT. The city of Madrid uses reclaimed water to irrigate its parks and green areas since 2002. This kind of water, more mineralized than drinking water previously used, could imply changes on the structural soil features. The main aim of this study has been to assess the impact of reclaimed water on infiltration rate and soil penetration resistance in one of these parks (Garrigues Walker Park). For that purpose, two plots have been selected: one irrigated by reclaimed water and the other by drinking water. Results have shown significant differences on infiltration rates as well as on soil penetration resistances. The plot irrigated by reclaimed water has evidenced a decrease on infiltration rate, which could be caused by soil pores clogging as a result of the larger amount of sodium contained in reclaimed water, and an increase of soil penetration resistance, due to the higher presence of biomass in this plot.

1. INTRODUCCIÓN

El incremento de la presión sobre el recurso hídrico, así como una disminución de la cantidad de agua disponible ha llevado a muchos países, entre ellos determinadas áreas de España, a sufrir situaciones de estrés hídrico (Kirhensteine et al. 2016). Esta situación ha provocado una búsqueda de alternativas a los recursos hídricos tradicionales, siendo el uso de agua regenerada uno de los de mayor proyección de cara al futuro (Sastre-Merlín et al. 2016), que será clave en zonas que sufran un elevado estrés hídrico (Asano & Levine, 1996; Hochstrat et al. 2006).

A nivel global, una gran parte del agua que es regenerada mediante la reutilización de aguas residuales, se destina al riego agrícola (Ali et al., 2013). Sin embargo, hay algunas zonas y ciudades del mundo que destinan este recurso al riego de parques y jardines urbanos, como, por ejemplo: Pekín-China (Chen et al. 2013; Yi et al. 2011), Tokio-Japón (Furumai, 2008), Denver y San Diego-EEUU (Qian & Mecham 2005; San Diego City Council, 2017), Adelaida y Victoria-Australia (Han et al. 2016; Nouri et al. 2013) y Madrid-España (Sastre-Merlín et al. 2011).

Desde el inicio del presente siglo, el Ayuntamiento de Madrid ha venido sustituyendo el tradicional riego con agua potable por el riego con agua regenerada en la mayoría de sus zonas verdes, reservando así un elevado volumen de agua potable a otros usos que requieran de una mayor calidad (Martínez-Pérez et al. 2015). En la actualidad son ya 28 los parques regados con agua procedente de las 8 estaciones regeneradoras de aguas de la ciudad de Madrid, además de toda la red de distribución de este tipo de agua, la llamada "M-40 del agua" (Ayuntamiento de Madrid, 2017). En cuanto a los datos, en el año 2015 fueron reutilizados 6.6 hm³ de aguas residuales depuradas, un 78% fue destinado a riego de jardines y zonas deportivas y de ocio, mientras que el 22% restante se utilizó para limpieza del alcantarillado y baldeo de calles (Zalacáin et al. 2016).

Entre los beneficios que conlleva el uso de este tipo de agua, hay que destacar el incremento neto de recursos hídricos de mayor calidad para reservarlos a abastecimiento humano, así como la mayor disponibilidad de agua potable en los periodos de sequía (Iglesias Esteban & Ortega de Miguel, 2008) y una mayor seguridad de riego de los parques urbanos en estos periodos (Sastre-Merlín et al. 2016). Por el contrario, es necesario tener en cuenta las posibles desventajas derivadas del uso de este tipo de agua para el riego, principalmente en lo relacionado con su diferente composición físico-química respecto al agua potable usada normalmente para riego (Coppola et al. 2004). Numerosos autores han puesto de manifiesto los efectos que provoca el uso del agua regenerada sobre el suelo, destacando el incremento en la salinidad y en la concentración de

los iones sodio y cloruro (Biggs & Jiang, 2009; Lado et al. 2012) así como de algunos metales pesados (Cd, Cu, Mn y Zn) (Farahat & Linderholm, 2015; Kim et al. 2015).

La introducción de este tipo de agua de riego, mucho más mineralizada que el agua potable, puede conllevar riesgos asociados a cambios en algunas propiedades físicas del suelo. Una de ellas es la infiltración que se ve afectada tanto por las características del terreno como por las características del fluido (Porta et al. 1994). Uno de los factores que van a tener consecuencias desfavorables en la relación suelo-planta, es el exceso de sodio en el suelo, ya que puede causar la dispersión de las arcillas con la consiguiente destrucción de la estructura del suelo (Walker & Lin, 2008) con perjuicio para el drenaje y la aireación, al reducir la infiltración y la conductividad hidráulica del mismo (Bagarello et al. 2006).

El objetivo de este estudio es analizar los efectos del riego con agua regenerada en la velocidad de infiltración y en la resistencia a la penetración del suelo en el Parque Garrigues Walker de la ciudad de Madrid.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

2.1. Área de estudio

Este trabajo se ha llevado a cabo en en el Parque Garrigues Walker (PGW: 40° 22' 11" N, 3° 39' 41" W). La precipitación media anual es de 407 mm y la temperatura media anual 15.4°C (período 2001-2016) (AEMET, 2017).

El PGW comenzó a regarse con agua regenerada en el año 2012, sustituyendo al agua potable con la que se venía regando. Se dispone de dos parcelas experimentales próximas con iguales características edáficas. La superficie de la parcela regada con agua regenerada (PGW_AR) es de 382 m² y la regada con agua potable (PGW_AP) de 415 m². Esta última es el control (Figura 1). La textura del suelo en ambas parcelas para los primeros 60 cm es franco-arcillo-arenosa según la clasificación USDA.

2.2. Ensayos de infiltración



Fig. 1. Localización del parque Garrigues Walker (PGW) y de sus parcelas: PGW_AP y PGW_AR.



Fig. 2. Detalle de uno de los ensayos de infiltración.

Para evaluar la infiltración se ha utilizado un anillo simple de 12 cm \emptyset (USDA, 2001) y se han hecho cinco repeticiones en cada tratamiento.

Previo a la realización de los ensayos (Figura 2), ha sido retirada la cubierta vegetal del suelo y se ha registrado el tiempo que tardan en infiltrarse 25 mm de agua destilada, repitiéndolo 10 veces, con el fin de alcanzar en el suelo su capacidad de retención y obtener la tasa de infiltración constante.

2.3. Ensayos de resistencia a la penetración

La resistencia a la penetración del suelo ha sido evaluada usando un penetrómetro manual Eijkelkamp (Mod.06.01). Se han realizado dos pruebas de 10 repeticiones en cada tratamiento, en junio de 2012, justo al inicio del riego con agua regenerada y en septiembre de 2016. Registrándose las lecturas para las siguientes profundidades: 2.5, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40 y 45 cm.

2.4. Análisis estadístico de los datos

Para identificar las diferencias significativas entre cada variable de estudio se ha realizado el test U de Mann-Whittney (P<0.05). Previamente se había ejecutado la prueba Shapiro-Wilk al objeto de confirmar que los datos no seguían una distribución normal. Todos los análisis estadísticos han sido realizados con el programa IBM SPSS, versión 22.0 (Armonk, NY: IBM Corp.).

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Infiltración

La Figura 3 muestra las curvas de infiltración media de todos los ensayos para cada uno de los tratamientos. Se observa un patrón bastante similar, aunque conforme pasa el tiempo del ensayo y, una vez alcanzada la tasa de infiltración constante, ésta es ligeramente inferior en PGW AR.



Fig. 3. Velocidad de infiltración (mm/h) en las parcelas de estudio.

Se han encontrado diferencias significativas (p<0.05) para las velocidades de infiltración en la parcela regada con agua potable frente a la regada con agua regenerada, siendo superiores en la primera. La velocidad de infiltración media para el tratamiento AP fue de 392 16 mm/h, mientras que para AR fue de 296 mm/h (Figura 4).

Estos resultados coinciden con los descritos por Bedbabis et al. (2014), en su estudio también observaron un descenso significativo de la velocidad de infiltración después de 4 años de riego con agua regenerada. Hay que destacar que en este estudio se utilizó un infiltrómetro de anillo doble. Esta disminución en la velocidad de infiltración también ha sido descrita por otros autores como (Lado et al. 2005; Sou-Dakouré et al. 2013). Una de las causas para el descenso en la tasa de infiltración es la alta proporción de sodio en relación con el calcio que presenta el agua regenerada de este estudio, 2.7 veces mayor que en el agua potable. El sodio tiende a acumularse en las primeras capas del suelo, haciendo que se dispersen los agregados del suelo y obturando los poros (Balairón, 2002). En suelos arenosos, el descenso de la tasa de infiltración es debido a la formación de un sellado, debido principalmente por la dispersión de las arcillas y el taponamiento de los poros (Bedbabis et al. 2014).



Fig. 4. Diagrama de cajas de las velocidades de infiltración (mm/h) en los dos tratamientos.

La disminución en la velocidad de infiltración en PGW_AR no concuerda con la afirmación de que, por lo general, a mayor cantidad de vegetación, mayor es la velocidad de infiltración (Mujeriego, 1990). Ya que en este caso el riego con agua regenerada origina un incremento en la producción de biomasa en PGW_ AR y un mayor desarrollo radicular, que no provocan un aumento en la velocidad de infiltración.

Sin embargo, nuestros resultados difieren de los obtenidos por Abedi-Koupai et al. (2006), los cuales encontraron que, después de dos años de riego con agua regenerada en unas parcelas cultivadas con remolacha, maíz y girasol, la velocidad de infiltración fue mayor que en la parcela control, regada con agua de pozo. Al igual que Bedbabis et al. (2014), en el estudio de Abedi-Koupai et al (2006) se utilizó un infiltrómetro de anillo doble. Sus resultados muestran incluso que esta velocidad de infiltración aumentó ligeramente en la misma parcela AR después de la temporada de crecimiento del cultivo. Lo que viene a contrastar la afirmación de Mujeriego (1990) antes comentada.

3.2. Curvas de resistencia a la penetración

La resistencia a la penetración del suelo con respecto a la profundidad para los ensayos en el año 2012 y 2016 se muestra en las Figuras 5 y 6, respectivamente. Se considera el año 2012 como punto inicial del estudio, ya que es a partir de ese año cuando comienza el riego con agua regenerada. En la Figura 5 se observa una tendencia similar para ambos tratamientos, mientras que la Figura 6, cuatro años después del inicio del riego con agua regenerada, muestra una clara separación entre ambos tratamientos.

Asimismo, si se comparan las gráficas de ambos años; éstas muestran una clara diferencia, observándose, por lo general, valores de resistencia a la penetración mayores para el año 2016 en ambos tratamientos, sobre todo en los valores más superficiales.

La Tabla 1 muestra los valores medios de resistencia a la penetración (MPa) para los diferentes tratamientos y años. A la hora de comparar los tratamientos, se ha considerado agrupar los datos según la
profundidad (Bienes et al. 2016): un espesor superficial (0-10 cm) más afectado por la zona radicular de las plantas y otro espesor más profundo (15-45 cm). En 2016 se encontraron diferencias significativas en la resistencia a la penetración entre tratamientos tanto para la profundidad de 0 a 10 cm como de 15-45 cm. Mientras que en 2012 sólo hubo diferencias significativas entre tratamientos para la profundidad de 0 a 10 cm.



Fig. 5. Resistencia a la penetración en las parcelas PGW AP y AR (2012).



Fig. 6. Resistencia a la penetración en las parcelas PGW AP y AR (2016).

Al comparar los resultados de los años 2012 y 2016, se observan diferencias significativas para ambas profundidades en el tratamiento AR, mientras que en AP sólo hubo diferencia para el sector 0-10 cm. Generalmente, una menor densidad

de raíces da lugar a una mayor resistencia a la penetración (p.ej. en cultivos), sin embargo, en el caso del césped, es tan elevado el número de raíces por unidad de superficie que el penetrómetro ha de ir rompiéndolas para avanzar, por lo que da valores de resistencia a la penetración por exceso. Por lo tanto, el aumento tan significativo que ocurre en el sector más superficial, puede ser debido a un mayor desarrollo del sistema radicular del césped, especialmente en PGW AR y algo más ligeramente en PGW AP, lo que es consecuente con la mayor producción de biomasa en PGW AR. También puede indicar una mayor compactación del suelo (Cambi et al. 2017; Demuner-Molina et al. 2013), como muestra la mayor densidad aparente del suelo en PGW AR (1.52 g/ cm³) respecto a PGW AP (1.32 g/cm³). En el espesor más profundo existe una ligera diferencia entre el mismo tratamiento tras cuatro años de riego con agua regenerada, que no es significativa.

Tabla 1. Influencia del tipo de agua de riego en la resistencia a la penetración del suelo.

Año	Tratamiento	Profundidad	Resistencia penetración (MPa)	SD
2012	4 D	$0-10 \ \mathrm{cm}$	1.58 aA	0.77
	AP	15 – 45 cm	6.01 aA	3.15
	AR	0-10 cm	1.38 bA	1.22
		15 – 45 cm	5.16 aA	3.16
2016 -	4.D	0-10 cm	4.16 aB	1.64
	AP	15 – 45 cm	6.55 aA	2.30
	AR	0-10 cm	5.54 bB	2.06
		15 – 45 cm	7.11 bB	1.90

Las letras minúsculas muestran diferencias significativas (p < 0.05) entre los diferentes tratamientos para un mismo año, mientras que las mayúsculas muestran diferencias significativas entre el mismo tratamiento para diferentes años, de acuerdo con el test U de Mann-Whitney. Los análisis han comparado siempre el mismo rango de profundidades.

4. CONCLUSIONES

Los resultados han demostrado que el riego con agua regenerada en parques urbanos modifica las características físicas del suelo.

Este tipo de riego produce un descenso significativo en la velocidad de infiltración respecto a la parcela regada con agua potable, lo que puede estar causado por el alto contenido en sodio del agua regenerada, el cual provoca la dispersión de las arcillas con el consiguiente taponamiento de los poros.

Asimismo, el uso de agua regenerada aumenta la resistencia a la penetración del suelo, posiblemente debido al aumento de la densidad radicular, como lo corrobora la gran cantidad de biomasa generada por el riego con este tipo de agua.

Agradecimientos. Este trabajo se ha realizado gracias a los convenios de colaboración entre la Universidad de Alcalá y las empresas concesionarias del Ayuntamiento de Madrid para el servicio de riego y jardinería de zonas verdes, IMESAPI SA (2009-2013) y FCC (UTEs 5 y 6) (2014-2016). Agradecemos también 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 este estudio de seguimiento haya sido llevado a efecto.

5. BIBLIOGRAFÍA

- Abedi-Koupai, J., Mostafazadeh-Fard, B., Afyuni, M., & Bagheri, M. R. (2006). Effect of treated wastewater on soil chemical and physical properties in an arid region. *Plant and Soil Environment*, 52(8), 335–344.
- AEMET, 2017. Agencia Estatal de Meteorología. Ministería de Agricultura y Pesca, Alimentación y Medio Ambiente. Recuperado de: http://www. aemet.es/
- Ali, H. M., Siddiqui, M. H., Khamis, M. H., Hassan, F. A., Salem, M. Z. M., & El-Mahrouk, E. S. M. (2013). Performance of forest tree Khaya senegalensis (Desr.) A. Juss. under sewage effluent irrigation. *Ecological Engineering*, 61, 117–126.
- Asano, T., & Levine, A. D. (1996). Wastewater reclamation, recycling and reuse: Past, present, and future. *Water Science and Technology*, 33(10–11), 1–14.
- Ayuntamiento de Madrid, 2017. Recuperado de: http://www.madrid.es/
- Bagarello, V., Iovino, M., Palazzolo, E., Panno, M., Reynolds, W., 2006. Field and laboratory approaches for determining sodicity effects on saturated soil hydraulic conductivity. *Geoderma* 130, 1–13.
- Balairón, L., 2002. Gestión de recursos hídricos. Barcelona: Universidad Politécnica de Cataluña.
- Bedbabis, S., Ben Rouina, B., Boukhris, M., & Ferrara, G. (2014). Effect of irrigation with treated wastewater on soil chemical properties and infiltration rate. *Journal of Environmental Management*, 133, 45–50.
- Bienes, R., Marques, M. J., Sastre, B., García-Díaz, A., & Ruiz-Colmenero, M. (2016). Eleven years after shrub revegetation in semiarid eroded soils. Influence in soil properties. *Geoderma*, 273, 106–114.
- Biggs, T. W., & Jiang, B. (2009). Soil salinity and exchangeable cations in a wastewater irrigated area, India. *Journal of Environmental Quality*, 38, 887–896.
- Cambi, M., Hoshika, Y., Mariotti, B., Paoletti, E., Picchio, R., Venanzi, R., & Marchi, E. (2017). Compaction by a forest machine affects soil quality and Quercus robur L. seedling performance in an experimental field. *Forest Ecology* and Management, 384, 406–14.

- Chen, W., Lu, S., Pan, N., & Jiao, W. (2013). Impacts of long-term reclaimed water irrigation on soil salinity accumulation in urban green land in Beijing. *Water Resources Research*, 49(11), 7401–7410.
- Coppola, A., Santini, A., Botti, P., Vacca, S., Comegna, V., & Severino, G. (2004). Methodological approach for evaluating the response of soil hydrological behavior to irrigation with treated municipal wastewater. *Journal of Hydrology*, 292(1–4), 114–134.
- Custodio, E., Llamas, MR., 1983. Hidrología subterránea. Barcelona: Editorial Omega.
- Demuner-Molina, G., Cadena-Zapata, M., & Campos-Magaña, S. G. (2013). Resistencia a la penetración en un suelo franco arcilloso a dos años de manejo con tres sistemas de labranza. (Spanish). *Revista Ciencias Técnicas Agropecuarias*, 22(Esp.), 68–71.
- Farahat, E., & Linderholm, H. W. (2015). The effect of long-term wastewater irrigation on accumulation and transfer of heavy metals in Cupressus sempervirens leaves and adjacent soils. *Science* of the Total Environment, 512–513, 1–7.
- Furumai, H. (2008). Rainwater and reclaimed wastewater for sustainable urban water use. *Physics* and Chemistry of the Earth, 33(5), 340–346.
- Han, X. M., Hu, H. W., Shi, X. Z., Wang, J. T., Han, L. L., Chen, D., & He, J. Z. (2016). Impacts of reclaimed water irrigation on soil antibiotic resistome in urban parks of Victoria, Australia. *Environmental Pollution*, 211, 48–57.
- Hochstrat, R., Wintgens, T., Melin, T., & Jeffrey, P. (2006). Assessing the European wastewater reclamation and reuse potential - A scenario analysis. *Desalination*, 188(1–3), 1–8.
- Iglesias, R., & Ortega, E. (2008). Present and future of wastewater reuse in Spain. *Desalination*, 218(1–3), 105–119.
- Kim, H. K., Jang, T. I., Kim, S. M., & Park, S. W. (2015). Impact of domestic wastewater irrigation on heavy metal contamination in soil and vegetables. *Environmental Earth Sciences*, 73(5), 2377–2383.
- Kirhensteine, I., Cherrier, V., Jarrit, N., Farmer, A., de Paoli, G., Delacamara, G. y Psomas, A., 2016. EU-level instruments on water reuse. Final report to support the Commission's Impact Assessment. *Luxemburgo: European Union*. doi:10.2779/974903.
- Lado, M., Bar-Tal, A., Azenkot, A., Assouline, S., Ravina, I., Erner, Y., Ben-Hur, M. (2012).

Changes in chemical properties of semiarid soils under long-term secondary treated wastewater irrigation. *Soil Science Society of America Journal*, *76*, 1358–1369.

- Lado, M., Ben-Hur, M., & Assouline, S. (2005). Effects of Effluent Irrigation on Seal Formation, Infiltration, and Soil Loss during Rainfall. *Soil Science Society of America Journal*, 69(5), 1432.
- Martínez-Pérez, S.; Martínez de Baroja, L. Ballesteros Olza, M; de la Torre Alcázar, M. y Sastre Merlín A., 2015. Evolución de la concentración de micronutrientes en el suelo y la vegetación de parques urbanos regados con agua regenerada: el caso de Madrid. Estudios en la Zona No Saturada, vol. XII, 173-178. Universidad de Alcalá.
- Mujeriego, R., 1990. Manual práctico de riego con agua residual municipal regenerada. *Barcelona: Universidad Politécnica de Cataluña.*
- Nouri, H., Beecham, S., Hassanli, A. M., & Ingleton, G. (2013). Variability of drainage and solute leaching in heterogeneous urban vegetation environs. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(11), 4339–4347.
- Porta, J., López-Acevedo, M., Roquero, C., 1994. Edafología para la agricultura y el medio ambiente. *Madrid: Ediciones Mundi-Prensa*
- Qian, Y. L., & Mecham, B. (2005). Long-term effects of recycled wastewater irrigation on soil chemical properties on golf course fairways. *Agronomy Journal*, 97(3), 717–721.
- San Diego City Council, 2017. Recuperado de: https://www.sandiego.gov/water/recycled
- Sastre-Merlín, A., Martínez Pérez, S., Bienes, R., Carrera Olivares, C., Comesaña, E., & Encinas, C. (2011). Seguimiento del riego de los parques urbanos de la ciudad de Madrid con agua regenerada: Estudio piloto en los parques del Oeste y Emperatriz María de Austria. En *Estudios en la Zona no Saturada del Suelo. Vol X* (Vol. X, pp. 289–294). Salamanca (España).
- Sastre-Merlín, A., Zalacáin, D., Bienes, R., & Martínez Pérez, S. (2016). Seguimiento de los efectos del riego con agua regenerada en varios parques de la ciudad de Madrid. En Fundación Nueva Cultura del Agua (Ed.), *IX Congreso Ibérico de Gestión y Planificación del Agua* (pp. 1052– 1063). Valencia (España): Fundación Nueva Cultura del Agua.
- Sou-Dakouré, M. Y., Mermoud, A., Yacouba, H., & Boivin, P. (2013). Impacts of irrigation with

industrial treated wastewater on soil properties. *Geoderma*, 200–201, 31–39.

- USDA, 2001. Soil quality test kit guide. *Natural Resources Conservation Service, United States Department of Agriculture.* ed., Lincoln, NE and Washington, DC: pp. 82.
- Walker, C., & Lin, H. S. (2008). Soil property changes after four decades of wastewater irrigation: A landscape perspective. *Catena*, 73(1), 63–74.
- Yi, L., Jiao, W., Chen, X., & Chen, W. (2011). An overview of reclaimed water reuse in China. *Journal of Environmental Sciences*, 23(10), 1585–1593.
- Zalacáin, D., Sastre, A. & Martínez, S., 2016. El agua regenerada como recurso hídrico: El caso de España. *En: VI Jornadas de Jóvenes investigadores de la Universidad de Alcalá*. Alcalá de Henares (Madrid): Universidad de Alcalá.

TEMPORAL STABILITY OF TOPSOIL WATER CONTENT IN DIFFERENT RAIN-FED CROPS AND LAND USES

M. López-Vicente^{1*}, S. Álvarez¹

¹Dept. of Soil and Water, Experimental Station of Aula Dei, EEAD-CSIC. Avda. Montañana 1005, 50059, Zaragoza, Spain. E-mail: mvicente@eead.csic.es, web: http://digital.csic.es/cris/rp/rp03203; E-mail: salvarez@eead.csic.es, web: https://digital.csic.es/cris/rp/rp03521

RESUMEN. El objetivo es identificar y analizar los patrones espaciales del contenido de agua en el suelo superficial y su estabilidad temporal en un agro-ecosistema (27 ha) mediterráneo de secano en Huesca (NE España) durante 12 meses. La lluvia y ET₀ totales fueron 494 y 1191 mm. El mes más seco fue Agosto 2016 y el más húmedo Febrero 2017. El valor medio y la desviación de las 2.664 medidas fue 13,1 y 8.0% vol. La humedad media en los viñedos, cereal, olivos cultivados y abandonados, caminos y bosques fue 13,6, 13,3, 11,8, 13,5, 15,6, y 9,0% vol. La entrecalle del viñedo fue la zona más húmeda y estable (62% > humedad que en las filas) debido al cultivo cubierta. Las filas del viñedo fueron muy secas y muy estables; el bosque fue el más seco con baja estabilidad temporal. Los campos de cereal, abandonados y caminos presentaron alta variabilidad temporal.

ABSTRACT. The main goal was to assess the spatial patterns of topsoil water content and their temporal stability in a Mediterranean rain-fed agro-ecosystem (27 ha) in Huesca province (NE Spain) during 12 months. The total rainfall depth and ET_o were 494 and 1191 mm. The driest survey was on August 2016 and the wettest in February 2017. For all surveys (2,664 measurements) the mean and standard deviation were 13.1 and 8.0% vol. The vineyards, cereal fields, cultivated and abandoned olive orchards, trails and forests had mean values of 13.6, 13.3, 11.8, 13.5, 15.6, and 9.0% vol. The inter-row areas of the vineyards had the wettest and stable conditions (62% > in the rows)owing to the cover crops. The rows were very dry and very stable; the forest presented the driest conditions with medium temporal variability. The cereal fields, the abandoned olive groves and the trails also presented high temporal variability.

1. INTRODUCTION

Soil water content (SWC) is one of the most limiting factors for crop production by both water deficit and excess (Qin et al., 2013; Saue and Kadaja, 2014) and is especially relevant in semi-arid and sub-humid areas where irregular soil water content dynamics are frequent (Viola et al., 2012). Additionally, SWC in the uppermost layer, the topsoil (TSWC), which governs seedling establishment is a more limiting factor for crop yield than total SWC at planting (Aboudrare et al., 2006). On the other hand, the antecedent TSWC is a significant factor to predict runoff generation and coefficients (Penna et al., 2015) and also soil detachment at the first stages of an erosive event (Yu et al., 2014).

Most climate models forecast a continuous increase in temperature over the 21st century (Milly et al., 2005). Mediterranean areas are subject to dramatic changes in a global change scenario in which SWC will decline and saturation conditions will be increasingly rare and restricted to periods in winter and spring (García-Ruiz et al., 2011). Therefore, soil water resources should be studied in detail within the frame of sustainable agriculture and natural resources management.

In most soils the values of the physical properties vary considerably along the space (López-Vicente et al., 2008). The TSWC also varies throughout the seasons (López-Vicente et al., 2009) although there is a certain long-term temporal stability of this variability (Vachaud et al., 1985; Hu et al., 2013). At catchment scale Garcia-Estringana et al. (2013) found under Mediterranean conditions lower regimes of SWC on hillslopes under forest cover than in downslope areas covered with grasses, though these differences were not persistent through the year. At field scale, López-Vicente et al. (2015) found high variability of TSWC at short-term (weekly scale) and certain stability at longterm (yearly scale) that allowed identifying wet and dry stable areas. The objective of this study was to assess the spatial patterns of TSWC and their temporal stability in a rain-fed agro-ecosystem (27 ha) in NE Spain devoted to typical Mediterranean crops, such as vineyards, olive groves and cereals.

2. MATERIAL AND METHODS

2.1. Study area

A Mediterranean agricultural system located in the Ebro river Basin (NE Spain; 42° 02′ 00′′ N; 0° 04′ 12′′ E) was selected to perform this study (Fig. 1). This sub-catchment is near Barbastro (Huesca province) and occupies 27.4 ha. The outlet appears in the northern part that drains away in a gully. Topography is hilly with a mean slope steepness of 13% and elevation ranges from 447 to 506 m a.s.l.

Land is mainly devoted to agriculture. Four vineyards, one cereal field and six small abandoned olive groves are in the lower part of the hillslope. Four cereal fields and one olive grove (314 trees) occupy the upper part of the sub-catchment. Small and scatter patches of natural vegetation (holm oaks, shrubs and grasses) appear throughout the landscape. One unpaved road (4 m width) crosses the study area from northwest to southeast separating the upper and the lower parts of the hillslope. Winter cereal (wheat and barley) fields are managed as fallow/crop rotation. The vineyard plantation is composed of 15,039 grapevines arranged in 147 straight lines (espalier system). Soil in the grapevine lines (row hereafter) remain between 8 and 23 cm, 13 cm on average, raised related to the soil in the inter-row area, due to the tillage practices carried out by the farmer. The inter-crop strips of the vineyards (inter-row hereafter) are managed with a mixture of plant species as cover crop: i) spontaneous vegetation, and ii) plantation of common sainfoin (*Onobrychis viciifolia*). The maintenance of the CC includes one mowing pass at the end of spring, between May and June.

Several ephemeral gullies (EG) affect the soils in three vineyards, two cereal fields and the olive grove. This process has triggered the development of continuous flow path lines, breaking the topographic thresholds of the rows in some sections. Processes of soil loss and sediment delivery are intense, appearing three depositional areas (alluvial fans) at the bottom of two vineyards, and of the cultivated olive grove. The largest soil depositional area (1,480 m²) is near the outlet and within the northern vineyard.

Climate is continental Mediterranean, with an average annual rainfall of 406 mm year⁻¹ (between 2002 and 2016), with two rainy periods, in spring and autumn, and a dry summer with occasional thunderstorms. Rainfall intensity varied during the year with low average values between November and March, ranging from 1.2 and 2.4 mm h⁻¹; and high values between June and October (from 3.8 and 6.1 mm h⁻¹). The highest peaks of maximum rainfall intensity (I₃₀max) were recorded in September and October when the average I₃₀max were between 50 and 53 mm h⁻¹. Hence, different hydrological response of the soils and runoff depth is expected during the different months of the year. None saturation-excess runoff areas (generated when the soil becomes saturated) were observed in the study area, and thus infiltration-excess runoff (generated when the rainfall intensity is larger than the infiltration rate) is the predominant overland flow generation process.



Fig. 1. Location of the study area in the Ebro river basin (NE Spain), picture of the landscape, and map of land uses.

2.2. Field measurements



Fig. 2. Field measurements of TSWC with the *Delta-T SM300* device (a). Location of the measurement points on the study area (b).

The TSWC was measured in 12 field surveys every 30 days comprising the period May 2016–April 2017. Each survey was performed in the same days of the month, between the days 15 and 19. A frequency-domain probe (*Delta-T SM300*) was used to measure TSWC (Θ_o , % vol.) at field conditions (Fig. 2.a). This device has two rods that are inserted in the soil up to 51 mm depth (sample volume is ~55 x 70 mm diameter). Measurements are stable regarding salinity (accuracy ±

 $0.025 \text{ m}^3 / \text{m}^3$; 2.5%). Field measurements were collected in 74 points of undisturbed soils (Fig. 2.b). Three measurements of Θ_{a} were taken in each point and the average value was estimated as the representative value (222 measurements per month). The distance between each point within each vineyard was 40 m covering the rows and inter-row areas as well as the corridors between the different vineyards. In the other land uses the distance between each measurement point was ca. 50 m. Each survey was performed in 6 hours to avoid any temporal change of the soil water content conditions. No rainfall events occurred during the surveys and thus measured values suffered low variation.

2.3. Spatial variability and temporal stability

The spatial patterns of TSWC was calculated by means of the relative difference, δ_{im} , between the average value of θ_0 in the whole study area at each month 'm', $\overline{\theta_{0m}}$, and the mean value of θ_0 at each measurement point 'i':

$$\delta_{im} = \frac{\theta_{0im} - \theta_{0m}}{\overline{\theta_{0m}}} \tag{1}$$

$$MRD_{iT} = \frac{1}{N_T} \sum_{m=1}^{m=N_T} \delta_m \qquad (2)$$

where MRD_{iT} is the mean relative difference for the location '*i*' and N_T is the number of observation times (12 months). The temporal stability analysis of these differences was done calculating the standard deviation of the set $\delta_{i,l}, \delta_{i,2}, ..., \delta_{i,NT}$ of relative differences at the location '*i*':

$$SDRD_{iT} = \sqrt{\frac{1}{N_T - 1} \sum_{m=1}^{m=N_T} (\delta_m - MRD_i)^2}$$
 (3)

The value of $SDRD_{iT}$ serves as one of the measures of the temporal stability (Vachaud et al. 1985; López-Vicente et al. 2015, 2016) by comparing its magnitude to the spatial variability of MRD_{iT} .

2.4. Physical properties

As far as soil physical properties are concerned, we did a field survey to collect topsoil samples. Each sample was collected in the same location where TSWC was measured. Three replicates were collected at each sampling point. Then, the bulk density, the coarse fragments (rocks) content, the effective soil volume (related to the fine particles, < 2mm), and the clay, silt and sand content were measured (Fig. 6). The assessment of the infiltration properties and rates is included in the current research activities. We designed an irregular net composed by 30 measurement points to characterize the topsoil permeability; 16 points are located in the vineyards (8 in the rows and 8 in the inter-row areas). The unsaturated hydraulic conductivity were determined by means of the Decagon Mini Disk portable tension infiltrometer. The matric water potential at each point was measured with the Decagon MPS-6 sensor (Fig. 7). This device has an accuracy of $\pm 10\%$ of the reading and has sensitivity from -9 kPa all the way to air dry (-100,000 kPa).

3. RESULTS AND DISCUSSION

3.1. Monthly weather data and TSWC

The total rainfall depth during the 12-month test period was 494 mm, whereas the total ET_0 was 1191 mm. The average temperature was 14.2 °C. The monthly rainfall depth (R) was higher than the ET_0 in October and November 2016 and in February and March 2017. The ET_0 was higher than the R during the other eight months (Fig. 3).

For all surveys (2,664 measurements), the mean, median, and standard deviation were of 13.1, 13.0 and 8.0% vol. (Fig. 3). The driest conditions happened on August, June and July 2016, with mean values of TSWC of 3.0, 3.4 and 3.8% vol. respectively. The wettest conditions appeared on February 2017, December and October 2016 with mean values of TSWC of 24.2 (708% higher than the driest survey), 19.7 and 18.3% vol. respectively. The range of values was minimum for the driest survey, on Aug.'2016 (7.1% vol.), maximum during the wettest survey (Feb.'2017; 36.5% vol.) and the average range during the 12-month-period was of 23.1% vol. The greatest values of TSWC were recorded in autumn and winter (from October to March; 17.7% vol. on average) and the lowest in summer (from June to August; 3.4% vol. on average), which was closely related to the temperature, the vapour pressure deficit and the rainfall regime of the study area.

The values of TSWC were also affected by land uses, with mean values of 13.6, 13.3, 11.8, 13.5, 15.6 and 9.0% vol. for the vineyards, cereal fields, cultivated and abandoned olive orchards, trails and forest (Table 1). On average, TSWC in the vineyards was 11.2% higher than in the rest of the land uses. This trend was constant during 11 of the 12 months, except in January 2017, and it was more pronounced in autumn and lower in summer (Fig. 4). The wettest conditions appeared in the inter-row areas of the vineyards, with an average value that was 62% > the mean value obtained in the rows. These results can be explained by the water conservation role played by the cover crops.



Fig. 3. Rainfall depth (R, mm), potential evapotranspiration (ET_0 , mm), mean temperature (T, °C) and topsoil water content (TSWC, % vol.) during the 12-month test period.

Table 1. Values of TSWC (Θ_{o} , % vol.) in the different land uses and over the 12-month test period. The number of measurement points (*n*; three measurements per point) is also indicated.

Tanduaa	Θ_0 (% vol.)							
Land use	n (x3)	min	mean	max	sd			
Vineyard (4 fields)	48	0.2	13.6	38.0	8.0			
Vrow	20	0.2	10.0	28.1	5.9			
Vinter-row	25	0.9	16.2	38.0	8.4			
Vcorridor	3	0.7	15.1	33.2	8.4			
Cereal	12	0.5	13.3	36.0	8.0			
Olive grove	3	0.7	11.8	31.7	7.5			
Abandoned olive grove	2	1.8	13.5	29.1	7.2			
Forest	7	0.3	9.0	26.3	6.1			
Trail	2	0.8	15.6	40.7	9.6			

These results are in agreement with those reported by Gómez et al. (2017) who found benefits in reducing runoff and soil losses in olive orchards with cover crops compared to bare soil.



Fig. 4. Monthly mean values of TSWC in the different land uses.

3.2. Spatial patterns and temporal evolution

The minimum and maximum relative differences in the field were analyzed for each survey (Fig. 5). We found decreasing values of the maximum relative differences with increasing values of TSWC ($R^2 = 0.8003$). Higher negative values of the relative differences appeared during the driest surveys ($R^2 = 0.3659$). Thus, the spatial variability of TSWC at sub-catchment scale increased under dry conditions and more homogeneous conditions appeared in the wet surveys.

Regarding the different land uses, the most stable conditions appeared in the three compartments of the vineyards, and in the olive grove, with SDRD values \leq 0.25. The highest temporal variability appeared in the cereal fields, the aban-

doned olive groves, and the trails, with SDRD values ≥ 0.33 (Table 2). The rows of the vineyards were dry and stable while the inter-row areas were the wettest and stable. The forest presented the driest conditions with medium temporal variability, the cereal fields presented average moisture conditions with high temporal variability, and the abandoned olive groves and the trails also presented high temporal variability. The high values of TSWC in the inter-row areas with presence of cover crop and their high temporal stability are in agreement with the results of runoff coefficients observed by Gómez et al. (2011) in olive groves and vineyards in Andalusia (Southern Spain), Portugal, and France with cover crops against olive groves and vineyards under conventional tillage conditions. The high temporal variability observed in the cereal fields can be explained by the significant changes in the cover crop factor during the year, with bare soil conditions after harvesting operations in June until the end of the winter when plants have higher canopy cover percentages.

3.3. On-going research (physical properties)

Preliminary results showed clear differences in the topsoil water content at the same values of water potential in different measurement points along the sub-catchment. Thus, further research is needed to better characterize the hydrological response of the soils in the study area.



Fig. 5. Correlation between the maximum and minimum relative differences of TSWC during each month, and the average values of monthly TSWC.

Table 2. Values of the mean relative difference (MRD, spatial variability) of TSWC and of the standard deviation of the relative difference (SDRD, temporal stability) at each land use and over the 12-month test period.

Land use	MRD	SDRD	Conditions
Vineyard (4 fields)	0.05	0.23	Average – Stable
Vrow	-0.24	0.19	Very dry – Very stable
Vinter-row	0.26	0.25	Very wet – Stable
Vcorridor	0.15	0.25	Wet – Stable
Cereal	-0.0008	0.34	Average – Not stable
Olive grove	-0.14	0.24	Dry – Stable
Abandoned olive grove	0.08	0.37	Average – Not stable
Forest	-0.33	0.28	Very dry – Stable
Trail	0.17	0.33	Wet – Not stable



Fig. 6. Interpolated maps of bulk density, rock and clay content, and of the soil texture types of the study area.

TSWC in vineyards remained on average between 3% and 4% during summer, and from September on TSWC increased as the precipitation increased, reaching values up to 30% vol., which was close to the water content at field capacity in some points. On-going research activities include the analysis of the correlations between the different physical properties and the values of TSWC as well as the spatial patterns and their temporal stability for the different land uses.





Fig. 7. Field measurements of the soil water potential with the *Decagon MPS-6* and the *Delta-T SM300* devices. Charts of the soil water potential obtained with these devices in four different points of the study area.

4. CONCLUSIONS

The values of topsoil water content (TSWC) varied during the 12-month test period, showing a good agreement with the evolution in the values of total rainfall depth, and potential evapotranspiration. Regarding the land uses, the highest mean values of TSWC appeared in the vineyards, the cereal fields, the abandoned olive orchards, and the trails, whereas the driest conditions appeared in the cultivated olive orchard and the patches of natural vegetation. The wettest conditions appeared in the inter-row areas of the vineyards, with an average value that was 62% higher than the mean value obtained in the rows, owing to the water conservation role played by the cover crops. Concerning the spatial variability and their temporal stability, the rows of the vineyards were dry and stable, the inter-row areas were the wettest and stable, the forest presented the driest conditions with medium temporal variability, the cereal fields presented average moisture conditions with high temporal variability, and the abandoned olive groves and the trails also presented high temporal variability.

Acknowledgements. This research was funded by the project 'Environmental and economic impact of soil loss (soil erosion footprint) in agro-ecosystems of the Ebro river basin: numerical modelling and scenario analysis (EroCostModel) (CGL2014-54877-JIN)' of the Spanish Ministry of Economy and Competitiveness. We especially thank Mr. Gonzalo Alcalde Fábregas (Fábregas Cellar, D.O. Somontano) for giving up the vineyards where part of this research has been done.

5. REFERENCES

- Aboudrare, A., Debaeke, P., Bouaziz, A., and H. Chekli, 2006. Effects of soil tillage and fallow management on soil water storage and sunflower production in a semi-arid Mediterranean climate. *Agric. Water Manag.* 83(3), 183-196.
- Garcia-Estringana, P., Latron, J., Llorens, P., and F. Gallart, 2013. Spatial and temporal dynamics of soil moisture in a Mediterranean mountain area (Vallcebre, NE Spain). *Ecohydrology* 6(5), 741-753.
- García-Ruiz, J.M., López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, S.M., Lasanta-Martínez, T., and S. Beguería, 2011. Mediterranean water resources in a global change scenario. *Earth-Science Reviews* 105(3-4), 121-139.
- Gómez, J.A., Campos, M., Guzmán, G., Castillo-Llanque, F., Vanwalleghem, T., Lora, A., and J.V. Giráldez, 2017. Soil erosion control, plant diversity, and arthropod communities under heterogeneous cover crops in an olive orchard. *Environ. Sci. Pollut. Res.*, DOI: 10.1007/s11356-016-8339-9.
- Gómez, J.A., Llewellyn, C., Basch, G., Sutton, P.B., Dyson, J.S., and C.A. Jones, 2011. The effects of cover crops and conventional tillage on soil and runoff loss in vineyards and olive groves in several Mediterranean countries. *Soil Use Manage.* 27, 502-514.
- Hu, W., Tallon, L.K., Biswas, A., and B.C. Si, 2013. Time Stability of Soil Water Content (Chapter 3), in: *Advances in Agrophysical Research*. Licensee InTech, 47-80, http://dx.doi. org/10.5772/52469.
- López-Vicente, M., García-Ruiz, R., Guzmán, G., Vicente-Vicente, J.L., Van Wesemael, B., and J.A. Gómez, 2016. Temporal stability and patterns of runoff and runon with different cover crops in an olive orchard (SW Andalusia, Spain). *Catena 147*, 125-137.
- López-Vicente, M., Navas, A., and J. Machín, 2008. Identifying erosive periods by using RUSLE factors in mountain fields of the Central Spanish Pyrenees. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 12(2), 523-535.
- López-Vicente, M., Navas, A., and J. Machín, 2009. Effect of physiographic conditions on the spatial variation of seasonal topsoil moisture in Mediterranean soils. *Aust. J. Soil Res.* 47(5), 498-507.
- López-Vicente, M., Quijano, L., and A. Navas, 2015. Spatial patterns and stability of topsoil

water content in a rainfed fallow cereal field and Calcisol-type soil. *Agric. Water Manag. 161*, 41-52.

- Milly, P.C.D., Dunne, K.A., and A.V. Vecchia, 2005. Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. *Nature* 438(7066), 347-350.
- Penna, D., van Meerveld, H.J., Oliviero, O., Zuecco, G., Assendelft, R.S., Dalla Fontana, G., and M. Borga, 2015. Seasonal changes in runoff generation in a small forested mountain catchment. *Hydrol. Process.* 29(8), 2027-2042.
- Qin, W., Chi, B., and O. Oenema, 2013. Long-term monitoring of rainfed wheat yield and soil water at the loess plateau reveals low water use efficiency. *PLoS ONE 8*(11), e78828.

- Saue, T., and J. Kadaja, 2014. Water limitations on potato yield in Estonia assessed by crop modelling. Agr. Forest Meteorol. 194, 20-28.
- Vachaud, G., Passerat De Silans, A., Balabanis, P., and M. Vauclin, 1985. Temporal stability of spatially measured soil water probability density function. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49, 822-828.
- Viola, F., Valerio-Noto, L., Cannarozzo, M., Loggia, G.L., and A. Porporato, 2012. Olive yield as a function of soil moisture dynamics. *Ecohydrol*ogy 5(1), 99-107.
- Yu, Y.-C., Zhang, G.-H., Geng, R., and Z.-W. Li, 2014. Temporal variation in soil rill erodibility to concentrated flow detachment under four typical croplands in the Loess Plateau of China. J. Soil Water Conserv. 69(4), 352-363.

DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DA CURVA DE RETENÇÃO DE ÁGUA E ATRIBUTOS FÍSICOS DO SOLO SOB CULTIVO DE CANA-DE-AÇÚCAR

Glécio Machado Siqueira¹, Mayanna Karlla Lima Costa¹, Raimunda Alves Silva¹

¹Departamento de Geociências. Universidade Federal do Maranhão, São Luís-MA. Emails: gleciosiqueira@hotmail.com; mayannakarlla@hotmail.com; ray-234@hotmail.com

RESUMO. O objetivo deste trabalho foi determinar a variabilidade espacial da curva de retenção de água e sua relação espacial com atributos físico-hídricos do solo. As amostragens foram realizadas em um Latossolo Vermelho, em 100 pontos amostrados na camada de 0,0-0,20 m do solo no município de Coelho Neto (Maranhão, Brasil). Foram encontrados baixos valores de correlação linear entre a densidade e porosidade do solo x as tensões da curva de retenção de água no solo (0, 6, 10, 30, 100, 300, 500 e 1500 kPa). Todos os atributos físicos-hídricos apresentaram dependência espacial, exceto: microporosidade (%), areia total (g kg-1), areia grossa (g kg-1), areia fina (g kg-1) e as tensões de 10, 100, 500 e 1500 kPa. Os atributos avaliados os que tiveram maior correlação com a produtividade da cana foi o conteúdo de argila e a curva de tensão de 500 kPa.

ABSTRACT. The aim of this work was to determine the spatial variability of the

water retention curve and its spatial relationship with physical-water attributes of the soil. Samplings were performed on a Red Latosol at 100 points sampled in the 0.0-0.20 m layer of soil in Coelho Neto municipality (Maranhão, Brazil). Low linear correlation values were found between soil bulk density and porosity x soil water retention curve voltages (0, 6, 10, 30, 100, 300, 500 and 1500 kPa). All physical-water attributes presented spatial dependence, except: microporosity (%), total sand (g kg⁻¹), gravel (g kg⁻¹), fine sand $(g kg^{-1})$ and tensions of 10, 100, 500 and 1500 kPa. The evaluated attributes that had the highest correlation with the sugarcane yield were the clay content and the voltage curve of 500 kPa.

1. INTRODUÇÃO

O Brasil é atualmente o país com maior potencial de produção de cana-de-açúcar. De acordo com o segundo levantamento da safra 2016/2017, o Brasil deverá produzir 684,77 milhões de toneladas do produto, o que representa um crescimento de 2,9% em relação à safra de 2015/2016 (Conab, 2016).

Em monoculturas como de canade-açúcar, o cultivo intensivo durante vários anos pode degradar os solos, levando o mesmo a exaustão com o tempo, afetando sua fertilidade e qualidade física (Otto et al, 2011.; Souza et al., 2012).

A curva de retenção de água no solo (CRA) é um atributo físico com varias interações e atuações de outros atributos do solo e é frequentemente utilizada para caracterizar a capacidade de retenção de água (Satyanaga et al., 2013). Diante disso, pode ser considerado um indicador de qualidade física do solo e estar relacionado diretamente com o desenvolvimento das culturas (Antinoro et al., 2017).

A curva de retenção de água do solo pode ser descrita como a relação entre o teor de água do solo (θ) e o potencial hídrico do solo (h) e é determinada principalmente pela textura (conteúdos de areia, silte, argila), pela estrutura (densidade e porosidade), pelo teor de matéria orgânica, e em escala menor pelos fungos micorrízicos que também desempenham um papel importante na formação das propriedades hidráulicas dos solos através de mecanismos diretos e indiretos induzidas pelas micorrizas na estrutura do solo e no teor de matéria orgânica, correlacionando-se positivamente com a capacidade de retenção e infiltração de água do solo (Shwetha e Varija., 2015; Moret-fernandez e Latorre, 2017; Ouerejeta, 2017).

Apesar de ser estudada há bastante tempo, várias particularidades referentes à variabilidade espacial das curvas de retenção de água do solo, e sua relação com os demais atributos físicos e a produtividade da cultura ainda não são bem descritas, sendo parâmetros importantes na tomada de decisões sobre práticas de manejo sustentáveis, e consequentemente na promoção de melhorias no crescimento e rendimento das culturas. Assim, o objetivo deste trabalho foi determinar a variabilidade espacial da curva de retenção de água e sua relação espacial com atributos físico-hídricos do solo.

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Área experimental

A área de estudo possui aproximadamente 6,85 ha, e está localizada na Usina Itajubara no município de Coelho Neto, Brasil. O solo da área de estudo é um Latossolo Vermelho, cultivado com canade-açúcar. Foram instalados 100 pontos de amostragem distribuidos aleatoriamente para coleta dos dados de atributos físicos e produtividade.



Fig. 1: Mapa topográfico e esquema de amostragem com 100 pontos.

2.2 Atributos físicos do solo e produtividade da cultura

Os atributos físicos foram amostrados por meio de anéis volumétricos sendo: densidade do solo (kg dm⁻³), porosidade total (%), microporosidade (%), macroporosidade (%), areia total (g kg⁻¹), areia grossa (g kg⁻¹), areia fina (g kg⁻¹), silte (g kg⁻¹) e argila (g kg⁻¹). A curva de retenção de água foi determinada nas seguintes tensões: 0, 6, 10, 30, 100, 300 e 500 kPa, seguindo a metodologia para sua determinação estabelecida por Richards (1965).

A porosidade total do solo (m³ m⁻³) foi obtida pela diferença entre a massa da amostra saturada (Mssat, g) e a massa da amostra seca (Mssec, g) em estufa a 105 °C por 24 horas, em relação ao volume do anel (V, cm³), conforme Equação 1 logo abaixo.

$$\alpha = \frac{\frac{Psa - Ps}{Dag}}{\frac{Vs}{Vs}}$$

A microporosidade do solo foi obtida em mesa de tensão com sucção correspondente a 60 cm de coluna de água (6 kPa) por 24 horas garantindo assim a drenagem da água dos macroporos (poros com diâmetro =0,05 mm). Seus valores serão obtidos pela Equação 2 descrita abaixo.

$$mi = \frac{\frac{(Pa - Ps)}{Dag}}{Vs}$$

A macroporosidade (m³ m⁻³) foi determinada pela diferença entre a porosidade total e a microporosidade do solo, de acordo com a metodologia descrita por Camargo (1986). A umidade volumétrica do solo foi determinada com TDR HydroSense Campbell com hastes de 12 cm, na camada de 0-20 ao longo do ciclo da cultura com o objetivo de se determinar o fluxo de água no sistema, o aparelho apresenta os resultados em porcentagem com base em volume de solo explorado pela haste.

A produtividade da cana-de-açúcar foi determinada seguindo o esquema de amostragem na parcela experimental. O método aplicado foi o proposto por Gheller et al. (1999) que estima o peso total da parcela através da multiplicação do número de colmos da área amostrada pelo peso médio de cada colmo, este determinado através de amostragem.

2.3 Análise de dados

Os dados foram analisados por meio da estatística descritiva para determinação dos valores de média, variância, desvio padrão, coeficiente de variação, assimetria e curtose. E em seguida foram analisados por meio de ferramentas de geoestatística descritos por Vieira (2000), partindo das pressuposições de estacionaridade da hipótese intrínseca. O CV foi classificado segundo Warrick & Nielsen (1980) em baixo (CV≤12), moderado (12<CV<60) e alto (CV≥60). A normalidade dos dados foi verificada pelo teste de Kolmogorov-Smirnov a 1 % de significância utilizado o programa SURFER® versão 11.0.

Os resultados do trabalho foram expressos em forma de mapas de variabilidade espacial com o método de interpolação por krigagem, que segundo Vieira et al. (1991), garante que a construção dos mapas seja a melhor possível, pois as estimativas são feitas sem tendência e com variância mínima. O programa SURFER foi utilizado para manipulação e visualização da distribuição espacial, através da construção de mapas de isolinhas das variáveis em função da coordenada geográfica.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1 Análise estatistica e geoestatistica

A média da produtividade de canade-açúcar na área de estudo foi de 75,8 t ha-1 (Tabela 1), cerca de 35% superior em comparação a média da região Nordeste para a Safra de 2016/2017 (CONAB, 2016). O CV para a produtividade foi de 16%, com um alto valor de variância de 146, comportamento que pode ser explicado pelas diferenças observadas nos atributos físicos do solo ao longo da área de estudo. Os valores de densidade do solo encontrados não descrevem a presença de áreas compactadas, todavia foi verificado um aumento dos valores de densidade na parte mais baixa da área, podendo ser reflexo dos teores de argila nesta parte da área.

Os valores médios de CV para os outros atributos físicos podem ser explicado pelas mudanças decorrentes do manejo e pelo fato da camada avaliada (0,0-0,2 m do solo) no estudo ser a mais explorada pelo sistema radicular e onde ocorre maior perturbação devido ao manejo (Cury et al., 2014).

As análises dos coeficientes de assimetria e curtose permitem identificar se o conjunto de dados indica distribuição normal. Os resultados referentes ao teste Kolmogorov-Smirnov indicaram normalidade para a produtividade da cana-

Attributo	Unidade	Min.	Max.	Média	Variância	DP	CV	Assimetria	Curtose	D
Produtividade	t ha-1	49.46	102.99	75.81	146.36	12.10	16.00	0.04	-0.15	0.061n
Altitude	m	65.55	74.97	71.18	6.84	2.61	3.67	-0.65	-0.793	0.161n
Areia total,		609.5	889	736.13	2578.00	50.77	6.897	-0.376	0.345	0.156n
Areia grossa		118.5	310.5	194.31	1076.53	32.81	16.886	1.635	3.547	0.161n
Areia fina	g kg-1	377.5	629.5	541.82	3842.59	61.99	11.441	-0.879	-0.501	0.205Ln
Silte		29.00	283.5	168.57	2734.78	52.30	31.023	-0.322	0.468	0.060n
Argila		30.00	390.0	95.31	2909.70	53.94	56.598	2.004	9.628	0.178Ln
Densidade	kg dm-3	2.015	3.061	2.495	0.075	0.274	10.993	0.022	-1.081	0.092n
Porosidade Total		17.503	49.119	40.759	33.333	5.773	14.165	-1.154	2.259	0.094n
Macroporosidade	%	10.001	33.346	18.511	38.442	6.200	33.494	-1.084	4.912	0.087n
Microporosidade		12.155	32.797	22.248	17.240	4.152	18.663	0.192	-0.351	0.056n
			Curv	as de rete	enção de ági	ia no so	lo			
0		0.175	0.491	0.408	0.003	0.058	14.165	-1.154	2.259	0.094n
6		0.122	0.328	0.222	0.002	0.042	18.663	0.192	-0.351	0.056n
10		0.072	0.261	0.145	0.002	0.041	28.097	0.737	0.290	0.110n
30	1-Do	0.047	0.205	0.095	0.001	0.035	36.768	1.288	1.159	0.144n
100	кга	0.037	0.109	0.067	0.00028	0.017	24.944	0.382	-0.919	0.134n
300		0.032	0.091	0.052	0.000	0.015	28.499	0.749	-0.610	0.189Ln
500		0.027	0.085	0.048	0.000	0.014	29.857	0.813	-0.421	0.187Ln
1500		0.023	0.080	0.043	0.000	0.013	30.785	0.918	-0.132	0.175Ln

Tabela 1: Parâmetros estatisticos da produtividade de cana-de-açúcar, altitude e atributos físicos do solo.

Min: Valor mínimo; Max: Valor máximo; DP = desvio padrão. CV = coeficiente de variação. D = 1% probabilidade de erro pelo teste de Kolmogorov-Smirnov: n = normal. Ln = lognormal.

Atributo	Modelo	C0	C1	Alcance (a)	DE
Produtividade	Exponencial	0.001	0.018	110	35,70
Altitude	Gaussiano	0.01	1.5	110	0.66
Areia total,			EPP		
Areia grossa			EPP		
Areia fina			EPP		
Silte	Gaussiano	1800	1150	120	61.01
Argila	esférico	950	1500	150	38.77
Densidade	Esférico	0.037	0.033	80	52.85
Porosidade Total	Esférico	16	18	120	47.05
Macroporosidade	Esférico	20	22	120	47.61
Microporosidade			PNE		
		Curvas de ret	tenção de água no solo		
0 kPa	Esférico	0.0016	0.0017	110	48.48
6 kPa	Esférico	0.0046	0.0076	100	37.70
10 kPa			PNE		
30 kPa	Esférico	0.00	0.0009	120	0.00
100 kPa			EPP		
300 kPa	Gaussiano	0.0004	0.00036	90	50.10
500 kPa			EPP		
1500 kPa			EPP		

Tabela 2: Parâmetros de ajustes geoestatísticos da produtividade da cana-de-açúcar, altitude e dos atributos dos físicos do solo.

C0: efeito pepita; C1: variância estrutural; a: alcance; DE: dependência espacial (%).

de-açúcar e a altitude da área de estudo. Os atributos areia fina e argila apresentaram distribuição de frequência lognormal, com valores de assimetria de 0.879 e 2.00, respectivamente, corroborando com o descrito por Webster (2001) que afirma que valores de assimetria até 0.5 indicam distribuição normal e atributos com valores de assimetria acima de 1.0 requerem transformação logarítmica para assegurar uma distribuição regular. As curvas de retenção de 300, 500 e 1500 kPa, também apresentação distribuição lognomal com probabilidade de erro de 1 %.

Na tabela 2 estão descritos os parâmetros de ajuste dos semivariogramas da produtividade da cana-de-açúcar, altitude e dos atributos físico-hídricos avaliados na camada de 0,0-0,2 m do solo. Para a maioria dos atributos foi observada dependencia espacial, exceto areia total (g kg⁻¹), areia grossa (g kg⁻¹), areia fina (g kg⁻¹),, microporosidade (%) e as tensões de. A presença de efeito pepita puro para alguns atributos podem também indicar que o espaçamento utilizado não foi suficiente para detectar a variabilidade espacial dos mesmos.

A produtividade da cana-de-açúcar obteve um grau moderado de dependência espacial e um alcance de 110 m, sendo os pontos ajustados no modelo exponencial, enquanto a altitude apresentou um alto grau de dependência, esse comportamento pode ser observado no mapa de altitude, onde observa-se as mudanças de declividade do solo ao longo da área de estudo, sendo esta mais acentuada na parte inferior da área.

Os semivariogramas da maior parte dos atributos físicos do solo com variabilidade espacial se ajustaram ao modelo matemático esférico (Tabela 2), corroborando com outros autores que descrevem este modelo como o que mais se ajusta aos atributos de solo e planta (Siqueira et al, 2008). É possível observar uma similaridade no comportamento do ajuste dos semivariogramas das tensões 0, 6 e 30 kPa, com os de argila e macroporosidade.

3.2 Correlações

Dentre os atributos avaliados os que tiveram maior correlação com a produtividade da cana foi o conteúdo de argila e a curva de tensão de 500 kPa, com valores de 0.164 e 0.154, respectivamente. De maneira geral, os valores de correlação com a produtividade foram baixos. Estas baixas correlações tem sido observada em outros trabalhos (Souza et al., 2010; Cerri e Magalhães 2012; Dalchiavon et al., 2014) onde os autores concluem que apenas os dados de atributos físicos do solo são insuficientes para explicar variabilidade espacial da produtividade das culturas.

Os valores das tensões da curva de retenção de água no solo apresentam valores negativos de correlação linear para macroporosidade, e valores positivos de correlação para microporosidade, indicando haver relação inversa em função da estruturação dos poros que condicionam o fluxo e drenagem de água na área. Além disso, foram encontrados baixos valores de correlação linear entre a densidade e porosidade total do solo x as tensões da curva de retenção de água no solo (0, 6, 10, 30, 100, 300, 500 e 1500 kPa).

As tensões da curva de retenção de água no solo 300, 500 e 1500, apresentaram valores altos de correlação linear com os conteúdos de argila, de 0.452, 0.5 e 0.470, respectivamente. Foi observada também correlação negativa entre os dados de produtividade e os valores de macroporosidade com valor de -0.153. A redução da macroporosidade nos solos cultivados decorre do aumento da compactação, que é evidenciada pelo aumento da densidade do solo, comportamento que pode afetar a produtividade das culturas, pela menor retenção de água. No entanto, neste estudo os valores de densidade do solo não descrevem presença de áreas compactadas.

De maneira geral, as correlações entre os atributos físicos e a produtividade da cana podem ser melhor observados nos mapas de isolinhas apresentados na Figura 2 e 3.

4. CONCLUSÕES

Todos os atributos físicos-hídricos apresentaram dependência espacial, exceto: microporosidade (%), areia total (g kg-1), areia grossa (g kg-1), areia fina (g kg-1) e as tensões de 10, 100, 500 e 1500 kPa. Os atributos avaliados os que tiveram maior correlação com a produtividade da cana foi o conteúdo de argila e a curva de tensão de 500 kPa.

5. BIBLIOGRAFÍA

- Antinoro, C; Arnone, E.; Noto, L.V. 2017. The use of soil water retention curve models in analyzing slope stability in differently structured soils, Catena, 150, 133-145.
- Camargo, O. A. de; Moniz, A. C.; Jorge, J. A.; Valadares, J. M. A. S. Métodos de análise química, mineralógica e física de solos do Instituto Agronômico de Campinas. Campinas: Instituto Agronômico, 1986. 94p. (Boletim Técnico n.º 106).



Fig. 2: Mapas dos atributos físicos do solo e produtividade da cana-de-açúcar (0,0- 0.2- m de profundidade do solo).



Curva de retenção de água (30kPa) Curva de retenção de água (100kPa) Curva de retenção de água (300kPa)





Curva de retenção de água (500kPa) Curva de retenção de água (1500kPa)

550

500

450

400

Distance χ (m) 200 200 200 200

200

150

100

50

0

0

100



Fig. 3: Mapas das curvas de retenção de água (0,0- 0.2- m de profundidade do solo).

Curva de retenção de água (0kPa) Curva de retenção de água (6kPa) Curva de retenção de água (10kPa)

- Cerri, D.G.P e Magalhães, P.S.G. 2012. Correlation of physical and chemical attributes of soil with sugarcane yield. *Pesq. agropec. bras.* 47, 613-620.
- Conab (Companhia Nacional de Abastecimento) (2016). http://www.conab.gov.br/OlalaCMS/ uploads/arquivos/16_04_18_14_27_15_boletim_cana_portugues_-_10_lev_-_16.pdf, consultado em outubro de 2016.
- Dalchiavon, F. C.; Carvalho, M. P.; Montanari, R.; Andreotti, M.; Panosso, A. R. 2014. Produtividade da cana-deaçúcar: variabilidade linear e espacial entre componentes tecnológicos e da produção. *Bioscience Journal*, 30, 390-400.
- Gheller ACA, Menezes LL, Matsuoka S, Masuda Y, Hoffmann HP, Arizono H, Garcia AAF. Manual de método alternativo para medição da produção de cana-de-açúcar. Araras: UFSCAR/CCA/ DBV, 1999. 7p.
- Moret-Fernández, D. and Latorre, B. 2017. Estimate of the soil water retention curve from the sorptivity and β parameter calculated from an upward infiltration experiment, *Journal of Hydrology*, 544, 352–362.
- Otto, R., Silva, A.P., Franco, H.C.J., Oliveira, E.C.A., Trivelin, P.C.O. 2011. High soil penetration resistance reduces sugarcane root system development. *Soil and Tillage Research*. 117, 201-210.
- Querejeta J.I. 2017. Soil Water Retention and Availability as Influenced by Mycorrhizal Symbiosis: Consequences for Individual Plants, Communities, and Ecosystems. Mycorrhizal Mediation of Soil, p. 299–317.
- Richards, L.A. Physical conditions of water in soil. In: BLACK. C.A., EVANS, D.D.; WHITE,J.L.; CLARK, F.E. (ed.) Methods of soil analysis physical and mineralogical properties, including statistics of measurements and sampling. Madison, ASASSSA, 1965. p.128-152

- Siqueira, G. M., Vieira, S. R. and Ceddia, M. B. 2008.Variabilidade espacial de atributos físicos do solo por métodos diversos. *Bragantia*, 67, 203-211
- Souza, G.S., Souza, Z.M., Silva, R.B., Araújo, F.S., Barbosa, R.S. 2012. Soil compressibility and root systems of sugarcane with and without controlled-traffic farming. *Pesquisa Agropecuária Brasileira* 47, 603-612.
- Satyanaga, H. Rahardjo, E.C. Leong, J.Y. Wang. Water characteristic curve of soil with bimodal grain-size distribution. *Comput. Geotech.*, 48 (2013), pp. 51–61
- Shwetha P. and Varija K. 2015. Soil water retention curve from saturated hydraulic conductivity for sandy loam and loamy sand textured soils, *Aquatic Procedia* 4, 1142 -1149.
- Vieira SR. Uso de geoestatística em estudos de variabilidade espacial de propriedades do solo. In: NOVAIS, R. F. (Ed.). *Tópicos em Ciência do Solo*. Viçosa: Soc. Bras. Ci. Solo, 2000; 1-54.
- Vieira, S. R.; Hatfield, J. L.; Nielsen, D. R. & Biggar, J. W. 1983. Geoestatitical theory and application to variability of some agronomical properties. Hilgardia, Berkeley, 51, 1-75.
- Warrick AW, Nielsen DR. Spatial variability of soil physical properties in the field. In: HILLEL, D. Applications of soil physics. New York: Academic Press. 1980
- Webster, R. 2001. Statistics to support soil research and their presentation. *Eur. J. Soil Sci.*, 52, 331-340.

INTERACCIÓN ENTRE LA HIDROLOGÍA SUPERFICIAL Y LAS COMUNIDADES VEGETALES EN LADERAS RESTAURADAS DE LA MINERÍA A CIELO ABIERTO EN UTRILLAS, TERUEL

J.M. Nicolau¹, T. Espigares², M. Moreno de las Heras³ y L. Merino-Martín⁴

 ¹ Departamento de Ciencias Agrarias y del Medio Natural, Universidad de Zaragoza. Escuela Politécnica Superior, 22071, Huesca. nicolau@unizar.es
 ² Departamento de Ciencias de la Vida, Universidad de Alcalá. Edificio de Ciencias, Campus Externo. 28871 Alcalá de Henares, Madrid. mtiscar.espigares@uah.es
 ³ Instituto de Diagnóstico Ambiental y Estudios del Agua, CSIC.
 Campus Universitario de Pedralbes, 08034, Barcelona. mariano.moreno@idaea.csic.es
 ⁴AMAP, INRA, CNRS, IRD, Université de Montpellier, Montpellier, France. luismerinomartin@gmail.com

RESUMEN. Se presenta una síntesis de investigaciones sobre la interacción entre procesos hidrológicos y ecológicos en laderas construidas en la restauración de explotaciones mineras a cielo abierto en Teruel, España. Se han identificado tres tipos de trayectorias: a) laderas con densas redes de regueros y humedad edáfica concentrada en los regueros, con la sucesión ecológica bloqueada y escasa implantación vegetal; b) laderas con regueros discontinuos y geoformas de sedimentación en conos y de erosión en inter-regueros, con comunidades vegetales herbáceas en manchas discontinuas ("claros y matas") asociada a áreas exportadoras e importadoras de escorrentía y sedimentos; c) laderas sin geoformas erosivas-sedimentarias donde se establecen matorrales facilitadores que

controlan el flujo de agua y sedimentos. Se detalla el funcionamiento ecohidrológico de los tres tipus de laderas y se enfatiza la necesidad de realizar un manejo experto de la escorrentia como medida fundamental para conseguir el éxito de las restauracions mineras.

ABSTRACT. A synthesis about ecohydrological processes in constructed slopes coming from surface mining is shown in this paper. Three types of slopes have been identified: a) rilled slopes draining runoff efficiently, so intensifying soil moisture deficit, where ecological succession is arrested; b) slopes developing different types of ecohydrological patches (sources and sinks), which control water flow and plant distribution, and c) slopes where shrubs like *Genista scorpius* act as fertility islands hydrologically activated. The ecohydrological behaviour of the three type of slopes is explained. It is proposed the expert management of runoff in order tu get successful restorations.

1. LA INTERACCIÓN ENTREHI-DROLOGIA SUPERFICIAL Y VE-GETACIÓN CONDICIONA EL FUN-CIONAMIENTO DE LAS LADERAS MINERAS RESTAURADAS

Los procesos de erosión hídrica superficial son la principal causa del fracaso de las restauraciones mineras en amplias zonas del mundo (Nicolau, 2002; Merino-Martín et al. 2015), de manera que el manejo experto de la hidrologia de las laderas restauradas constituye la base del éxito de las restauraciones (Espigares et al. 2013).

Efectivamente, la erosión hídrica condiciona los procesos ecológicos que conducen al establecimiento y desarrollo de la vegetación, así como a la edafogénesis (Kapolka & Dollhopf, 2001). Se ha indicado que el ámbito clave para conseguir una restauración efectiva es el suelo, de manera que según Bradshaw (1988) el objetivo de una restauración debería ser alcanzar un suelo biológicamente funcional. Sin embargo, Whisenant et al. (1995) advierten que, en muchos casos, es un objetivo previo garantizar la estabilidad de los recursos edáficos, que son amenazados por los procesos erosivos. Los mecanismos por los cuales la erosión hídrica afecta a los procesos ecológicos han sido abordados desde la joven disciplina de la ecohidrología. A continuación se presenta una síntesis de los resultados obtenidos en este campo por el grupo de investigación de la Universidad de Alcalá-Universidad de Zaragoza, con el objectivo de identificar los distintos patrones de interacción entre vegetación e hidrologia superficial en laderas derivadas de la restauración de la minería de carbón a cielo abierto en el ambiente mediterráneo-continental de Teruel.

2. EL "EXPERIMENTO NATU-RAL" EN LA RESTAURACIÓN "EL MORAL" EN UTRILLAS, TERUEL

Las interacciones entre la hidrología superficial y diversos procesos ecológicos en laderas han podido ser abordadas en el Área Experimental El Moral (Utrillas, Teruel) gracias a la existencia de un conjunto de laderas construidas de la misma edad y similares características topográficas, edáficas, de orientación y de tratamientos de revegetación, pero diferenciadas por el volumen de escorrentía generado en su cabecera, el cual se introduce en ellas circulando ladera abajo ("run-on"). Ello representa, en condiciones de campo, lo más cercano a un diseño experimental dirigido a evaluar el efecto del volumen de escorrentía, y la erosión hídrica asociada, sobre la dinámica de la vegetación. De hecho, la entrada de escorrentías exógenas por la cabecera de las laderas constituye una singularidad de estos sistemas emergentes, que condiciona notablemente su evolución ecológica. Estas entradas (runon) se generan a causa del incorrecto funcionamiento de cunetas superiores o bermas, o de la existencia de segmentos superiores de ladera abruptos o convexos que actúan como áreas-fuente de escorrentía. La inestabilidad que generan aconsejan el máximo control sobre ellas en los proyectos de restauración (Hancock & Willgoose, 2004).

Las laderas fueron construidas en 1987 con una pendiente de 20°, orientación Norte y con una cubierta de sustrato ("tierra vegetal / topsoil") de textura areno-limosa de 30 cm de espesor y menos del 1% de materia orgánica. El estudio de los procesos ecohidrológicos se ha basado en el registro de la escorrentia y los sedimentos generados por los eventos de lluvia natural en tres ciclos anuales, en parcelas localizadas en zonas de interregueros y a escala de ladera (microcuencas); aplicación de experimentos de lluvia artificial; experimentos de exclusión de la escorrentia, entre otras técnicas.

3. PATRONES DE INTERACCIÓN ENTRE PROCESOS HIDROLÓGI-COS Y ECOLÓGICOS

De modo general, se han identificado tres tipos de trayectorias de evolución ecológica e hidrológica (Merino Martin et al. 2015; Fig. 1), a saber: a) laderas con densas redes de regueros continuos, en las que la sucesión ecológica se encuentra bloqueada (arrested succession), presentando una escasa implantación vegetal (Fig. 1A); b) laderas con regueros discontinuos y geoformas de sedimentación en conos y de erosión en inter-regueros, que han desarrollado comunidades vegetales herbáceas cuya distribución espacial en manchas discontinuas ("claros y matas") está asociada a las áreas exportadoras e importadoras de escorrentía y sedimentos (Fig. 1B y 1C); c) laderas sin geoformas previas asociadas a procesos de erosión-sedimentación en las que se produce el establecimiento de matorrales facilitadores (que interaccionan positivamente con otras especies favoreciendo su establecimiento y desarrollo) los cuales controlan el flujo de agua y sedimentos (Fig.1D). Como se señala en la Fig. 1, estos tres tipos de laderas restauradas representan a su vez un gradiente desde el control abiótico de los recursos hídricos (por los procesos geomorfológicos, en las laderas tipo A y B) al control biótico que se produce en aquellas laderas colonizadas por matorrales facilitadores (tipo C).



Fig. 1. Gradiente de interacciones ecohidrológicas, desde el dominio de la reguerización (control abiótico) hasta el dominio de la vegetación arbustiva (control biótico mediado por las islas de fertilidad).

Para las condiciones de las laderas de El Moral, se ha podido establecer que con niveles de cubierta vegetal inferiores al 30% y tasas de erosión en regueros superiores a 20 t ha⁻¹ año⁻¹, la dinámica del sistema conduciría al bloqueo de la sucesión ecológica. Con niveles superiores al 50% de cobertura vegetal y tasas de erosión en regueros inferiores a 5 t ha⁻¹ año⁻¹, la dinámica del sistema conduciría hacia una cubierta vegetal continua a partir de la matorralización. En los niveles intermedios (5-20 t ha⁻¹ año⁻¹ y 30-50% de cobertura vegetal) se organiza una cubierta vegetal discontinua en un patrón de matas y claros subordinado a la dinámica de la escorrentía superficial (Moreno-de las Heras et al. 2010).

A continuación se describe el funcionamiento ecohidrológico de los tres dominios de laderas artificiales identificadas. En el caso de las laderas reguerizadas (Fig. 2), ha podido establecerse que el principal efecto restrictivo de la erosión sobre la vegetación es la disminución del contenido de humedad edáfica a que da lugar la evacuación eficiente de la escorrentía por parte de los regueros (Moreno-de las Heras et al. 2011). La intensificación del déficit hídrico propiciada por la erosión en regueros condiciona notablemente la escasa colonización vegetal. En concreto se ha comprobado que limita la germinación de las semillas, el establecimiento y supervivencia de plántulas, y la producción de semillas de las plantas adultas (Espigares et al. 2011).

Los regueros además, redistribuyen el agua en la ladera (concentrando la humedad del suelo en la base de los regueros), lo que afecta también a la distribución espacial de las plantas. Así, en las laderas mineras de Teruel, a partir de densidades de regueros de 0,60 m m-2 sólo una comunidad pauciespecífica de Medicago sativa (alfalfa, originariamente introducida en las laderas mediante revegetación) es capaz de desarrollarse, concentrándose los individuos en los bordes entre los interregueros y los regueros. La localización espacial de estos individuos no es casual, sino que responde a la interacción entre los patrones de envejecimiento y muerte de las plantas con la distribución espacial de la humedad y los efectos mecánicos de

los flujos de escorrentía. En este sentido, los bordes entre los regueros y los interregueros representan las áreas donde estas plantas pueden minimizar los niveles de estrés hídrico (gracias al uso de los recursos hídricos presentes en el entorno de la base de los regueros), evitando a la vez el fuerte impacto mecánico generado por los flujos concentrados de escorrentía que circulan por los regueros. Cabe señalar que este tipo de patrón espacial de la vegetación (dispuesto en pequeñas manchas paralelas a los flujos de escorrentía) presenta una gran incapacidad para interceptar y redistribuir los flujos de recursos (agua, nutrientes, ...) que circulan por las laderas. En estas condiciones, las pérdidas directas de recursos hídricos de las laderas en forma de escorrentía superficial representan más del 20% de la precipitación anual (Moreno-de las Heras et al. 2010).



Fig. 2. Ladera reguerizada con control abiótico del ciclo del agua y reducido establecimiento de la vegetación. El déficit hídrico acentuado por los regueros limita el establecimiento y desarrollo de la vegetación. Nótese que los ejemplares de Medicago sativa se localizan en el borde de los regueros. El elevado volumen de escorrentía circulante tiene su origen en una amplia cabecera de ladera exportadora de escorrentía.



Fig. 3. Ladera con un patrón de manchas de vegetación establecidas en geoformas exportadoras (Santolina sp. de flor amarilla) o importadoras (Lolium sp.) de agua. La distinta oferta hídrica de las geoformas condiciona el patrón espacial de la vegetación. Las flechas indican el flujo de agua desde las zonas exportadoras de Santolina sp. hacia las importadoras de Lolium sp. (dentro de los círculos). Nótese la ceja superior en la ladera que ejerce como área exportadora de escorrentía hacia el conjunto de la ladera.

En laderas con volúmenes intermedios de escorrentía (Fig. 3) la disponibilidad de agua en el suelo está asociada a distintos microambientes geomorfológicos que funcionan como fuentes y sumideros de escorrentía y sedimentos. La presencia de las especies vegetales y su distribución espacial responde a dicha oferta de agua, con gramíneas sembradas (Lolium perenne) o establecidas mediante procesos de colonización natural (Brachypodium sp.) formando manchas densamente vegetadas en derramaderos de escorrentía (runoff splays). Estos microambientes se encuentran asociados a microterrazas así como a conos de sedimentación presentes en las discontinuidades de las redes de regueros. En estas áreas con mayor disponibilidad de recurso hídrico se ven favorecidas la riqueza de especies y la cubierta vegetal, así como la riqueza y abundancia del banco de semillas del suelo, lo que incrementa

a su vez las posibilidades de germinación de las semillas. El aporte de agua desde los claros, o zonas desprovistas de vegetación, a las manchas de vegetación resulta decisivo para ello (Merino Martin et al. 2012a). En efecto, se han identificado geoformas exportadores de agua colonizadas por individuos de *Santolina sp.* e importadoras, cubiertas por *Lolium sp.*, remanente de la siembra inicial del tratamiento de revegetación.

En las laderas con volúmenes limitados de escorrentía (que no reciben flujos externos; Fig. 4) la distribución espacial de la vegetación no está asociada a geoformas derivadas de procesos de erosión-sedimentación, y es la misma vegetación la que controla el flujo del agua superficial y la distribución de la humedad. Se pasa pues de un control geomorfológico sobre el agua a otro biológico. En las primeras etapas de la sucesión ecológica se establece una formación de matorral discontinuo constituida principalmente por individuos de Genista scorpius (aliaga). Los individuos de esta especie pueden actuar como isla de actividad biológica potenciada hidrológicamente. Por un lado, mejoran sustancialmente las condiciones ambientales de su entorno (aportando sombra y aumentando el contenido de nutrientes); y, por otro, son capaces de interceptar el agua que circula en forma de escorrentía superficial procedente de otras áreas desprovistas de vegetación debido al incremento en la tasa de infiltración del suelo bajo su dosel. Así, los individuos de esta especie ejercen un efecto facilitador sobre las plantas que crecen bajo su dosel, que presentan mejor estado hídrico que las situadas fuera de la influencia de la planta, en las zonas de los claros, desprovistas de vegetación (Merino Martin et al. 2012b).

Un nuevo diseño de las revegetaciones, alternativo a las plantaciones lineales, puede surgir a partir del uso de especies capaces de funcionar como islas de fertilidad en un patrón de matas y claros.



Fig. 4. Ladera colonizada por Genista scorpius, especie que actúa como isla de actividad biológica potenciada hidrológicamente. Las especies del subvuelo de G. scorpius se ven hidrológicamente facilitadas, lo que indica que existe un control biótico del ciclo del agua. No existen entradas externas de escorrentía desde la cabecera.

4. EFECTOS ECOLÓGICOS DE LOS PROCESOS EROSIVOS

Por último, y para precisar los efectos de la erosión (por regueros y laminar) sobre el suelo y la vegetación en estas laderas artificiales, se aportan las siguientes observaciones:

Las restricciones impuestas por la erosión al desarrollo vegetal dificultan considerablemente la incorporación de materia orgánica en el suelo (Moreno de las Heras, 2009). En consecuencia, los procesos de desarrollo y organización espacial de la estructura física y funcionalidad biológica del suelo se ven drásticamente limitados. Entre ellos, el desarrollo de la estabilidad de los agregados, el tamaño de las poblaciones microbianas y su actividad, así como la mineralización de la materia orgánica y el reciclado de nutrientes del suelo (nitrógeno y fósforo). Incluso en condiciones de erosión moderada los procesos de formación edáfica son considerablemente lentos, probablemente debido a las pequeñas cantidades de materia orgánica acumuladas en el suelo (en general inferiores al 2%).

La relación entre los procesos erosivos y el desarrollo de los ecosistemas de ladera restaurados es fundamentalmente no lineal (Moreno de las Heras et al. 2011). Así, la disponibilidad de agua para la producción vegetal se ve reducida de forma exponencial con las tasas de erosión, generando a su vez caídas paralelas en los atributos básicos de las comunidades vegetales (biomasa y riqueza) y en la actividad de los procesos de formación del suelo. En cuanto al efecto de la vegetación herbácea sobre el control de la erosión, se ha demostrado que sigue también una relación exponencial negativa, según la cual las tasas erosivas y la generación de escorrentía se reducen apreciablemente con cubiertas vegetales entre el 30-50%, lo que desde el punto de vista aplicado lleva a plantear como objetivo práctico de las revegetaciones que buscan el control de la erosión alcanzar un cubrimiento del 50% de la superficie del suelo (Moreno de las Heras et al. 2009). Diversos trabajos desarrollados en taludes de carretera y ambientes mineros confirman la efectividad de este umbral de cubierta vegetal sobre el control de los procesos erosivos en entornos de clima Mediterráneo (Andrés y Jorba, 2000; Loch, 2000; Bochet et al. 2010).

5. BIBLIOGRAFÍA

- Amali, S., L.W. Petersen, y D.E. Rolston, 1994. Modeling multicomponent volatile organic and water vapor adsorption on soils. *J. Hazardous Mater.* 36, 89-108.
- Brooks, R.H., y A.T.C. Corey, 1964. Hydraulic properties of porous media, en *Hydrol. Pap. 3*, Colo. State Univ., Fort Collins.
- Bear, J., y Y. Bachmat, 1991. Introduction to modeling of transport phenomena in porous media. Kluwer academic publishers, Dordrecht.
- Andrés, P. y M. Jorba, 2000. Mitigation strategies in some motorway embankments (Catalonia, Spain). *Restoration Ecology*, 8: 268-275.
- Bradshaw, A. 1988. Alternative Endpoints for Reclamation. In: J. Cairns, Jr (ed.), *Rehabilitating Damaged Ecosystems*. CRC Press, Boca Raton, Florida, pp: 69-85.
- Bochet, E., P. Garcia-Fayos & J. Tormo. 2010. How can we control erosion of roadslopes in semiarid Mediterranean areas? *Land Degradation and Development*, 21: 110-121.
- Espigares, T.; Merino-Martín, L.; Moreno-de las Heras, M.; Nicolau, J.M. 2013. Intensity of ecohydrological interactions in reclaimed Mediterranean slopes: effects of run-off redistribution on plant performance. *Ecohydrology* 6(5): 836-844.
- Hancock, G.R & G. Willgoose. 2004. An experimental and computer simulation study of erosion on a mine tailings dam wall. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29: 457-475.
- Kapolka, N.M. & D.J. Dollhopf. 2001. Effect of Slope Gradient and Plant Growth on Soil Loss on Reconstructed Steep Slopes. *International Journal of Surface Mining, Reclamation and Environment* 15 (2): 86-99.
- Loch, R.J. 2000. Using rainfall simulation to guide planning and management of rehabilited areas. Part 1: experimental methods and results from a study at the Northparkes mine, Australia. *Land Degradation and Development*, 11: 221-240.
- Merino-Martín, L.; Moreno-de las Heras, Pérez-Domingo, S.; Espigares, T.; Nicolau, J.M. (2012a). Hydrological heterogeneity in Mediterranean reclaimed slopes: runoff and sediment yield at the patch and slope scales along a gradient of overland flow. *Hydrology and Earth System Sciences* 16: 1305-1320.

- Merino-Martín, L.; Breshears, D. D.; Moreno-de las Heras, M.; Camilo, J.; Pérez-Domingo, S.; Espigares, T.; Nicolau, J.M. (2012b).
 Ecohydrological Source-Sink Interrelationships between Vegetation Patches and Soil Hydrological Properties along a Disturbance Gradient Reveal a Restoration Threshold. *Restoration Ecology* 20 (3): 360-368.
- Merino-Martín, L., Moreno-de las Heras, Espigares, T. & Nicolau, J.M. 2015. Overland flow directs soil moisture and ecosystem processes at patch scale in Mediterranean restored hillslopes. *Catena* 133: 71-84.
- Moreno-de las Heras, M. 2009. Development of soil physical structure and biological functionality in mining spoils affected by soil erosion in a Mediterranean-Continental environment. *Geoderma*, 149: 249-256.
- Moreno-de las Heras, M., J.M. Nicolau & T. Espigares. 2008. Vegetation succession in reclaimed coal-mining slopes in a Mediterranean-dry environment. *Ecological Engineering*, 34:168-178.
- Moreno-de las Heras, M., J. M. Nicolau, L. Merino-Martín, and B. P. Wilcox. 2010, Plot-scale effects on runoff and erosion along a slope degradation gradient, *Water Resources Research*, 46, W04503.
- Moreno-de las Heras, M., L. Merino & J.M. Nicolau. 2009. Effect of vegetation cover on the hydrology of reclaimed mining soils under Mediterranean-Continental climate. *Catena*, 77: 39-47.
- Nicolau, J.M. 2002. Runoff generation and routing on artificial slopes in a Mediterraneancontinental environment: The Teruel coalfield, Spain. *Hydrological Processes*, 16: 631-647.
- Whisenant S.G., T.L. Thurow & S.J. Maranz. 1995. Initiating autogenic restoration on shallow semiarid sites. *Restoration Ecology*, 3, 61-67.

ÁREA III: Recarga e interacción entre atmósfera, suelo y acuífero

LOS TEJADOS VERDES COMO PROTECTORES DE LA CALIDAD AMBIENTAL EN AMBIENTES URBANOS: EVOLUCIÓN DEL BALANCE HÍDRICO EN UN PERIODO MUY SECO

B. Cuadrado¹, A. Laguna², F. Jiménez³, A. Hayas¹, A. López³, J. Ayuso³, A. Peña³, J.V. Giráldez^{1,4}, T. Vanwalleghem¹

 ¹ Depto. de Agronomía, Universidad de Córdoba, Cra. Madrid km 396, 14071 Córdoba, g82cualb@uco.es.
 ² Depto. de Física Aplicada, Universidad de Córdoba.
 ³ Depto. de Ingeniería Rural, Universidad de Córdoba.
 ⁴ Depto. de Agronomía, IAS, CSIC, Alameda del Obispo, 14071 Córdoba.

RESUMEN. Las cubiertas vegetales en edificios urbanos protegen, no sólo a estos, sino también al ambiente general de la ciudad. Ejercen un gran efecto sobre la hidrología urbana al retener una fracción apreciable de la precipitación y disipar parte de la radiación neta recibida.

En este trabajo se presentan los datos de un ensayo iniciado en 2015 con seis tipos de sustratos basados en áridos reciclados de construcción. El objetivo de este trabajo es evaluar el comportamiento hidrológico de estas cubiertas también conocidas como tejados o techos verdes.

Se han escogido varios periodos representativos de pérdidas de humedad en el suelo, que pueden servir como indicación del beneficio de esta práctica de conservación del ambiente urbano.

ABSTRACT. Green roofs in urban environments protect not only buildings invol-

ved but especially the environment. Green roofs have an important effect on urban hydrology, by retaining a significant part of the rainfall runoff and by dissipating incoming radiation as evapotranspiration. In this study, data are presented on six types of green roof substrates, all based on recycled construction waste. The objective is to evaluate the hydrologic dynamics of these green roof substrates.

Different representative dry periods were selected, that can be used as indicators of the benefits of this conservation practice for the urban environment.

1. INTRODUCCIÓN

Las cubiertas verdes (CV) son elementos pasivos que modifican la transferencia energética entre la cubierta del edificio y el exterior, aumentando el albedo y la inercia
térmica de esta y atenuando así los valores extremos de temperatura soportados por el edificio. Santamouris (2014) estima el descenso debido a esta práctica en 0.3 K por cada 0.1 de albedo, mientras que Coutts et al. (2013) han observado una reducción del cociente de Bowen hasta a una cuarta parte del valor sin ella. Las CV en los edificios urbanos protegen también al ambiente general de la ciudad al disipar parte de la radiación neta recibida en forma de evaporación manteniendo la temperatura del aire y filtrando parte de los contaminantes que la lluvia lixivia de la atmósfera, y hasta reduciendo el ruido (Berardi *et al.* 2014).

La búsqueda de mejores condiciones urbanas, lleva a la búsqueda de sistemas que permitan la integración del medio ambiente natural en el proceso constructivo como proponen Razzaghmanesh et al. (2014).

Entre los beneficios hidrológicos, las CV producen, un efecto amortiguador en la escorrentía y retardo de esta, además de la mejora de la calidad del agua. Mentens et al. (2006) sugerían que una implantación de CV en un 10% de los edificios de una ciudad podría reducir la escorrentía de éstos en un 50% y la de la región hasta un 2.5%. Independientemente de la precisión de esta estimación, se reducen los caudales máximos y volumen de la escorrentía, (Lamera et al. 2014), y se retrasa el tiempo en el que ocurre el máximo, lo que en ciudades como en Hong Kong sometida a frecuentes tifones es un beneficio (Hui y Chu, 2009). Las CV mejoran también la calidad del agua que escurre por la ciudad como han observado Berndtsson (2006) y Berndtsson et al. (2006), si bien el primer pulso de escorrentía que contiene una elevada concentración de contaminantes debido a la carga suspendida de sedimentos (Berndtsson, 2014) no suele estar amortiguada del todo en ellas (Berndtsson *et al.* 2008).

La adopción de CV podría suponer un redimensionamiento de los sistemas de alcantarillado de las ciudades, aliviando los problemas de desagüe y encharcamientos en muchas de ellas. En cualquier caso, beneficiaría a las ciudades como indican Voyde *et al.* (2010) para el caso de Auckland en Nueva Zelanda.

Las especies vegetales son importantes. Son recomendables las plantas mediterráneas por su buena adaptación a las condiciones ambientales. Van Mechelen et al. (2015) sugerían una combinación de especies suculentas con anuales, herbáceas perennes, y geofitas, (perennes que acumulan reservas bajo la superficie del suelo). De forma alternativa Raimondo et al. (2015) recomendaban el madroño como planta resistente y la salvia como planta extractora de humedad y, por tanto, refrescante en las CV. Más recientemente Dusza et al. (2017) resaltan la influencia del tipo y espesor del sustrato en el comportamiento de la planta en estos medios.

El objetivo de este trabajo es explorar la influencia de las características del sustrato y la cobertura vegetal en la dinámica de humedad del suelo de techos verdes en zonas mediterráneas. Se presentan los datos de un ensayo iniciado en 2015 con varios tipos de sustratos, basados en áridos reciclados de la construcción (ARC), para así aprovechar un residuo que, de otra forma se convertiría en contaminante.

Se han escogido varios periodos representativos de pérdidas de humedad en el suelo, que pueden servir como indicación del beneficio de esta práctica de conservación del ambiente urbano. Para ello se presenta la evolución de la humedad en seis sustratos, con diferentes proporciones de ARC.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

Los elementos esenciales de una CV son la geometría, pendiente externa y profundidad, el medio de cultivo, las especies vegetales que se siembran o plantan, y el sistema de manejo, como riego y desagüe (van Woert *et al.* 2005).

En 2015 se instalaron seis parcelas (figura 1), de cubiertas verdes, y una de referencia en un edificio de la Universidad de Córdoba. Las parcelas se prepararon con diferentes proporciones en volumen de los ARC recogidos en la tabla 1. Los materiales utilizados como sustrato (tabla 2) han sido arena reciclada mixta procedente de una planta de tratamiento de residuos de demolición que contienen diferentes porcentajes de partículas cerámicas, hormigón, yeso, y otros con una granulometría asimilable a una arena, con un tamaño máximo de 8 mm. El sustrato 1 (S1) es especial para ajardinamiento de cubiertas, formado por materiales de origen orgánico (mantillo, coco, turba negra) y grava volcánica, con más de 1.8 kg m⁻³ de abono 15-9-11 de liberación lenta. El sustrato 2 (S2) es apto para cultivo con mantillo orgánico obtenido a partir de residuos vegetales compostados. Se seleccionaron especies habituales de la zona, con sistema radical somero y porte escaso, capaces no sólo de mantenerse en condiciones adversas, especialmente, sequía, sino también de regenerarse (e.g. Caneva et al. 2013).

La composición de cada cubierta se muestra en la figura 2, siendo la profundidad del sustrato de 10 cm. Las parcelas se riegan de forma automática. Cada una de ellas dispone, a distintas profundidades del sustrato, de: (i) dos sensores de humedad Campbell CS616; (ii) diez termistores Campbell 107; y (iii) dos sensores de flujo de calor Campbell HFP01. El esquema de distribución de los sensores en cada parcela también se presenta en la figura 2.



Fig. 1. Disposición de las parcelas, (P).

Los datos meteorológicos adicionales, temperatura del aire, intensidad de evapotranspiración de referencia (ETo), y precipitación, han sido obtenidos de la estación de Córdoba, de la RIA de la Junta de Andalucía.

Tabla 1. Sustratos por parcela con sus características.

Р	ARC	S1	S2	ID	рΗ	C.E. dS m ⁻¹
1	0	100	0	S100	7.8	2.01
2	25	75	0	S75	8.6	1.93
3	25	0	75	C75	8.7	1.88
4	50	0	50	C50	9.5	1.80
5	50	50	0	S50	9.4	1.75
6	75	25	0	S25	10.2	1.76

P: parcela; ARC: porcentaje de **áridos reciclados; S1, S2**, porcentaje de sustratos; ID identificador; C.E. Conductividad eléctrica.

Se han propuesto diversos modelos para describir el balance de agua de las CV (Palla *et al.* 2010). Algunos trabajos recurren a un modelo más completo como el HYDRUS1D (Hilten et al. 2008) para describir el comportamiento hidrológico de las CV, pero la sencillez de su composición aconseja modelos más elementales. Se ha recurrido también a modelos hidráulicos a escala reducida (Carbone et al. 2014) pero, de nuevo, las CV se comportan de un modo más sencillo. Entre estos modelos destacan los modelos de cubo o depósito, lineales o no, según si la relación entre el volumen almacenado y la descarga lo son. Lucatelli et al. (2014) prefieren el modelo no lineal como Vesuviano et al. (2013), aunque éstos descomponen el depósito en dos partes, el medio en el que están las raíces y el depósito de los lixiviados, que es la familiar 'huevera' para los usuarios de las CV. Dentro de este grupo She y Pang (2010) recurren al modelo de Green y Ampt para describir la infiltración del agua en el medio de cultivo. Sun et al. (2014) justifican la decisión de regar en las CV a partir de un modelo combinado de balance de agua y energía parecido al de Wang et al. (2013). En el que desciende más la temperatura con los riegos de verano, y justifican el gasto al compararlo con el del descenso equivalente en un sistema de aire acondicionado.



Fig. 2. Estructura de una CV con los sensores instalados.

El más sencillo de los modelos lineales es el de Yang *et al.* (2015) que describe el volumen de la escorrentía con una relación lineal con la precipitación menos la humedad media por un factor. Zhang y Guo (2013) se sirven de uno de estos modelos para evaluar el comportamiento de las CV asignándoles unos periodos de retorno.

Otros modelos dedican más atención a la caracterización de la evapotranspiración real a partir del valor de referencia, también llamado potencial. Starry et al. (2016) usan la ecuación de Penman-Monteith recogida en el manual de la FAO (Allen et al. 1998), con coeficientes de cultivo estacionales, pero otras expresiones como la de Hargreaves pueden ser válidas. Tanto Stovin et al. (2013) como Berretta et al. (2014) expresan la intensidad de la evapotranspiración real como la de referencia corregida por el cociente entre la humedad real y un valor máximo que, confusamente, denominan capacidad de campo, aunque se trata de un grado de saturación o de la saturación efectiva de Brutsaert (2005. §8.2.2). Esta ecuación es la propuesta por Thornthwaite y Mather (ETM) para formular su modelo del balance de agua (Alley, 1980).

En este trabajo más que adoptar un modelo de los anteriores se van a explorar relaciones sencillas como la ETM y las de Brutsaert y Chen (1995) basadas en la ecuación de Richards que regula el movimiento del agua en el suelo; relaciones que son susceptibles de poder generalizarse como ha reconocido el propio Brutsaert (2014).

Se han analizado los datos del periodo comprendido entre la puesta en funcionamiento de la instalación, en julio de 2015, hasta diciembre de 2016, un periodo de 17 meses, que engloba dos veranos, periodo de temperaturas extremas en Córdoba. Se han alcanzado temperaturas medias diarias de 29,7°C en julio. Para el análisis se definen los días de sequía como aquellos en que la humedad del suelo decrece con respecto al día anterior.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la figura 3 se muestra la evolución de la humedad de las diferentes parcelas durante el periodo de ensayo, desde su comienzo en julio de 2015 hasta finales del año 2016, junto con las aportaciones de la lluvia y el riego, y la evapotranspiración de referencia. Las humedades de todas las parcelas responden rápidamente a las fluctuaciones de las aportaciones, lluvia y riegos, destacando la influencia del largo y muy caluroso verano del año 2016. Las parcelas 3 y 4 parecen comportarse de forma muy diferente correspondiendo a los extremos de humedades medidas. Las dosis de los riegos no siempre han cubierto las necesidades de las parcelas.

La figura 4 muestra el relativo valor de la ETM. Esta ecuación se puede expresar admitiendo que la razón entre la intensidad de evapotranspiración real, *e*, y máxima, ET_{θ} , es proporcional, con un coeficiente, α , al cociente entre la humedad media real, θ , y un valor máximo, θ_{max}

$$\frac{e}{ET_0} = \alpha \, \frac{\theta}{\theta_{\text{max}}} \tag{1}$$

Si se aproxima el valor de la intensidad de la evaporación real por la diferencia de la humedad media entre dos etapas, días, consecutivos, $\Delta\theta/\Delta t$, y se reemplaza el co-



Fig. 3. Evolución de las humedades de las parcelas durante el periodo 1.07.2015-31.12.2016, con las aportaciones de la lluvia y los riegos, y evolución de la intensidad diaria de la evapotranspiración de referencia.



Fig. 4. Comprobación de la validez de la ecuación de Thornthwaite-Mather con los datos de humedad de las parcelas (periodos con entradas de agua nulas, y con una duración de cinco o más días consecutivos de descenso en la humedad del suelo).

ciente de humedades por el grado de saturación efectiva, S_{ρ}

$$S_e = \frac{\theta - \theta_{\min}}{\theta_{\max} - \theta_{\min}}$$
(2)

De este modo la ETM se convierte en

$$\frac{\Delta\theta}{\Delta t} = \alpha \cdot ET_0 \cdot S_e \tag{3}$$

La figura 4 muestra algunas comparaciones de la diferencia de humedades entre días consecutivos y el grado de saturación efectiva en las parcelas, representándose la fracción de agua diaria perdida en el perfil respecto a la ET_0 en el eje de ordenadas, de modo que la pendiente de la línea de ajuste representa el coeficiente α de la ecuación 3. Aunque se observa una cierta relación entre ambas variables, dicha relación dista de ser buena. Los coeficientes R² varían entre 0.74 – 0.89 con este modelo sencillo, pero los datos exhiben una gran dispersión. La parcela 1 muestra el mejor ajuste, al contrario que las parcelas 3 y 4 cuyo ajuste es peor.

El descenso temporal de la humedad de los sustratos para cuatro periodos de sequía, de la figura 5, induce a analizar las diferentes etapas de la evaporación (Brutsaert 2014) para distinguir el comportamiento de cada uno de ellos.

En los periodos de evapotranspiración potencial más intensa, veranos de 2015 y 2016, se observa un comportamiento más diferenciado, mientras que en otros periodos los sustratos muestran mayor uniformidad entre ellos.

La parcela P3, la de mayor cobertura y desarrollo de plantas, y la P4, ambas con el sustrato 2, muestran descensos notables de humedad. La parcela P6 tuvo mayor humedad en el verano de 2016 por un arreglo temporal en el edificio en cuya azotea están instaladas.

Esta parcela tiene, además, la menor fracción de cobertura vegetal debido a que contiene el mayor porcentaje de áridos reciclados.

Para estimar algunas características de los sustratos se puede usar la segunda etapa de la evaporación del agua desde un medio poroso, aquella en la que la intensidad de la misma decrece a medida que avanza el proceso (e.g. Brutsaert. 2014). La intensidad de evaporación en esta etapa, e, es inversamente proporcional a la raíz cuadrada del tiempo, t, con el coeficiente de desorptividad, D_e ,

$$e = \frac{1}{2} D_e t^{-1/2} \tag{4}$$

que implica que la evaporación acumulada, *E*, es proporcional a la raíz cuadrada del tiempo,

$$E = D_e t^{1/2} \tag{5}$$

Como sugirieron Brutsaert y Chen (1995), representado la inversa del cuadrado de la intensidad de evaporación frente al tiempo, como se muestra en la figura 6a, una sencilla recta de regresión puede identificar el final de la primera etapa de evaporación, la de intensidad constante, en el tiempo t_0 . Si se integra nuevamente la ecuación 4 se obtiene una expresión, que permite, a su vez, estimar por otro análisis de regresión, el valor de la desorptividad.

$$E - E_0 = D_e \left(t^{1/2} - t_0^{1/2} \right) \qquad (6)$$



Fig. 5. Descenso de la humedad para diferentes periodos.

	_		_				
	P1	P2	Р3	P4	Р5	P6	Desorptividad media
Ago-Sep 2015	0.0597	0.0377	0.0748	-	0.0449	0.1570	0.0748
θο	0.311	0.297	0.691	-	0.628	0.937	
Nov-Dic 2015	0.0161	0.0200	0.0173	0.0445	0.0352	0.0216	0.0258
θο	0.209	0.170	0.140	0.365	0.287	0.346	
Ago-Sep 2016	0.0330	0.0308	0.0068	0.0099	0.0431	0.0720	0.0326
θο	0.315	0.140	0.165	0.231	0.283	0.574	
Dic 2016	1ª etapa	1ª etapa	0.0414	0.0339	-	0.0185	0.0313
θο	0.525	0.523	0.360	0.481	-	0.500	
Desorptividad media	0.0363	0.0295	0.0351	0.0294	0.0411	0.0673	

Tabla 2. Valores de desorptividad en los diferentes periodos.

La humedad inicial en el periodo de desecación aparece en cursiva, debajo de cada valor de desorptividad.



Fig. 6. Análisis de las dos primeras etapas de la evapotranspiración. En figura 6a se identifican las etapas, en la figura 6b se estima el valor de la desorptividad.

En la figura 6b se representa la segunda etapa de la evapotranspiración, estimandose el valor de la desorptividad para el periodo y parcela representados. Los valores de la desorptividad para cada uno de los cuatro periodos de sequía analizados se exponen en la tabla 2.

La parcela con mayores valores es la 6, seguida de la P5, ambas con un porcentaje alto de ARC. Las parcelas con menores valores de desorptividad son la P2 y la P4.

La relación entre desorptividad y cobertura vegetal es evidente. La cobertura vegetal, podría reducir el valor de la desorptividad, como se observa en los valores medios para cada periodo, de forma que en verano de 2015, cuando la vegetación aún era muy escasa, el valor medio asciende a 0,0748, mientras que en el resto de periodos, con la vegetación más establecida, los valores medios oscilan entre 0,02 y 0,03. Este patrón también se observa para cada parcela, siendo las parcelas P3 y P4 las de mayor cobertura vegetal, a las que corresponden valores más reducidos de la desorptividad.

La humedad inicial del periodo de desecación influye en el valor de la desorptividad, como se observa en las parcelas 1 y 2, en las cuales, para humedades muy altas, el comportamiento del sustrato corresponde en su totalidad a la primera etapa.

4. CONCLUSIONES

Mediante la aplicación de un modelo sencillo de evaporación, se ha podido comprobar que los sistemas de cubiertas verdes se comportan como un suelo poroso común, a pesar de la complejidad de su composición.

El descenso de la humedad es similar en el tiempo en cada sustrato. La influencia de la composición del sustrato, en cuanto a la proporción de ARC, así como el grado de cobertura de la vegetación, se reflejan claramente en su desorptividad, y por tanto su comportamiento evapotranspirativo.

Agradecimientos. Proyecto "Optimizando el potencial de techos verdes para la rehabilitación energética de edificios: interacción entre sustratos reciclados, propiedades hídricas y eficiencia energética", con código GGI3003IDIB, financiado por la Consejería de Fomento y Vivienda, de la Agencia de Obra Pública de la Junta de Andalucía.

5. BIBLIOGRAFÍA

- Allen, R.G., L.S. Pereira, D. Raes, y M. Smith, 1998. Crop evapotranspiration, Guidelines for computing crop water requirements. FAO, Roma.
- Alley, W.M., 1980. On the treatment of evapotranspiration, soil moisture accounting, and aquifer recharge in monthly water balance models. *Water Resour. Res.* 20, 1137-1149.
- Berardi, U., A.H. GhaffarianHoseini, y A. GhaffarianHoseini, 2014. State-of-the-art analysis of the environmental benefits of green roofs. *Appl. Energy* 115, 411-428.
- Berndtsson, J.C., 2010. Green roof performance towards management of runoff water quantity and quality: A review. *Ecol. Eng.* 36, 351-360.
- Berndtsson, J.C., T. Emilsson, y L. Bengtsson, 2006. The influence of extensive vegetated roofs on runoff water quality. *Sci. Total Environ.* 355, 48-63.
- Berndtsson, J.C., L. Bengtsson, y K. Jinno, 2008. First flush effect from vegetated roofs during simulated rain events. *Hydrol. Res.* 39, 171-179.
- Berndtsson, J.C., 2014. Storm water quality of first flush urban runoff in relation to different traffic characteristics. *Urban Water J.* 11, 284-296.
- Berretta, C., S. Poë, y V. Stovin, 2014. Moisture content behaviour in extensive green roofs during dry periods: The influence of vegetation and substrate characteristics. J. Hydrol.. 511, 374-386.
- Brutsaert, W., 2005. *Hydrology. An introduction*. Cambridge Univ. Press, Cambridge.

- Brutsaert, W., 2014. Daily evaporation from drying soil: Universal parameterization with similarity. *Water Resour. Res.* 50, 3206-3215.
- Brutsaert, W, y D. Chen, 1995. Desorption and the two stages of drying of natural tallgrass prairie. *Water Resour. Res.* 31, 1305-1313.
- Caneva, G, A. Kumbaric, V. Savo, y R. Casalini, 2013. Ecological approach in selecting extensive green roof plants: A data-set of Mediterranean plants. *Pl. Biosyst.* 149, 374-383.
- Carbone, M, G. Garofalo, C. Nigro, y P. Piro, 2014. A conceptual model for predicting hydraulic behavior of a green roof. *Procedia Eng.* 70, 266-274.
- Coutts, A.M., E. Daly, J. Beringer, y N.J. Tapper, 2013. Assessing practical measures to reduce urban heat: Green and cool roofs. *Build. Eng.* 70, 260-275.
- Dusza, Y., S. Barot, Y. Kraepiel, J.-C. Lata, L. Abadie, y X. Raynaud, 2017. Multifunctionality is affected by interactions between Green roof plant species, substrate depth, and substrate type. Eco. Evol. 7, 2357-2369.
- Hilten, R.W., TM., Lawrence, y E.W. Tollner, 2008. Modeling stormwater runoff from green roofs with HYDRUS-1D. J. Hydrol. 358, 288-293.
- Hui, S.C.M., y C.H.T. Chu, 2009. Green roofs for stormwater mitigation in Hong Kong. *In Proc Joint Symp.2009: Design Sustain. Perform.*, 25 Nov 2009, Hong Kong, p. 10.1-10.11.
- Lamera, C., G. Becciu, M.C. Rulli y R. Rosso, 2014. Green roofs effects on the urban water cycle components. *Procedia Eng.* 70, 988-997.
- Lucatelli, L., O. Mark, P.S. Mikkelsen, K. Arnbjerg-Nielsen, M.B. Jensen, y P.J. Binning, 2014. Modelling of green roof hydrological performance for urban drainage applications. J. Hydrol. 519, 3237-3248.
- Mentens, J., D. Raes, y M. Hermy, 2006. Green roofs as a tool for solving the rainwater runoff problem in the urbanized 21st century? *Landscape Urban Plan.* 77, 217-226.
- Palla, A., I. Gnecco, y L.G. Lanza, 2010. Hydrologic restoration in the urban environment using green roofs. *Water* 2, 140-154.
- Raimondo, F., P. Trifiló, M.A. Lo Gullo, S. Andri, T. Savi, y A. Nardini, 2015. Plant performance on Mediterranean green roofs: interaction of species-specific hydraulic strategies and substrate water relations. *AoBPLANTS* 7: plv007; doi:10.1093/aobpla/plv007.

- Razzaghmanesh, M., S. Beecham, y C.J. Brien, 2014. Developing resilient green roofs in a dry climate. *Sci. Total Environ.* 490, 579-589.
- Sailor, D.J., 2008. A green roof model for building energy simulation programs. *Energy Build*. 40, 1466-1478.
- Santamouris, M, 2014. Cooling the cities A review of reflective and green roof mitigation technologies to fight heat island and improve comfort in urban environments. *Solar Energy* 103, 682-703.
- She, N., y J. Pang, 2010. Physically based green roof model. J. Hydrol. Eng. ASCE 15, 458-466.
- Starry, O., J. Lea-Cox, A. Rivstey, y S. Cohan, 2016. Parameterizing a water-balance model for predicting stormwater runoff from green roofs. J. Hydrol. Eng. ASCE 21(12): 04016046.
- Stovin, V., S. Poë, y C. Berretta, 2013. A modelling study of long term Green roof retention performance. J. Environ. Manag. 131, 206-2015.
- Sun, T., E. Bou-Zeid, y G.-H. Ni, 2014. To irrigate or not to irrigate: Analysis of green roof performance via a vertically-resolved hygrothermal model. *Build. Energy* 73, 127-132.
- van Mechelen, C., T. Dutoit, y M. Hermy, 2015. Vegetation development on different extensive green roof types in a Mediterranean and temperate maritime climate. *Ecol. Eng.* 82, 571-582.

- van Woert, N.D., D.B. Rowe, D.B., J.A. Andressen, C.I. Rugh, R.T. Fernandez, y L. Xiao. 1036. Green roof stormwater retention: effects of roof surface, slope, and media depth. J. Environ. Qual. 34, 1036-1044.
- Vesuviano, G., F. Sonnenvald, y V. Stovin, 2013. A two-stage storage routing model for green roof runoff detention, *Novatech 2013* pp: 1-10.
- Voyde, E., E. Fassman, y R. Simcock, 2010. Hydrology of an extensive living roof under sub-tropical climate conditions in Auckland, New Zealand. J. Hydrol 394, 384-395.
- Wang, Z.-H., E. Bou-Zeid, y J.A. Smith, 2013. A coupled energy transport and hydrological model for urban canopies evaluated using a wireless sensor network. *Q. J.R. Meteorol. Soc.* 139, 1643-1657.
- Yang, W.-Yu., D., Li, T. Sun, y G.-H. Ni, 2015. Saturation-excess and infiltration-excess runoff on green roofs. *Ecol. Eng.* 74, 327-336.
- Zhang, S., y Y. Guo, 2013. Analytical probabilistic model for evaluating the hydrologic performance of green roofs. J. Hydrol. Eng. ASCE 18, 19-28.

EVALUACIÓN DE LAS MEDIDAS DE HUMEDAD DE SUELO GENERADAS CON DATOS DISGREGADOS DE SATÉLITE A ESCALA DE PARCELA AGRÍCOLA

M. Fontanet¹, D. Fernández², F. Ferrer¹, G. Rodrigo¹

 ¹ LabFerrer, C/ Ferran el Catòlic, 3, 25200, Cervera. mireia@lab-ferrer.com. www.lab-ferrer.com
 ² Universitat Politècnica de Catalunya, C/ Jordi Girona, 31, 08034 Barcelona. daniel.fernandez.g@upc.edu

RESUMEN. El interés de medir la humedad de suelo a escala de parcela de cultivo mediante teledetección ha aumentado debido a la fácil disponibilidad de los datos y, que a diferencia de los sensores de humedad de suelo, no es necesario dedicar tiempo y dinero a la instalación y mantenimiento en campo. Estas medidas tienen una baja resolución espacial de 40 km. El algoritmo DisPATCh disgrega los valores de humedad de suelo de 40 km a 1 km de resolución. En este trabajo se han comparado medidas de humedad in situ de la parcela con los valores obtenidos con el algoritmo DisPATCh para evaluar en qué escenarios puede estimar correctamente la humedad de suelo a 1 km de resolución. También se ha realizado un estudio geoestadístico mediante variogramas para comprobar que DisPATCh estima la humedad de suelo a la resolución comentada. Los resultados muestran que DisPATCh no es capaz de estimar la humedad de suelo

cuando las condiciones de humedad del área de estudio son distintas a las de la región donde se encuentra.

ABSTRACT. The interest of measuring soil moisture at field scale using remote sensing techniques has increased. Data is readily available and, soil moisture sensors, field installation and maintenance tasks are not required. These measurements have a spatial resolution of 40 km. DisPATCh algorithm disaggregates soil moisture data from 40 km down to 1 km resolution, improving the use fullness of remote data at field scale. In this study, in situ measurements and DisPATCh algorithm values have been compared in order to asses under which scenarios DisPATCh may correctly estimate soil moisture at 1 km resolution. At the same time, a geostatistical analysis using variograms has been computed to determine wether DisPATCh

detects soil moisture variations at 1 km. Results indicated that when the field conditions are different from the region where is placed, DisPATCh cannot estimate correctly soil moisture at 1 km.

1. INTRODUCCIÓN

En agricultura, la humedad de suelo es importante para el manejo, la planificación y programación del riego, es decir, cuando y cuánta agua hay que aplicar en el suelo para garantizar que el cultivo pueda desarrollarse correctamente (Clothier et al.,1993) y de forma eficiente. También es importante para calcular el balance de agua de la parcela y poder definir cada uno de los elementos que lo conforman (drenaje, evapotranspiración, agua disponible...) (Sun et al., 2006).

Cuando se mide la humedad de suelo, hay que definir previamente el objetivo principal del trabajo, los procesos a caracterizar, las propiedades a medir y finalmente el método de medida a utilizar ya que cada uno de ellos tiene un componente de escala que afecta a las medidas finales (van ES et al., 2002). La humedad de suelo tiene una variabilidad espacio-temporal como resultado a la heterogeneidad de las propiedades hidráulicas del suelo, topografía, cobertera del suelo, evapotranspiración y acciones entrópicas del suelo. Dada esta heterogeneidad no siempre es fácil escoger el método de medida y por lo tanto medir la humedad del suelo. Bear (1972) introdujo el concepto de Volumen Elemental Representativo (VER), que se definió como el volumen de suelo más pequeño que puede representar el rango de variaciones a escala microscópica.

Existen distintas técnicas para medir humedad de suelo a diferentes escalas. Las medidas gravimétricas (Gardener 1985) y los sensores de humedad capacitivos (Gardener, 1986), son métodos experimentales que miden la humedad de suelo in situ de la parcela. Actualmente, los sensores de humedad de suelo son el método más extendido para medir humedad de suelo en manejo del riego a escala de parcela (Fares et al., 2006, Thompson et al., 2007, Vallidis et al., 2007). Estos sensores tienen un volumen de medición determinado, que les hace muy útiles para medir procesos a escala puntual, pero en cambio, para obtener la humedad de suelo a escala regional, se necesitan de varias medidas distribuidas espacialmente.

La teledetección, especialmente la radiometría de onda pasiva (Jackson et al., 1996) es capaz de estimar la humedad de superficial del suelo a escala regional. El satélite SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) lanzado en Noviembre 2009 (Kerr et al., 2001), es capaz de estimar la humedad de suelo superficial entre 35 -55 km de resolución con una frecuencia de 3 días (6:00 y 18:00 hora solar). Las estimaciones hechas por SMOS han sido validadas por varias intensivas campañas de campo (Al Bilatr et al., 2012, Delwart et al., 2008) y sus valores han sido utilizadas para aplicaciones hidrológicas y climáticas (Lievens et al., 2015, Wander et al., 2014).

Actualmente el interés de estimar la humedad de suelo mediante técnicas de teledetección a resoluciones más altas que las que ofrece SMOS ha aumentado para aplicaciones agronómicas, ya que de esta forma, se podrían substituir los sensores de humedad, y ahorrar los usuarios las tareas de instalación y mantenimiento de señores. El algoritmo DisPATCh (Dissaggregation base on Physical And Theorical Change) (Merlin et al., 2012) disgrega la humedad superficial del suelo estimada por SMOS a 1 km de resolución. Para ello utiliza los datos de NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) y Temperatura de Suelo (TS) estimados por MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) a 1 km de resolución calculando la Eficiencia de Evaporación del Suelo (EES) (Fig.1). DisPATCh está basado en la EES, asumiendo que cuando EES es alta, hay más humedad del suelo y que la TS es baja, mientras que cuando EES es baja, se traduce que hay menos humedad en el suelo y que la TS es alta (Merlin et al., 2008). EES está relacionada con humedad de suelo a resolución de 40 km utilizando la relación lineal expresada por Budyko (1956) y Manabe (1969)



Fig. 1. Proceso de ejecución del algoritmo DisPATCh.

DisPATCh ha sido validado en zonas homogéneas donde el régimen y escenarios de humedad eran similares en la zona

explorada a gran escala y sin analizar pixeles por separado (Merlin et al., 2012; Merlin, et al., 2015; Malbéteau, et al., 2016; Molero, et al., 2016). Este estudio, se ha llevado a cabo en la zona del Canal Segarra Garrigues, donde las parcelas se están transformando de secano a regadío instalando sistemas de riego. Actualmente son pocos los agricultores que a día de hoy han instalado un sistema de riego en la parcela, y por este motivo, a escala regional, se considera que la región es aún de secano. En el oeste del sistema Segarra -Garrigues, se encuentra la zona del Urgell, donde a diferencia de la anterior, las parcelas de esta zona poseen sistema de riego instalado y se considera que toda la región es de regadío.

La geoestadística permite caracterizar patrones de correlación de una variable determinada (Entin et al., 2000; Mohanty et al., 2000; Liu, 2001; Western et al., 2002). La función más utilizada es el variograma (Yates S.R. et al., 2002), que es usado para estudiar el comportamiento espacial de una variable. Los variogramas están definidos básicamente por la meseta y el rango. La meseta nos indica la máxima variabilidad del variograma coincidiendo con la varianza, mientras que el rango nos indica la distancia donde existe correlación espacial. Diversos autores (Garrigues et al., 2006; Tarnavsky et al., 2007) han mostrado las utilidades de los variogramas para definir y cuantificar la heterogeneidad espacial de variables medidas con teledetección calculando el rango, meseta.

En este trabajo se han comparado datos de humedad de suelo medidos in situ (con el método gravimétrico y con sensores de humedad de suelo) con los datos de humedad superficial del suelo estimados por DisPATCh, para evaluar la viabilidad de si DisPATCh es una buena herramienta para medir la humedad de suelo a escala de campo. También se ha llevado a cabo un estudio geoestadístico usando variogramas de los datos usados por DisPATCh (NDVI y TS) para observar como influencia su variabilidad espacial en el resultado final de DisPATCh.

Los objetivos principales de este trabajo son:

- Comparar los datos de gravimetría de suelo repartidos por toda el área de la parcela, con los datos de los sensores de humedad para determinar, si con algunos puntos de monitorización de la humedad de suelo con sensores, se puede representar la humedad general de la parcela.
- Evaluar si DisPATCh se puede emplear a escala de parcela y determinar en qué escenarios estima correctamente la humedad de suelo.
- Comprobar la resolución espacial de DisPATCh haciendo un estudio geoestadístico con variogramas de losdatos de NDVI y TS empleados por DisPATCh.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

2.1. Área de estudio

El área de estudio se encuentra en el municipio de La Foradada (La Noguera, Lleida). Esta zona se encuentra en el sistema Canal Segarra – Garrigues (Fig. 2).

La parcela de cultivo de La Foradada (1.015 lat, 41.866 lon) tiene una extensión de 20 ha, donde el riego es aplicado por aspersión. En el 2011 la parcela sufrió una nivelación del suelo debido a una concentración parcelaria. La región donde se encuentra la parcela se caracteriza por tener parcelas de cultivo sin sistema de riego y bosques de encinares.



Fig. 2. Situación de la zona de estudio dentro del sistema Segarra – Garrigues.

2.2. Medidas in situ de humedad de suelo

2.2.1. Medidas gravimétricas

Un total de 9 campañas de campo se han realizado para tomar muestras de suelo para medir el contenido gravimétrico de agua de cada muestra de suelo según descrito por Gardener (1986). Se han fijado 101 puntos de muestreo a lo largo de toda el área de la parcela (Fig. 3).



Fig. 3. Puntos de muestreo de gravimetrías.

Las medidas gravimétricas han sido convertidas a unidades volumétricas utilizando la densidad aparente media de la parcela y a continuación se ha obtenido la media aritmética de todas ellas con sus desviaciones estándares.

2.2.2. Sensores humedad de suelo

Se han definido 5 puntos de monitorización (Fig. 4) en continuo de la humedad del suelo con 1 sensor de humedad EC-5 (METER Group, Pullman, WA, USA) instalado a 5 cm de profundidad y conectados a dataloggers EM50G (METER Group, Pullman, WA, USA). El intervalo de lectura fue de 5 minutos, y su precisión es de $\pm 3\%$. Los puntos de monitorización se han definido siguiendo una de las líneas de muestreo gravimétricas y cada uno de ellos representa un sector de riego distinto.



Fig. 4. Puntos de monitorización con sensores de humedad.

Se ha calculado la humedad representativa de toda la parcela utilizando la media ponderada de todos los puntos de monitoreo ya que en función del área de cada sector de riego, cada punto de monitorización tendrá más o menos influencia en la humedad de toda la parcela.

2.3. Estimaciones de humedad por teledetección

2.3.1. Humedad estimada a alta resolución

El algoritmo DisPATCh ha sido ejecutado del 5 de febrero 2016 al 24 de octubre de 2016. Los días nublados que impedían la lectura de los satélites no se han podido ejecutar el algoritmo.

2.3.1. Humedad estimada a baja resolución

Los datos de humedad superficial del suelo a baja resolución estimadas por SMOS se obtuvieron de la página web Earth Online (https://earth.esa.int/web) del 5 de febrero al 24 de octubre de 2016.

2.4. Variogramas experimentales

Los datos de NDVI y TS corresponden a los días 15 de Abril, 15 Junio y 15 Agosto, representando diferentes estados hidrológicos del suelo y de crecimiento del cultivo. Los datos han sido descargados de la página web Google Earth Engine (https://earthengine.google.com).

Los variogramas experimentales han sido calculados (Ec. 1) utilizando el programa SGems (v2.5b) a diferentes direcciones para comprobar la isotropía del variogram. La máxima distancia incluida en el variograma ha sido de 60000 m, donde la zona del sistema Segarra – Garrigues (zona de secano) y la zona del Urgell (zona regada) están incluidas.

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i + h) - Z(x_i)]^2$$
(1)

Los variogramas se ajustaron con los modelos, exponencial (Ec. 2) para el NDVI,

$$\gamma(h) = \sigma^2 \left(1 - exp\left(-\frac{3h}{r} \right) \right) \quad (2)$$

y el esférico (Ec. 3) para la TS.

$$\gamma(h) = \sigma^2 \left(\frac{3h}{2r} - \frac{1}{2} \left(\frac{h}{r}\right)^2\right) \quad \left\{ \begin{array}{c} \text{if } h \le r \\ \sigma^2 \text{ if } h > r \end{array} \right. \tag{3}$$

3. RESULTADOS

3.1. Medidas humedad de suelo

Diferentes escenarios de lluvia y riego son representados por las Figuras 5 y 6 mediante los valores máximos y mínimos diarios medidos por los sensores de humedad, las medias aritméticas de las medidas de gravimetría con sus desviaciones estándares, y los valores de humedad estimados por el algoritmo DisPATCh con sus desviaciones estándares.

Si se comparan las medidas de humedad de suelo generados con las gravimetrías con los máximos y mínimos de los sensores de humedad, se puede observar que las medidas gravimétricas coinciden con la franja definida por los sensores de humedad.

Los datos estimados por DisPATCh con respecto a los valores que ofrecen los sensores de humedad muestran un comportamiento distinto en función del escenario en que se encuentra la zona de estudio. La Figura 4 representa periodos de lluvia generales, y aunque en este caso, los valores estimados por DisPATCh no muestran un valor absoluto similar a los sensores de humedad, sí que muestran la misma dinámica.



Fig. 5. Valores de humedad de suelo en el periodo de lluvias generalizadas.

En la Figura 5 hay representado el periodo de tiempo donde se ha aplicado riego local. Los valores estimados por DisPATCh no detectan el incremento de humedad producido por el riego local, mientras que los sensores de humedad lo han registrado durante todo el periodo.



Fig. 6. Valores de humedad de suelo en el periodo de riego localizado.

En la Figura 7 se han correlacionado las estimaciones de humedad de SMOS con

las generadas con el algoritmo DisPATCh. Se puede observar que ambos valores tienen una correlación de un R^2 de 0,7841 y una pendiente de 1,01.



Fig. 7. Valores de humedad estimados por DisPATCh y SMOS durante el periodo de lluvias generalizadas.

3.2. Variogramas

Al analizar los variogramas que representan el NDVI (Fig. 8), se observa que el mes donde hay más variabilidad es en el mes de Abril con una meseta de 0,034, mientras que en los meses de Junio y Agosto la variabilidad es similar, siendo de 0,019 y 0,021 respectivamente (Tabla 1). Referete a la continuidad espacial, representados por el rango, ambos meses presentan valores semejantes. Los variogramas que representan los meses de Junio y Agosto, presentan un efecto hueco (Pyrcz et al., 2003), mientras que en el mes de Abril este efecto es inexistente.

 Tabla 1. Parámetros de los variogramas de NDVI

 de Abril, Junio y Agosto.

NDVI			
	Modelo	Meseta	Rango (km)
Abril	Exponencial	0,034	34
Junio	Exponencial	0,019	34
Agosto	Exponencial	0,021	38



Fig.8. Variogramas NDVI que representan el mes de Abril, Junio y Agosto.

Los variogramas de TS (Fig. 9) presentan una máxima variación en Agosto, siendo de 18, mientras que en el mes de Abril es cuando existe una mínima variación de 8,4 (Tabla 2). Los rangos varían entre meses. El efecto hueco se vuelve a observar en los variogramas de Junio y Agosto.



Fig. 9.Variogramas TS que representan el mes de Abril, Junio y Agosto.

Tabla2. Parámetros de los variogramas del TS de Abril, Junio y Agosto.

TS						
	Modelo	Meseta	Rango (km)			
Abril	Esférico	8,4	46			
Junio	Esférico	10,5	24			
Agosto	Esférico	18	33			

4. DISCUSIÓN

4.1. Medidas humedad de suelo

Los valores absolutos de las medidas gravimétricas y de los máximos y mínimos

de los sensores de humedad, muestran que los 5 puntos de monitoreo de los sensores de humedad son representativos de toda el área de la parcela de cultivo y que representan la posible variabilidad espacial existente en la parcela.

En los valores estimados por DisPATCh se observa una influencia de las condiciones de la región donde se encuentra la parcela, ya que, cuando hay lluvias generalizadas en la zona, la dinámica de humedad de los valores estimados v medidos son parecidos, mientras que cuando hay riego localizado en la parcela de cultivo, pero no lo hay en el resto de la región, los valores estimados y medidos son muy dispares. Esta observación también se aprecia en los valores sin disgregar que ofrece SMOS, que son muy similares a los datos disgregados por DisPATCh, es decir, no existen grandes diferencias antes y después de la disgregación.

4.2. Variogramas

El variograma de NDVI en Abril, presenta su máxima variabilidad dado a las diferencias de crecimiento del cultivo que hay en la zona. Los variogramas de Junio y Agosto, tienen menos variación dada a que no hay crecimiento del cultivo en Junio, y que en Agosto el cultivo ya está desarrollado en todo el territorio. Los rangos muestran correlaciones espaciales mucho más grandes que 1 km, es por esta razón, que variaciones de 1 km no van a ser detectadas por las medidas de NDVI. Los efectos hueco de Junio y Agosto están asociados a las dos zonas incluidas en el variograma (Urgell y Segarra - Garrigues), ya que en estos meses tienen valores de NDVI muy diferenciados. En Abril este efecto es inexistente dado a la homogeneidad que tienen ambas zonas.

La variación que presentan los variogramas de TS coincide en la aplicación de riego en las zonas comprendidas en ellos. Cuando hay máxima variabilidad en Agosto, coincide en que toda la zona del Urgell se aplica riego, mientras que en el sistema Segarra - Garrigues la gran mayoría de parcelas no aplican riego, traduciendo este hecho a una zona con bajas temperaturas y la otra con altas temperaturas. En Abril que es cuando hay menos variabilidad, se puede atribuir por la presencia de lluvias generalizadas que hacen que la TS sea más homogénea. Los rangos aunque muestran una correlación espacial más pequeña que en los variogramas de NDVI, estos son más grandes que 1 km. Es decir, variaciones más pequeñas que los rangos de TS no van a ser detectados. Por lo que hace a los efectos huecos en los variogramas de TS, en Junio y Agosto está presente dada a que en la zona del Urgell el riego está extendido por toda la zona, mientras que en la zona de Segarra - Garrigues, el riego solamente es puntual en pocas parcelas. En Abril, el efecto hueco es inexistente ya que las lluvias generalizadas provoca que las dos zonas sean más homogéneas.

5. CONCLUSIONES

Se ha observado que los sensores de humedad de suelo pueden representar la humedad del suelo de una parcela de cultivo si se instalan con una correcta distribución espacial.

Se ha demostrado que DisPATCh no puede detectar la humedad a nivel de par-

cela si esta está situada en una zona donde las condiciones de humedad externas son muy distintas a las que existen en ella. Esto es debido a la continuidad espacial que ofrecen las medidas de NDVI y TS de MODIS siendo más grandes que 1 km afectando a la resolución espacial final de DisPATCh.

DisPATCh, por el momento, no puede substituir los sensores de humedad de suelo para estimar la humedad de suelo a nivel de parcela de cultivo.

Agradecimientos. Quiero agradecer a las personas colaboradoras del proyecto Marie Curie REC para la cesión de los datos, así como el personal de ASG para ceder la parcela de La Foradada como parcela experimental.

6. BIBLIOGRAFÍA

- Al Bitar, A., Leroux, D. J., Kerr, Y. H., Merlin, O., Richaume, P., Sahoo, A., & Wood, E. F. (2012). Evaluation of SMOS soil moisture products Over Continental U.S. using the SCAN/ SNOTEL network. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 50(5),1572– 1586.
- Bear, J. 1972. Dynamics of fkuids in porous media. *Elseiver, New York.*
- Budyko, M.I. (1956) Heat balance from the Aquarius/SAC-D satellite: description and initial assessment. *IEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 12(5), 923-927.
- Clothier, B.E., Green, S.R., 1993. Rootzone Processes and the efficient use of irrigation water. Agricultural Water Management 25 (1994) 1-12
- Delwart, S., Bouzinac, C., Wursteisen, P., Berger, M., Drinkwater, M., Martín-Neira, M., Kerr, Y. H. (2008). SMOS validation and the COSMOS campaigns. *IEEE Transactions on Geoscience* and Remote Sensing, 46(63), 695–703. http:// dx.doi.org/10.1109/TGRS.2007.914811.

- Entekhabi, D., 1995. Recent advances in land- atmosphere interactions research. *Rev. Geophys*, *33 (S2)*.
- Entin, J.K., Robock, A., Vinnikov, K.Y., Hollinger, S.E., Liu, S.X., Namkhai, A., 2000. Temporal and spatial scales of observed soil 132 A.W. Western et al. / Journal of Hydrology 286 (2004) 113–134 moisture variations in the extratropics. Journal of Geophysical Research—Atmospheres 105 (D9), 11865–11877.
- Gardner, W., 1986. Water content. In: A. Klute (Editor), Methods of Soil Analysis. Part 4. Physical Methods. American Society of Agronomy, Inc., Madison, WI,
- Garrigues, S., Allard, D., Baret, F., WeisInfluence, M., 2006. Influence of landscape spatial heterogeneity on the non-linear estimation of leaf area index from moderate spatial resolution remote sensing data. *Remote Sensing of Environment* 105 (2006) 286–298
- Jackson, T.j., Schmugge, J., Engman, E.T., 1996. Remote sensing applications to hydrology: soil moisture. *Hydrological Sciences Journal 41 (4)*, 517-530
- Kerr, Y. H., Waldteufel, P., Wigneron, J. -P., Martinuzzi, J. M., Font, J., & Berger, M. (2001). Soil moisture retrieval from space: the soil moisture and ocean salinity (SMOS) mission. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39(8), 1729–1735. <u>http://dx</u>. doi.org/10.1109/36.942551.
- Lievens, H., Tomer, S. K., Al Bitar, A., De Lannoy, G. J. M., Drusch, M., Dumedah, G., Pauwels, V. R. N. (2015). SMOS soil moisture assimilation for improved hydrologic simulation in the Murray Darling Basin, Australia. *Remote Sensing of Environment*, 168, 146–162. <u>http://</u> <u>dx.doi.org/10.1016/j.rse.2015.06.025</u>.
- Liu, S.X., 2001. Spatial variation of soil moisture in China: geostatistical characterization. Journal of the Meteorological Society of Japan 79 (1B), 555–574.
- O. Merlin, J.P. Walker, A. Chehbouni, Yann Kerr. Towards deterministic downscaling of SMOS soil moisture using MODIS derived soil evaporative efficiency. *Remote Sensing* of Environment, Elsevier, 2008, 112 (10), pp.3935-3946.
- Manabe, S. (1969). Climate and the ocean circulation. The atmospheric circulation and the hydrologyof the Earth's surface. Monthly Weather Review, 97(11), 739-774

- Merlin, O, Christoph R"udiger, Ahmad Al Bitar, Philippe Richaume, Jeffrey Walker, et al. 2012. Disaggregation of SMOS soil moisture in southeastern Australia. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Institute of Electrical and Electronics Engineers, 2012, 50* (5), pp.1556-1571.
- Mohanty, B.P., Famiglietti, J.S., Skaggs, T.H., 2000. Evolution of soil moisture spatial structure in a mixed vegetation pixel during the Southern Great Plains 1997 (SGP97) hydrology experiment. Water Resources Research 36 (12), 3675–3686
- Pyrcs, M. J., Deutsch, C. V., 2003. The Whole Story on the Hole Effect. *Geostatistical Association of Australasia, Newsletter*
- Sun, H.Y., Liu, C.H., Zhang a, X. Y., Shen, Y. J., Zhang, Y. Q., 2006. Effects of irrigation on water balance, yield and WUE of winter wheat in the North China Plain. Agricultural water management 85 (2006) 211–218
- Thompson, R.B., Gallardo, M., Valdez., L.C., Fernandez, M.D. 2007. Determinationof lowerlimits for irrigation management using in situ assessments of apparent crop water uptake made with volumetric soil water content sensors.

- Van ES, H., Warrick, A. 2002. Methods of Soil Analysis. Chap 1. pp8
- Vellidis, G., Tucker. M., Perry, C., Kvein, C., 2007. A real time sensor array for scheaduling irrigation. Agronomy Monographs No. 9, pp. 422-423.
- Wanders, N., Bierkens, M., de Jong, S. M., de Roo, A., & Karssenberg, D. (2014). The benefits of using remotely sensed soil moisture in parameter identification of large-scale hydrological models. *Water Resources Research*, 50(8), 6874–6891. <u>http://dx.doi. org/10.1002/2013WR014639</u>.
- Western, A.W., Grayson, R.B., Blo"schl, G., 2002. Scaling of soil moisture: a hydrologic perspective. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 205, 20–37.
- Yates, S.R., A.W. Warrick 2002. Geostatistics, p, 81 – 118, In J.H. Dance and G.C. Topp (eds) Methods of soil analysis Part 4, 3rd edn, Chapter 1, Soil sampling and statistical procedures. Soil Science Society of America, Madison, WI.

ESTUDIO ISOTÓPICO DEL AGUA EN LOS FLUJOS HÍDRICOS DE UN BOSQUE DE LAURISILVA

J.C. Guerra¹, C.M. Regalado², A. Ritter¹, I. Iribarren¹, R. Marrero³, R. Poncela⁴, M.T. Arencibia¹, E. Skupien⁴, A. Socorro², M. León¹

 ¹Universidad de La Laguna, Grupo de Investigación en Hidrometeorología –GRIHM-, Avda. Astrofísico Francisco Sánchez s/n, La Laguna 38271 Tenerife,
 e-mail: jcguerra@ull.edu.es, aritter@ull.edu.es, iiribarr@ull.edu.es, rponcela@gmail.com, mtarenci@ull.edu.es, ELZBIETASKUPIEN@telefonica.net, mlglez@ull.edu.es
 ²Instituto Canario Inv. Agrarias (ICIA), Dpto. Suelos y Riegos, Apdo. 60 La Laguna, 38200 Tenerife, cregalad@icia.es.
 ³Laboratorio Nacional de Energia e Geologia – LNEG I.P., Bairro do Zambujal, Alfragide,

2610-999 (Amadora, Portugal). rayco.diaz@lneg.pt

⁴Hidrogeólogo consultor, colaborador del Grupo GRIHM, C/Moreiba 2, 38111 Santa Cruz de Tenerife, e-mail: rponcela@gmail.com , elzbietaskupien@telefonica.net

RESUMEN. La hidrología isotópica proporciona una nueva dimensión al conocimiento de los procesos que tienen lugar en el ciclo hidrológico, lo que la ha convertido en una herramienta muy versátil para el estudio de los flujos de agua en los bosques nublados. En este trabajo hemos hecho uso de estas técnicas para analizar los flujos hídricos en un bosque de brezal de tejo del Parque Rural del Macizo de Anaga (Tenerife), centrándonos en el papel que desempeña la niebla y la vegetación. Los resultados de tres años de datos isotópicos de muestras de precipitación, niebla, goteo de la cubierta vegetal, solución de suelo y aguas subterráneas, revelan la similitud de las firmas isotópicas de la precipitación y del agua de niebla y las diferencias con respecto al goteo del bosque, poniendo de manifiesto la importancia del papel que desempeña, desde el punto de vista isotópico, la vegetación. El agua extraída del perfil de suelo muestra en promedio enriquecimiento como consecuencia de procesos de evaporación, que se reflejan además en sus perfiles verticales en los que aparece una capa superficial controlada por la evaporación y una capa inferior donde la concentración isotópica va disminuyendo con la profundidad. La semejanza de la composición isotópica del agua subterránea con el agua de goteo pone de relieve la participación de la vegetación en el agua que se infiltra y que la misma no se ve afectada por procesos de fraccionamiento isotópico.

ABSTRACT. Isotopic hydrology provides an extra quantitative dimension in water balance in some ecosystem, which has become a versatile tool for the study of water flows in cloud forests. In this work, we have used these techniques to analyze water flows in a brezal de tejo forest of Tenerife (canaries), focusing on the role played by the fog and vegetation. The results of three years of isotope data from samples of precipitation, fog, drip cover, soil solution and groundwater, revealed the similarity of the isotopic signatures of precipitation and mist water and the differences with respect to drip, highlighting the role of vegetation from the isotopic point of view. The water extracted from the soil profile shows an enrichment due to evaporation processes. The evaporation effects are also reflected in its vertical profiles in which a surface layer is controlled by evaporation and a lower layer where the isotopic concentration decreases with depth. The similarity of the isotopic composition of the groundwater with the dripping water highlights the participation of the vegetation in the water that infiltrates and that it is not affected by isotopic fractionation processes.

1. INTRODUCCIÓN

Los bosques nublados (CF, "Cloud Forest") constituyen uno de los ecosistemas más biodiversos del planeta y se extienden por unos 60 países alrededor del globo (Fig. 1). Deben su nombre a la presencia casi constante de niebla, lo que les confiere unas características especiales desde el punto de vista meteorológico, hidrológico, biológico y climático. La importancia de la niebla en este tipo de bosques es un hecho que ha sido reconocido desde hace décadas (Nagel, 1956; Zadroga, 1981; Bruijnzeel, 2001; DeLay y Giambelluca, 2010). Sin embargo la hidrología de estos ecosistemas, y fundamentalmente el papel que desempeña la niebla, su interceptación y consecuente precipitación e incorporación al suelo es todavía objeto de controversia.



Fig.1. Distribución de los bosques nublados en la Tierra y localización de Canarias dentro de la región Macaronésica. Fuente: Sonia Murillo Perales File: Cloud forest world distribution.jpg - Commons File:Cloud forest world distribution.jpg, CC BY 3.0.

En las islas Canarias occidentales, así como en otras islas Macaronésicas de la región subtropical, se conservan importantes bosques relictos de laurisilva y fayal-brezal asociados a nieblas casi permanentes de tipo orográfico. Éstas tienen su origen en el manto de estratocúmulos situado entre los 800 y 1800 metros s.n.m., resultado de la inversión térmica generada por la subsidencia de la rama descendente de la célula de circulación general de Hadley (Guerra et al., 2007; Carrillo et al., 2016). La frecuente presencia de nubes bajas y el presumible goteo bajo la cubierta, debido a la interceptación de las microgotas de niebla por parte de las hojas céreas de árboles y el escurrido de epífitos, ha llevado a diferentes autores a postular que la "precipitación horizontal" supone un aporte significativo de agua en este tipo de bosques macaronésicos, contribuyendo además a la recarga de los acuíferos. Dicha afirmación, sin embargo, está basada en medidas con importantes limitaciones metodológicas, por lo que puede considerarse que este fenómeno no ha sido confirmado hasta la fecha de forma inequívoca (Regalado y Ritter, 2010a; Regalado y Ritter, 2013; Ritter y Regalado, 2013). Es más, algunos trabajos tan antiguos como las detalladas medidas realizadas por Kämmer (1974) en los bosques de laurisilva de Anaga en Tenerife, ya indicaban en la dirección opuesta.

Los isótopos estables del agua (²H y ¹⁸O) se han convertido en las últimas décadas en una herramienta muy importante para rastrear el flujo del agua dentro del ciclo hidrológico, tanto a escala global en la parte atmosférica y terrestre (Aggarwal et al., 2005), como a nivel de los distintos tejidos vegetales, goteo bajo la vegetación, zona no saturada, acuífero, flujo superficial, etc. (Aravena et al., 1989; Barnes y Allison, 1983; Barnes y Turner 1988; Ingraham y Matthew, 1995; Scholl et al., 2003; Lee et al., 2007). Por este motivo su aplicación al estudio de la hidrología de los bosques nublados está tomando gran relevancia como alternativa para estimar el destino del agua de niebla y de lluvia, su seguimiento a través de la ZNS y su aportación a la infiltración eficaz (Scholl et al., 2011). Las concentraciones de las especies isotópicas ¹⁸O y ²H son muy bajas, por lo que éstas se expresan como variaciones relativas de las razones isotópicas con respecto a un patrón internacional, que es el Viena-Standard Mean Ocean Water (V-SMOW). La notación resultante es conocida como delta (δ) en partes por mil (‰), la cual se calcula según:

$$\delta_{\text{muestra}} = \frac{R_{\text{muestra}} - R_{\text{VSMOW}}}{R_{\text{VSMOW}}} 1000$$

siendo R la relación entre el isótopo pesado respecto al ligero ($R=^{18}O/^{16}O$; $R=^{2}H/H$) de la muestra ($R_{muestra}$) o del Promedio Estándar de Agua de Océano de Viena (R_{vsMOW}).

Al valor δ del agua en un reservorio (por ejemplo, agua de lluvia, niebla, agua de una planta, etc.) se le denomina *firma isotópica*. Las diferencias de masa de las especies isotópicas hacen que los isótopos pesados y ligeros se comporten de manera diferente durante las reacciones físicas y químicas. Cuando esto ocurre, las firmas isotópicas de las aguas cambian y a este proceso se le denomina *fraccionamiento*.

La mayoría de los estudios realizados sobre la composición isotópica de la niebla encuentran que ésta está enriquecida en comparación con la precipitación en la misma zona, indicando los distintos procesos climáticos que las originan (Gonfiantini y Longinelli, 1962; Aravena et al., 1989; Ingraham and Matthews, 1995; Dawson y Vidiella, 1998). Las mayores diferencias se han observado cuando la lluvia procede de tormentas de escala sinóptica y las nieblas son de radiación o de advección. Las menores diferencias se encuentran cuando la niebla es de origen orográfico. En este último caso muchos de los estudios no encuentran diferencias significativas en las firmas isotópicas de la niebla respecto de la precipitación (Linde et al., 2001; Burkard, 2003; Scholl et al., 2007; Schmid et al., 2010).

En las fuentes de agua dulce del planeta se ha encontrado que existe una relación entre δ^2 H y δ^{18} O, descrita por la ecuación δ^2 H=8 δ^{18} O+10 (Craig, 1961) y adaptada posteriormente por Rozanski (Rozanski et al., 1992) como δ^2 H=8.13 δ^{18} O+10.8, conocida como Línea Meteórica Mundial (LMM). Las diferencias entre la LMM tomada como referencia respecto a las calculadas para cada región de estudio (Línea Meteórica Local -LML-) informan de los procesos locales que afectarán a las aguas meteóricas, superficiales y subterráneas. Así por ejemplo, en condiciones de no equilibrio termodinámico, como ocurre con la evaporación, se origina un enriquecimiento preferencial del ¹⁸O dando valores de esa pendiente inferiores a 8. Es común encontrar aguas sometidas a evaporación desde una superficie libre que se alinean en un diagrama ¹⁸O-D según una pendiente comprendida entre 4 y 6. Cuando la evaporación se produce desde el terreno, por evaporación directa durante la infiltración por la zona no saturada o por evaporación freática a través de la vegetación, la pendiente de la recta es menor de 4. Por otro lado, en regiones áridas las líneas meteóricas obtenidas están por encima de la LMM dando valores de exceso de deuterio superiores a 10.

Las técnicas isotópicas aplicadas al estudio de la zona no saturada (ZNS) han demostrado ser una herramienta muy útil para conseguir información acerca de los flujos de agua en el suelo relacionados con procesos tales como evaporación desde el suelo y desde las aguas subterráneas poco profundas; recarga del agua subterránea; origen del agua que utilizan las plantas y procesos de transpiración; etc. El contenido isotópico del agua del suelo ha sido relativamente bien estudiado en las últimas décadas demostrando que su composición varía como consecuencia de los cambios en la composición isotópica de los aportes (precipitación, niebla, etc.) y de los procesos de evaporación principalmente. Algunos experimentos llevados a cabo por Zimmerman et al., (1967) mostraron ya desde un principio la existencia de un gradiente isotópico con enriquecimiento en la parte superficial y un decrecimiento exponencial con la profundidad. En algunos perfiles de campo se encuentran máximos a una determinada profundidad que pueden explicarse mediante un balance entre el flujo descendente de difusión y el flujo de evaporación ascendente (Barnes y Allison, 1983).

El objetivo de este trabajo es determinar, mediante técnicas isotópicas, el destino y reparto de los distintos aportes de agua (lluvia y niebla) en un bosque de brezal de tejo con especial atención al papel que puede desempeñar la vegetación en todo este proceso. Para ello se ha evaluado la composición en isótopos estables, ¹⁸O y ²H, del agua de niebla, de la precipitación, del goteo que se produce bajo cubierta, del agua de un perfil de suelo y de aguas subterráneas.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1. Área de estudio

El área de estudio se localiza en el macizo de Anaga, situado en el extremo noreste de la isla de Tenerife y junto a la montaña de la Cruz de Taborno, que representa el emplazamiento más elevado dentro del Parque Rural de Anaga (Fig.2), con una altura de 1015 m.s.n.m. La estación experimental está ubicada en las instalaciones que la Agencia Española de Navegación Aérea (ENAIRE) gestiona en dicho lugar y dónde se localiza uno de los radares de apoyo a la navegación aérea existentes en las islas Canarias (X: 375 832 m Y: 3 157 237 m; 28N R zona; WGS84). La vegetación de la zona es de tipo brezal de tejo con abundantes líquenes epífitos como marca de dicha exposición a la niebla. Los suelos son de origen volcánico.



Fig. 2. Ubicación del sitio de estudio en el macizo de Anaga (Tenerife).

2.2. Medidas micrometeorológicas

Se registraron datos micrometeorológicos minutales, medidos sobre una torre de 7 m de altura, v almacenados como medias o totales cada cuarto de hora en un registrador de datos Combilog (Up GmbH, Cottbus, Alemania), e instrumentada con los siguientes equipos: temperatura y humedad relativa (termohigrómetro HMP45C, Campbell Scientific Ltd., Lougborough, Reino Unido); radiación global (piranómetro SKS 1110, Skye Instruments Ltd., Powys, Reino Unido); dirección (veleta W200P, Campbell Scientific Ltd., EE. UU.) y velocidades de viento (anemómetro A100R, Campbell Scientific Ltd.); precipitación (pluviómetro Rain-O-Matic Professional. 0.2 mm resolución: Pronamic Bekhøi International Trading Engineering Co. Ltd., Dinamarca); visibilímetro (CS120, Campbell Scientific Spain, S.L, Barcelona).

2.3. Toma de muestras de agua para análisis isotópico

La recogida de agua de niebla se realiza mediante un captador activo (NES 215, Eigenbrodt GmbH, Alemania). Este sistema esta automatizado de forma que se activa cuando los valores de visibilidad (VIS) debidos a la niebla estén por debajo de un parámetro que de forma estimativa se ha calculado para recoger una cantidad apreciable de agua de niebla (VIS < 1000 m). Este sistema activo de recogida de agua de niebla reduce el tiempo total del proceso de captación y almacenamiento con respecto a los captadores pasivos, lo que previene de posibles efectos de evaporación y/o condensaciones del vapor que den lugar a procesos de fraccionamiento isotópico en las muestras.

Igualmente un pluviómetro totalizador, que se derivó mediante una manguera a una botella plástica de 5 L, sirve para recoger muestras de lluvia para su análisis isotópico. En ambos casos (niebla y lluvia) se minimiza la posible evaporación desde los recipientes de recogida añadiendo un sobrenadante de vaselina líquida. Las muestras de lluvia corresponden a eventos de precipitación, por lo que la frecuencia de recogida dependerá de la duración de tales eventos. Las muestras de agua de niebla se recogen con una periodicidad quincenal.

Las muestras de agua de goteo se recogen en botellas plásticas, mediante un embudo colector conectado en la boca, en los que se ha puesto una película de vaselina para evitar la evaporación. Se han distribuido en varios puntos bajo la cubierta vegetal y se han mezclado con el fin de aumentar la representatividad de la medida conocida la heterogeneidad del proceso de goteo bajo cubierta.



Fig. 3. Zanja de estudio donde se muestran las sondas TDR y extractores Rhizon insertados en el perfil de suelo.

Un desafío metodológico importante para el uso de isótopos estables en la ZNS es la dificultad de extraer el agua del suelo para su posterior análisis en el laboratorio sin alterar su composición isotópica. La razón principal de esta dificultad es que muchos de los métodos más comúnmente utilizados para extraer agua del suelo se basan en cambios de fase (evaporación y condensación durante la destilación), que conllevan el riesgo de fraccionamiento no intencionado. Por esta razón, para la recogida de solución de suelo, hemos utilizado extractores Rhizon (Rhizosphere Research Products, Holanda) insertados a 5 profundidades (10, 20, 30, 40, 60 cm, Fig.3) ya que este proceso de extracción no altera el contenido isotópico de las muestras de agua (Swistock et al., 1989). Los extractores Rhizon están fabricados a base de un cilíndrico hueco de 10 cm de longitud (Ø=2.5 mm) de un polímero orgánico poroso (diámetro medio de poro 0.1 µm y máx. 0.2 μm). Se aplica una succión inicial de 70 kPa sobre el Rhizon, mediante una bomba de vacío, y la solución de suelo así extraída se recoge en botellas de vidrio de 125 mL.

Las muestras de aguas subterráneas se han recogido en 7 puntos (manantiales, galerías y pozos) en las proximidades de la estación de medida, de manera que se represente el ámbito local y altitudinal a lo largo de los sistemas de flujo subterráneo.

2.4. Determinación del contenido de humedad de suelo

El contenido volumétrico de agua en el perfil de suelo se determinó mediante 8 sondas TDR Trime-EZ (Imko GmbH, Ettlingen, Alemania). Éstas cuentan con dos varillas de 16 cm de longitud separadas entre sí 4 cm, por lo que las sondas miden el contenido de humedad en un volumen de suelo de aproximadamente 700 cm³. Los TDR se insertaron horizontalmente a 10, 15, 25, 35, 45 y 80 cm de profundidad. Se tomaron lecturas de humedad de suelo con una frecuencia de 1/15 minutos y se almacenaron cada hora como medias en un registrador de datos Combilog (Up GmbH, Cottbus, Alemania).

2.5. Análisis isotópico

Los análisis isotópicos de las muestras de agua de precipitación y niebla se realizan en el Laboratorio de Hidrología Isotópica de la AIEA (Agencia Internacional de la Energía Atómica, Viena) siguiendo métodos estándares establecidos, dentro del proyecto GNIP (Global Network for Isotopes in Precipitation). Las muestras de agua de goteo, solución de suelo y aguas subterráneas se han llevado a cabo en los laboratorios de Análisis Isotópico del CEDEX (Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas) donde el contenido en isótopos estables (¹⁸O y ²H) de las muestras de agua se determina mediante un espectrómetro de Masas Ligeras (IRMS) de doble entrada, Delta Plus Advantage, y mediante un espectrómetro láser (CRDS) Picarro L1102-i.

3. Resultados

3.1. Composición isotópica de las fuentes. Firmas isotópicas

En este trabajo se han recogido y analizado aproximadamente 200 muestras de precipitación, niebla, agua de goteo, agua de suelo y agua subterránea. La composición isotópica promedio y otros parámetros estadísticos se muestran en la Fig. 4 v Tabla 1. La característica más destacada de estos resultados es sin duda la semejanza entre de la composición isotópica promedio de la precipitación y la niebla, de forma muy parecida a los resultados encontrados en algunos estudios isotópicos con nieblas de tipo orográfico (Scholl et al., 2011). Este hecho nos obligará a analizar con cierto detalle algunas otras características de sus firmas isotópicas que nos puedan avudar a obtener información sobre la contribución de ambas fuentes al goteo, humedad del suelo e infiltración. En lo que respecta al exceso de deuterio vemos que es ligeramente menor en el caso de la lluvia, lo que apunta al hecho del diferente origen de las masas de aire húmedo que generan ambos tipos de aguas meteóricas



Fig. 4. Valores de composición isotópica (δ18Ο, δD y d=exceso de deuterio) de las distintas fuentes de agua analizadas.

El agua de goteo presenta valores ligeramente empobrecidos con respecto a la niebla y a la precipitación. Esto indica que esta agua no puede ser únicamente el resultado de un proceso sencillo de mezcla de precipitación y niebla, que podría resolverse con buena aproximación a partir de un modelo de balance de masas ($\delta_{mezcla} = -f_1 \delta_1 + f_2 \delta_2$, donde f_i corresponde con las contribuciones fraccionales de la mezcla y δ_i con las composiciones isotópicas de cada una de las componentes), lo que pone de manifiesto que la interceptación por parte de la vegetación y posterior goteo deben generar fraccionamientos a partir de procesos de reciclado de humedad (Machavaram and Krishnamurthy, 1995) que modifican la composición isotópica del agua que llega al suelo y posteriormente se infiltra (Brodersen et al., 2000).

Además se podría pensar que el efecto de la vegetación sería únicamente el de favorecer la evaporación en el proceso de interceptación, pero ello contribuiría a enriquecer la fracción líquida que llega al suelo (se evaporan los más ligeros y la fracción líquida se enriquece en pesados) y se observa todo lo contrario. Este resultado, que se refleja también en los altos valores encontrados para el exceso de deuterio a tenor de que estos procesos de fraccionamiento en equilibrio son mayores para el ²H que para el¹⁸O, es de gran importancia en aquellos estudios fisiológicos e hidrogeológicos que toman generalmente como fracción de agua de entrada al agua de precipitación y/o niebla.

El agua de suelo está muy enriquecida, como sería esperable, debido a la evaporación de las capas más superficiales de la zona no saturada, aunque presenta variaciones importantes con la profundidad como veremos posteriormente.

La composición isotópica de las aguas subterráneas se asemeja más al agua de goteo que a la de la lluvia o de la niebla, poniendo de manifiesto que la infiltración está controlada o influenciada de alguna forma por la presencia de la vegetación, que modifica el contenido isotópico de la fracción de agua que llega al suelo y se infiltra. Este resultado es sumamente importante y demuestra que en los estudios hidrogeológicos las firmas isotópicas de la fracción de entrada deberían ser las del goteo y no las de la lluvia o niebla.

En la Tabla 1, que recoge los valores extremos y algunos estadísticos de las

muestras de agua analizadas en el periodo de estudio, se puede observar la variabilidad esperada de las distintas muestras de agua atendiendo a las dimensiones meteorológicas del proceso que la genera. Así es notable la variabilidad asociada a procesos de gran escala (mesoescala), como los que genera la lluvia o la niebla, en los que se ha registrado una variación de más de 5‰ para el δ^{18} O y más de 49‰ para δ^{2} H en lluvia y más de un 8‰ para el δ^{18} O y de un 41‰ para δ^{2} H en la niebla.

Tabla 1. Valores estadísticos de la composición isotópica de las distintas muestras analizadas (Max: valor máximo; Min: valor mínimo; Med; Mediana; Per10: percentil 10; Per90:percentil 90).

	Lluvia	Niebla	Goteo	Suelo	Subterránea
$\delta^{\scriptscriptstyle 18}O$					
Max ‰	-1.68	-0.71	-2.66	-1.17	-3.61
Min ‰	-7.27	-9.02	-8.04	-4.35	-3.94
Med. ‰	-2.90	-2.73	-3.51	-3.00	-3.83
Per10 ‰	-5.28	-6.13	-6.12	-3.95	-3.94
Per90 ‰	-2.15	-1.79	-2.87	-1.72	-3.61
δD					
Max ‰	1.95	3.43	1.00	3.40	-9.70
Min ‰	-47.57	-37.76	-52.60	-14.50	-12.30
Med ‰	-6.91	-4.55	-6.70	-5.90	-10.30
Per10 ‰	-21.57	-29.24	-26.90	-9.50	-12.30
Per90 ‰	-1.98	2.00	-1.00	-0.40	-9.70

En procesos de escala más reducida, como los asociados con el agua del suelo o el agua subterránea, la variabilidad isotópica es mucho menor, con valores de 3‰ para el δ^{18} O y más de 17‰ para δ^{2} H en agua de suelo y de 0.3 ‰ para el δ^{18} O y más de 2.6‰ para δ^{2} H en galerías.

La precipitación presenta sus valores máximos, lluvias más enriquecidas en isótopos pesados, en los meses correspondientes a la época estival (junio y julio principalmente ya que en agosto son muy raras las precipitaciones) y los valores mínimos en los meses de invierno. Para el caso de la niebla se observan también los máximos en verano y valores muy bajos, $\delta^{18}O=-35,77\%$ y $\delta^{2}H=-9,023\%$, también en la época estival, no mostrando variación estacional definida. El agua de goteo presenta sus valores más bajos en los meses de invierno y sus valores máximos en otoño o primavera.

3.2. Líneas meteóricas

La región subtropical donde se encuentra Canarias presenta generalmente valores isotópicos de aguas meteóricas situados a la izquierda de la LMM, consecuencia de las condiciones climáticas de la región fuente donde se origina el vapor que genera precipitación sobre las islas. En la Fig. 5 se representan las líneas meteóricas de la precipitación, la niebla y el agua de goteo que se produce bajo la cubierta vegetal. La mayoría de los valores se sitúan por encima de $\delta^{18}O = -5\%$ y $\delta^{2}H = -20\%$ con una alta variabilidad para valores más negativos que se corresponderán con episodios meteorológicos atípicos en los que las condiciones climáticas normales se ven alteradas y por tanto sus marcas isotópicas mostrarán valores diferentes.

Como podemos observar la precipitación se ajusta bastante bien a los valores obtenidos en estudios previos realizados en Canarias (Custodio, 1988; Custodio

y Manzano, 2000; Sanz, 2005, Marrero, 2010; Sosa et al., 2011) con pendientes próximas a 7 y exceso de deuterio de 13. La niebla, que corresponde a los primeros estadios de condensación del vapor de agua en las masas de aire que son elevadas por la pendiente de la isla, presentan valores ligeramente enriquecidos, aunque no se observan las marcadas diferencias que se documentan en otros estudios comparativos de ambas fuentes en condiciones similares (Prada et al., 2015; Scholl et al., 2003). La línea meteórica para la niebla (LMLN) muestra una pendiente algo inferior al caso de la lluvia v un exceso de deuterio también menor. Estas diferencias en la pendiente y ordenada en el origen podrían ser debidas a diversos fenómenos: (i) a la existencia de procesos de fraccionamiento isotópico en la niebla, ya que el menor diámetro de las gotas de la niebla (del orden de 10-50 micras) favorecerá los efectos de evaporación con respecto a las gotas de lluvia (del orden de milímetros) (Scholl et al. 2011); (ii) a un origen diferente de las masas de aire responsables de ambos tipos de precipitación, siendo los valores menores correspondiente al agua de niebla indicativos de fuentes situadas sobre el Atlántico más cercano a Canarias (Pfahl y Sodemann, 2014) o incluso procedentes del vapor condensado generado localmente sobre el bosque en procesos de evapotranspiración.

Las diferencias encontradas en el agua de goteo y que comentamos en el apartado anterior, también se reflejan en su línea meteórica. Como puede verse en la Fig.5, los valores de la composición isotópica del goteo están más empobrecidos que los correspondientes a la lluvia y la niebla, situándose generalmente más a la izquierda en el gráfico. La pendiente es ligeramente mayor, mostrando valores muy altos del exceso de deuterio, lo que implica procesos de reciclado local de humedad que pueden generar fraccionamientos isotópicos (Machavaram y Krishna-murthy, 1995; Gat, 2000). Con el objeto de dilucidar si existe alguna diferencia en el agua de goteo en episodios de lluvia intensa o en aquellos sólo de niebla y dado que no tenemos en el intervalo de estudio periodos sin nada de precipitación en el que hayamos recogido cantidades significativas de goteo debido únicamente a la niebla, hemos indicado en la gráfica los puntos correspondientes a valores de precipitación menores de 50 mm y valores superiores a 100 mm para el periodo de recogida de la muestras.



Fig. 5. Líneas meteóricas de la precipitación, niebla y agua de goteo.

Como puede apreciarse en los casos con valores bajos de precipitación (puntos color negro en la gráfica), los valores parecen situarse a la izquierda, pero al nivel de los datos de niebla, pudiendo ser un indicativo de que sea ésta la principal fuente. Para precipitación por encima de los 100 mm los valores se desvían también más a la izquierda, pero a la altura de los valores correspondientes a la lluvia, indicando que en este caso el aporte más significativo puede deberse a la lluvia y así se recoge en su composición isotópica. Podría establecerse un valor umbral de deuterio de aproximadamente -5‰ a partir del cual los valores de goteo tendrían mayoritariamente como fuente la niebla, y para valores inferiores a -5‰ la precipitación. Este interesante resultado pone de relieve que la participación de la vegetación en la interceptación de las fuentes es un proceso complejo que debe ser estudiado con más profundidad ya que es el responsable de la marca isotópica del agua que al final contribuye al contenido de agua de la zona no saturada (Brodersen et al., 2000).

3.3. Composición isotópica del agua del suelo y subterránea

Como se ha comentado anteriormente, las líneas meteóricas correspondientes al agua extraída del suelo suelen mostrar los efectos de la evaporación (procesos de no equilibrio), dando lugar a pendientes muy pequeñas, entre 2 y 3 en la mayoría de los casos, por lo que a dichas líneas también se las conoce como líneas de evaporación. La composición isotópica del agua extraída del suelo en nuestro caso muestra este mismo comportamiento (Fig. 6). Este patrón se manifiesta tanto en las muestras poco profundas del suelo como a profundidades mayores.

En la Tabla 2 se muestran las pendientes y ordenadas en el origen de las líneas de evaporación para diferentes profundidades. Para todas las profundidades se obtienen valores de pendiente bajos, lo que indica la existencia de evaporación a todos los niveles, desde la superficie hasta al menos la profundidad de 60 cm que es el valor más profundo que hemos muestreado.



Fig. 6. Líneas meteóricas de la precipitación, niebla, agua de goteo y valores correspondientes al agua de suelo a diferentes profundidades y agua subterránea.

Tabla 2. Datos de las rectas de evaporación a diferentes profundidades y p-valores (p<0.05 es significativa).

Profundidad (cm)	Pendiente	O.Origen (‰)	R^2	p-valor
Todas	2.5	1.89	0.35	8.1E-07
10-20	2.9	3.89	0.47	7.4E-05
30-40	4.2	4.39	0.82	2.8E-04
60	1.9	-013	0.21	1.3E-02

Cabría esperar que a medida que aumentase la profundidad el efecto de la evaporación fuese menor (Sutanto et al., 2012) y las pendientes se aproximasen más a las de las líneas meteóricas de la fuente. Sin embargo podemos apreciar que este patrón parece cumplirse hasta las muestras correspondientes a 30-40 cm con un incremento de la pendiente, pero que se revierte de nuevo en aquellas muestras a 60 cm.

La composición isotópica del agua subterránea en regiones áridas puede ser en ocasiones, bastante diferente de la composición de la precipitación local, indicando que la causa más común es el enriquecimiento isotópico del agua por evaporación. En este caso los valores de la composición isotópica de las muestras analizadas en aguas subterráneas se sitúan por encima de las líneas meteóricas correspondientes a la precipitación y la niebla y por debajo de la correspondiente al goteo. Todos los valores se situaron en una estrecha franja entre -3.5‰ y -4.0‰ para δ^{18} O y -9‰ y -12‰ para el deuterio δ^{2} H.

3.4. Perfiles isotópicos del agua en la ZNS

El contenido en ¹⁸O a diferentes profundidades se representa en la Fig. 7a. La composición isotópica del agua de suelo muestra valores empobrecidos en superficie, con un valor máximo que se sitúa en torno a los 20-30 cm. La profundidad a la que se sitúa este valor máximo, que se corresponde con el llamado frente de secado o evaporación, y que puede verse también en los perfiles verticales de contenido de agua del suelo (Fig. 7b), está acorde con otras investigaciones que lo sitúan a la misma profundidad (Zhang et al., 2011; Sutanto et al., 2012). La extrapolación de los valores por encima de este máximo hasta la superficie correspondería con mucha exactitud con los valores isotópicos del agua de goteo (marcado con flechas en la Fig. 7a), confirmando que el proceso que suministra agua a la zona no saturada involucra en gran medida la interceptación por parte de la vegetación.

Se pueden diferenciar dos capas en la ZNS con comportamientos diferentes: la superficial, por encima del frente de secado, dónde tenemos un empobrecimiento de isótopos pesados hacia la superficie, debido a la difusión del vapor de agua generado por la evaporación (Barnes y Allison, 1998), y una capa por debajo de este nivel, donde la composición isotópica disminuye con la profundidad, y que estaría controlada por el flujo descendente de difusión.



Fig. 7. Perfil isotópico (a) y contenido de humedad del suelo (b) con la profundidad. Las barras de error corresponden a la desviación estándar.

3.5. Agua subterránea

Las muestras de agua subterránea se han recogido bianualmente con el fin de tener un muestreo correspondiente a la estación húmeda y seca. Los valores encontrados no presentan diferencias significativas con la estación, mostrando muy poca variabilidad. La característica más destacada es que presentan valores muy similares al agua de goteo, lo que apuntaría a la idea de que el agua que se recoge bajo la cubierta vegetal sea el aporte principal a la infiltración y que la misma tendría lugar mediante caminos de flujo preferencial que evitarían la participación de algún proceso que produzca fraccionamiento. Sin embargo se disponen aún de muy pocos datos de agua subterránea para sacar conclusiones definitivas y este aspecto requerirá un estudio más detallado en el futuro.

4. CONCLUSIONES

Tal como ocurre en algunos ecosistemas estudiados donde la niebla existente es de tipo orográfico, la composición isotópica de la precipitación y la niebla son muy similares. Este hecho no permite por lo tanto diferenciar los aportes de las mismas haciendo uso de sus firmas isotópicas.

El agua de goteo presenta una composición isotópica empobrecida con respecto al agua de precipitación y al agua de niebla, con valores muy altos de exceso de deuterio. En ningún caso es posible encontrar a partir de un modelo sencillo de balance de masas que sea una mezcla de ambas, por lo que, unido al hecho de sus altos valores de exceso de deuterio, hacen pensar que la participación de la vegetación introduce fraccionamiento isotópico mediante procesos de reciclado de humedad. Como consecuencia de este hecho se debe tener en cuenta que en los balances que se establezcan en este tipo de bosques a partir del uso de isótopos estables del agua, la fracción de entrada al suelo y su posterior infiltración debe ser la recogida bajo la cubierta vegetal influenciada por la vegetación y no la de la precipitación o la niebla.

El agua del suelo presenta valores afectados por la evaporación, lo cual se refleja en las líneas meteóricas y en sus perfiles isotópicos medios. Estos muestran una variación típica caracterizada por un frente de evaporación situado entre 20-30 cm con una capa superior influenciada por procesos de difusión de vapor y una capa inferior donde la composición disminuye con la profundidad controlado por el flujo difusivo descendente del agua.

La composición isotópica de las muestras de agua subterránea muestras valores muy similares a la firma isotópica del agua de goteo indicando que esta puede ser la fuente principal y que el proceso de infiltración no está afectado por fenómenos de fraccionamiento isotópico importantes.

Agradecimientos. Este trabajo ha sido financiado con fondos de los siguientes proyectos: CajaCanarias Fundación AGUA09, INIA-RTA2013-00088-C02-01 y 02, y SolSubC200801000260. Los autores agradecen a ENAIRE el permitirles acceso a sus instalaciones y a Sieltec Canarias S.L. por su apoyo técnico.

5. REFERENCIAS

- Aravena R, Suzuki O, Pollastri A. 1989. Coastal fog and its relation to groundwater in the IV region of northern Chile. Chemical Geology (Isotope Geoscience Section) 79: 83–91.
- Aggarwal P. K., Gat J. R., Klaus F. 2005. Isotopes in the water cycle. Dordrecht: Springer 381 p.
- Barnes CJ, Allison GB. 1983. The distribution of oxygen-18 and deuterium in dry soils. I. Theory. Journal of Hydrology 60: 141–156.
- Barnes CJ, Turner JV. 1998. Isotopic exchange in soil water. In Isotope Tracers in Catchment Hydrology, Kendall C, McDonnell JJ (eds). Elsevier: Amsterdam; 137–163.
- Brodersen C., Pohl S., Lindenlaub M., Leibundgut C., Wilpert K. V. 2000. Influence of vegetation structure on isotope content of throughfall and soil water. Hydrological Processes, 14: 1439– 1448. doi:10.1002/1099-1085(20000615)14:8
- Bruijnzeel L. A. 2001. Hydrology of tropical montane cloud forest: a reassessment. Land Use and Water Resources Research, 1:1–18.
- Burkard R. 2003. Fog water flux measurements Above different vegetation canopies. PhD thesis, University of Bern.
- Carrillo J., J. C. Guerra, E. Cuevas, J. Barrancos. 2016. Characterization of the marine boundary layer and the trade-wind inversion over the sub-tropical North Atlantic. Boundary-Layer Meteorology, 158: 311-330, doi:10.1007/ s10546-015-0081-1.
- Craig H. 1961. Isotopic Variation in Meteoric Water. Science, 133, nº3465, 1702-1703.
- Custodio, E. Hydrogeochemistry of Tenerife island. Revista Española de Hidrogeología, 3:1–19, 1988.

- Custodio, E. y M. Manzano. Estudio hidrogeoquímico e isotópico preliminar de la isla de la gomera. Plan hidrológico de las islas menores. Curso internacional de hidrología subterránea. Dpto. Ing. Terreno. UPC, 2000.
- Dawson TE, Vidiella PE. 1998. Plant-fog interactions in California and Chile. In Proceedings of the First International Conference on Fog and Fog Collection, Schemenauer RS, Bridgman HA. IDRC/CRDI Publication: Ottawa, Canada; 225–228.
- DeLay JK, Giambelluca TW. 2010. History of cloud water interception research in Hawai'i. In Tropical Montane Cloud Forests: Science for Conservation and Management, Bruijnzeel LA, Scatena FN, Hamilton LS (eds). Cambridge University Press: Cambridge, UK; 332–341.
- Gat, J. R. 2000. Atmospheric water balance, the isotopic perspective. Hydrological Processes, 14: 1357–1369. doi:10.1002/1099-1085 (20000615)14:8
- Gonfiantini R, Longinelli A. 1962. Oxygen isotopic composition of fogs and rains from the North Atlantic. Experientia 18: 222–223
- Guerra J.C., J. Carrillo, J. Rodríguez, M.T. Arencibia and E. Cuevas 2007. Thermodynamic Structure of the Lower Subtropical Troposphere over the Canary Islands. 7th Annual Meeting of the European Meteorological Society, Vol. 4, EMS2007-A-00554,.
- Ingraham NL, Matthews RA. 1995. The importance of fog drip water to vegetation: Point Reyes Peninsula, California. Journal of Hydrology 164: 269–285.
- Kämmer F. 1974. Klima und Vegetation auf Tenerife, besonders in Hinblick auf den Nebelniederschlag. *Scripta Geobotanica* 7, 1–78.
- Lee, K. S, Kim, J. M., Lee, D. R., Kim, Y., and Lee, D. 2007. Analysis of water movement through an unsaturated soil zone in Jeju Island, Korea using stable oxygen and hydrogen isotopes. Journal of Hydrology, 345, 199- 211. [doi:10.1016/j.jhydrol.2007.08.006]
- Linde AH, Bruijnzeel LA, Groen J, Scatena FN, Meijer HAJ. 2001. Stable isotopes in rainfall and fog in the Luquillo Mountains, eastern Puerto Rico: a preliminary study. In Proceedings of the Second International Conference on Fog and Fog Collection, Schemenauer RS, Puxbaum H (eds). IDRC/CRDI Publication: Ottawa, Canada; 181–184.

- Machavaram, M.V., Krishnamurthy, R.V., 1995. Earth surface evaporative process: a case study from the Great Lakes region of the United States based on deuterium excess in precipitation. Geochimica et Cosmochimica Acta 59 (20), 4279–4283
- Marrero R. 2010. Modelo hidrogeoquímico del acuífero de las cañadas del Teide, Tenerife, Islas Canarias. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona.
- Nagel JF. 1956. Fog precipitation on Table Mountain. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 82: 452–460.
- Pfahl S. y Sodemann H.: What controls deuterium excess in global precipitation?, Climate. Past, 10, 771–781, doi:10.5194/cp-10-771-2014, 2014
- Prada S, C. Figueira, N. Aguiar y J. V. Cruz. 2015. Stable isotopes in rain and cloud water in madeira: contribution for the hydrogeologic framework of a volcanic island. Environmental Earth Sciences, 73(6):2733–2747.
- Regalado, C.M. y A. Ritter. 2010a. Comment on "Fog precipitation and rainfall interception in the natural forests of Madeira Island (Portugal)". Agricultural and Forest Meteorology. 150, 133– 134. DOI: 10.1016/j.agrformet.2009.09.008.
- Regalado, C.M. y A. Ritter. 2013. Comment on 'Prada et al. 2012. Cloud water interception in the high altitude tree heath forest (Erica arborea L.) of Paul da Serra Massif (Madeira, Portugal)'. Hydrological Processes 26: 202– 212'. Hydrological Processes. 27: 1515-1517.
- Ritter, A. y C.M. Regalado. 2013. Comment on 'García-Santos G, Bruijnzeel LA. 2011. Rainfall, fog and throughfall dynamics in a subtropical ridge top cloud forest, National Park of Garajonay (La Gomera, Canary Islands, Spain). Hydrological Processes 25, 411–
- Rozanski, K., L. Araguás-Araguás y R. Gonfiantini. 1992. Relation between long-term trends of oxygen-18 isotope composition of precipitation and climate. *Science* 258, 981-985.
- Sanz J.M. Caracterización hidrogeológica del acuífero de la Aldea (Gran Canaria). Tesis Doctoral, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 2005.
- Sosa E., J. Guerra y M. Arencibia. Isotopic composition of rainwater in the subtropical island of tenerife, canary islands. Journal of Environmental Hydrology, 19, 2011.

- Scholl MA, Gingerich SB, Giambelluca TW, Nullet MA, Loope, LL. 2003. Quantifying the role of cloud water in the hydrology of two montane forest sites on East Maui, Hawaii. EOS, Transactions American Geophysical Union 84: F687.
- Scholl MA, Giambelluca TW, Gingerich SB, Nullet MA, Loope LL. 2007. Cloud water in windward and leeward mountain forests: the stable isotope signature of orographic cloud water. Water Resources Research 43: W12411, DOI: 10.1029/2007WR006011
- Scholl, M., Eugster, W., & Burkard, R. 2011. Understanding the role of fog in forest hydrology: stable isotopes as tools for determining input and partitioning of cloud water in montane forests. Hydrological Processes, 25(3), 353-366.
- Schmid S, Burkard R, Frumau KFA, Tobon C, Bruijnzeel LA, Sieg- 'wolf R, Eugster W. 2010. Using eddy covariance and stable isotope mass balance techniques to estimate fog water contributions to a Costa Rican cloud forest during the dry season. Hydrological Processes DOI: 10.1002/hyp.7739
- Sutanto, S. J., Wenninger, J., Coenders-Gerrits, A. M. J., and Uhlenbrook, S. 2012. Partitioning of evaporation into transpiration, soil evaporation and interception: a comparison between isotope measurements and a HYDRUS-1D model, Hydrological and Earth System Science, 16, 2605-2616, doi:10.5194/hess-16-2605-2012.
- Swistock, B. R., DeWalle, D. R., and Sharpe,W. E. 1989. Sources of acidic storm flow in an Appalachian headwater stream. Water Resources.Research. 25 2139-2147.
- Zadroga F. 1981. The hydrological importance of a montane cloud forest area of Costa Rica. In Tropical Agricultural Hydrology, Lal R, Russell EW (eds). John Wiley: New York; 59–73.
- Zhang Y, Shen Y, Sun H, Gates JB. 2011. Evapotranspiration and its partitioning in an irrigated winter wheat field: a combined isotopic and micrometeorologic approach. Journal of Hydrology 408: 203–211.
- Zimmerman, U., Ehhalt, D., Mu"nnich, K.O., 1967. Soil – water movement and evapotranspiration: changes in the isotopic composition of the water. *Proc. IAEA Symp. Isotopes* Hydrol., 567 – 585.

SMART IRRIGATION 3D: UN SISTEMA INTELIGENTE DE ESTIMACIÓN DE LA HUMEDAD

V. Navarro¹, C. Pratola¹, C. Pelloquin¹, N. Jiménez², M. Bayer², S. Jordana², J. Guimerà^{2*}

¹ Starlab (camille.pelloquin@starlab.es) ² Amphos 21 Consulting (jordi.guimera@amphos21.com) * corresponding author

RESUMEN. Smart Irrigation 3D combina el monitoreo de humedad del suelo vía satélite con sondas capacitivas de humedad del suelo in situ y cálculos tridimensionales de la distribución de humedad en profundidad, aportando la posibilidad de hacer un zoom desde grandes áreas a parcelas locales, así como interpolando los datos satelitales de la superficie del terreno a toda la profundidad del suelo edáfico. Esta combinación aumenta significativamente la precisión de la medición de la humedad y reduce los costes operativos en comparación con los sistemas individuales (sólo utilizando satélites o sólo sondas). Además, la frecuencia de tiempo también se incrementa gracias a mediciones in situ que permiten ajustar las áreas grandes sin la necesidad de actualizar la información del satélite.

ABSTRACT. Smart Irrigation 3D combines soil moisture remote sensing, capacitive probe in situ measurements and 3D calculations of the humidity distribution. Hence, it is applicable to zoom in from large areas identification to local irrigated plots and from the top soil depth to the whole extension of the vadose zone. This combination increases the precision and reduces costs compared to of isolated measurements (either capacity probes or remote sensing estimations). The time frequency of data gathering is also increased thanks to the availability of in situ probes that allows to zoom out large areas.

1. INTRODUCCIÓN

Smart Irrigation 3D (SI3D) desarrolla una herramienta que permite la reconstrucción tridimensional de la humedad del suelo (en profundidad), a partir de los datos superficiales proporcionados por las imágenes satelitales y los datos puntuales de los sensores instalados en las parcelas experimentales. Una vez que la herramienta se ha comprobado, calibrado y validado, se integra en una plataforma web que permita su fácil y eficiente manejo por y para los usuarios finales.

Debido al gran impacto que una decisión de gestión implica a nivel de producción, muchas empresas del sector agrícola han centrado su interés en los últimos años en el uso de nuevas tecnologías que permitan no solo minimizar los costos y maximizar la producción, si no garantizar la continuidad de la actividad frente a eventos de escasez hídrica y alteraciones producidas por el cambio climático y otros factores.

La mayoría de estas nuevas tecnologías se basan generalmente en la recopilación y procesamiento de datos para finalmente entregarlos al usuario final. A pesar de que algunas de estas pueden proporcionar datos bastante precisos, existen principalmente dos limitaciones: (1) costos de para obtener datos de áreas extensas, o captura de datos con mucha frecuencia (por ejemplo cada hora) no es viable; y (2) toma de decisiones, ya que todavía hay una brecha entre la interpretación que el usuario podría hacer de los datos, ya que por lo general no están familiarizados y no favorecerían la toma de decisiones correctas.

En la agricultura, el riego eficiente es fundamental para optimizar los recursos y aumentar la producción. La medición del contenido de humedad del suelo y otros parámetros morfológicos y bioquímicos puede ayudar enormemente en la toma de decisiones de riego. Por ejemplo, un sistema capaz de monitorizar la humedad del suelo para controlar el nivel de estrés de la planta, puede proporcionar apoyo para evaluar las necesidades de riego de cada cultivo con el fin de mejorar la productividad de los cultivos y empresas agrícolas por medio de la reducción de costos.

Como se indica en el resumen, SI3D combina el monitoreo de humedad del suelo vía satélite con sondas capacitivas de humedad del suelo in situ y cálculos tridimensionales de la distribución de humedad en profundidad, aportando la posibilidad de hacer un zoom desde grandes áreas a parcelas locales, así como interpolando los datos satelitales de la superficie del terreno a toda la profundidad del suelo edáfico. Esta combinación aumenta significativamente la precisión de la medición de la humedad y reduce los costes operativos en comparación con los sistemas individuales (sólo utilizando satélites o sólo sondas). Además, la frecuencia de tiempo también se incrementa gracias a mediciones in situ que permiten ajustar las áreas grandes sin la necesidad de actualizar la información del satélite.

El sistema Smart3DIrrigation tiene como objetivo proporcionar una estimación tridimensional de la humedad del suelo hasta la profundidad radicular máxima para cultivos de un tipo determinado, en cada punto de la extensión de estos cultivos, con gran precisión y resolución. El sistema integra la última tecnología en sensores de humedad del suelo, la potencialidad de indicadores de datos de Observación de la Tierra (SAR), y el cálculo numérico del flujo de agua en condiciones de saturación variable. Además, debido a la posibilidad de mover las sondas, los usuarios pueden concentrarse en áreas específicas que el sistema actualiza rápidamente gracias a la utilización de la geo-localización (GNSS) de cada uno de ellos.

Desde el punto de vista metodológico, la herramienta se divide en las siguientes partes: (1) generación de mapas precisos de humedad del suelo de grandes áreas mediante la combinación de ambas tecnologías, remotos e in situ; (2) datos de desarrollo de un modelo hidrológico robusto alimentado con los datos procedentes de los mapas generados en la etapa anterior y otros datos secundarios relevantes (datos del radar de lluvia, datos meteorológicos, NDVI, etc.); y (3) el desarrollo de un sistema de soporte de decisiones capaz de interpretar los resultados del modelo hidrológico y proporcionar un apoyo fiable a corto y medio plazo.

El trabajo se enfrenta a los siguientes desarrollos: (1) combinar ambos tipos de datos (satelitales y medidas in situ) que proporcionen una medida fiable a diferentes niveles (se propondrán varios métodos), (2) desarrollar un modelo hidrológico alimentado con diferentes tipos de datos (mapas de humedad del suelo, tipo de suelo, datos de radar de lluvia) que permita la interpolación 3D de los datos satelitales (continuos en superficie) y los datos de medidas in situ (puntuales en profundidad), y (3) implementar un sistema de soporte de decisiones, de fácil manejo para el usuario final (regante). En este artículo se muestra un ejemplo de las dos primeras.

Los algoritmos de estimación de humedad del suelo existentes se basan en la inversión de modelos que relacionan variables medibles por los sensores de satélite (ópticos, microondas) a la humedad del suelo cerca de la superficie. Los instrumentos ópticos miden la reflectancia espectral que se puede relacionar directamente con la humedad superficial del suelo. Un inconveniente importante de los instrumentos ópticos es el impacto de las condiciones atmosféricas (nubes) y la necesidad de tener el sol como fuente de iluminación.

Los sensores activos de microondas (SAR) envían pulsos de radiación electromagnética y miden la cantidad que es reflejada en la dirección del sensor. Aunque se han desarrollado métodos para la medición de la humedad del suelo basados en diferentes tipos de sensores, nos centramos en el SAR, ya que representa el mejor enfoque para obtener la humedad del suelo con alta resolución, y con una frecuencia importante (no sujeta a condiciones meteorológicas).

2. METODOLOGÍA

La metodología consiste fundamentalmente en los siguientes puntos:

- a) Seleccionar imágenes satelitales y extraer los datos de humedad.
- b) Instalar sensores de humedad para calibrar los modelos.
- c) Desarrollar un modelo de distribución de humedad en profundidad.
- d) Calibrar el modelo de humedad en superficie y el modelo de humedad en profundidad con los datos en terreno.
- e) Acoplar los resultados del modelo en profundidad con el modelo en superficie.
- f) Obtener una imagen tridimensional de humedad en el terreno para diferentes tiempos.

Para generar mapas de humedad de la superficie de suelo de los campos bajo
estudio, se han recogido y procesado las adquisiciones de C-band Sentinel-1 SAR (Synthetic Aperture Radar). Las imágenes usadas son de polarización vertical-vertical (VV) y de modo de adquisición Interferometric Wide (IW) y que proporcionan una resolución espacial de unos 20 m (10 m de espaciado de píxeles). Se han usado un total de 9 imágenes para la calibración en el periodo de recogida de datos para el proyecto.

3. MODELO DE HUMEDAD EN EL TERRENO

3.1. Modelo de humedad basado en imágenes satelitales

El modelo se presenta en dos fases: (1) pre-processing y (2) processing. La fase de pre-processing consiste en calibrar y corregir los datos para obtener mapas a nivel de superficie del suelo de la variable relevante (coeficientes de retrodiffucsion) para la estimación de la humedad. La fase de processing es la parte del modelo de estimación de la humedad a partir de los coeficientes de retrodifusión.

En la fase de pre-processing, el objetivo de la calibración radiométrica es convertir los datos de reflectividad radar digitalizados en una medida con interpretación física y la corrección geométrica compensa los efectos de las variaciones topográfica de la escena y de la geometría de observación inclinada del instrumento para que la representación geométrica de la imagen sea correctamente relacionada con el terreno.

En la fase de processing, se aplica un modelo empírico (Loew, 2006) para obtener la humedad (volumétrica) del suelo a partir de los coeficientes de retrodifusión, a través de la variable intermediaria la constante dieléctrica. Además, se aplica correcciones adicionales como la corrección del coeficiente de retrodifusión para el ángulo de incidencia y un filtro para reducción del ruido.

El modelo de estimación de humedad del suelo ha sido calibrado usando mediciones tomadas in situ. El objetivo del proceso de calibración es derivar el conjunto óptimo de parámetros que minimiza el RMSE entre la humedad del suelo derivada de los satélites y las mediciones de in situ, proporcionando también una buena correlación entre los dos conjuntos de datos.

La fase de calibración da una primera indicación de la aplicabilidad del modelo sobre otras áreas distintas de las probadas. Además, la eficiencia de la calibración depende del tamaño de la muestra que debe ser lo suficientemente grande como para tener en cuenta la variabilidad de los datos. Por otra parte, la recolección de datos de muestra dentro de diferentes campos del mismo tipo de cultivo permitiría lograr una mejor capacidad de generalización del modelo.

3.2. Modelo hidrogeológico de flujo en medio no saturado

El modelo conceptual para calcular la evolución temporal de la humedad en un perfil vertical del suelo se basa en la ecuación de Richards (1931) que gobierna el flujo de agua en la zona no saturada. Consideramos flujo vertical transitorio en el suelo a partir de una situación de equilibrio originada durante un periodo de riego. A partir del momento en que cesa el aporte de agua (fin del riego), la humedad del suelo empieza a disminuir y el suelo se va secando hasta el próximo episodio de riego. Consideramos un espesor b [L] de la zona no saturada con el nivel freático situado en la base y una tasa de infiltración por riego q [L T-1], el perfil de humedad θ_{start} a lo largo de la vertical aumenta en profundidad hasta alcanzar la saturación en la base (donde la humedad θ es igual a la porosidad del terreno $\theta=n_e$). El modelo conceptual se muestra en la Figura 1.



Fig. 1. Modelo conceptual de flujo en la zona no saturada.

Al cesar el riego, la humedad disminuye en el tiempo hasta alcanzar la humedad de equilibrio θ_{end} que corresponde a la situación de flujo nulo. Las líneas horizontales indican las profundidades donde se han situado los sensores de humedad (que en el presente proyecto corresponden a $z_1=10$ cm, $z_2=30$ cm i $z_3=60$ cm) y las líneas curvas son el perfil de humedad para distintos tiempos. El flujo de agua se simula utilizando la ecuación de Richards que permite calcular la humedad considerando, en este caso, flujo vertical en medio homogéneo. Si bien este modelo conceptual no considera la evapotranspiración de forma explícita, puede considerarse que la tasa de infiltración como un valor efectivo que corresponde a la tasa de riego menos

la evapotranspiración. Los parámetros del modelo son entonces la tasa de infiltración q $[L T^{1}]$, el espesor de la zona no saturada b [L], la porosidad n_e [-], conductividad hidráulica saturada K [L T⁻¹], coeficiente de almacenamiento S_a [L⁻¹], parámetros de van Genuchten n [-] y α [L⁻¹] y humedad residual θ_{rw} [L T¹]. El modelo de flujo en la ZNS descrito por van Genuchten (1980) es utilizado habitualmente por la sencillez de los parámetros involucrados. La Figura 2 muestra la evolución temporal de la humedad a las profundidades $z_1=10$ cm, $z_2=30$ cm i $z_3=60$ cm para el modelo de la Figura 1. A partir de los datos de humedad medidos en los sensores, se calibra el modelo minimizando las diferencias entre la humedad medida en el terreno y la calculada con el modelo numérico.



Fig. 2. Evolución temporal de la humedad a las profundidades en que hay instalados los sensores desde el cese de un periodo de riego.

3.3 Extrapolación 3D de humedad en el suelo

Los datos de humedad obtenidos de mediciones satelitales corresponden a la humedad a profundidad $z_1=10$ cm y se obtienen con una resolución espacial de $\Delta x \approx 10$ m. La parcela se discretiza en pixeles en que disponemos del valor de humedad $\theta_i(z_1,t_2)$ siendo (x_2,y_1) las coordenadas del centro de cada pixel con i=1,2,... ,n_{nixels}. Suponemos que las variaciones de humedad en superficie se pueden atribuir a variaciones de la tasa de infiltración q de forma que a partir de los datos de humedad en superficie $\theta_i(z_1,t_2)$ podemos calcular la tasa de infiltración en cada pixel q. La Figura 3 muestra la evolución del perfil de humedad para distintos valores de la tasa de infiltración. El máximo admisible de la tasa de infiltración (figura de la derecha) viene dado por q=K_c (siendo K_c [L T-1] la conductividad hidráulica saturada) que resulta en la saturación total del terreno; para valores mayores a esta tasa de infiltración, el terreno se inunda.



Fig. 3. Evolución temporal del perfil de humedad para distintos valores de la tasa de infiltración q.

Fijando los parámetros obtenidos de la calibración (espesor de la zona no saturada b [L], porosidad n_e [-], conductividad hidráulica saturada K_s [L T¹], coeficiente de almacenamiento S_s [L⁻¹], parámetros de van Genuchten n [-] y α [L-1] y humedad residual θ_{rw} [L T¹]) determinamos la tasa de infiltración q_i en cada pixel que da lugar a la humedad en superficie θ_i (z_1 , t_s) obtenida de los datos satelitales. Los sensores instalados en la parcela miden la humedad a intervalos $\Delta t=1h$ mientras que los datos de satélite están disponibles a intervalos de aproximadamente $\Delta t\approx 5$ días. Para cada periodo de riego podemos tener una o varias mediciones de satélite; definimos el tiempo t_s como el tiempo transcurrido entre la toma de datos de satélite y el cese del riego en la parcela (que se toma como origen t=0) tal como se muestra en la Figura 4.



Fig. 4. Evolución temporal de la humedad a las profundidades en que hay instalados los sensores, t=0 indica el fin del periodo de riego y t_s corresponde al tiempo de obtención de datos de satélite en la parcela estudiada.

Este modelo conceptual tiene un rango de aplicabilidad limitado en los valores de humedad en superficie: la humedad en superficie no puede ser superior a la porosidad ni puede ser inferior a la humedad residual del terreno. En el modelo conceptual que hemos implementado, la humedad en el suelo disminuye en el tiempo desde el cese del riego. Dependiendo del tiempo transcurrido desde el fin del riego y la toma de datos satelitales, estos límites de aplicabilidad del modelo (humedades mínima y máxima) pueden ser mucho más restringidos.

4. RESULTADOS

Se seleccionaron tres parcelas PE-A, PE-B, PE-C (Figura 5) de cultivo real (verduras, maíz y viñedo) donde se ubicaron los sensores de humedad a diferentes profundidades (0.1, 0.3 y 0.6 m) y sobre las cuales se realizaron las adquisiciones de imágenes de humedad. Las parcelas se ubican en Chile, en la región de Santa cruz, 200 km al S de la ciudad de Santiago. Tanto el crecimiento vegetativo como las actividades de riego fueron muy distintas en las tres, lo que se tradujo en una gran heterogeneidad de datos obtenidos, tanto en las imágenes como en los sensores de humedad. Por razones de espacio, en ese artículo solamente se presentan algunos resultados.



Fig 5. Parcela experimental PE-C dividida en parcelas cultivadas con: maiz (amarillo), tomates (rojo), cebollas (verde), naranjas (naranja). Los sensores de humedad del suelo instalados en las tres parcelas de maíz y la parcela de cebollas están representados por los pines amarillos.

4.1. Humedad superficial del suelo derivada del satélite

Un análisis espacial realizado comparando las series de tiempo de retrodifusión en cada pixel con la serie temporal de la humedad del suelo medida en C3, presenta altas correlaciones (R> 0,7) sobre el área circundante al sensor (Figura 6). Este resultado nos permite suponer que el comportamiento de la humedad del suelo sobre esta zona puede ser representado por las mediciones tomadas en la ubicación del sensor. Por lo tanto, consideraremos el modelo de recuperación de la humedad del suelo de manera fiable si se estiman altas correlaciones entre la humedad del suelo recuperada y medida en esta zona.



Fig 6. Mapa de correlación entre la humedad del suelo in situ y retrodiffusion de las series de tiempo en cada píxel del campo de maiz (C1).

La Figura 7 muestra la variabilidad de la humedad del suelo en las parcelas C1 y C2 (ambas con maíz) durante el periodo de observación. Los datos in situ de la parcela C1 fueron usados para calibrar el modelo y de la parcela C2 para validarlo.

Las mediciones en el suelo y los datos de humedad del suelo obtenidos por satélite coinciden muy bien en la parcela C1, como lo demuestra también la alta correlación (R=0.93) y el bajo RMSE (0.01) evaluados durante todo el periodo de observación. Los resultados de la validación en la parcela C2 presentan una correlación menor (R=0.52) y un RMSE mayor (0.04), pero en acuerdo con los resultados presentados en Loew et al (2006).



Fig. 7. Serie temporal de la humedad del suelo medida in situ a una profundidad de 0.1 m (na-ranja) y estimada a través del modelo de humedad del suelo en superficie a partir de datos del satélite Sentinel-1 en el pixel correspondiente (azul) en las parcelas C1 (calibración) y C2 (validación) con cultivo maíz.

4.2. Calibración de parámetros del modelo hidrogeológico en la parcela C-1

En esta sección describimos los resultados obtenidos en la calibración de parámetros en la parcela C-1. Los sensores instalados en el terreno muestran los ciclos de riego y los descensos de humedad posteriores a cada episodio de riego (Figura 8)



Fig. 8. Humedad en los sensores instalados en la parcela C-1 y definición de un ciclo de riego para calibración del modelo.

El ciclo de riego empieza el 16/12/2016 a las 16h (al terminar un episodio de riego) y termina con el siguiente episodio de riego que tiene lugar el 27/12/2016 a las 17h. Durante estos 11 días la humedad en los 3 sensores disminuye progresivamente a causa del secado de la parcela por flujo y/o evapotranspiración del agua. El modelo conceptual descrito en la sección 3.2 se ha incorporado en un código Python que permite calibrar automáticamente los parámetros del modelo a partir de las curvas de humedad medidas. La Figura 6 muestra la calibración del modelo (comparativa de humedades calculadas y medidas) y la Tabla 1 los parámetros obtenidos de la calibración.

El modelo reproduce aproximadamente la tendencia descendiente de la humedad medida en los distintos sensores (Figura 9). Para los parámetros calibrados, el código Python produce también salida grafica mostrando la evolución del nivel piezométrico, humedad y grado de saturación (Figura 10)



Fig. 9. Calibración del modelo para la parcela C-1 usando los datos de humedad en el periodo 16/12/2016 16:00h - 27/12/2016 17:00h. Puntos: humedad medida en terreno Líneas: Humedad calculada por el modelo.

Tabla 1. Parámetros obtenidos en la calibración automática de la parcela C-1 para el ciclo de riego 16/12/2016 16:00h - 27/12/2016 17:00h.

Humedad residual [-]	0.084
Porosidad efectiva [-]	0.58
Parámetro de van Genuchten [m ⁻¹]	5.73
Parámetro de van Genuchten [-]	1.59
Conductividad hidráulica [m dia-1]	0.917
Coeficiente de almacenamiento [m ⁻¹]	8.658e-7
Espesor de la zona no saturada [m]	1.11
Tasa de infiltración [mm año-1]	16477.5



Fig. 10. Nivel piezométrico (h), humedad (θ) y grado de saturación para tiempos 1 día, 2 días, 3 días... hasta 10 días.

4.3. Extrapolación de la distribución de humedad 3D en la parcela C-1

Los perfiles verticales de humedad de la Figura 10 corresponden a la posición (coordenadas x,y) donde está ubicado el sensor de humedad en la parcela C-1. En esta sección describimos los resultados de la extrapolación de los datos de humedad en superficie para obtención de la distribución de humedad en 3D en toda la parcela. La posición del sensor de humedad en la parcela y los puntos centrales de los pixeles con datos satelitales así como la distribución de humedad para el día 17/12/2016 se muestran en la Figura 11.



Fig. 11. Izquierda: Puntos centrales de los pixeles de los datos satelitales (rojo) y posición del sensor de humedad en la parcela C-1 (negro). Derecha: Distribución de humedad obtenida a partir de datos satelitales el 17/12/2016.

Los parámetros calibrados del modelo hidrogeológico de la Tabla 1 corresponden al ciclo de riego 16/12/2016 16:00h - 27/12/2016 17:00h. El momento de toma de datos de satélite (17/12/2016) corresponde a un tiempo desde el fin del riego de 17 h (suponiendo que la imagen de satélite es de las 12:00 a.m.). Para la extrapolación de humedad en profundidad tomamos un valor de t_s=17 h. El modelo calcula en primer lugar el rango de humedades admisibles para este tiempo t_s y para los parámetros del modelo hidrogeológico, el rango de validez del modelo en este caso es θ_{min} =0.25 y θ_{max} =0.4, aquellos pixeles con humedades fuera del rango se interpretaran suponiendo que la humedad es igual a θ_{min} o θ_{max} . La Figura 12 muestra los resultados de las diferentes simulaciones en diferentes pixeles.



Fig. 12. Perfiles verticales de humedad en distintos pixeles de la parcela C-1. Puntos rojos indican los límites del rango de validez del modelo θ_{min} =0.25 y θ_{max} =0.4. La humedad en el pixel 27 corresponde al límite θ_{max} (la línea verde esta superpuesta a la línea marrón).



Fig. 13. Distribución 3D de humedad en la parcela C-1 obtenida a partir de los datos de satélite del 17/12/2006.

Una vez obtenido el perfil vertical de humedad para todos los pixeles de la parcela se puede reconstruir la distribución 3D desde la superficie del terreno hasta la base de la zona no saturada que, en este caso se encuentra a 1.1 m de profundidad según la calibración obtenida (Figura 13).

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Se ha presentado una metodología que permite estimar la humedad en profundidad de un terreno en regadío, en base a mapas de humedad satelitales y algunos (pocos) sensores de humedad a 0.1 m de la superficie. Si bien los mapas de correlación de los valores de humedad estimados vs. los valores medidos son heterogéneos, se puede considerar que en la mayoría de los casos los resultados son muy buenos. En particular, se debe tener en cuenta que el método no tiene en cuenta el método de regadío,

y que éste es crucial en la redistribución de la humedad.

Está previsto a futuro refinar el método de estimación de la humedad mediante sensores (modelo de humedad) y se puede personalizar y adaptar a cada tipo de terreno en función de las necesidades y heterogeneidad del cultivo. De esta forma, el usuario puede tener una estimación de la humedad por debajo de la superficie del terreno en grandes extensiones, sin necesidad de grandes inversiones en instrumentación. En todo caso, la herramienta también se puede utilizar para diagnosticar las áreas más proclives a ser instrumentadas, que serían aquéllas en las que la correlación entre los valores medidos y los calculados es más baja.

Agradecimientos. Este proyecto se ha financiado con subvenciones de ACCIO EMO/1430/2015 y de CORFO Chile. Los autores agradecen a Jorge Molinero el planteamiento del proyecto y las ideas sugeridas a lo largo del mismo.

6. BIBLIOGRAFÍA

- Loew, A. R. Ludwig y W. Mauser, 2006. Derivation of surface soil moisture from ENVISAT ASAR Wide Swath and Image Mode data in agricultural areas. *IEEE Trans. On Geosc. And Rem.* Sens., 44(4), 889-899.
- Richards, L.A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics 1 (5): 318–333*.
- van Genuchten, M. Th., 1980. A Closed-Form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Science Society of America Journal 44 (5): 892–898.*

METEOROLOGICAL INFLUENCE ON NATURAL RECHARGE IN THE DOÑANA NATIONAL PARK

L. Molano-Leno¹, C. Kohfahl¹, D. J. Martínez Suárez¹, F. Ruiz Bermudo¹, A. N. Martínez Sánchez de la Nieta¹, C. Mediavilla¹, S. Engelhardt², K. Vanderlinden³, J. V. Giráldez^{4, 5}

¹Instituto Geológico y Minero de España, 41013-Seville, Spain, l.molano@igme.es ² UMS AG, 81379-Munich, Germany

³ IFAPA, Centro Las Torres-Tomejil, 41200-Alcalá del Río, Seville, Spain
 ⁴Departamento de Agronomía, Universidad de Córdoba, Córdoba, Spain
 ⁵Instituto de Agricultura Sostenible, CSIC, 14004-Córdoba, Spain

RESUMEN. El Instituto Geológico y Minero de España (IGME) ha iniciado un proyecto de medidas continuas de la recarga natural en el Parque Nacional de Doñana, en el cual un meteo-lisímetro de alta precisión ha sido instalado. El principal objetivo de este estudio es cuantificar la recarga del manto eólico así como estimar su dependencia de tendencias climáticas. El meteo-lisímetro fue instalado en Septiembre de 2015 y está emplazado en una duna costera dentro del Parque Nacional de Doñana. A parte del meteo-lisímetro, todo el equipo instalado está formado por: seis sensores de humedad (modelo CS650) instalados a diferentes profundidades, y dos estaciones meteorológicas. Los resultados han demostrado que existen diferencias entre la precipitación medida entre el pluviómetro de balance y la obtenida a partir del lisímetro.

Además, se han detectado diferencias en la cantidad relativa de recarga mensual, lo cual se está investigado.

ABSTRACT. The Geological and Mining Institute of Spain (IGME) has initiated a project of continuous measurement of natural recharge in the Doñana National Park, in which a high precision meteo-lysimeter, was installed. The main objective of the study is to quantify the recharge in dune belts, and to estimate its dependence on regional climate trends. The lysimeter was installed in September 2015 and is located in a coastal dune of the Doñana National Park. Beside the meteo-lysimiter, the equipment set consists of: six moisture sensors (model CS650) installed at different depths, a Hellmann rain gauge, and two weather stations. Results show differences in precipitation (P) measurements between the tipping bucket rain gauge and the lysimeter. Furthermore, differences in the relative amount of monthly recharge (R) have been detected and are currently under evaluation.

1. INTRODUCTION

Dune belts are fundamental for groundwater recharge in coastal aquifers and consequently for the maintenance of ecological habitats. Beyond the large number of methods for recharge estimation, weighing lysimeters yield the most precise measures of recharge, evapotranspiration and precipitation (Peters et al. 2014). Nonetheless, precise weighing lysimeters have been mostly installed for agricultural purpose in crop areas and therefore only limited knowledge exists about recharge dynamics and its dependence on meteorological parameters in dune belts.

The Geological and Mining Institute of Spain (IGME), in collaboration with the Biological Station of Doñana (EBD-CSIC), started recently a research project to monitor the natural recharge in the dune belts of the Doñana National Park. A high precision weighing meteo-lysimeter with lower boundary control was installed in September 2015 for continuous monitoring of recharge and other soil and meteorological parameters.

The site is located in a coastal dune of the Doñana National Park because recharge in the dune belt is essential for the conservation of its groundwater dependent wetlands, which is threatened by intensive agricultural irrigation and intensive tourism. The main objective of this study is to quantify the recharge in dune belts under a semiarid climate, and its dependence on regional climate trends.

Sediment analysis from previous projects have shown that the Doñana dune belt material is made up of medium coarse sands of a well-sorted grain size distribution. The aeolian dune sands are composed of quartz and feldspars. Some secondary minerals, such as carbonates, clay, sulphides or Fe-oxides, might have formed afterwards in situ due to subsequent weathering processes.

The climate of the area is sub-humid Mediterranean with Atlantic influence, dry summers and humid winters. The average rainfall, which occurs between October and March, is between 500 and 600 mm, with a great interannual variability, between 250 and 1100 mm (Custodio et al., 2009). The average annual air temperature is about 17 °C near the coast and 18 °C in the center of the Park. There are around 3000 hours of sunshine every year (Manzano, 2009).



Fig. 1. Meteo-Lysimeter placement, located in Doñana National Park, province of Huelva, Southwest of Spain (source: Kohfahl et al. 2011 and wikipedia.com).

2. MATERIAL AND METHODS

The site is equipped with a UMS (UMS AG, Munich, Germany) cylindrical lysimeter (1.65 m diameter, 1.50 m height and a weighing resolution of 10 g), six CS650 soil moisture sensors (Campbell Scientific, Logan, UT) installed at 0.30, 0.60, 1.20, 1.60, 2.20, and 3 m depth, and 2 automatic meteorological stations (Vantage PRO2 Davis, California, USA; UMS AG, Munich, Germany). The lower boundary condition at the bottom of the lysimeter is controlled using a tensiometer. A peristaltic pump maintains the bottom of the lysimeter at the same potential as measured by the field tensiometer installed outside the lysimeter. Rain and drained water from the lysimeter is collected and sampled for analysis of the chemical species including stable isotopes. Table 1 shows the measurements that are continuously performed. Physico-chemical soil properties such as density, grain size, mineralogy and metals were also analysed at different depths.

Table 1. Measured	parameters and	l intervals.
-------------------	----------------	--------------

	Time interval		
Measured parameter			
	(minutes)		
Soil mass lysimeter	1		
Water mass drained from	1		
lysimeter	1		
Soil water tension	10		
Soil moisture	10		
Wind direction	10		
Wind velocity	10		
Net radiation	10		
Precipitation	10		
Air humidity	10		
Air and soil thermal profile	10		
Soil bulk density	Once		
Grain size distribution	Once		
Mineralogy	Once		
Metals content	Once		

To eliminate measurement noises, the raw data are corrected to accurately calculate precipitation (P) and recharge (R) from lysimeter data. The time-series of lysimeter weight and drainage water quantity can be affected by a wide variety of singular disturbances, which add to the measurement noise. Examples are the withdrawal of water from the drainage sampling vessel, sudden changes in weight when vegetation is removed, maintenance work, operators stepping on the lysimeter surface, and so on. Detection and correction of such singular events was performed by suitable filters, and manually in some cases

Intrinsic noise in lysimeter data was reduced by smoothing through the AWAT filter (Peters et al. 2014). This method has been recently applied in other studies (Hoffmann et al. 2016). For the application of the AWAT algorithm, the parameters maximum window width and maximum threshold were set to 31 min and 0.24 mm, respectively. Several short gaps in the lysimeter data time series occurred due to power failures.

According to the soil water balance the infiltrating rain water, P, increases soil water storage, Δw_{lys} , and recharge, R, assuming that no evapotranspiration, ET, occurs during rainfall. The hydrological balance equation states that:

$$P = R + ET + \Delta w_{lvs} \tag{1}$$

P can then be calculated according to Schrader et al. (2013) as:

$$\Delta W = \Delta w_{lys} + \Delta w_{drain}$$

$$P = \begin{cases} \Delta W, & \Delta W > 0\\ 0, & \Delta W \le 0 \end{cases}$$
(2)

where Δw_{lys} [kg] is the mass change of the lysimeter during each time interval which corresponds to the water storage change, Δw_{drain} [kg] is the mass change in the drainage sampling vessel, P [kg] is the sum of precipitation recorded by the lysimeter,

ET was also calculated but results are not presented here due to errors produced by noise elimination unsolved at the moment.

3. FIRST RESULTS AND DISCUS-SION

Data from cumulative Δw_{drain} and Δw_{lys} are represented in Figure 2a without previous treatment. Sudden drops in the weight of the drainage vessel correspond to the withdrawal of water.

The results show some differences between the field and lysimeter tensiometer data (Figure 2b). In September 2016 the tensiometer located in field was replaced reducing significantly the previous differences. The graphs 2c, d and e represent



Fig. 2. a) Weight of lysimeter and drainage vessel (kg); b) P measured by tipping bucket rain gauge (mm) and its cumulative P (mm), suction measured by tensiometer in field and in lysimeter (hPa), temperature from lysimeter at 1.40 m depth (°C); c) Temperature profile beside the lysimeter measured by CS650 soil moisture sensors (°C); d) Volume Water Content (VWC) measured by CS650 soil moisture sensors (m³/m³); e) Electrical conductivity (EC) measured by CS650 soil moisture sensors (dS/m).



Fig. 3. Temperature at the indicated depths, wind speed and direction, ground and net radiation, and air relative humidity measured every 10 minutes. Values given in m refer to distance from soil surface.

temperature, soil moisture and salinity measured with the six CS650 soil moisture sensors at different depths.

Figure 3 shows air and soil temperature at different heights and depths. Wind speed, wind direction, net radiation, and relative humidity, measured at 10 min intervals.

All these data obtained from October 2015 are being analysed to explore the recharge variation and the influence of environmental variables.

Temperature will be used to assess energy transport, which is included in the model HYDRUS (Radcliffe and Šimůnek 2010). Electrical bulk conductivity measured with CS650 sensors will be converted to porewater conductivity, indicating the extent of evapotranspiration processes. The lysimeter estimated precipitation was greater than the tipping bucket rain gauge data. The largest deviations were observed between December 2015 and May 2016, whereas from October to December 2016 they were lower than the 5%. Although small differences are attributed to dewfall, the larger differences between December 2015 and May 2016 might be caused by technical problems still unsolved.

Within the rainless summer months also some weight increase of 10-18 mm/ month was measured by the lysimeter (Figure 4) which is being currently studied. It might be due to numerical errors made by the AWAT filter and also it may be partially attributed to dewfall. The dewfall is usually not recorded by the tipping bucket rain gauges possibly due to the limited resolution.

In general, all rainfall events contributed to the recharge as measured by the lysimeter-vessel. The amount of monthly R ranges from 19 to 97% of the P measured by the drainage vessel (see Figure 4). Possible reasons are still under investigation.



Fig 4. Monthly recharge and rainfall (P_{μ}), both calculated using lysimeter data, rainfall measured with the tipping bucket rain gage (P_{g}), and recharge (R), measured as weight increase due to drained water of the lysimeter into the sample vessel, from December 2015 to December 2016.

4. CONCLUSIONS

The collected data in the first hydrological year have shown differences in P measurements between the tipping bucket rain gauge and the lysimeter with around 5% higher values measured by the lysimeter. A positive increase in ΔW has been detected during summer in spite of missing rainfall which is attributed to dewfall. Furthermore, differences of the relative amount of monthly R have been observed and are under evaluation. Currently, a one dimensional model is set up to evaluate the observations in a quantitative way. Acknowledgments. The infrastructure has been co-financed by European Research Funds (SE Scientific Infrastructures and Techniques and Equipment 2013, IGME13-1E-2113). We are grateful for the support and collaboration of the Biological Station of Doñana, the Biological Reserve of Doñana and the administration of the Doñana National Park. The contract of Lidia Molano Leno is funded by the Ministry of Economy, Industry and Competitiveness of Spain (MINECO) and cofounded by European Investment Bank (EIB) and European Social Fund (ESF).

5. REFERENCES

- Custodio, E., Manzano, M., and Montes, C. (2009). Las aguas subterráneas en Doñana: Aspectos ecológicos y sociales (pp32).
- Kohfahl, C., Heredia, J., Guardiola Albert, C., Pardo Iguzquiza, E., Vanderlinden, K., Giráldez, J. V., Janss, G., Panigua, C., Bravo, M.A., Rodriguez Rodriguez, M., Manzano, M. and Custodio, E. (2011). Creación de una red de seguimiento de la recarga de los acuíferos hídricos en el Espacio Natural de Doñana, 21(1).
- Manzano, M., Custodio, E., Higueras, H., Puig, R. and Soler, A. (2009). *Influencia de la* gestión del acuífero sobre los humedales del manto eólico de Doñana. Boletín Geológico y Minero, 120 (3): 377-392 ISSN: 0366-0176
- Peters, A., Nehls, T., Schonsky, H. and Wessolek, G. (2014). Separating precipitation and evapotranspiration from noise - A new filter routine for high-resolution lysimeter data. *Hydrology* and Earth System Sciences, 18(3), 1189–1198.
- Radcliffe, D.E., and Šimůnek, J. (2010). Soil physics with hydrus : modeling and applications. CRC Press, Boca Raton, Fl. USA.
- Schrader, F., Durner, W., Fank, J., Gebler, S., Pütz, T., Hannes, M. and Wollschläger, U. (2013). Estimating Precipitation and Actual Evapotranspiration from Precision Lysimeter Measurements. *Procedia Environmental Sciences*, 19, 543–552.
- Soil Survey Staff (1999) Soil taxonomy: A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. 2nd ed. NRCS USDA Hbk 436.

FLUJO PREFERENCIAL Y TRANSPORTE EN LA ZONA NO SATURADA DE LAS RIBERAS: REVISIÓN

E. Orozco-López¹, R. Muñoz-Carpena¹*, B. Gao¹

¹Department of Agricultural and Biological Engineering, University of Florida, Gainesville, FL 32603, USA. carpena@ufl.edu

RESUMEN. El diseño de prácticas de conservación tales como los filtros verdes o riparios típicamente se centra en la escorrentía superficial, asumiendo despreciable el transporte subsuperficial de nutrientes; sin embargo, dicho fenómeno puede llegar a ser significativo en condiciones de lixiviación preferencial, pudiendo negar los beneficios de tales filtros verdes. Para limitar la degradación de los servicios ambientales de los ecosistemas acuáticos, es necesaria una investigación fundamental de los mecanismos y técnicas de transporte superficial/subsuperficial que incluya el flujo preferencial en los macroporos. En este documento revisamos diferentes modelos conceptuales y matemáticos de flujo preferencial, con el fin de seleccionar aquellas aproximaciones que permitan simular flujo y transporte tanto en la matriz del suelo como en los caminos preferenciales en la zona no saturada de la ribera de los ríos, y así mejorar el diseño de los filtros verdes y, en última instancia, la calidad del agua.

ABSTRACT. The design of conservation practices such as vegetative filter strips and riparian buffers typically focuses on surface runoff, with subsurface nutrient transport usually assumed to be negligible. However, subsurface transport can become significant with preferential leaching and can negate the intended benefits of widely adopted control practices like riparian buffers. To limit degradation of aquatic ecosystem services, foundational research is needed on riparian surface/subsurface transport mechanisms and techniques to simulate these preferential pathways. In this paper, we review different conceptual and mathematical approaches, with the aim to select suitable models to simulate preferential transport in the riparian vadose zone. These processes will be used to improve the efficiency of design of riparian buffers, and the water quality.

Palabras clave: Flujo Preferencial, Zona No Saturada, Ribera, Macroporo, Matriz, Suelo.

1. INTRODUCCIÓN

Las llanuras aluviales son importantes agroecosistemas significativamente influidos por las prácticas en el uso del suelo. Dichas labores de gestión tienen un impacto en la calidad de los cuerpos de agua superficial adyacentes, debido principalmente al exceso de nitrógeno (N) y fósforo (P) aportado, y que contribuyen al crecimiento de algas y a la degradación del ecosistema.

Se asume que el transporte de nutrientes en llanuras aluviales ocurre principalmente en la escorrentía superficial, especialmente en el caso del P, aunque el transporte subsuperficial puede ser significativo, con especial interés en el caso del N debido a su mayor movilidad.

El objetivo de los filtros verdes es reducir las contribuciones de sedimento, pesticidas y coloides de la escorrentía superficial a los cuerpos de agua superficial; sin embargo, su eficiencia en las llanuras aluviales se puede ver significativamente reducida en presencia de infiltración y transporte subsuperficial espacialmente variable (Osborne y Kovacic, 1993; Fuchs et al., 2009).



Fig. 1. Esquema de una ribera de rio con caminos preferenciales.

Las llanuras aluviales y ecosistemas riparios (Fig. 1) son enormemente susceptibles de poseer caminos preferenciales. Esto se debe al conjunto de diferentes factores, como son: la geomorfología característica del medio, que facilita las deposiciones detríticas; la abundancia de raíces y fauna productora de túneles; fuertes gradientes hidráulicos con las corrientes adyacentes; y frecuentes ciclos de humedecimiento y secado. Estos factores, a su vez, podrían resultar potencialmente afectados si se produce un incremento en la variabilidad climática. Estas condiciones típicas de ribera pueden resultar en un lixiviado preferencial de coloides, N y P a través de vías preferenciales heterogéneas hacia aguas subterráneas someras unidas a la corriente circundante (Heeren et al., 2010; Menichino et al., 2014; Carlyle y Hill, 2001). Los caminos preferenciales más comúnes son a menudo el resultado de las heterogeneidades del medio poroso, producto tanto de la actividad biológica (e.g., canalización debida a la degradación de las raíces de las plantas o a gusanos), como de los procesos hidrológicos (e.g., disolución, fracturas debido a la desecación o inducidas por estrés), o por prácticas agrotécnicas (e.g., arado, excavación) (Wu et al., 2014, Jarvis, 2010).

Hasta el momento no se ha cuantificado adecuadamente la conectividad entre la escorrentía superficial y el agua subterránea. (Heeren et al., 2010); sin embargo, si los afloramientos gravosos y macroporos prevalecen en áreas riparias, entonces los nutrientes lixiviarán rápidamente, y serán transportados a la corriente; limitando, de esta manera, el rendimiento de las prácticas de conservación mencionadas.

Por tanto, es necesario mejorar el conocimiento de los procesos y mecanismos de flujo de agua y transporte de solutos, y así poder limitar la degradación de los servicios ambientales, y mejorar la eficiencia en el uso de los agroquímicos.

En este documento, se revisa la bibliografía referida a modelos conceptuales y matemáticos de la zona no saturada del suelo, con el fin de seleccionar aquellas aproximaciones que sirvan, en primer lugar, para estudiar la influencia del flujo preferencial en el transporte de contaminantes, y finalmente, para mejorar el diseño de los filtros verdes, y la calidad del agua.

2. PRINCIPIOS FÍSICOS

2.1. Flujo en medio poroso

En un medio poroso saturado, la teoría clásica capilar divide el perfil de suelo en volúmenes elementales representativos (REV, según sus siglas en inglés), donde se promedian las variables del fluido. De esta manera, el flujo vertical está linealmente relacionado con el gradiente hidráulico según la ley de Darcy:

$$q = -k \cdot \nabla(\emptyset) \tag{1}$$

Donde q es la descarga por unidad de área (m/s), K es la permeabilidad o conductividad hidráulica (m/s), y Φ es el gradiente hidráulico que viene dado por las alturas piezométricas de los REV.

El movimiento de agua a través de un medio poroso no saturado puede ser descrito mediante la ecuación de Richards unidimensional (1931).

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right] \pm \Gamma_w \quad (2)$$

Donde Θ es el contenido volumétrico de agua (m³/m³), *h* es la presión hidráulica en la matriz (m), *K*(*h*) es la conductividad hidráulica del suelo (m/s), Γ_w es un término fuente o sumidero (1/t), *t* es el tiempo (s) y *z* (m) es la profundidad cuyo origen es la superficie.

2.2. Macroporos/Flujos Preferenciales

Basado en la teoría de flujo capilar, a escala de poro, se genera el flujo en el macroporo cuando la presión de agua incrementa localmente en la interfase con la matriz de suelo circundante, de manera que la presión de entrada de agua en el poro es excedida (Jarvis y Larsson, 2001). Sin embargo, en una aproximación no secuencial, ésta no es una condición requerida. El flujo preferencial puede ocurrir tanto en suelos estructurados, donde puede haber transferencia de agua entre macroporo y matriz, e incluso dominar la hidrología del suelo, o en suelos menos estructurados como pueden ser los suelos arenosos, donde el flujo preferencial ocurre en la forma del fenómeno conocido como fingering o frente inestable de humectamiento, conocido como funneling (Hendricx y Flury, 2010, pp. 149-188). En este documento nos concentramos en el flujo en macroporo.

2.3. Interacciones entre fractura y matriz

Tras un evento de precipitación atmosférica, cuando el agua fluye a través del macroporo, una parte de ella puede ser embebida hacia la matriz del suelo. Habrá una mayor interacción entre la fractura y la matriz si ésta tiene una elevada capacidad de succión, ausencia de recubrimientos que puedan reducir la interacción, o una gran área de contacto con el agua que fluye en el macroporo.

La tasa de transferencia de masa de agua, Γ_w , puede ser descrita por una ecuación de primer orden proporcional a la diferencia en contenido efectivo de agua; habitualmente utilizada tanto en estudios de doble-porosidad como de doble-permeabilidad (Šimůnek et al., 2003); o también puede ser asumida proporcional a la diferencia de presiones entre dominios.

La tasa de transferencia de solutos, Γs , se expresa habitualmente como una combinación lineal de flujos convectivos-difusivos, considerando el gradiente de concentración entre ambas regiones. En los experimentos de trazador, cuando el flujo en el macroporo se encuentra activo, las curvas de ruptura presentan un rápido incremento en la concentración de soluto y una larga cola (Feyen, 1998). Esta última se interpreta como el resultado del intercambio entre los fluidos en matriz y macroporo (Paul et al., 2001).

2.4. Transporte de solutos

El transporte de solutos a través de un medio poroso se cuantifica mediante dos variables, la velocidad de partícula media, y la dispersión de soluto (Feyen, 1998). Si la escala del proceso de transporte macroscópico, o difusión molecular, es significativamente mayor que la propia de las fluctuaciones microscópicas, o dispersión hidrodinámica, entonces el transporte puede ser modelado mediante el proceso de difusión de Fick:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} \tag{3}$$

En caso contrario se considerará la influencia del transporte convectivo frente al dispersivo en los macroporos. El proceso de flujo de agua y transporte longitudinal de solutos puede ser expresado mediante una ecuación de convección-dispersión (Cheng et al., 1984):

$$\theta \frac{\partial C}{\partial t} + \theta u \cdot \nabla C = \nabla(\theta D \nabla C) + \dot{z} \quad (4)$$

Donde C es la concentración de soluto (Kg/m^3) ;

u(x, y, t) es el campo de velocidad (m/s); D es el tensor de dispersión, y es un término fuente o sumidero.

3. MEDIO POROSO FRENTE A MEDIO HETEROGÉNEO. DIFE-RENCIACIÓN ENTRE MODELOS CONCEPTUALES

Una clasificación entre diferentes modelos conceptuales (Fig. 2) permite distinguir entre modelos de porosidad simple, de doble porosidad, de doble permeabilidad, y de múltiple porosidad/permeabilidad. Estos últimos son conceptualmente análogos a sus correspondientes modelos duales, teniendo en consideración *n* dominios matriciales y preferenciales, cada cual con sus correspondientes componentes hidráulicas.



Fig. 2. Esquema de los modelos homogéneos y heterogéneos de transporte.

3.1. Medio poroso. Modelos de porosidad simple

Los modelos de porosidad simple se basan en un único dominio con un medio poroso descrito según la ley de Darcy, cuyo flujo de agua se expresa mediante la ecuación de Richards (Ec. 2), y un transporte de soluto longitudinal convectivo-dispersivo.

En el modelo de Ross y Smettem (2000), a partir de un esquema de diferencias finitas se obtiene una aproximación del contenido de agua. En él se asume un equilibrio local de contenido de agua $\theta = \theta_{e}(h)$, donde $\theta_{e}(h)$ es la función de retención de agua:

$$\theta^{k+1} = \theta^k + \left(\theta_e^{k+1} - \theta^k\right) \left[1 - e^{-\frac{\Delta t}{\tau}}\right]$$
(5)

Se trata de uno de los esquemas más simples, y puede servir como punto de partida cuando no se dispone de información más detallada.

3.2. Suelos heterogéneos. Modelos de doble porosidad/permeabilidad y múltiples

En un suelo heterogéneo y macroporoso la teoría clásica de flujo de agua no representa el efecto que tiene el flujo preferencial en la tasa de infiltración y redistribución de agua en el perfil de suelo. La tendencia es incluir ambos dominios en la conceptualización.

3.2.1. Modelos de doble porosidad

El dominio matricial se asume estático cuando el suelo está saturado o cerca de estarlo, y, por tanto, el movimiento longitudinal está dominado únicamente por el macroporo. Los primeros estudios asumían una ecuación unidimensional de convección-dispersión para describir el flujo en el macroporo:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - v_0 \frac{\partial C}{\partial z} \tag{6}$$

Posteriormente, en un intento por describir la cola típica de la curva de ruptura cuando el macroporo se encuentra activo, Deans (1963) incluyó una transferencia de masa lineal entre ambas regiones, y Coats y Smith (1964) expandieron dicho modelo para incluir la dispersión longitudinal:

$$\theta_f \frac{\partial C_f}{\partial t} + \theta_m \frac{\partial C_m}{\partial t} = \theta_f D \frac{\partial^2 C_f}{\partial z^2} - v_f \theta_f \frac{\partial C_f}{\partial z} \quad (7)$$

$$\theta_m \frac{\partial C_m}{\partial t} = \alpha (C_f - C_m) \qquad (8)$$

Donde $\theta_f y \theta_m$ son las fracciones de suelo rellenas con agua móvil e inmóvil (*cm*³/ *cm*³), respectivamente; *C* es la concentración (*Kg/cm*³), v_m es la velocidad media de agua en el poro en el líquido móvil (cm/s), y α es un coeficiente de transferencia de masa (*d*⁻¹). Van Genuchten y Wierenga (1976) dividieron la fase líquida entre móvil en el inter-agregado (θ_{j}), e inmóvil en el intra-agregado (θ_{m}) (Šimůnek et al., 2003):

$$\theta = \theta_f + \theta_m \tag{9}$$

El flujo de agua en este modelo está descrito por la ecuación de Richards en la región móvil, y por una ecuación de transferencia de masa de primer orden que describe la dinámica en la región inmóvil:

$$\frac{\partial \theta_f}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right] - S_f - \Gamma_w \quad (10)$$
$$\frac{\partial \theta_m}{\partial t} = -S_m + \Gamma_w \quad (11)$$

Donde S es un término sumidero válido para fractura y matriz, y Γ_w es la tasa de transferencia de agua desde la fase móvil hasta la fase inmóvil.

Germann (1985), sugirió la onda cinemática para describir la infiltración y redistribución de pulsos singulares de agua en los macroporos de un medio poroso. En un movimiento longitudinal de agua se distinguen dos ondas, dinámica y cinemática, aunque aquellas se atenúan rápidamente (Muñoz-Carpena, J. E. Parsons y J. W. Gilliam, 1993), quedando una onda cinemática con velocidad igual a la del movimiento del agua. De esta manera, en los macroporos, el agua sólo estaría sujeta a la fuerza de la gravedad, mientras que en la matriz también se vería afectada por la capilaridad.

La ecuación que gobierna aquí el flujo en el macroporo se describe mediante una función potencial $q = b \cdot w^a$, donde q es la densidad de flujo (*m/s*); w es el contenido de agua (m^3/m^3) ; *a* es un exponente cinemático, y *b* representa un parámetro de conductividad empírica; además, c = dq/dw es la velocidad de onda cinemática.

La ecuación de balance de masa descrita por Germann y Beven (1985) incluye una función sumidero r (l/s), que describe la absorción que tiene lugar en la interfase con la matriz:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + c \frac{\partial q}{\partial z} + crw = 0 \qquad (12)$$

$$r = -\frac{1}{w(t)}\frac{dw}{dt} \tag{13}$$

El esquema de la onda cinemática (Fig. 4) se divide en tres etapas, y describe la infiltración y redistribución de un pulso de agua de duración t_s y flujo q_s (Germann, 1985; Germann y Beven, 1985):

- Propagación del frente húmedo (0 ≤ t ≤ t_s) como onda cinemática
- 2. Propagación de un frente de drenado y descenso del frente húmedo anterior a modo pistón ($t_s \le t \le t_i$). Cuando la entrada de agua cesa en *ts*, el contenido en humedad en el macroporo en la superficie desciende desde W_w hasta 0.
- Atenuación del frente húmedo (t_i ≤ t ≤ ∞). Cuando el frente de drenado intercepta al frente húmedo en t_i, el contenido de humedad en el pico empieza a atenuarse (w_n ≤ w_w).

El modelo de onda cinemática de German y Beven (1985) no considera el acoplamiento de una ecuación de transporte de solutos.

3.2.2. Modelos de doble permeabilidad

En todos los modelos de esta categoría el flujo en la matriz del suelo se expresa mediante la ecuación de Richards, donde se puede apreciar con mayor claridad la evolución de las distintas aproximaciones al modelado del fenómeno es en la definición del flujo en el macroporo.

3.2.2.1. Gerke y van Genuchten, 1993

Definieron su modelo como uno de doble porosidad, aunque aquí se incluye en la categoría de doble permeabilidad por considerar flujo en ambos dominios a partir de dos ecuaciones de Richards:

$$\frac{\partial \theta_f}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_f \frac{\partial h_f}{\partial z} + K_f \right) - S_f - \frac{\Gamma_w}{w_f} \quad (14)$$

$$\frac{\partial \theta_m}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial h_m}{\partial z} + K_m \right) - S_m - \frac{\Gamma_w}{1 - w_f}$$
(15)

Son tres las conductividades hidráulicas (Tabla 1) supuestas como función de la presión, $K_f(h_f)$, en la fractura o macroporo, $K_m(h_m)$ en la matriz, y $K_a(h^-)$ como una conductividad hidráulica efectiva promedio de ambas presiones, que puede verse afectada debido a posibles reducciones de la interfase matriz-macroporo, e. g., cuando hay una

Tabla 1. Parámetros del modelo de doble permeabi-lidad de Gerke y van Genuchten.

param.	Unidad	Expresión	Definición
θ	$[m^3/m^3]$	$\theta = V_w/Vt$	Contenido de agua
W_f	[-]	$w_f = V_{tf}/V_t$	factor volumétrico
K _{f.m}	$[LT^{-1}]$		Conductividad hidráulica
$h_{f,m}$	[L]		Presión hidráulica
$S_f \& S_m$	[-]		Grado de saturación
Γ_w	$[T^{-1}]$	$\Gamma_w = \alpha_w (h_f - h_m)$	Término de intercambio
α_w	$[L^{-1}T^{-1}]$	$\alpha_w = \alpha_w^* K_a$	Coef. transfer. 1er orden
		$\alpha_w^* = \beta \gamma_w / a^2$	
β			factor geometrí agregado
		$\beta = [3, 15]$	[Rectangular, Esfera]
a	[L]		Dist. matriz centro-límite
Yw		$\gamma_w = 0.4$	Coeficiente empírico

acumulación de compuestos orgánicos potencialmente hidrófobos, producidos por exudados de raíces, ceras subsuperficiales producidas por las hojas de las plantas, y subproductos de hongos y microbios; recubriendo de componentes repelentes de agua algunas superficies del suelo (Morales, Parlange y Steenhuis, 2010). La transferencia de agua entre regiones se define como un gradiente lineal de presiones:

$$\Gamma_w = \alpha_w (h_f - h_m) \tag{16}$$

Cuanto mayor sea el valor de α_w menor será el flujo en la fractura, siendo habitualmente sobreestimado por la consideración de flujo en toda la superficie de la fractura, apoyado por evidencias encontradas en *Yucca Mountain* (Flint et al., 2001, pp. 47-86).

El transporte longitudinal de soluto está descrito por dos ecuaciones de convección- dispersión:

$$\frac{\partial}{\partial t}(\theta_{f}R_{f}c_{f}) = \frac{\partial}{\partial z}\left(\theta_{f}D_{f}\frac{\partial c_{f}}{\partial z} + q_{f}c_{f}\right) - \theta_{f}\mu_{f}c_{f} - \frac{\Gamma_{s}}{w_{f}} \quad (17)$$
$$\frac{\partial}{\partial t}(\theta_{m}R_{m}c_{m}) = \frac{\partial}{\partial z}\left(\theta_{m}D_{m}\frac{\partial c_{m}}{\partial z} + q_{m}c_{m}\right)$$
$$- \theta_{m}\mu_{m}c_{m} - \frac{s}{1 - w_{f}} \quad (18)$$

 Tabla 2. Parámetros del modelo de doble permeabilidad de Gerke y van Genuchten. Transporte de solutos.

param.	Unidad	Expresión	Definición
R	[-]	$R = 1 + \rho_b k / \theta$	Factor de retraso
с	$[ML^{-3}]$		Concentración de soluto
D	$[L^2T^{-1}]$		Coeficiente de dispersión
μ	$[T^{-1}]$		Coef. degradación 1er orden
S	[-]		Grado saturación
Γ_s	$[ML^{-3}T^{-1}]$		Transferencia de soluto
ρ_b	$[ML^{-3}]$		Densidad aparente
k	$[M^{-1}L^3]$		Coeficiente de adsorción

Posteriormente, Jarvis et al. (1994) desarrolla MACRO, un modelo que integra

un balance de agua y transporte de solutos, junto con procesos de transformación en el suelo/cultivo. El modelo presenta dos modos de compilación, uno de porosidad simple; y otro de doble permeabilidad, donde el movimiento de agua en el macroporo es descrito por la ley de Darcy (Ec. 1), asumiendo un gradiente hidráulico unitario y una función potencial que describa la conductividad hidráulica no saturada q = b $(\theta_f / \theta_{sf})^a = b(S_e^f)^a$; donde θ_{sf} es el contenido de agua saturada en los macroporos, v b es el parámetro de conductividad en la fractura o la conductividad hidráulica de los macroporos en completa saturación. MACRO realiza la partición de la precipitación neta entre la que toman los microporos y, el resto, que discurrirá por los macroporos. El transporte de soluto es definido por la ecuación de convección-dispersión (Ec. 4). Finalmente, el intercambio de agua y soluto entre macroporo y matriz de suelo es definido mediante gradientes lineales de saturación y concentración, respectivamente:

Nimmo (2010), en su modelo de respuesta a la fuente (Source-Responsive), divide el perfil vertical de suelo en dos dominios, un dominio difuso (D) donde se representa el flujo en la matriz de suelo, y el dominio (S) de respuesta a la fuente (source-responsive, Fig. 3), caracterizado, por una parte, según la capacidad que tiene el flujo preferencial (M), o área interna del macroporo por unidad de volumen del medio capaz de soportar una película de agua fluyendo sobre él ($[L^{-1}]$) (las porciones hidrofóbicas serán excluidas cuando no puedan soportar una película de agua); y, por otra parte, también por su grado de activación f(z,t), que representa el flujo preferencial activo en un tiempo dado, con valores entre 0 y 1 (Nimmo y Mitchell, 2013). En el dominio S, el flujo de agua es representado por una película que discurre sobre la pared del macroporo, y que puede verse fuertemente influida por las variaciones en el suministro de agua. Por ello este dominio sólo se encuentra activo ocasionalmente. Además, un término de primer orden sirve para representar el flujo desde el dominio S al D, como una función del contenido de agua. Nimmo define el contenido de agua en equilibrio, θ_{e} , donde el flujo neto de agua entre dominios es nulo. D es la difusividad hidráulica efectiva de la matriz en particular (m^2/s) , y u es un vector normal al dominio difuso y positivo en la dirección del mismo:

$$q_{abs} = -D(\theta)\frac{\partial\theta}{\partial u} \tag{19}$$



Fig. 3. Modelo de respuesta a la Fuente (*Source-Responsive*) (Nimmo y Mitchell, 2013).

Y el flujo a través del perfil es la tasa negativa de cambio del contenido de agua:

$$\frac{\partial q_s}{\partial z} = -\frac{\partial \theta}{\partial t} = -f \frac{M^2 D}{G} \left[\theta_e - \theta\right] \quad (20)$$

Donde *G* es un parámetro análogo al coeficiente geométrico β , visto en el modelo de Gerke y van Genuchten (1993).

Nimmo (1993) asume que, con tasas constantes y abundantes de infiltración, lo flujos verticales están dominados por la componente *S*, pudiéndose despreciar la componente *D*, y asumir una difusividad constante, entonces:

$$\theta(z,t) = \theta_e(z) - exp\left[-\frac{M^2D}{G}\int f(z,t)dt\right]$$
(21)

f(z,t) es función de la tasa máxima de infiltración a una altura determinada ($i_0 \approx$ 30mm/h, basado en observaciones empíricas realizadas por Nimmo (2010), y del tiempo de viaje característico t_i(z).

Finalmente, el contenido de agua en un tiempo y altura particular es dado según: $\theta(z,t) =$

$$\theta(z,t) = \begin{cases} \theta_0(z), & t < t_l(z) \\ \theta_e(z) - \left[\theta_{e(z)} - \theta_{0(z)}\right] e^{\left(\frac{-M^2(z)Di_s}{G}(t - t_{l(z)})\right)}, t \ge t_{l(z)} \end{cases}$$
(22)

Este modelo no considera aún el transporte longitudinal de solutos, aunque si lo hace con las fluctuaciones de la tabla de agua subterránea.

3.2.3. Modelos Múltiple Porosidad/Permeabilidad

Estos modelos son conceptualmente idénticos a sus correspondientes versiones duales, exceptuando el hecho de que solapan un número determinado de regiones, considerándolas definidas por la ecuación de Richards para el flujo de agua (Ec. 2) y por la de convección-dispersión para el transporte de solutos (Ec. 4), y que el intercambio entre dominios se expresa mediante una relación lineal. Ejemplos de esta categoría se pueden encontrar en los modelos TRANSMIT, de Hutson y Wagenet (1995), y MURF/MURT, de Gwo et al. (1995).

4. COMPARACIÓN ENTRE MODE-LOS. TABLAS 3 Y 4

Los modelos de porosidad simple son aproximaciones limitadas en cuanto a la simulación del flujo preferencial, debido a la asunción de flujo secuencial a través del perfil de suelo según un flujo darciniano.

Los modelos de doble porosidad desarrollados en la década de los 60 supusieron una primera aproximación al modelado del fenómeno preferencial, apreciándose su evolución en la descripción del flujo en el macroporo. El primer acercamiento es de tipo convectivo-dispersivo según Deans (1963), y ampliado por Coats y Smith (1964), para pasar al modelo de van Genuchten y Wierenga, quienes ofrecen una variación basada en la ecuación de Richards. cuya aproximación secuencial sigue sin poder describir correctamente el proceso. Sin embargo, el modelo de Germann, basado en una aproximación potencial del flujo preferencial como onda cinemática, ofrece como ventaja respecto a los anteriores que el número de parámetros puede ser reducido, ya que no requiere de propiedades de retención de agua en la región del macroporo, mientras que las desventajas son, por una parte, que la ecuación de onda cinemática está limitada a flujos verticales conducidos por la gravedad, no considerando de esta manera los flujos ascendentes como pueden ser los de evapotranspiración, y por otra, que no considera el transporte longitudinal de solutos.

Los modelos de doble permeabilidad, desarrollados en los primeros años de la década de los 90, sí comienzan a tener en cuenta el movimiento en el dominio matricial mediante la ecuación de Richards. Y, de nuevo, la evolución se aprecia en el dominio de flujo preferencial. Gerke y van Genuchten modifican el anterior modelo, que había realizado este último con Wierenga, al introducir el flujo de agua en la matriz, y otras pequeñas modificaciones en cuanto al transporte de masa transversal y longitudinalmente. Jarvis et al. (1994) introdujo un modelo de flujo potencial en el macroporo, considerando el contenido agua en el suelo para parametrizar el transporte de masa entre macroporo y matriz, el cuál resulta difícil de obtener con precisión en experimentos de campo, ya que ésta se realiza mediante calibración inversa a partir de medidas de presión en distintos horizontes de suelo, con una incertidumbre asociada a los instrumentos de medida disponibles. Esta incertidumbre también se da en el modelo de respuesta a la fuente de Nimmo (2010), con la necesidad de cuantificar una medida de humedad en equilibrio entre la matriz y el macroporo; sin embargo, aunque este modelo adolece de un transporte longitudinal de solutos acoplado, sí que ofrece una aproximación no darciniana del flujo en el macroporo según un flujo de Stokes, como ya hiciera Germann y Di Pietro (1999), y, además, incluye las posibles fluctuaciones de la tabla de agua subterránea, y la posibilidad de trabajar con uno o más dominios.

Los modelos actuales de multipermeabilidad no dejan de ser ampliaciones del modelo de Gerke y van Genuchten.

5. CONCLUSIONES

Se han revisado diferentes modelos conceptuales de flujo de agua y transporte de solutos en la zona no saturada del suelo. Actualmente, una de las mayores dificultades sigue siendo describir el proceso físico de transporte en los macroporos, así como la correcta parametrización de algunas variables con los instrumentos disponibles. Los modelos de doble permeabilidad son los que mejor captan el fenómeno de flujo preferencial y, por tanto, las futuras líneas de investigación se basarán en dicha conceptualización; con un flujo que obedezca

 Tabla 3. Modelos conceptuales de flujo y transporte en la ZNS.

	Modelo	Matriz	Macroporo	Transfer. Masa	Transp. Soluto
Porosidad Simple	Ross y Smettem (2000)	Ley de Darcy/Richards		-	CDE
	Deans (1963) + Coats y Smith (1964)	Inmóvil	CDE	1^{er} -Orden ($\alpha(C)$)	CDE
Doble Porosidad	Van Genuchten y Wierenga (1976)	Inmóvil	Richards	1^{er} -Orden ($\Gamma_w(C)$)	CDE
	Onda Cinemática (1985)	Inmóvil	Función Potencial	Sumidero/Sorbancia (r)	-
	Gerke y van Genuchten (1993)	Richards	Richards	1^{er} -Orden ($\Gamma_w(h)$)	$CDE_{f,m}$
Doble Permeabilidad	MACRO, Jarvis (1994)	Richards	Darcy/ Potencial	1^{er} -Orden ($\Gamma_{w}(\theta)$)	CDE & (q́)
	Respuesta a la fuente Nimmo (2010)	Richards	No Darciniano (M, f)	1^{er} -Orden ($D(\theta)$)	-
Multi-Poro/Perm.	TRANSMIT & MURF/T (1995)	Richards	Richards	1 ^{er} -Orden	CDE

Tabla 4. Comparación cualitativa entre modelos.

	Modelo	Matriz	Macroporo	Difusión	Transp. Sol.	Agua somera	Dominios
Porosidad	Ross y Smettem (2000)		-	-	+	-	1
	Deans (1963) + Coats y Smith (1964)	-	-	+	+	-	2
Doble Porosidad	Van Genuchten y Wierenga (1976)	-	-	+	+	-	2
	Onda Cinemática (1985)	-	+	+	-	-	2
	Gerke y van Genuchten (1993)	+	-	+	+	-	2
Doble Permeabilidad	MACRO, Jarvis (1994)	+	-+	+	++	-	2
	Respuesta a la fuente Nimmo (2010)	+	++	+	-	+	1-3
Multi-Poro/Perm.	TRANSMIT & MURF/T (1995)	+	-	+	+	-	>2

la ley darcy en la matriz del suelo; un flujo no darciniano en los macroporos según un flujo de Stokes, como el modelo de Nimmo

(2010); también deberá ser considerado el transporte longitudinal de solutos mediante al menos una ecuación de convección-dispersión; y, además, el transporte de masa en la interfase, ya que este proceso puede llegar a tener un notable impacto en la calidad del agua. Debido a la naturaleza propia de la ribera de los ríos, acoplar adecuadamente al algoritmo las posibles fluctuaciones de la tabla de agua se torna crítico. De esta manera, y junto con la retroalimentación derivada de la caracterización a escalas tanto de laboratorio como de campo, esta aproximación se podrá acoplar con el modelo mecanístico VFSmod, mejorando así mismo tanto el diseño y estudio de filtros verdes, como el conocimiento del propio proceso físico.

Agradecimientos Este Proyecto está financiado por NIFA-USDA, con el apoyo de la Universidad de Florida.

6. BIBLIOGRAFÍA

- Amali, S., L.W. Petersen, y D.E. Rolston, 1994. Modeling multicomponent volatile organic and water vapor adsorption on soils. *J. Hazardous Mater.* 36, 89-108.
- Su, G. W., J. T. Geller, K. Pruess y J. R. Hunt, 2001. Solute transport along preferential flow paths in unsaturated fractures. *Water Resources Research, Vol. 37*, No. 10, Pages 2481-2491.
- Wu, L., B. Gao, Y. Tian, y R. Muñoz-Carpena, 2014. Analytical and experimental analysis of solute transport in heterogeneous porous media. *Journal of Environmental Science and Health, Part* A 49, 338-343.

- Osborne, L. L., y D. A. Kovacic, 1993. Riparian Vegetated buffer strips in water-quality restoration and stream management. *Freshwater Biology* 29, 243-258.
- Hill, A. R., 1996. Nitrate removal in stream riparian zones. *Journal of Environmental Quality* 25:743-755.
- Fuchs, J. W., G. A. Fox, D. E. Storm, C. J. Penn, y G. O. Brown, 2009. Subsurface transport of phosphorus in riparian floodplains: influence of preferential flow paths. *Journal of Environmental Quality* 38:473-484.
- Heeren, D. M., R. B. Miller, G. A. Fox, D. E. Storm, T. Halihan, y C. J. Penn, 2010. Preferential flow effects on subsurface contaminant transport in alluvial floodplains. *American Society of Agricultural and Biological Engineers, Vol. 53* (1): 127-136.
- Menichino, G. T., A. S. Ward, y E. T. Hester, 2014. Macropores as preferential flow paths in meander bends. *Hydrological processes* 28, 482 -495.
- Menichino, G. T., y E. T. Hester, 2015. Macropores along stream channels: abundance, dimensions, and effects on surface water-groundwater exchange. *Freshwater Science Vol.* 34, No. 1.
- Boano, F., J. W. Harvey, A. Marion, A. I. Packman, R. Revelli, L. Ridolfi, y A. W'lorman 2014. Hyporheic flow and transport processes: Mechanisms, models, and biogeochemical implications, *Rev. Geophys.*, 52, 603- 679.
- Paul, A. H., J. M. Bahr, T. W. Doe, A. L. Flint, G. Gee, L. W. Gelhar, D. K. Solomon, M. Van Genuchten, y S. W. Wheatcraft, 2001. Conceptual models of flow and transport in the fractured vadose zone. *Nat. Res. Council. National Academy of Sciences.*
- Gerke, H. H., y M. T. van Genuchten, 1993. A dualporosity model for simulating the preferential movement of water and solutes in structured porous media. *Water Resources Research, Vol.* 29, No. 2, p. 305-319.
- Morales, V. L., J. Y. Parlange, y T. S. Steenhuis, 2010. Are preferential flow paths perpetuated by microbial activity in the soil matrix? *A review. Journal of Hydrology 393* 29-36.
- Nimmo, J.R., y L. Mitchell, 2013. Predicting vertically nonsequential wetting patterns with a sourceresponsive model. *Vadose Zone Journal 12*.
- Nimmo, J. R., 2010. Theory for source-responsive and free-surface film modeling of unsaturated flow. *Vadose Zone Journal* 9:295-306.

- Ross, P. J., y K. R. J. Smettem, 2000. A simple treatment of physical nonequilibrium water flow in soils. *Soil Science Society of America* J. 64:1926-1930.
- Van Genuchten, M. T., y P. J. Wierenga, 1976. Mass transfer studies in sorbing porous media I. Analytical Solutions. Soil Science Society of America Journal, Vol. 40, No. 4.
- Coats, K.H., y B. D. Smith, 1964. Dead-end pore volume and dispersion in porous media. *Society* of petroleum eng. office.
- Šimůnek, J., N. J. Jarvis, M. T. 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 (2003)14-35.
- Germann, P. F., 1985. Kinematic wave approach to infiltration and drainage into and from soil macropores. Soil and Water Div. of ASAE, Vol. 28 (3).
- Germann, P. F., y K. Beven, 1985. Kinematic wave approximation to infiltration into soils with sorbing macropores. *Water Res. Research, Vol. 21*, No. 7, p. 990-996.
- Feyen, J., D. Jacques, A. Timmerman, y J. Vanderborght, 1998. Modelling water flow and solute transport in heterogeneous soils: a review of recent approaches. J. Agric. Engng. Res. 70, 231-256. Article Number: ag980272.
- Jarvis, N., y M. Larsson, 2001. Modeling macropore flow in soils: field validation and use for management purposes. Technical paper from Conceptual models of flow and transport in the fractured vadose zone. *National Research Council. National Academy of Sciences*. p. 189- 216

- Cheng, R. T., V. Casulli, y S. N. Milford, 1984. Eulerian-Lagrangian solution of the convectiondispersion equation in natural coordinates. *Water Res. Res.*, 20. No. 7, p. 944-952.
- Jarvis, N. J., M. Stähli, L. Bergström, y H. Johnsson, (1994), simulation of dichlorprop and bentazon leaching in soils of contrasting texture using the MACRO model. J. Environ. Sci. Health, A29(6), 1255-1277.
- Radcliffe, D. E., D. K. Reid, K. Blombäck, C. H. Bolster, y A. S. Collick, 2015. Applicability of models to predict phosphorus losses in drained fields: a review. J. of Env. Qual. 44:614-628.
- Kuo, Y.-M., y R. Muñoz-Carpena, 2009. Simplified modeling of phosphorus removal by vegetative filter strips to control runoff pollution from phosphate mining areas. J. of Hydrology, 378, 343-354.
- Van der Zwann J. B., M. A. Campo-Bescós, R. Muñoz-Carpena, y R. Giménez, 2015. Un novedoso enfoque en la modelización del flujo preferente: evaluación de campo. *Estudios en la Zona No Saturada. Vol. XII*, pp.237-242
- Muñoz-Carpena, R., J. E. Parsons, y J. W. Gilliam. 1993. Numerical approach to the overland flow process in vegetative filter strips. Paper No. BAE-92-12 of the *Journal Series of the Department of Biological and Agricultural Engineering*, North Carolina State University.
- Germann, P. F., L. Di Pietro. 1999. Scales and dimensions of momentum dissipation during preferential flow in soils. *Water Resources Research, Vol. 35*, No. 5, pp. 1443-1454.

EFFECT OF SOIL MANAGEMENT ON WATER RETENTION AND DOMINANT SOIL WATER STATES IN A CULTIVATED VERTISOL

K. Vanderlinden^{1*}, Y. Pachepsky², A. Pedrera-Parrilla¹, G. Martinez³, A.J. Espejo-Pérez⁴, F. Perea¹, J.V. Giráldez^{4,5}

¹IFAPA, Centro Las Torres-Tomejil, Ctra. Sevilla-Cazalla, km 12.2, Alcalá del Río (Sevilla), Spain.

karl.vanderlinden@juntadeandalucia.es, aura.pedrera@juntadeandalucia.es

²EMFSL, USDA-ARS, Beltsville, MD, USA. yakov.pachepsky@ars.usda.gov

³Departamento de Física Aplicada, Universidad de Córdoba. Edificio da Vinci.

Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba, Spain. z42magag@uco.es

⁴Departamento de Agronomía, Universidad de Córdoba. Edificio da Vinci.

Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba, Spain. ag1gicej@uco.es, g82espea@uco.es

⁵Instituto de Agricultura Sostenible, CSIC. Avda. Menéndez Pidal s/n, 14080 Córdoba, Spain. ag1gicej@uco.es

RESUMEN. Para entender las diferencias en el comportamiento agro-hidrológico de vertisoles bajo laboreo convencional (CT) y siembra directa (DD) se requiere un mejor conocimiento de la dinámica del agua en el suelo. Se midió la retención de agua en 54 muestras inalteradas superficiales (0-0.05m), extraídas de las parcelas bajo CT y DD en un ensayo a largo plazo. La retención de agua fue significativamente superior en DD (p < 0.05) para 63 < |h| < 3.2×10^3 cm, y a 1.8×10^4 y 3.3×10^4 cm. Los efectos combinados del laboreo y la compactación incrementan y disminuyen la abundancia de poros grandes en CT y DD, respectivamente. Las diferencias significativas en retención y abundancia de poros equivalentes en el dominio seco pueden ser asociadas con el mayor contenido en materia orgánica en DD. Estos resultados explican las diferencias observadas en

campo entre la dinámica de la humedad del suelo en CT y DD.

ABSTRACT. Understanding the agro-hydrological performane of Vertisols under conventional tillage (CT) and direct drill (DD) requires a thorough knowledge of the soil water dynamics. We measured water retention on 54 undisturbed topsoil (0-0.05m) samples collected in the CT and DD plots of a long-term experiment. Water retention was significantly higher in DD (p < 0.05) for |h| ranging from 63 to 3.2×10^3 cm, and at 1.8×10^4 and 3.3 \times 10⁴ cm. A comparison of the equivalent pore-size distributions showed a combined effect of tillage and compaction, increasing and decreasing the amount of the largest pores in CT and DD, respectively, in favor of a proportionally larger abundance

of smaller equivalent pore-sizes in DD. Significant differences in water retention and abundance of equivalent pore-sizes in the dry domain appear to be associated with the higher organic matter content in DD. These results were corroborated with field-measured soil moisture data.

1. INTRODUCTION

Understanding the hydrological functioning of rainfed soils under contrasting soil management systems is key to explain their agronomic performance (Ordóñez et al., 2007; Pittelkow et al., 2015) and their claimed potential for climate change adaptation and mitigation (Powlson et al., 2014). This is particularly true for seasonally dry climates, where water-limiting conditions persist during long periods and soil water content becomes the single most important control for numerous biogeochemical processes that take place at or near the soil surface (Robinson et al., 2008).

During the last decades, mainly motivated by environmental and economic concerns, the consequences of conservation tillage practices on these processes have been intensively studied (Soane et al., 2012). In general, tillage increases macroporosity while natural consolidation and compaction by machinery traffic destroy the largest pores and promote an increment in the amount of smaller pores. The interplay of both induces changes in the soil water retention curve (SWRC) and the hydraulic conductivity (Ahuja et al., 1998; Startsev and McNabb, 2001) Despite a long-standing research tradition, only few studies on the effect of soil management on soil properties (Unger and Cassel, 1991; Ahuja et al., 2006) and their variability (Cassel and Nelson, 1985; Van Es et al., 1999) involved expansive clays (Ordóñez et al., 2007; Strudley et al., 2008). A knowledge gap exists regarding the interaction of soil management with the known superior capacity of theses soils to supply water to crops under dry conditions in comparison to other soil types.

Vanderlinden et al. (2017) analyzed and modelled the SWRC and the equivalent pore-size distribution of a vertisol, and related characteristic points of the SWRC with field-measured dominant soil moisture states. Here we build further on this framework to compare the hydrological performance of this soil under conventional tillage (CT) and direct drill (DD). The objectives of this work were 1) to provide a detailed comparison of the SWRCs and the differential water capacity curves of a vertisol under DD and CT, and 2) to relate these observed differences in specific regions of the SWRC with observed 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 (*Helian-thus annuus L.*) – field pea (*Pisum sativum L.*) rotation. In this work data from three

conventional tillage (CT) and three direct drill (DD) plots will be used, obtained under a wheat-sunflower-field pea crop sequence. Individual plot dimensions were 15×180 m. Conventional tillage consisted in a 0.25 m deep mouldboard plough pass and successive cultivator passes before sowing. In the DD plots the soil surface was only slightly disturbed by a seed opener during sowing, but no tillage whatsoever took place. 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 climate is Mediterranean (Csa) according to the Köppen classification. The mean annual rainfall is 500 mm, of which 58% occurs from October to January and 35% from February to May. December is the wettest month (91 mm) and July and August are the driest months (1 and 4 mm, respectively). Overall, the rainfall regime is characterized by a large inter- and intra-annual variability. The mean monthly temperature ranges from 9 °C in January to 27 °C in August. The mean daily reference evapotranspiration (Penman-Monteith) ranges from 1.6 in December to 7.8 mm in July.

The soil is classified as a Chromic Haploxerert (Soil Survey Staff, 2014) 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. According to Ordóñez et al. (2007), since the beginning of the experiment, organic matter in the top 0.5-m increased by 18 Mg ha⁻¹ in DD, although the average soil organic carbon (SOC) content in the top 0.15 m of the whole field remained rather low, near 10 g kg⁻¹, but with significantly different mean values for DD and CT of 11.6 and 9.2 g kg⁻¹, respectively (Martínez et al., 2009). Differences in SOC between DD and CT have been shown to be time and depth dependent at this field by Melero et al (2009). Integrating SOC over the top 0.3 m (plough layer) and in the subsoil to a depth of 0.5 m, Melero et al. (2011) found during the wheat growing season (March) only significant differences in the top layer, with average SOC contents of 8.3 and 9.5 g kg⁻¹ in CT and DD, respectively, and near 8.7 g kg⁻¹ in both treatments in the subsoil. After harvest (October), the average topsoil SOC in CT and DD increased to 8.9 and 9.6 g kg⁻¹, respectively, but was not significantly different. Subsoil organic carbon became significantly different and decreased to 7.5 and 8.0 g kg⁻¹ in CT and DD, respectively.

2.2. Water Retention Measurement and Model

Undisturbed surface soil samples were taken at 54 locations, evenly distributed over the three CT and DD plots 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). Individual pressure head values were grouped within 22 classes for CT and DD. The corresponding average gravimetric water retention, Θ , and standard deviation, σ_{Θ} , were then calculated in each class and the probability that Θ was the same in CT and DD was assessed for each class.

The logarithmic differential water capacity, C, was calculated across water retention observations for each soil sample according to

$$C = -\frac{\mathrm{d}\Theta}{\mathrm{d}(\log_{10}|h|)} \tag{1}$$

Individual C values were grouped into 21 classes, according to their pressure heads and averaged separately for CT and DD in each class. In addition the probability that average C was the same in CT and DD was calculated for each class. The capillary hypothesis was used to calculate equivalent pore radii, δ.

As proposed by Vanderlinden et al. (2017) the sum of a double exponential (DE) model (Dexter et al., 2008) and the Groenevelt and Grant (GG) (2004) equation,

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

was fitted to the Θ data of both management systems. $h_1 < h_2$ are fitting parameters of the DE model associated with characteristic pressure heads at which the structural and matrix pore spaces empty, respectively, and parameters A_1 and A_2 are proportional to the volume of each of these pore spaces. k_1 , k_0 and n are fitting parameters of the GG model.

A continuous representation of the logarithmic differential water capacity, c, was obtained by differentiating Eq. [2] (Vanderlinden et al., 2017):

$$c = \frac{\ln 10A_1 |h|}{h_1} e^{(-|h|/h_1)} + \frac{\ln 10A_2 |h|}{h_2} e^{(-|h|/h_2)} + \frac{\ln 10A_2 |h|}{h_2} e^{(-|h|/h_2)} + k_1 k_0 n (\log_{10} |h|)^{-n-1} e^{(-k_0/(\log_{10} |h|)^n)}$$
(3)

2.3. Field Soil Moisture Measurement

Between 23 Jan. 2008 and 2 Feb. 2010 38 gravimetric soil water content (θ) surveys were conducted in both management systems. On each survey 27 disturbed soil samples were taken in both management systems near (<1.5 m) the locations were the undisturbed samples were obtained, at depths of 0-0.10 and 0.25-0.35 m, and using a 0.05 m diameter Edelman hand auger. 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. Effect of Tillage on Soil Water Retention and Differential Water Capacity

Mean gravimetric water retention in both management systems showed overall a common behavior but was significantly higher in DD (p < 0.05) for |h| ranging from 63 to 3.2×10^3 cm, with significant differences in Θ between CT and DD ranging from 0.006 to 0.015 kg kg⁻¹, and at 1.8×10^4 and 3.3×10^4 cm, with significant differences in Θ near 0.005 kg kg⁻¹ (Fig. 1a and 1b). The standard deviation of Θ was higher in DD in the 10-10³ cm range, coinciding roughly with the region where Θ was significantly higher in DD, and decreased for both managements with increasing |h|, except near $|h| = 6 \times 10^3$ cm, where standard deviation peaked for both management systems, possibly as a result of the higher uncertainty of the psychrometer data in this region. These results illustrate the decreasing heterogeneity of the pore space as |h| increases and identify clearly the regions where the SWRC is most affected by tillage.

Soil management did not affect water retention significantly at |h| < 31.6 cm, nor did it show a significant effect on the air-entry pressure (|h| = 10 cm). This contrasts with the general belief that DD systems are more prone to soil compaction than CT systems (*e.g.* Moret et al., 2007). The differential water capacity (Fig. 1c) provides a means to compare the abundance of specific equivalent pore-sizes in both managements.



Fig. 1. a) Mean gravimetric water retention, Θ , and standard deviation of gravimetric water retention, σ_{Θ} , for conventional tillage (CT) and direct drill (DD), plotted as a function of the logarithm of pressure head, |h|; b) probability that Θ is the same in both management systems, as a function of |h|; c) Mean differential water capacity, *C*, and its standard deviation, σ_{C} plotted as a function of the logarithm of equivalent pore radius, δ ; and d) probability that *C* is the same in both management systems, as a function of δ . Vertical dashed lines indicate characteristic points of the SWRC.

Despite the proportionally small amount of equivalent pores with $\delta > 1.5 \times$

10⁵ nm (|h| < 10 cm), significantly different abundancies of equivalent pores were observed in this region, between DD and CT (Fig. 1d). CT showed a significantly larger amount of pores (p=0.046) near δ = 9.4 × 10⁵ nm, while pores with δ = 3.0 × 10⁵ nm were significantly more abundant in DD (p=0.036). This could be the result of a combined effect of tillage, increasing the abundance of the largest pores in CT, and compaction, which results in a loss of the largest pores in DD.

In the region 10 < |h| < 200 cm, which encloses the mode of the structural pore space (Vanderlinden et al., 2017), the slope of the SWRC was steeper for CT than for DD, resulting in a larger abundance of equivalent pores in CT than in DD for the region near $7.4 \times 10^3 < \delta < 1.5 \times 10^5$ nm. The difference in the abundance of pores between CT and DD (p=0.065) reached a maximum near $\delta = 8.4 \times 10^4$ nm (|h| = 17cm), and decreased gradually as δ further decreased. Near this region Startsev and McNabb (2001) observed the strongest decrease in the abundance of pores (2.4 $\times 10^4 < \delta < 2.9 \times 10^4$ nm; 50 < |*h*| < 60 cm as a result of soil compaction due to skidder traffic. Near $\delta = 4.7 \times 10^3$ nm (|*h*| = 300 cm) the abundance of equivalent pores became larger in DD (p=0.09), reaching a maximum difference (p=0.07) with CT and a local minimum of the C- δ curve near $\delta = 2.1 \times 10^3$ nm (|*h*| = 700 cm), close to the limit between the structural and textural pore spaces (Vanderlinden et al., 2017). This is also the region where the difference in Θ between CT and DD reaches maximum significance (Fig. 1b). The C- δ curves for CT and DD reach a second maximum near $\delta = 200$ nm (|h| = 7.3×10^3 cm), corresponding to the second inflection point of the SWRC which represents the mode of the textural pore space (Vanderlinden et al., 2017).

Ahuja et al. (1998) suggested that the effect of tillage is mostly limited to the wet range of the SWRC, affecting water retention up to pressure heads between 7 and 13 times the air-entry pressure. Startsev and McNabb (2001) found that after soil compaction due to skidder traffic Θ decreased for |h| below the air-entry pressure, and increased slightly at larger pressure heads, decreasing the slope of the SWRC and flattening the corresponding peak of C (mode of the structural pore space), in a similar way as shown in Figs. 1a. and 1c. Pore volumes of compacted soils were found to increase slightly between 200 and 300 cm, while no effect of soil compaction could be appreciated for |h| > 500cm. For this fine-textured soil we found that long-term CT, as compared to DD, affected water retention significantly in a broader |h| range, encompassing both the structural and textural pore spaces (Figs 1a and 1b). The apparently limited effect of soil compaction on the macro porosity $(\delta > 1.5 \times 10^5 \text{ nm})$ of this soil could be a result of the expansive nature of this clay soil in combination with the Mediterranean climate, which guarantees yearly variations in water contents from saturation to complete dryness and as a result complete contraction-expansion cycles, which may alleviate, at least in part, the negative effects of DD on compaction of the macro pore space (Chinn and Pillai, 2008). In addition it is worthwhile recalling here that the CT samples were taken from tilled, but naturally consolidated soil.

The higher abundance of equivalent pores in CT for |h| < 300 cm can therefore here be interpreted as a result of of the interplay between tillage, natural consolidation, and compaction in DD. The higher Θ in DD than in CT for |h| > 300cm cannot be explained by tillage effects, but could be at least partly a result of the gain in small pores at the expense of larger pores as a result of compaction in DD. Water retention is known to depend also on organic matter content (Rawls et al., 2003). Higher Θ and C in DD at |h| > 300cm can therefore also be attributed to the higher organic matter content observed in DD, particularly in the topsoil (Melero et al., 2011). Although not yet fully understood, recent research elucidates the role of different pore-size regions, mainly in the µm domain, in the adsorption and stabilization processes of different forms of organic matter (Bailey et al., 2017).

As δ further decreases towards the boundary between the capillary and the adsorptive region ($|h| \approx 10^5$ cm) of the SWRC (Tuller and Or, 2005), from where on the contribution of adsorption of thin water films on soil particles dominates water retention (Or and Tuller, 1999), the textural pore space shows a minimum abundance of equivalent pores near $\delta = 38$ nm (|h| = 3.9×10^4 cm), with a remarkable significantly (p=0.01) higher portion of equivalent pores in DD, which corresponds to the significantly higher Θ observed in DD at $|h| = 1.8 \times 10^4$ and 3.3×10^4 cm. The organic substances retained in such small pores, associated with the water-filled porosity, are inaccessible for microorganisms due to pore-size exclusion (Killham et al., 1993).

3.2. Soil Water Retention and Differential Water Capacity Models

Fig. 2a shows the fit of the SWRC model [Eq. (2)] to the measured Θ data and the corresponding fitting parameters

for CT and DD. Despite the high coefficient of determination (99.9%), the model fit near the air-entry pressure and for 10^2 $< |h| < 10^5$ was not optimal, although the main features of the fitted SWRC models for CT and DD, as discussed in the previous section, were honored. Using Eq. (3) with the parameters shown in Fig. 1a to model the calculated C- δ curves leads to an overestimation and underestimation of the modes of the structural and textural pore spaces, respectively, and an underestimation of the corresponding δ for the limit between the structural and textural pore spaces, for both CT and DD. This apparent misfit is partly due to the lack of fit of the SWRC models in specific regions, but is also a result of the coarse resolution of the calculated C- δ values.



Fig. 2. Measured SWRCs with fitted models, and calculated and modeled differential water capacities for conventional tillage (CT) and direct drill (DD).

3.3. Field-measured Gravimetric Soil Water Content in DD and CT

In accordance with the subtle differences observed between the SWRCs of CT and DD (Fig. 1), field-measured θ was also similar in both soil management systems (Table 1). In the topsoil (0-0.10 m) mean θ was 0.007 kg kg⁻¹ higher in DD than in CT, with a probability of 0.13 that both means are statistically the same.

For the subsoil layer (0.25-0.35 m)mean θ was 0.004 kg kg⁻¹ higher than in the topsoil of both CT and DD, was also 0.007 kg kg⁻¹ higher in DD than in CT, with a probability of 0.06 that both means are statistically the same. The observed differences in θ between CT and DD were of similar magnitude than the differences observed in Θ . It is noteworthy to recall that the mean θ values shown in Table 1 are spatiotemporal means. As a result, the higher mean θ for DD cannot be interpreted simply as a result of higher water storage capacity in DD, but is also a consequence of the stronger persistence of θ above critical soil water content levels for plant growth in DD, allowing an extension of the growing season, in contrast to CT, where plants will die-off faster, particularly in dry years.

Table 2 shows that the largest proportion of the spatiotemporal variability in θ , both in the topsoil and the subsoil is a result of the variability between surveys. The ratio of the variance between and within surveys is larger in DD for both soil depths.

Table 2. Comparison of the temporal and spatial variability of field-measured soil water content, θ (kg kg⁻¹), in conventional tillage (CT) and direct drill (DD). The variance between and within surveys, and the *F* ratio as calculated for one-way ANOVA.

	Variance between surveys	Variance within surveys	F
	0 -	0.10 m	
CT	0.162	3.80×10^{-4}	426
DD	0.172	$4.58 imes 10^{-4}$	375
	0.25	- 0.35 m	
CT	8.65× 10 ⁻²	3.36×10^{-4}	257
DD	7.51× 10 ⁻²	3.67×10^{-4}	204

3.4. Relationship between the SWRC and the Spatiotemporal Probability Distribution of θ in DD and CT

In both management systems, pdfs 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

Table 1. Descriptive statistics of field-measured gravimetric soil water content, θ (kg kg⁻¹) in conventional tillage (CT) and direct drill (DD), and probability that mean θ is the same in CT and DD.

θ	m	min	max	σ	CV	skew.	kurt.	р
				0 - 0.	10 m			
СТ	0.214	0.050	0.324	0.065	0.306	-0.796	-0.060	0.129
DD	0.221	0.048	0.356	0.067	0.302	-0.795	-0.044	
				0.25 -	0.35 m			
СТ	0.218	0.095	0.341	0.052	0.238	-0.040	-0.904	0.057
DD	0.225	0.071	0.320	0.048	0.212	-0.227	-0.825	

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 (Table 2). Therefore, we consider pdfs of θ in time at different locations in space as realizations of the same underlying probability distribution of θ in time. The pdfs for DD and CT of θ in time can then be estimated by combining all the available θ measurements (27 locations in DD and CT, and 37 surveys) in spatiotemporal pdfs as shown in Fig. 3.

For both management systems, the topsoil pdfs (0-0.10 m) showed a three-modal distribution, corresponding to three dominant soil moisture states. The wet end of the topsoil pdfs corresponded to the wet dominant field soil moisture states, which are related with the minima in the C- δ curves for DD and CT, and identified as the transition from the structural to the textural pore space (Vanderlinden et al., 2017). The higher abundance of equivalent pore-sizes in this region for DD as compared to CT resulted in overall higher θ in the latter. The probability distributions in Fig. 3a indicate that that the difference between $P(\theta \le 0.28 \text{ kg kg}^{-1})$ for CT and DD is 11.4%. This region is also expected to play a role in the higher infiltration capacity observed in DD during a high intensity rainfall (Martinez et al., 2010), after which visual evidence was obtained of runoff occurrence in the CT plots, but not in the DD plots. The higher abundance of equivalent pores and the overall higher θ in DD in this region can induce higher hydraulic conductivities in DD.

The probability near the lower limit of this wet soil moisture state is the same for CT and DD. This is the result of the high, but similar abundance of equivalent pore-sizes in this region for CT and DD $(|h| = 7.2 \times 10^3 \text{ cm}, \delta = 200 \text{ nm})$, causing in both managements a fast transition towards the drier intermediate field soil moisture state as a result of small increments in |h|, and with a low frequency of occurrence of the corresponding θ .



Fig 3. Spatiotemporal probability distributions of field-measured gravimetric soil water content, θ , at depth intervals of (a) 0-0.10 m, and (b) 0.25-0.35 m for conventional tillage (CT) and direct drill (DD). The vertical dashed lines indicate the upper limit of the dry soil moisture state and the lower limit of the wet state.

The dry end of the pdfs in Fig. 3a correspond to the dry field soil moisture state
in CT and DD. The upper θ limit for this state corresponds roughly with a minimum in the C- δ curve, for which Θ and C where significantly higher in DD. Overall, the probability of occurrence of the smallest θ was slightly higher in CT than in DD and a higher frequency of the lowest θ could be observed in CT. The dry state of the topsoil plays a crucial role in conserving water in deeper layers. The θ pdfs for the 0.25-0.35-m layer (Fig. 3b) show that the dry state is practically inexistent at this depth for both managements and that a higher probability of the lowest θ exists in CT as compared to DD in the intermediate soil moisture state. This feature is possibly at the core of the larger yields observed in DD during dry years (Ordóñez et al., 2007) or the superior performance of conservation agriculture in semi-arid regions (Pittelkow et al., 2015).

4. CONCLUSIONS

The water retention data obtained from a Vertisol under CT and DD, and the corresponding differential water capacity curves, provided relevant information and allowed a detailed comparison of the equivalent pore-size distributions for both soil management systems. Subtle differences in the magnitude of Θ and the shape of the SWRCs for CT and DD gave rise to differences in the equivalent pore-size distributions that explained differences in field-measured soil moisture pdfs. An earlier proposed model for the SWRC provided an overall good fit to the measured CT and DD data. The modelled differential water capacities reproduced the main features of the equivalent pore-size distributions satisfactorily, and ranges of |h| and δ were identified where the SWRC model should be improved.

Mean gravimetric water retention was overall higher in DD, with differences ranging from 0.005 to 0.015 kg kg⁻¹. The largest differences with the highest significance were observed in the region near |h| ≈ 600 cm ($\Theta \approx 0.30$ kg kg⁻¹), which corresponded to a minimum in the equivalent pore-size distribution with a higher abundance of the corresponding pore-sizes in DD than in CT, and leads to wetter field soil conditions in DD.

Although Θ near saturation was similar, slight differences in the curvature of the SWRC resulted in a significantly higher abundance of the largest pores in CT as a result of the interplay of tillage, natural consolidation and compaction. Compaction caused a significantly higher abundance of somewhat smaller macropores in DD, at the expense of the largest pores.

At the dry end of the SWRC another region was found near 2.5×10^4 cm ($\Theta \approx$ 0.15 kg kg⁻¹) where Θ and the abundance of equivalent pores were both significantly higher in DD, leading again to wetter field soil conditions in DD, particularly in the subsoil. The significant differences between CT and DD observed in this region constitute an explanation for the superior agro-hydrological performance of DD in this soil. It is not clear what causes these differences, but the overall higher organic matter content in DD and the role of specific ranges of equivalent pore-sizes in the adsorption and stabilization of different forms of organic substances could be a plausible explanation.

These results show that soil management has direct and indirect effects on the SWRC and the equivalent pore-size distribution. The higher Θ observed in DD in the wetter region of the SWRC corresponds to high moisture contents where possible differences in Θ between CT and DD are of little relevance for crop development. However, the small differences in Θ between CT and DD observed on the drier side of the SWRC appear to correspond to soil water contents near the permanent wilting point. This means that the soil in DD does not necessarily stores more water, but that the subsoil is able to continue supplying water to crops when the soil under CT is already depleted and has shifted towards the dry state. This feature is extremely important for crop growth in water-limited environments with high atmospheric water demand and allows extending the growing period several weeks, leading to a superior agronomic performance of the soil under DD.

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

- Ahuja, L.R., F. Fiedler, G.H. Dunn, J.G. Benjamin, and A. Garrison, 1998. Changes in soil water retention curves due to tillage and natural reconsolidation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62, 1228-1233.
- Ahuja, L.R., L. Ma, and D.J. Timlin, 2006. Trans-disciplinary soil physics research critical to synthesis and modeling of agricultural systems. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 70, 311-326.

- Bailey, V.L., A.P. Smith, M. Tfaily, S.J. Fansler, and B. Bond-Lamberty, 2017. Differences in soluble organic carbon chemistry in pore waters sampled from different pore size domains. *Soil Biol. Biochem* 107, 133-143.
- Cassel, D.K., and L.A. Nelson, 1985. Spatial and temporal variability of soil physical properties of Norfolk loamy sand as affected by tillage. *Soil Till. Res.* 5, 5-17.
- Chinn, C., and U.P.P. Pillai, 2008. Self-repair of compacted Vertisols from central Queensland, Australia. *Geoderma* 144, 491-501.
- Dexter, A.R., E.A. Czyż, G. Richard, and A. Reszkowska, 2008. A user-friendly water retention function that takes account of the textural and structural pore spaces in soil. *Geoderma* 143, 243-253.
- 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.
- Killham, K., M. Amato, and J.N. Ladd, 1993. Effect of substrate location in soil and soil pore-water regime on carbon turnover. *Soil Biol. Biochem*. 25, 57-62.
- 1496-1505.
- 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.
- Melero, S., R. López-Garrido, E. Madejón, J.M. Murillo, K. Vanderlinden, R. Ordóñez, F. Moreno, 2009. Long-term effects of conservation tillage on organic fractions in two soils in southwest Spain. Agr. Ecosyst. Environ. 133, 68–74.
- Melero, S., A. Pérez-de-Mora, J.M. Murillo, F. Buegger, K. Kleinedam, S. Kublik, K. Vanderlinden, F. Moreno, and M. Schloter, 2011. Denitrification in a vertisol under long-term tillage and no-tillage management in dryland agricultural systems: Key genes and potential rates. *Appl. Soil Ecol.* 47, 221-225.

- Moret, D., and J.L. Arrúe, 2007. Dynamics of soil hydraulic properties during fallow as affected by tillage. *Soil Till. Res.* 96, 103-113.
- Or, D., and M. Tuller, 1999. Liquid retention and interfacial area in variably saturated porous media: Upscaling from single-pore to sample-scale 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.
- 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.
- Pittelkow, C.M., X. Liang, B.A. Linquist, K.J Van Groenigen, J. Lee, M.E. Lundy, N. van Gestel, J. Six, R.T. Venterea, and C. van Kessel, 2015. Productivity limits and potentials of the principles of conservation agriculture. *Nature* 517, 365-368.
- Powlson, D.S., C.M. Stirling, M.L. Jat, B.G. Gerard, C.A. Palm, P.A. Sanchez, and K. G. Cassman, 2014. Limited potential of no-till agriculture for climate change mitigation. *Nat. Clim. Change* 4, 678-683.
- Rawls, W.J., Ya.A. Pachepsky, J.C. Ritchie, T.M. Sobecki, and H. Bloodworth, 2003. Effect of soil organic carbon on soil water retention. *Geoderma* 116, 61-76.
- Robinson, D.A., C.S. Campbell, J.W. Hopmans, B.K. Hornbuckle, S.B. Jones, R. Knight, F. Ogden, J. Selker, and O. Wendroth, 2008. Soil moisture measurement for ecological and hydrological watershed-scale observatories: A review. *Vadose Zone J.* 7, 358-389.

- Soane, B.D., B.C. Ball, J. Arvidsson, G. Basch, F. Moreno, and J. Roger-Estrade, 2012. No-till in northern, western and south-western Europe: a review of problems and opportunities for crop production and the environment. *Soil and Till. Res.* 118, 66-87.
- 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.
- Startsev, A.D., and D.H. McNabb, 2001. Skidder traffic effects on water retention, pore-size distribution, and van Genuchten parameters of boreal forest soils. *Soil Sci Soc. Am. J.* 65, 224-231.
- 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.
- Tuller, M, and D. Or, 2005. Water films and scaling of soil characteristic curves at low water contents. *Water Resour. Res.* 41.
- Unger, P.W., and D.K. Cassel, 1991. Tillage implement disturbance effects on soil properties related to soil and water conservation: a literature review. *Soil Till. Res.* 19, 363-382.
- Vanderlinden, K, Y.A. Pachepsky, A. Pederera-Parrilla, G. Martínez, A.J. Espejo-Pérez, F. Perea, J.V. Giráldez, 2017. Water Retention and Preferential States of Soil Moisture in a Cultivated Vertisol. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 81, 1-9.
- Van Es, H.M., C.B. Ogden, R.L. Hill, R.R. Schindelbeck, and T. Tsegaye, 1999. Integrated assessment of space, time, and management-related variability of soil hydraulic properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63, 1599-1608.

MODELLING SOIL WATER DYNAMICS AND CHEMICAL WEATHERING ON GRANITIC SOILS IN THE SIERRA MORENA

T. Vanwalleghem¹, A. Román-Sánchez¹, A. Peña², A. Laguna³, J.V. Giráldez^{1,4}

¹ Departamento Agronomía, Universidad de Córdoba, Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba. e-mail: ag2vavat@uco.es

² Departamento Ingeniería Rural, Universidad de Córdoba, Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba. e-mail: ir1peala@uco.es

³ Departamento Física Aplicada, Universidad de Córdoba, Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba. e-mail: fa1lalua@uco.es

⁴ Departamento Agronomía, IAS, CSIC, Alameda del Obispo, 14071 Córdoba. e-mail: ag1gicej@uco.es

RESUMEN. La arquitectura de la zona crítica es influenciada por la interacción entre los procesos de formación de suelo y la erosión. En este trabajo, analizamos la relación entre la hidrología de la zona no saturada y la meteorización química.

Primero, se observó una variación importante de la profundidad de suelo, entre 0.44 y 1.10 m y una variación significante del índice de meteorización química (CDF), entre 0.41 y 0.72. Las posiciones de meseta estaban caracterizadas por los CDFs más bajos. Las laderas orientadas hacia el sur tenían un CDF más bajo comparado con laderas orientadas hacia el norte.

Los resultados del modelo de balance de humedad demuestran que se explica por flujos de percolación más altos en las laderas orientadas hacia el norte, que son más húmedas durante gran parte del año frente a las laderas orientadas hacia el sur, caracterizados por más radiación solar y una evaporación más alta.

ABSTRACT. The architecture of the critical zone is influenced by the interaction between weathering and erosion processes. In this study we focus on the relation between vadose zone hydrology and chemical weathering. Field data showed an important variation in mobile regolith thickness, between 0.44 and 1.10 m, and in chemical weathering along the catena. Southern slopes were characterized by shallower, stonier and carbon-poor soils, while soils on north-facing slopes were deeper, more fine-textured and had a higher carbon content. Chemical depletion fraction was found to vary between 0,41 and 0,72. The lowest overall weathering intensity was found on plateau positions. South facing slopes revealed slightly lower weathering compared to north facing slopes. We attribute this to higher runoff generation and physical erosion rates on north facing slopes, transporting weathered material downslope. Model results corroborate these findings and show continuously wet soils on north-facing slopes with more runoff generation and a steady deep percolation flux during the wet winter season. On south-facing slopes, infiltration is higher and percolation is more erratic over time. Soils on the footslopes then were shown to be significantly impacted by deposition of sediment through lateral erosion fluxes.

1. INTRODUCTION

The weathering of fresh bedrock into soil is a key process that controls soil formation and landscape evolution. Recent studies have shown the connection between chemical weathering and physical erosion rates in a wide range of environments (Larsen et al., 2014), as higher erosion rates bring up fresh material into the weathering zone and accelerate these processes. Also hydrology can be expected to have a significant impact on chemical weathering rates, as was confirmed by laboratory experiments and simulations by reactive transport models (Maher, 2010). However, so far, field data have been largelv elusive to this aspect. In many studies, no clear relation was detected between chemical weathering rates and hydrology or temperature. Only recently, Schoonejans et al. (2016) reported kinetically limited weathering rates in semi-arid conditions and for low denudation rates. Dixon et al. (2016) reported a strong non-linear relation between chemical weathering and precipitation for young postglacial soils in New Zealand. In conclusion, there is little consensus in literature on the relation between climate and chemical weathering under field conditions. This could partly be due to a limited representation of vadose zone water dynamics in these studies and the attempts to linearly relate weathering to rainfall rates.

The objective of this study is therefore to (1) determine chemical weathering intensities along three transects of different orientation and steepness, (2) establish a spatially explicit soil water balance model to assess the hydrology along this catena; (3) evaluate possible differences in chemical weathering rates as a function of soil water dynamics.

2. MATERIALS AND METHODS

2.1. Study area

This study was done in the Santa Clotilde Critical Zone Observatory (SC-CZO), located in Southern Spain (Figure 1). The climate is True Mediterranean, with an average rainfall of 582 mm and a marked wet season during winter. Temperatures vary between 5 and 40°C. The area is covered by oak-woodland savannah ("dehesa"), which is used for extensive grazing. This type of land use is generally considered as semi-natural and the SC-CZO forms part of the Sierra de Cardeña y Montoro Natural Park. Bedrock geology is granitic, and soil types are Regosols, Leptosols and Cambisols. The prevailing soil texture in the area is sandy to sandy loam and the observed variation in soil depth is large, generally ranging between 0.5-2.40 m.



Fig. 1. Location and transect showing the sampled soil profiles.

2.2. Sampling and measurement

In total 10 soil profiles were sampled (SC1 to 10) every 10 cm from the surface through the saprolite. The profiles are located along three catenas: SC1 to 3 are located in a gently sloping area. SC4 to 6 and SC7 to 10 are located along a steep valley, respectively with a south and north orientation.

The samples were analyzed for all major and trace elements with a WDS X-ray fluorescence spectrometer PHILIPS, model PW 2404, with a 4 kW rodium aniode tube. The program Pro-Trace (Pananalytical) was used to determine trace element concentrations. Chemical depletion fraction was determined as follows (Anderson et al., 2002):

$$CDF = \frac{W}{\Phi} = \left(1 - \frac{C_{ip}}{C_{is}}\right)$$

where W is the chemical weathering rate, Φ is the total denudation rate and C_{ip}, C_{is} are the concentration of an inmobile element in respectively the parent material and soil.

In order to take into account the effect of lateral erosion and sediment fluxes on weathering rates we also calculated the extended CDF (ECDF) (Yoo et al., 2007):

$$CDF = \frac{W}{\Phi} = \left(1 - \frac{C_{ip}}{C_{is}}\right) + \frac{\nabla C_{is}}{C_{is}} \cdot \frac{\tilde{Q}_s}{\Phi}$$

with the latter term the deviation of CDF due to lateral colluvial fluxes ($Q_s = colluvial$ flux and ∇C_{is} is divergence between inmobile element concentration in soil and sediment). Lateral colluvial fluxes were derived from field measurements with luminescene (Román-Sánchez et al., in preparation).

2.3. Water balance model

The water balance model is described in detail in Román-Sánchez et al. (2015), so here only a short summary will be given. Basically, the model is based on on the scheme of Thornthwaite and Mather (Steenhuis and Van Der Molen, 1986) and Brocca et al. (2008).

The water loss through evapotranspiration according to Thornthwaite and Mather is modified by the cumulative water loss, *Ph*, a time proxy

$$Ph(t) = Ph(t - \Delta t) + \Sigma ev - \Sigma p \qquad (2)$$

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

$$g(t) = ks \left(\frac{W(t)}{Wmax}\right)^p \qquad (4)$$

Finally the infiltration rate is

$$f(t) = p(t) \left\{ 1 - \left(\frac{W(t)}{Wmax}\right)^m \right\}$$
(5)

The model was then populated based on available instrumental records for 1959-2011 and palaeoclimate data . Details are given in Sánchez et al. (2015) and an overview is given in Fig. 2.

3. RESULTS AND DISCUSSION

Fig. 3 shows the variation of soil depth along the sampled catenas. Soil depth is generally increasing downslope, with thicker deposits at the footslopes ("valley"). This suggests that slopes are not in steady state but that local sediment transport is lower downslope. No significant differences are observed in soil depth between north and south facing slopes, except for the footslopes deposits, where the former are much deeper.



Fig. 2. Generation of input temperature and precipitation data for the water balance model.

Fig. 4 shows the variation of Zr concentration in the soils along the catena. As this immobile element is an indication of chemical weathering (higher concentrations implying a more advanced chemical weathering stage), it can be seen that chemical weathering increases along the hillslope downwards, at least for the south and north facing hillslopes (arrow 1). From the hillslope to the footslope deposits, this trend is maintained for the south slopes (arrow 2). However, for the north slope (arrow 2), the Zr concentration declines. This can only be sediment being transported directly from the hilltop (where it has a similarly low concentration in Zr) to the footslopes, for example by surface erosion processes after forest fires. The fact that we do not observe this on the south-facing slopes needs further research.



Fig. 3. Variation of measured soil depth along the three catenas with respect to normalized distance (0 = divide).



Fig. 4. Variation of measured soil depth along the catenas with respect to normalized distance (0 =divide).

The results of the water balance model show that due to higher radiation and evap-

oration, there is a lower mean soil moisture content on south-facing slopes. This leads to higher yearly total infiltration on these slopes, but as the water is lost rapidly from the soil column, lower yearly total percolation rates. This is corroborated by field observations, as vegetation density is much higher on north-facing slopes where soil moisture is higher all year round and percolation rates are higher.



Fig. 5. Relation between chemical weathering index (ECDF) and mean infiltration, mean percolation and fluid residence time (FRT) for the profiles on the north steep catena.

The effect on chemical weathering rates is shown in figure 5. While a good statistical relation is found with all three hydrological indicators, infiltration, percolation and fluid residence time, the negative relation between infiltration and ECDF does not have a physical explanation. This is due to the fact that while water infiltrates on south-facing slopes, it is also lost rapidly from the root zone due to evapotranspiration.



Fig. 6. Spatial variability of the relative chemical weathering intensity, calculated as a function of mean percolation, and taking percolation on a flat surface as reference.

4. CONCLUSIONS

The results show a complex pattern of chemical weathering rates in a relatively small area. There exists a complex interaction between erosion and chemical weathering.

However, simple hydrological indices such as mean percolation rate or fluid residence time can be used as a proxy for explaining differences in observed chemical weathering rates. In general chemical weathering is found highest in valley areas, followed by plateaus, and sloping areas. North-facing slopes were found to have higher chemical weathering rates compared to south-facing slopes, because of the water limitations on the latter, and consecutively lower percolation rates.

Fully coupled soil formation rates will be required to explain the observed pattern of soil properties through soilscape models, but this work showed the importance and potential of including soil hydrology in such models.

5. BIBLIOGRAPHY

- Anderson, S.P., Dietrich, W.E., Brimhall, G.H., 2002. Weathering profiles, mass-balance analysis, and rates of solute loss: Linkages between weathering and erosion in a small, steep catchment. Geol. Soc. Am. Bull. 114, 1143–1158. do i:10.1130/0016-7606(2002)114<1143:WPM-BAA>2.0.CO;2
- 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
- Dixon, J.L., Chadwick, O.A., Vitousek, P.M., 2016. Climate-driven thresholds for chemical weathering in postglacial soils of New Zealand. J. Geophys. Res. Earth Surf. 121, 2016JF003864. doi:10.1002/2016JF003864
- Larsen, I.J., Almond, P.C., Eger, A., Stone, J.O., Montgomery, D.R., Malcolm, B., 2014. Rapid Soil Production and Weathering in the Southern Alps, New Zealand. Science 343, 637–640. doi:10.1126/science.1244908
- Maher, K., 2010. The dependence of chemical weathering rates on fluid residence time. Earth Planet. Sci. Lett. 294, 101–110. doi:10.1016/j. epsl.2010.03.010
- Román-Sánchez, A., Cervera, J.V.G., Vanwalleghem, T., 2015. Evaluating a spatial soil water balance model under mediterranean climate and interaction wit soil formation, in: Estudios En La Zona No Saturada: Vol.XII: Trabajos Presentados En Las XII Jornadas de Investigación

En La Zona No Saturada Del Suelo, Alcalá de Henares, 18-20 de Noviembre de 2015, 2015, ISBN 978-84-16133-91-8, Págs. 111-114. Presented at the Estudios en la Zona No Saturada: Vol.XII: trabajos presentados en las XII Jornadas de investigación en la Zona No Saturada del Suelo, Alcalá de Henares, 18-20 de noviembre de 2015, Servicio de Publicaciones, pp. 111–114.

- Schoonejans, J., Vanacker, V., Opfergelt, S., Ameijeiras-Mariño, Y., Christl, M., 2016. Kinetically limited weathering at low denudation rates in semiarid climatic conditions. J. Geophys. Res. Earth Surf. 121, 2015JF003626. doi:10.1002/ 2015JF003626
- Steenhuis, T.S., Van Der Molen, W.H., 1986. The Thornthwaite-Mather procedure as a simple engineering method to predict recharge. J. Hydrol. 84, 221–229. doi:10.1016/0022-1694(86)90124-1
- Yoo, K., Amundson, R., Heimsath, A.M., Dietrich, W.E., Brimhall, G.H., 2007. Integration of geochemical mass balance with sediment transport to calculate rates of soil chemical weathering and transport on hillslopes. J. Geophys. Res. Earth Surf. 112, F02013. doi:10.1029/ 2005JF000402

IMPACTO DO USO E MANEJO DO SOLO SOBRE OS ÍNDICES DE DIVERSIDADE DA FAUNA DO SOLO

Raimunda Alves Silva¹, Glécio Machado Siqueira², Mayanna Karlla Lima Costa¹

 ¹ Doutoranda em Biodiversidade e Biotecnologia, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Maranhão, São Luís.
 Email: ray-234@hotmail.com; mayannakarlla@hotmail.com
 ² Departamento de Geociências, Universidade Federal do Maranhão, São Luís. Email: gleciosiqueira@hotmail.com

RESUMO. O presente trabalho teve como objetivo determinar a diversidade edáfica sob diferentes usos e manejos do solo no Bioma Cerrado. O estudo foi desenvolvido, no Estado do Maranhão, Brasil. Foram instaladas 130 armadilhas pitfall em cinco áreas com diferentes manejos: Milheto (Pennisetum glaucum (L.)); Soja (Glycine max L); Milho (Zea mays. L); Eucalipto (Eucalyptus sp.); e Pastagem e duas áreas de referências (Cerrado antropizado e Cerrado preservado). Foram coletados 20.995 artrópodes em todo estudo. A maior abundância foi encontrada para o milheto (9.974 indivíduos), e os menores valores de abundância foram relatados para soja (222) e milho (824), respectivamente. O maior índice de biodiversidade é relatado para a área com soja (2.69), embora haja menor abundância, nessa área os grupos estão distribuídos de forma uniforme devido ao manejo homogêneo na área de estudo. O uso e manejo do solo nas áreas de estudo determinam a ocorrência de artrópodes do solo em função da disponibilidade de alimento.

Palavras chave: Artropódes edáficos, Qualidade do solo, Invertebrados do solo

ABSTRACT. The present study had as objective to determine the edaphic diversity under different uses and management of the soil in the Cerrado Biome. The study was developed in the State of Maranhão, Brazil. 130 pitfall traps were installed in five areas with different management Millet (*Pennisetum glaucum* (L.)); Soybean (*Glycine max* L); Maize (*Zea mays*. L); Eucalyptus (*Eucalyptus sp*.); Pasture and two reference areas (Cerrado antropizado and Cerrado preserved). 20,995 arthropods were collected throughout the study. The highest abundance was found for millet (9,974 individuals), and the lowest abundance values were reported for soybean (222) and maize (824), respectively. The highest biodiversity index is reported for the soybean area (2.69), although there is less abundance, in this area the groups are evenly distributed due to the homogeneous management in the study area. The use and management of soil in the study areas determine the occurrence of soil arthropods as a function of food availability.

Keywords: Edaphic Arthropods, Soil quality, Soil invertebrates

1. INTRODUÇÃO

Os invertebrados do solo desempenham papel importante em processos ecológicos, estão envolvidos diretamente em processo importante para o ecossistema, como a ciclagem de nutrientes (de Vries et al., 2013; Wagg et al., 2014), fluxo de energia no ambiente (Neher et al., 2012), decomposição e mineralização da serrapilheira (Carrillo et al., 2011; Bernard et al., 2012) e bioturbação, formação de poros e canais no solo.

As comunidades da fauna epígea disponibilizam os nutrientes para os vegetais, causam transformações mineralógicas e microestrutural do solo (de Oliveira et al., 2014). No entanto, fatores podem alterar a fauna edáfica, interferindo diretamente nos serviços ecológicos desempenhados (Ruiz et al., 2008). O revolvimento do solo, sucessão de cultura empregada, condições edofoclimáticas, tipo de cobertura do solo e uso de agroquímicos diminuem a atividade de alguns indivíduos ou reduzem os grupos mais sensíveis a mudanças no ambiente.

O uso e manejo do solo é um dos fatores que provoca uma redução drástica nos grupos da fauna do solo, levando o degradação, redução ou perda da capacidade de produção agrícola (Wolters, 2001; Siqueira et al., 2014). A redução ou extinção de alguns grupos de invertebrados do solo, assim como as atividades benéficas desenvolvidas, contribui para as altas taxas de deterioração das terras, queda de fertilidade, redução de nutrientes e aumento de artrópodes pragas (Dominguez et al., 2014).

Nesse sentido, destaca-se a importância da abundância e diversidade que possibilita o conhecimento da dinâmica e permite o desenvolvimento de indicadores de biodiversidade e o uso do solo considerando a função ecológica, levando em consideração que os invertebrados edáficos estão presentes em todos os níveis da cadeia trófica, afetando diretamente a produção primária. Os valores dos índices de diversidade são um indicativo da estrutura ou fragilidade da comunidade, expressa claramente a presença ou ausência de organismos raros. Este estudo teve objetivo avaliar a diversidade da fauna do solo em diferentes agrossistemas de produção em um Latossolo amarelo.

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1. Área de estudo e tipo de solo

O estudo foi realizado no município de Mata Roma, região leste do Estado do Maranhão, cujas as coordenadas são 3º 70' 80.88" S e 43° 18' 71.27" W. O clima da região, segundo classificação de Köppen, é do tipo tropical úmido, com duas estações bem definidas, uma chuvosa (dezembro a maio) e outra seca (junho a novembro) com temperaturas anuais médias oscilando entre 27°C e 30°C. A precipitação varia de 1.400 mm a 1.600 mm, com evapotranspiração anual de 1.144 mm³. O solo da área é classificado como Latossolo Amarelo, cujas as características físicas e químicas (Tabela 1) da camada de 0,0-0,2 m de profundidade foram determinadas conforme método do Embrapa (Embrapa, 2011).

Foram avaliadas sete áreas com diferentes usos e manejos: Milheto (108 ha), espécie usada na cobertura do solo no período entressafra, devido à importância na ciclagem de nutrientes e conservação do solo; Milho (103 ha) e Soja (SO) (113 ha), ambas áreas foram implantadas a nove anos em substituição a um cerrado típico e mantêm sistema de rotação de cultura, as duas áreas utilizam herbicida, fertilizantes, uma subsolagem de 32 cm a cada cinco; na área de soja utiliza-se dissecante no final do ciclo (amostragem ocorreu no final do ciclo da soja e cinco dias após aplicação de dissecante); Eucalipto (3.79 ha) cultivado a sete anos e com alto teor de matéria orgânica e serapilheira; Cerrado preservado (33.08 ha) área de preservação ambiental em regeneração do bioma cerrado, com espécies vegetais principais como barbatimão (Stryphnodendron adstringens Mart.), Copaíba (Copaifera martii Hayne), pequi (Caryocar brasiliense Cambess); Cerrado Antropizado (20.44 ha) constitui uma faixa de cerrado usado para pastejo bovino, retirada de madeira em pequena escala, devido a isso, possui uma vegetação heterogênea com clareiras; Pastagem (3 ha) é usada para pastejo de caprinos e ovinos.

 Tabela 1. Caracterização física e quimica das áreas de estudo.

Física									
	Araia	Silta	Arcilo	Porosidade					
	Alcia	Sine	Aigiia	total					
		g/kg-1		m^3m^3					
Milheto	120.0	110.0	490.0	32.5					
Milho	147.0	107	747.0	27.0					
Soja	80.0	70.0	590.0	38.6					
Eucalipto	257.0	56.0	657.0	30.0					
Cerrado preservado	261.0	58.9	681.0	33.6					
Cerrado antropizado	256.0	57.0	667.0	34.4					
Pastagem	232.0	68.0	540.0	35.6					
Química									
	OC	Р	pН	CTC					
Milheto	29.0	18.0	4.6	51.2					
Milho	19.0	14.0	5.0	56.4					
Soja	22.0	49.0	5.0	46.7					
Eucalipto	27.0	10.0	4.7	54.3					
Cerrado preservado	15.0	7.0	4.1	35.2					
Cerrado antropizado	21.0	8.0	4.2	42.5					
Pastagem	18.0	12.0	5.3	55.2					

OC= carbono orgânico; P= fósforo; CTC= Capacidade de troca catiônica.

2.2. Amostragem e diversidade da fauna do solo

A fauna do solo foi coletada no período de 14/05/2015 a 20/05/2015, correspondente ao período chuvoso, por meio de armadilhas do tipo "pitfall traps", e consistiu da instalação em campo de potes de plástico com aproximadamente 9 cm de altura e 8 cm de diâmetro, alocados ao nível do solo. Os animais quando se locomovem caem acidentalmente nas armadilhas e durante o período amostral permanecem conservados pela solução de 200mL de formol a 4% depositada no pote (Aquino et al., 2001; Siqueira et al., 2014). Foram alocadas 130 armadilhas em um transeto com espaçamento de 3 m, essas armadilhas permaneceram em campo por um período de sete dias, posterior a esse período foram retiradas do campo e todo conteúdo foi transferido para potes contendo álcool 70%. Em laboratório, todas as amostras foram triadas e identificação á nivel de ordem e família.

2.3. Índices de Biodiversidade

Foram determinados os índices de biodiversidade: Índice de Shannon-Wiener (H'), Equitabilidade de Pielou e riqueza média e total (Siqueira et al., 2014). O índice de Shannon-Wiener quantifica a diversidade de uma área, mediante o número de espécies e abundância relativa, e é expressa pela seguinte fórmula:

$$H' = -\sum pi.Log.Pi \qquad (1)$$

onde, *H*' a diversidade, *pi:ni* / N é o número de frequência relativa da espécie *i*, N o número máximo de espécies. Nesse caso, quanto maior o valor de H' maior será a diversidade.

O índice de Pielou indica a uniformidade da fauna em cada área, ou seja, indica como os indivíduos estão distribuídos entre as diferentes espécies presentes na amostra, e é calculada pela seguinte fórmula:

$$U = \frac{H'}{Log_2 S} \tag{2}$$

onde, *H'* representa o índice de Shannon-Wiener, *S* número de grupos presente em cada área. Nesse caso, valores próximos a 0 indica que algum grupo mantém dominância e valores próximos de 1 indicam que a abundância relativa dos grupos se apresentam de forma semelhante.

O estimador de riqueza Jackknife primeira ordem é uma função do número de espécies que ocorrem em uma amostra, denominadas de espécies únicas, assim quanto maior o número de espécies que ocorrem em somente uma amostra, entre todas amostras coletadas na comunidade estudada, maior será que estima o número total de espécies presente na comunidade.

$$E_D = S_{0bs} + S_1 \left(\frac{f-1}{f}\right) \tag{3}$$

onde, S_{OBS} é o número de espécies observadas, S_I número de espécies que está presente em agrupamento e f número de amostras. Posteriormente foram calculados o número de indivíduos por armadilhas/dia.

2.4. Estatística

Foram aplicados testes não paramétricos para analisar agrupamentos hierárquicos de táxons nos diferentes sistemas de uso e área nativa. Com auxílio de programa Estatístico R (R Development Core Team, 2009), foram realizadas as análises multivariadas dos componentes principais (PCA) com as áreas amostradas para determinar o nível de relação entre as variáveis e análise de agrupamento (Cluster Analysis), usando a Distância Euclidiana entre a abundância dos grupos da fauna edáfica como a medida de similaridade para as sete áreas.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Houve diferença no número de indivíduos coletados por uso do solo, ocorrendo maior quantidade de indivíduos no milheto (9,974 indivíduos, 14 táxons), eucalipto (3,841 indivíduos, 16 táxons), cerrado preservado (2,384 indivíduos, 15 táxons), pastagem (1,933 indivíduos, 10 táxons), cerrado antropizado (1,777 indivíduos, 11 táxons), milho (824 indivíduos, 16 táxons) e soja (222 indivíduos, 9 táxons).

Os grupos mais abundantes foram Acari (7,706 indivíduos), seguido de Dermaptera (3,961 indivíduos), Araneae (2,769 indivíduos) e Poduromorpha (2,159 indivíduos) (Figura 1).



Fig. 1. Dominância e ocorrência de ordens e famílias nas áreas de estudo.

A abundância de artrópodes por armadilha (Ind.pitfall.dia¹) foi menor na soja (31.71 ± 3.10) , seguida do milho (117.71 ± 13.07) e maior no milheto (1424.85 ± 242.93) e eucalipto (548.71 ± 75.47) (Tabela 5). A maior diversidade (Índice de Shannon) foi registrada na soja (2.69), seguida da área de milho (2.42), pastagem (2.42), eucalipto (2.08), cerrado antropizado (1.85), milheto (1.44) e cerrado preservado (0.73) (Tabela 5). Em todas as áreas o valor médio de diversidade de Shannon foi superior a 1, com exceção do cerrado preservado. Isso indica que a diversidade da fauna nessas áreas é elevada (Magurran, 1988). A diversidade de espécies está interligada a uma relação entre o número de espécies e a distribuição do número de indivíduos entre as espécies, assim quando as amostragens apresentarem o mesmo número de indivíduos o índice assumirá seu valor máximo (Zanzini, 2005). Em termos práticos, os valores assumidos pelo índice de Shannon situam-se entre 1,5 e 3,5 e só raramente ultrapassam o valor de 4,5 (Magurran, 1988).

O índice de Pielou mostrou uma maior uniformidade nas áreas de soja (0.84), pastagem (0.73) e milho (0.60), apesar da baixa abundância nessas áreas, os indivíduos encontram-se bem distribuídos entre os grupos, ao contrário do milheto, por exemplo.

Nesse caso, o manejo e a intensificação do uso do solo apenas afetaram a abundância, não interferindo na diversidade e riqueza. A intensidade do uso do solo leva a redução na abundância e na riqueza de predadores, interferindo nas funções ecológicas do solo, sendo necessário décadas para que haja recuperação desses ambientes (Rousseau et al., 2014).

Na análise dos componentes principais (PCA) (Figura 2), o eixo principal explicou 50.9% e o eixo secundário explicou 34.6. Constata-se que há uma maior correlação de Poduromorpha, Diplopoda, Gastropoda, Isopoda, Diplura, Trichoptera e Hymenoptera com a área de eucalipto.

O agrupamento baseado na abundância de grupos evidenciou grande similaridade entre a soja, milho, isso devido ao manejo semelhante adotado em ambas as áreas. O Cerrado Antropizado e Cerrado Preservado também formaram um agrupamento similar.

	Abundância ± std (Ind.pitfall.dia ¹)	Shannon	Pielou	Riqueza
Milheto	$1424.85{\pm}242.93$	1.44	0.37	14
Milho	117.71±13.07	2.42	0.60	16
Soja	31.71±3.10	2.69	0.84	9
Eucalipto	548.71±75.47	2.08	0.52	16
Cerrado Preservado	340.57±57.85	0.73	0.44	15
Cerrado Antropizado	253.85±41.15	1.85	0.53	11
Pastagem	276.14±35.44	2.42	0.73	10

Tabela 2. Índice de diversidade da fauna do solo sob diferentes usos e manejos em bioma Cerrado.

E por último, a análise de agrupamento isolou a área de Milheto das demais áreas, mostrando que devido uma maior oferta de alimento disponível, houve uma abundância superior as demais áreas (Figura 3).

Segundo Baretta et al., (2006) resultados obtidos em análises de agrupamentos permitem conhecer as diferenças entre os sistemas de manejo do solo, levando em consideração a abundância e a diversidade dos grupos taxonômicos, sendo ainda importantes para discriminar sistemas de preparo e cultivo do solo, assim como para o entendimento da dinâmica dos principais grupos edáficos



Fig. 2. Análise dos Componentes da relação entre grupos de artrópodes edáficos e as áreas de Plantio: Milheto, Milho, Soja, Eucalipto, Cerrado preserva-do (Cerrado P), Cerrado antropizado (Cerrado A) e pastagem.



Fig. 3. Dendrograma apresentando a distância de ligação referente as áreas amostradas (Eucalipto, Cerrado antropizado (Cerrado A), Cerrado preservado (Cerrado P), Pastagem, Soja, Milho e milheto).

4. CONCLUSÃO

O manejo adotado foi decisivo para a baixa abundância de artrópodes na soja e milho. Em termos de diversidade e equitabilidade a soja (2.69 diversidade e 0.84 equitabilidade) obteve o maior índice, indicando que os indivíduos estão bem distribuídos entre os grupos quando comparada as demais áreas. Houve predominância de grupos específicos, como Acari (milheto), Poduromorpha (eucalipto) e Araneae (cerrado preservado), indicando a baixa abundância de predadores destes grupos.

Agradecimentos: Os autores agradecem SECTI (Secretaria da Ciência, Tecnologia e Inovação do Estado do Maranhão, Brazil) e a FAPEMA (Fundação de Amparo à Pesquisa e ao Desenvolvimento Científico e Tecnológico do Maranhão, Brazil) pelo financiamento deste projeto.

5. BIBLIOGRAFIA

Aquino, A.M., 2001. Manual para macrofauna do solo. Embrapa Agrobiologia. 21p. (Embrapa-CNPAB. Documentos, 130).

- Baretta, D., Santos, J.C.P., Bertol, I., Alves, M.V., Manfoi, A.F., Barreta, C.R.D.M., 2006. Efeito do cultivo do solo sobre a diversidade da fauna edáfica no planalto sul catarinense. Revista de Ciências Agroveterinárias, Lages. 5 (2): 108-117.
- Bernard, L., Chapuis-Laedy, L., Razafimbelo, T., 2012. Endogeic earthworms shape bacterial functional communities and affect organic matter mineralization in a tropical soil. ISME J. 6, 222–231.
- Carrillo, T., Ball, B.A., Bradford, M.A., Jordan, C.F., Molina, M., 2011. Soil fauna alter the effects of litter composition on nitrogen cycling in a mineral soil. Soil Biological. Biochem. (43): 1440–1449.
- de Oliveira, F.S., Varajão, A.F.D.C., Varajão, C.A.C., Schaefer, C.E.G.R., Boulangé, B., 2014. The role of biological agents in the microstructural and mineralogical transformations in aluminium lateritic deposit in Central Brazil. Geoderma. 226, 250–259.
- de Vries, F.T., Thébault, E., Liiri, M., Birkhofer, K., Tsiafouli, M.A., Bjørnlund, L., Jørgensen, H.B., Brady, M.V., Christensen, S., De Ruiter, P., Hertefeldt, T., Frouz, J., Hedlund, K., Hemerik, L., Holk, W.H.G., Hotes, S., Mortimer, S.N., Setälä, H., Sgardelis, S.P., Uteseny, K., Van Der Putten, W.H., Wolters, V., Bardgett, R.D., 2013. Soil food web properties explain ecosystem services across European land use systems. Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A. 110, 14296–14301.
- Domínguez, A., Bedano, J.C., Becker, A.R., Arolfo, R.V., 2014. Organic farming fosters agroecosystem functioning in Argentini an temperate soils: Evidence from litter decomposition and soil fauna. Applied Soil Ecology 83, 170–176.

- Magurran, A.E., 1988. Ecological diversity and its measurement. New Jersey: Princeton University Press, 179 p.
- Neher, D.A., Weicht, T.R., Barbercheck, M.E., 2012. Linking invertebrate communities to decomposition rate and nitrogen availability in pine forest soils. Appl. Soil Ecol. (54): 14–23.
- Rousseau, G.X., Silva, P.R.S., Celentano, D., Carvalho, C.J.R., 2014. Macrofauna do solo em uma cronosequência de capoeiras, florestas e pastos no Centro de Endemismo Belém, Amazônia Oriental. 44, 499-512.
- Ruiz, N., Lavelle, P., Jiménez, J.J. 2008. Soil Macrofauna Field Manual. Food and Agriculture Organization of the United Nations. Technical Level. pp.1-100.
- Siqueira, G.M., Silva, E.F.F., Paz-Ferreiro, J., 2014. Land Use Intensification Effects in Soil Arthropod Community of an Entisol in Pernambuco State, Brazil, p. 7.
- Wagg, C., Bender, S.F., Widmer, F., Van der Heijden, M.G.A., 2016. Soil biodiversity and soil community composition determine ecosystem multifunctionality. Proc. Natl. Acad. Sci. 111. 5266-5270.
- Wolters, V., 2001. Biodiversity of soil animals and its function. European Journal of Soil Biology. 37, 221–227.
- Zanzini A.C.S., 2005. Descritores de Riqueza e Diversidade em Espécies em Estudos Ambientais / Antônio Carlos da Silva Zanzini. Lavras: UFLA/FAEPE, 2005. 43p.: il. – Curso de Pós-Graduação "Lato Sensu" (Especialização) a Distância: Avaliação da Flora e Fauna em Estudos Ambientais.

VARIABILIDADE ESPACIAL DE ATRIBUTOS FÍSICOS DO SOLO CULTIVADO COM SOJA

Glécio Machado Siqueira¹, Raimunda Alves Silva², Mayanna Karlla Lima Costa², Ricardo Niehues Buss², Ênio Farias de França e Silva³

¹Departamento de Geociências. Universidade Federal do Maranhão, São Luís-MA. Email: gleciosiqueira@hotmail.com

²Doutorando em Biodiversidade e Biotecnologia da Amazônia Legal. Departamento de Geociências, Universidade Federal do Maranhão, São Luís-MA. Email: ray-234@hotmail.com Mayannakarlla@hotmail.com ricardobuss@uft.edu.br ³Departamento de engenharia agrícola. Universidade Federal Rural de Pernambuco. Email: effsilva@uol.com.br

RESUMO. O presente estudo objetivou analisar a variabilidade espacial dos atributos físicos do solo sob sistema de semeadura direta. As coletas ocorreram em 70 pontos, sendo analisados: produtividade, condutividade hidráulica, densidade, macroporosidade, microporosidade, porosidade total, areia total, areia fina, areia grossa, argila, silte, altitude e umidade do solo. A análise ocorreu por meio de estatística descritiva e ferramentas de geoestatística. Com exceção de condutividade hidráulica, os demais dados analisados possuem distribuição normal. A maioria dos dados se ajustaram ao modelo esférico, no entanto, condutividade hidráulica, macroporosidade e resistência a penetração na primeira camada obtiveram efeito pepita puro, nesse caso, o espaçamento deve ser modificado para amostrar a variabilidade espacial desses atributos. Os mapas demonstraram maiores valores de densidade, microporosidade e porosidade total

na camada 0.0-0.1 m localizado na parte na superior esquerda. De maneira geral, o manejo do solo tem grande influência na variabilidade espacial de atributos físicos do solo.

Palavras chave: Geoestatística, Atributos físicos, Manejo do solo, Condutividade hidráulica

ABSTRACT. The present study aimed to analyze the spatial variability of soil physical attributes under no-tillage system. The samples were collected at 70 points, being analyzed: productivity, hydraulic conductivity, density, macroporosity, microporosity, total porosity, total sand, fine sand, coarse sand, clay, silt, altitude and soil moisture. The analysis took place through descriptive statistics and geostatistical tools. With the exception of hydraulic conductivity, the other data analyzed have a normal distribution. Most of the data conformed to the spherical model, however, hydraulic conductivity, macroporosity and resistance to penetration in the first layer obtained pure nugget effect, in which case the spacing must be modified to sample the spatial variability of these attributes. The maps showed higher values of density, microporosity and total porosity in the layer 0.0-0.1 m located in the upper left part. In general, soil management has a great influence on the spatial variability of soil physical attributes.

Keywords: Geostatistics, Physical attributes, Soil management, Hydraulic conductivity

1. INTRODUÇÃO

O emprego de técnicas de agricultura de precisão possibilita maior controle sobre prováveis causas na redução da produtividade, bem como os impactos ambientais originados pelas práticas agrícolas. A mecanização agrária altera as propriedades naturais do solo, podendo gerar problemas como a compactação de camadas do solo, que influenciam a capacidade de aeração e infiltração. Desse modo, o conhecimento da variabilidade dos atributos do solo é imprescindível para a melhoria do manejo e maximização do uso de suprimentos, buscando ganhos de produtividade e redução de custos. (Bottega, et al., 2013; Arzeno, et al., 2014; Montezano, et al, 2006).

A utilização da geoestatística na agricultura tem-se tornado importante ferramenta da ciência do solo desde as suas primeiras aplicações no início da década de 1980 (Alesso, et al. 2012), por descrever e quantificar a variabilidade espacial de vários atributos de solo e planta. O uso de semivariogramas e métodos de interpolação, como a Krigagem, permite a descrição do comportamento de um atributo dentro da área estudada, possibilitando um mapeamento detalhado e qualificado, determinando o grau de dependência de uma grandeza medida e o domínio em cada amostragem. (Bottega, et al., 2013; Vázquez, et al., 2010).

A adoção do sistema de plantio direto destaca-se pela melhoria da qualidade e potencial produtivo do solo. Estudos apontam que a adoção do sistema de plantio direto aumenta a variabilidade espacial dos índices de fertilidade do solo, seja no sentido horizontal quanto no vertical (Zanão Júnior et al., 2010). Porém em uma mesma área, podem ser encontrados níveis diferentes de qualidade e de potenciais produtivos, mesmo que práticas de manejo tenham sido aplicadas uniformemente, enfatizando a importância da investigação das causas de variabilidade para a gestão agrícola. (Amado et al., 2007).

Com base no exposto, este estudo objetivou analisar a variabilidade espacial dos atributos físicos do solo em sistema de cultivo direto, por meio de ferramentas geoestatísticas.

2. MATERIAL & MÉTODOS

2.1 Local do estudo

A área experimental está localizada no município de Mata Roma, Estado do Maranhão, Brasil, cujas as coordenadas são 3º 70' 80.88'' S e 43º 18' 71.27'' W. O clima da região é do tipo AW, quente e úmido, segundo a classificação de Köppen, com duas estações bem definidas, uma chuvosa (dezembro a maio) e outra seca (junho a novembro). O solo da área de estudo, segundo a classificação USDA (1999) é Oxisol, cuja as características fisicas foram determinadas de acordo com metodologias descritas Camargo et al. (1986) para as camadas do solo de 0.0-0.1 m e 0.1-0.2 m (Tabela 1). A área apresenta cerca de 103 ha cultivados a nove anos com soja (*Glicine max* L.), sob sistema de semeadura direta.

A amostragem da produtividade e dos atributos físicos do solo ocorreu no ano de 2016, em 70 pontos amostrais usando uma malha regular, conforme figura 1.

Tabela 1. Caracterização física da área amostrada.

Profun-	Text	ura (g/kg ⁻¹)%	Densidade	Umidade
didade	Areia	Argila	Silte	Mg m ⁻³	(%)
0.0-0.2 m	62	22	16	1.26	14.10



Figura 1. Desenho experimental da área estudada.

A condutividade hidráulica foi estimada segundo pelo método do permeâmetro de carga constante segundo metodologia de Youngs (1991), determinado a partir de um sistema montado para a determinação da condutividade hidráulica saturada do solo. A resistência do solo à penetração foi realizada usando penetrômetro modelo Solotest nas profundidades 0.0-0.1 m e 0.1-0.2 m.

Os principais momentos estatísticos foram descritos (média, desvio padrão, variância, assimetria, curtose, coeficiente de variação e teste de normalidade Kolmogorov-Smirnov à 0.001%). O coeficiente de variação (CV %) foi utilizado para determinar a variação dos dados de acordo com a classificação de Warrick & Nielsen (1980). A variabilidade espacial dos dados foi analisada por método geoestatística usando semivariograma conforme procedimento descrito por Vieira (2000), segundo as pressuposições da estacionariedade da hipótese intrínseca.

$$y(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(xi) - Z(xi + h)]^2 \quad (1)$$

onde: N(h) é o número de observações separadas pela distância h.

Detectada a variabilidade, os semivariogramas foram ajustados aos seguintes parâmetros: efeito pepita (C_0); variância estrutural (C_1) e alcance (a).

$$y^{sc}(h) = \frac{y(h)}{Var(z)} \tag{2}$$

onde: $y^{sc}(h)$ é o semivariograma escalonado; y(h) é o semivariograma original e Var(h) a variância dos dados.

O ajuste do semivariograma experimental foi realizado ajustando os modelos esférico, exponencial e gaussiano, sendo o melhor ajuste escolhido em função da técnica de "*jack-knifing*", conforme apresentado por Carvalho et al. (2002).

O grau de dependência espacial (GD) entre as amostras foi determinado conforme Cambardella et al. (1994) em baixa (75-100%), média (25-75%) e alta (0-25%).

$$GD = \frac{c_0}{c_0 + c_1} * 100$$
(3)

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os parâmetros estatísticos são descritos na tabela 2. Para a camada 0.0-0.1 m todos os dados, com exceção da condutividade hidráulica, possuem distribuição normal, segundo teste de Kolmogorov-Smirvov (D) com 0.01 de probabilidade. Os valores de assimetria foram abaixo de 1 para a densidade, microporosidade, porosidade total e resistência a penetração.

Enquanto que os valores curtose variaram de -0.36 (Porosidade total) a 7.58 (Macroporosidade). De acordo com Carvalho et al. (2002), valores de assimetria e curtose próximos a 0 e 3 são um indicativo de distribuição normal dos dados. Para a camada 0.1-0.2 m todos os dados apresentaram distribuição normal, exceto

Tabela 2. Parâmetros estatísticos para atributos do solo sob cultivo de soja.

	Camada 0.0-0.1 m								
	Condutividade hidráulica	Densidade	Macroposidade	Microporosidade	Porosidade total	Resistência a Penetração			
	(m dia-1)	Mg m ⁻³	m ³ m ⁻³	$m^{3} m^{-3}$	m ³ m ⁻³	(MPa)			
Mínimo	7.52	1.04	0.09	0.24	0.49	0.56			
Màximo	270.60	1.40	0.36	0.44	0.61	1.51			
Média	86.86	1.27	0.17	0.38	0.55	0.79			
Variância	3254.92	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05			
DP	57.05	0.07	0.04	0.03	0.03	0.22			
CV	65.68	5.39	23.52	7.96	4.98	27.45			
Assimetria	0.81	-0.60	1.82	-1.56	0.55	0.82			
Curtose	0.29	0.60	7.58	7.07	-0.36	0.50			
D*	0.12 n	0.08 n	0.12 n	0.10 n	0.12 n	0.15 n			
		Cama	ada 0.1-0.2 m						
	Condutividade hidráulica	Densidade	Macroposidade	Microporosidade	Porosidade total	Resistência a Penetração			
	(m dia-1)	Mg m ⁻³	m ³ m ⁻³	$m^{3} m^{-3}$	m ³ m ⁻³	(MPa)			
Mínimo	3.76	1.13	0.09	0.31	0.49	0.00			
Màximo	285.70	1.46	0.22	0.44	0.59	4.84			
Média	92.20	1.29	0.16	0.37	0.53	1.26			
Variância	4256.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.36			
DP	65.24	0.07	0.03	0.02	0.03	0.60			
CV	70.76	5.16	16.34	6.36	4.70	47.73			
Assimetria	1.50	-0.02	-0.21	-0.28	-0.02	3.07			
Curtose	1.83	0.12	-0.02	0.98	-0.65	17.48			
D*	0.20 Ln	0.06 n	0.06 n	0.07 n	0.06 n	0.12 n			

DP=Desvio Padrão; CV=Coeficiente de Variação; D=Teste de normalidade de Kolmogorov à 0.1%.

Condutividade hidráulica. Os valores de assimetria variam de -0.02 (Porosidade total) a 3.07 (Resistência a penetração). Isaaks e Srivastava (1989) afirma que o coeficiente de assimetria possui sensibilidade a valores extremos, quando se compara com a média, mediana e desvio padrão, sendo assim, um único valor extremo pode comprometer os resultados do coeficiente de assimetria.

O CV (%) foram classificados em medianos (12-60%) para a macroporosidade e resistência a penetração. Para a condutividade hidráulica o CV foi elevado (>60%) e baixo para a densidade, microporosidade e porosidade total segundo classificação de Warrick & Nielsen (1980) para a camada de 0.0-0.1 m. O mesmo padrão se manteve na camada 0.1-0.2 m (Tabela 2). Os parâmetros geoestatísticos estão sintetizados na tabela 3. Para a condutividade hidráulica, macroporosidade e resistência a penetração na camada de 0.0-0.1 m houve efeito pepita puro. O mesmo ocorreu para densidade, macroporosidade, porosidade total na camada de 0.1-0.2 m e para os atributos texturais areia total, areia grossa, argila, altitude e umidade.

O efeito pepita puro indica que espaçamento utilizado não foi suficiente para detectar variabilidade espacial (Vieira, 2000). Os demais parâmetros foram ajustados a um modelo geoestatístico gaussiano, esférico ou exponencial (Figura 2). Densidade, microporosidade e porosidade total na camada de 0.0-0.1 m ajustaram-se ao modelo esférico (Figura 1). Vários estudos afirmam que o modelo esférico é o que mais se ajusta a variáveis de solo e plantas

		0.0-0.1	m				
	Modelo	C0	C1		a (m)	GD	R2
Condutividade hidráulica				EPP			
Densidade	Esférico	0.003	0.001		200	67.307	0.999
Macroporosidade				EPP			
Microporosidade	Esférico	0.0004	0.0004		190	88.888	0.869
Porosidade total	Esférico	0.0004	0.0003		180	52.631	0.999
Resistência a penetração				EPP			
		0.1-0.2	m				
Condutividade hidráulica	Esférico	2800	2140		190	48.810	0.999
Densidade				EPP			
Macroporosidade				EPP			
Microporosidade	Esférico	0.0001	0.0004		200	48.815	0.999
Porosidade total				EPP			
Resistência a penetração	esistência a penetração Gaussiano 0.080 0.500			180	13.793	0.998	
		0.0-0.2	m				
Areia total				EPP			
Areia grossa				EPP			
Areia fina	Exponencial	950	700		200	57.576	0.999
Silte	Gaussiano	670	1450		90	31.604	0.999
Argila				EPP			
Altitude				EPP			
Umidade				EPP			

Tabela 3. Parâmetros de ajustes geoestatísticos dos atributos dos físicos do solo sob cultivo de soja.

EPP=Efeito Pepita Puro; C0= Efeito Pepita; C1= Variância Estrutural; a=Alcance; GD Grau de Dependência; R²= Coeficiente de Determinação.



Figura 2. Mapas de isolinhas para os atributos físicos do solo na camada 0.0-0.1 m.

(Cambardella et al., 1994; Vieira, 2000; Siqueira et al., 2008; Chiba et al., 2010; Silva et al., 2014; Siqueira et al., 2015).

Na camada 0.1-0.2 m, condutividade hidráulica e microporosidade ajustaram se ao modelo esférico e resistência a penetração foi ajustado ao modelo gaussiano (Figura 3). Para os atributos texturais, areia fina e silte ajustaram-se aos modelos exponencial e gaussiano, respectivamente (Figura 4).

O grau de dependência foi alto apenas para resistência a penetração na camada de 0.1-0.2 m (GD= 13. 793), e baixo apenas para mircoporosidade (GD= 88. 888) na camada 0.0-0.1 m, segundo classificação de Cambardella et al. (1994). Para densidade (GD= 67.307) e porosidade total (GD= 52.631) na camada 0.0-0.01 m, o grau de dependência foi classificado como mediano, o mesmo ocorreu para condutividade hidráulica (GD= 48.810), microporosidade (GD= 48.815) na camada 0.1-0.2 m, areia fina (GD= 57.576) e silte (GD= 31.604) na camada 0.0-0.2 m. Para Cambardella et al. (1994), os atributos que apresentam alto grau de dependência geralmente são influenciados por características intrínsecas do solo, como por exemplo, textura e minerologia.



Figura 3. Mapas de isolinhas para os atributos físicos do solo para a camada 0.1-0.2 m.

Os parâmetros de densidade, microporosidade e porosidade total na primeira camada, assim como, microporosidade e resistência a penetração na segunda camada apresentaram baixos valores de efeito pepita (C_0), o que indica que os dados estão bem representados e próximos do valor real. No entanto, a condutividade hidráulica apresenta maior valor de efeito pepita (C_0 =2800) e valor de alcance (a= 190 m).

Os valores de alcance (a) para todos os parâmetros avaliado se mantiveram próximos, variando de alcance (a= 90 m a a = 200 m). Os valores de alcance (a)

indicam até que ponto as amostras possuem correlação entre si, demonstrando a distância máxima em que as amostras possuem variabilidade espacial (Vieira, 2000). Siqueira et al. (2009) estudando a variabilidade espacial do solo sob cultivo direto por vinte anos descreveu que densidade, porosidade total, microporosidade e macroporosidade obtiveram efeito pepita puro na primeira amostragem, no entanto, na segunda amostragem vinte anos depois, estes atributos foram ajustados ao modelo esférico.



Figura 4. Mapas de isolinhas para os atributos físicos do solo para a camada 0.1-0.2 m.

De acordo com Corá et al. (2004) o manejo do solo provoca alterações na variabilidade espacial, principalmente nas camadas superficiais.

Os mapas de variabilidade dos atributos físicos do solo são amostrados na figura 5, demonstram que maior densidade, microporosidade e porosidade total na camada 0.0-0.1 m localizado na parte na superior esquerda. O mesmo ocorreu para macroporosidade e porosidade total na camada 0.1-0.2 m (Figura 6). Resistencia a penetração em ambas as camadas os maiores valores estão concentrados na parte inferior da área (Figura 5 e 6). Para os atributos texturais, argila, silte, altitude e umidade a maior concentração ocorreu a direita da área.

4. CONCLUSÃO

Estaticamente, os dados obtiveram coeficiente de variação mediano, com exceção de condutividade hidráulica, que obteve coeficiente de variação elevado. Para a amostragem na camada 0.0-0.1 m, os atributos físicos do solo, densidade, microporosidade e porosidade total apresentaram variabilidade espacial. Enquanto que a condutividade hidráulica, macroporosidade e resistência a penetração na mesma camada houve efeito pepita puro, o que indica que o espaçamento deve ser alterado para que possa detectar a variabilidade desses atributos.

5. BIBLIOGRAFIA

- Alesso, C.A., et al., 2012. Variabilidad espacial de atributos químicos y físicos en un suelo de la pampa llana santafesina. CI. Suelo (Argentina) 30(1), 85-93.
- Amado, T.J.C., Pontelli, C.B., Santi, A.L., Viana, J.H.M., Sulzbach, L.A.S., 2007. Variabilidade espacial e temporal da produtividade de culturas sob sistema plantio direto. Pesq. agropec. bras., Brasília, v.42, n.8, ago., p.1101-1110.
- Arzeno, J.L., Vieira, S.R., Siqueira, G.M., Guedes Filho, O., 2014. Variabilidade espacial da resistência à penetração na superfície do solo em sistemas de manejo. Rev. Bras. Ciênc. Agrár. Recife, v.9, n.3, p.343-352.
- Bottega, E.L., Queiroz, D.M., Pinto, F.A.C., Souza, C.M.A., 2013. Variabilidade espacial de atributos do solo em sistema de semeadura direta com rotação de culturas no cerrado brasileiro. Rev. Ciênc. Agron. Fortaleza - CE, v. 44, n. 1, jan-mar, p. 1-9.
- Camargo, A.O., Moniz, A.C., Jorge, J.Á., Valadares, J.M.A.S., 1986. Métodos de análise química, mineralógica e física do solo do Instituto Agronômico de Campinas. Campinas: Instituto Agronômico de Campinas, 194p. (Boletim técnico, 106).
- Cambardella, C.A., Mooman, T.B., Novak, J.M., Parkin, T.B., Karlem, D.L., Turvo, R.F., Konopa, A.E., 1994. Field scale variability of soil properties in central Iowa soil. Soil Science Society of America Journal. 58, 1501-1511.
- Chiba, M.K., Filho, O.G., Vieira, S.R., 2010. Variabilidade espacial e temporal de plantas daninhas em Latossolo Vermelho argiloso sob semeadura direta. Acta Sci Agron. 32, 735-742.
- Carvalho, M.P., Takeda, E.Y., Freddi, O.S., 2003. Variabilidade espacial de atributos de um solo sob videira em vitória Brasil (SP). R. Bras. Ci. Solo. 27, 695-703.
- Carvalho, J.R.P., Silveira, P.M., Vieira, S.R., 2002. Geoestatística na determinação da variabilidade espacial de características químicas do solo

sob diferentes preparos. Pesq. Agropec. Bras. 37:1151-1159.

- Corá, J.E., Araújo, A.V., Pereira, G.T., Beraldo, J.M.G., 2004. Variabilidade espacial de atributos do solo para adoção do sistema de agricultura de precisão na cultura de cana de açúcar. Revista Brasileira de Ciência do Solo. v. 28, n 6. Viçosa, nov/dez, 1013-1021.
- Isaaks, E.H., Srivastava, R.M., 1989. An introduction to applied geoestatistics. New York: Oxford University, 561p.
- Montezano, Z.F., Corazza, E.J., Muraoka, T., 2006. Variabilidade espacial da fertilidade do solo em área cultivada e manejada homogeneamente. Revista Brasileira de Ciência do Solo, v.30, p.839-847.
- Santos CMA. Estatística Descritiva Manual de auto-aprendizagem. Edições Sílabo. 2007.
- Silva, J., Junior, R.N.A., Matias, S.S.R., Tavares, R.C., Andrade, F.R., Camacho-Tamayo, J.H., 2014. Using geostatistics to evaluate the physical attributes of a soil cultivated with sugarcane. Rev. Cien. Agr. 57, 186-193.
- Siqueira, G.M., Silva e Farias, E.F., Paz-Ferreiro J., 2014. Land Use Intensification Effects in Soil Arthropod Community of an Entisol in Pernambuco State, Brazil, p. 7. The Sci. World J. 1-15.
- Siqueira, G.M., Vieira S.R., Falci, D.S.C., 2009. Variabilidade espacial da densidade e da porosidade de um latossolo vermelho eutroférrico sob semeadura direta por vinte anos. Bragantia. 68, 751-759.
- Siqueira, G.M., Vieira, S.R., Ceddia, M.B., 2008. Variabilidade de propriedades físicas so solo determinada por métodos diversos. Bragantia. V 67. p 203-211.
- Vázquez, E.V., Bertol, I., Siqueira, G.M., Paz-Ferreiro, J., Dafonte, J.D.; 2010. Evolution of the soil surfasse roughness using geostatistical analysis. Bragantia (São Paulo, SP. Impresso), v. 69, p. 141-152.
- Vieira, SR., 2000. Uso de geoestatística em estudos de variabilidade espacial de propriedades do solo. In: NOVAIS, R. F. (Ed.). Tópicos em Ciência do Solo. Viçosa: Soc. Bras. Ci. Solo, 1-54.
- USDA. 1999. United States Department of Agriculture –Soil taxonomy: a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. Washington. 871 p.

- Warrick, A.W., Nielsen D.R., Spatial variability of soil physical properties in the field. In: HILLEL, D. Applications of soil physics. New York: Academic Press. 1980.
- Zanão Júnior, L.A., Lana, R.M.Q., Guimarães, E.C., Pereira, J.M.A., 2010. Variabilidade espacial dos teores de macronutrientes em Latossolos sob sistema plantio direto. Revista Brasileira de Ciência do Solo, v.34, p.389-400.

CARACTERÍSTICAS FÍSICO-QUÍMICAS DE LOS FLUJOS HÍDRICOS EN UN BOSQUE DE LAURISILVA EN TENERIFE, ISLAS CANARIAS (ESPAÑA)

R. Marrero-Diaz^{1,2*}, C.M. Regalado³, J.C. Guerra⁴, A. Ritter⁵, A. Socorro³, R. Poncela⁶, I. Iribarren⁴ y E. Skupien⁶

¹Laboratorio Nacional de Energia e Geologia – LNEG I.P., Bairro do Zambujal, Alfragide, 2610-999, Amadora, Portugal. <u>rayco.diaz@lneg.pt</u>, <u>www.lneg.pt</u>
²Instituto Volcanológico de Canarias - INVOLCAN, Puerto de la Cruz, 38400 (Tenerife, España).
³Instituto Canario de Investigaciones Agrarias (ICIA), Dep. Suelos y Riegos, Apdo. 60 La Laguna, 38200 Tenerife, España.
⁴Universidad de La Laguna, Grupo de Investigación en Hidrometeorología – GRIHM, Facultad de Ciencias, Avda. Astrofísico Francisco Sánchez s/n, La Laguna 38271 Tenerife, España.
³Universidad de La Laguna, Área de Ingeniería Agroforestal, Ctra. Geneto, 2, La Laguna, 38200 Tenerife, España.
⁶Hidrogeólogo consultor, colaborador del GRIHM, c/Moreiba 2, Santa Cruz de Tenerife 38111, Tenerife, España.

RESUMEN. En este estudio se presentan los resultados del muestreo y análisis periódico de la composición físico-química de diferentes flujos hídricos (agua de niebla, goteo bajo el dosel vegetal, precipitación por encima de la cubierta vegetal, agua edáfica en un sondeo en la zona no saturada) realizados entre los años 2012 y 2016 en un bosque de laurisilva del NE de Tenerife (Islas Canarias, España). La caracterización físico-química de estos flujos hídricos sugiere la existencia de procesos comunes, tales como la incorporación del spray marino y/o el lixiviado de la deposición seca, que controlan su composición físico-química final. El análisis comparativo entre los flujos hídricos en superficie con los de aguas subterráneas próximas muestra que estas últimas constituyen probablemente diferentes proporciones del agua infiltrada en la zona de estudio en tránsito hacia la zona saturada.

ABSTRACT. This study presents the results of sampling and periodic analysis of the physico-chemical composition of different water fluxes (fog water, dripping under the canopy, precipitation above the vegetation cover, edaphic water across the vadose zone) during 2012 and 2016 in a laurel forest of NE Tenerife (Canary Islands, Spain). The physico-chemical characterization of these water fluxes suggests the existence of common processes, such as the incorporation of marine spray and/or leaching from the dry deposition, that control its final physical-chemical composition. The comparative analysis of the surface water flows with those of the nearby groundwater shows that the latter constitute likely different proportions of the water in transit towards the saturated zone infiltrated in the study area.

1. INTRODUCCIÓN

Se denomina lluvia horizontal al impacto inercial sobre la vegetación de microgotas (del orden de 10-50 micras) de niebla transportadas por el viento y su posterior precipitación al suelo. Se la conoce también como lluvia "oculta", precisamente porque pasa desapercibida para medidas pluviométricas realizadas con pluviómetros estándar. Su estimación plantea varios retos metodológicos. Por un lado la vegetación introduce un elemento de heterogeneidad que sesga su distribución espacial, lo que implica la necesidad de desplegar un número relativamente alto de puntos de medida bajo la cubierta (Ritter y Regalado, 2010; Zimmermann et al., 2007; 2010). Así mismo los volúmenes de agua de niebla que precipitan bajo la cubierta son generalmente escasos, de tan solo unos pocos milímetros, consecuencia del bajo contenido en agua líquida que contiene una nube (del orden de 1 g·m⁻³). Además los fenómenos de niebla pueden coincidir en el tiempo con eventos concomitantes de lluvia o con agua depositada previamente sobre la vegetación, lo que hace difícil distinguir la cantidad procedente de una u otra fuente de precipitación. Esto ha llevado en algunos casos a su sobreestimación, al atribuir parte del agua de lluvia al volumen totalizado de agua de niebla (Regalado y Ritter, 2010; Ritter y Regalado, 2013).

En las Canarias occidentales y otras islas de la Macaronesia, los diferentes estudios que se han llevado a cabo hasta la actualidad sobre el papel de la lluvia horizontal en el balance hidrológico y el ecosistema de los bosques nublados han obtenido valores y conclusiones dispares, consecuencia en gran medida de las dificultades metodológicas anteriormente descritas (Ceballos y Ortuño, 1952; Kämmer 1974; Aboal et al., 2000; Ritter et al., 2008; 2009; Katata et al., 2009; Prada et al., 2012).

El presente estudio se plantea como objetivos caracterizar la composición físico-química de los diferentes flujos hídricos presentes en un bosque de laurisilva en el NE de Tenerife (Islas Canarias), su contribución a la zona no saturada (ZNS) y su posterior infiltración hasta el acuífero. Se presentan los resultados del muestreo y análisis sistemático realizado entre los años 2012 a 2016 de la composición físico-química de los siguientes flujos hídricos: agua de niebla (FOG), goteo bajo el dosel vegetal (THR), precipitación por encima de la cubierta vegetal (RAIN), agua edáfica en un sondeo en la zona no saturada (SOIL) y agua subterránea (GW).

2. ÁREA DE ESTUDIO Y METODO-LOGÍA

El área de estudio corresponde con una parcela de brezal de tejo, característico de los bosques relictos húmedos de laurisilva de la región Macaronésica subtropical. Está situada a 1015 m snm sobre el macizo de Anaga en el NE de Tenerife (X: 375 832 m Y: 3 157 237 m; 28N R zona; WGS84). Se encuentra expuesta a los vientos alisios del NE que transportan masas de aire húmedo en forma de niebla la mayor parte del año, especialmente entre los meses de mayo y septiembre (Fig.1). Según los datos del Plan Hidrológico de Tenerife (PHTF, 2015), la precipitación y la recarga media anual de la zona oscilan entre 600 - 700 mm y entre 100 - 300 mm, respectivamente. Las especies más abundantes en la parcela son árboles de 3-8 m de altura, perennifolios, de hoja lanceolada o tipo lauroide como la faya (Myrica faya Ait.), o aciculada tales como el brezo de porte arbóreo (Erica arborea L.) y el tejo (Erica Scoparia L.) (Pérez de Paz et al., 1990). Los suelos son de origen volcánico. Presentan un horizonte superficial altamente orgánico (38% de materia orgánica, MO, oxidable) de textura aparente franco-arenosa; en profundidad el contenido en carbono disminuye y la textura es arcillosa, con una elevada microporosidad característica de los suelos ándicos, que le confiere una alta retención: $\theta = 49 \pm 6\%$ a 90 kPa; θ =39±1% en el punto de marchitamiento permanente (1500 kPa) (Regalado et al., 2013).

Desde el punto de vista de los recursos hídricos superficiales, en el área circundante a la zona de estudio no existen cauces permanentes de agua, excepto algunas cuencas de pequeña dimensión alimentadas por nacientes durante la mayor parte del año (Afur, Tamadite, etc.). Respecto a los recursos hídricos subterráneos, si bien la zona saturada del acuífero insular se encuentra a cientos de metros bajo la superficie (PHTF, 2015), existen algunos nacientes que drenan acuíferos colgados locales pero con alguna capacidad de almacenamiento.



Fig. 1. Imagen de satélite de la isla de Tenerife. Se indica con una estrella la localización del área de estudio. También se han representado las obras de captación de aguas subterráneas existentes en las proximidades del área de estudio, destacando aquellas que han sido incluidas en el muestreo sistemático.

Para la obtención de agua de niebla y su posterior análisis se utilizó un colector de niebla activo (NES 215, Eigenbrodt GmbH, Alemania). Igualmente un pluviómetro totalizador, que se derivó mediante una manguera a una botella plástica de 5 L, sirvió para recoger muestras de lluvia. Las muestras de lluvia corresponden a eventos de precipitación, por lo que la frecuencia de recogida dependió de la duración de tales eventos. Las muestras de agua de niebla se recogieron con una periodicidad (bi-)semanal. Por último se recogieron muestras de agua bajo la cubierta con 5 botellas plásticas conectadas a un embudo. Para la recogida de solución de suelo se utilizaron extractores Rhizon (Rhizosphere Research Products, Holanda) insertados a cuatro profundidades (10, 20, 40, 60 cm). Se aplicó una succión de 70 kPa sobre el Rhizon mediante una bomba de vacío y la solución de suelo extraída se recogió en botellas de vidrio ámbar de 125 mL, cada 2 semanas aproximadamente.

En la proximidad de la zona de estudio, existen varias obras de captación de aguas subterráneas, de las cuales 6 de ellas fueron seleccionadas en el presente estudio para incluir en el muestreo sistemático (Fig. 1 y Tabla 1).

Para las analíticas el pH se midió con electrodo combinado; la conductividad eléctrica (CE) en conductímetro, refiriendo la lectura a 25 °C; los cationes Ca⁺², Mg⁺², Na⁺ y K⁺ se determinaron por absorción atómica, en llama aire-acetileno, añadiendo solución al 1% p/v de lantano; la concentración de Cl⁻ se midió por valoración potenciométrica; S-SO₄²⁻ se determinó turbidimétricamente como sulfato de bario, usando suspensión semilla de sulfato de bario y solución de goma de acacia-ácido acético; por último el $P-PO_4H_2$ se determinó colorimétricamente como el complejo ácido vanadomolibdofosfórico y leído a 420 nm.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Flujos hídricos superficiales

En la Tabla 2 se resumen los valores estadísticos de los parámetros físico-químicos analizados en las muestras de flujos hídricos superficiales (FOG, THR, SOIL y RAIN) entre los años 2012 y 2016. Prácticamente todas las muestran presentan valores de pH ácidos, con valores medios entre 5.2 (FOG) y 6.3 (SOIL),

Nombre	Tipo	Caudal (L·s ⁻¹)	Cota (m snm)	Longitud / Prof. (m)	Distancia vertical a superficie (m)
AF1	Galería-naciente	0.05	915	20	936
AF2	Galería-naciente	0.02	915	16	946
AF3	Galería-naciente	0.02	925	44	929
GUA	Galería	8.4	460	1715	845
CAT	Galería	8.9	270	1057	628
CAM	Pozo	27.1	407	419	407

Tabla 1. Características de los 6 puntos de muestro de aguas subterráneas seleccionados.

Tabla 2. Valores estadísticos (Ma: máximo; Me: mediana; Mi: mínimo) de los parámetros físico-químicos en las muestras analizadas de los flujos hídricos superficiales. *n*: número de muestras. Todos los iones expresados en meq·L⁻¹. CE: conductividad eléctrica (en μ S·cm⁻¹).

		FOG			THR			SOIL			RAIN	
п		59			76			88			64	
	Ma	Me	Mi									
pН	6.7	5.2	4.2	7.2	6.0	5.4	7.1	6.3	5.3	7.0	6.6	5.9
CE	160	57	11	637	120	35	382	89	50	272	46	16
Ca ²⁺	0.41	0.04	0.00	0.84	0.20	0.03	0.48	0.10	0.04	0.33	0.03	0.01
Mg^{2+}	0.20	0.09	0.01	1.15	0.16	0.03	0.88	0.16	0.07	0.41	0.07	0.01
Na ⁺	0.85	0.34	0.05	3.13	0.71	0.21	1.70	0.59	0.12	1.88	0.23	0.08
\mathbf{K}^{+}	0.13	0.04	0.00	1.86	0.15	0.03	0.36	0.05	0.01	0.15	0.02	0.00
HCO,	0.20	0.08	0.00	0.63	0.16	0.06	0.35	0.24	0.14	0.42	0.18	0.08
Cŀ	0.98	0.32	0.01	2.69	0.83	0.05	0.60	0.27	0.04	1.26	0.29	0.02
SO4 ²⁻	0.74	0.24	0.03	3.11	0.44	0.05	0.50	0.10	0.00	0.39	0.18	0.00

indicando equilibrio químico con el CO₂ atmosférico y/o biogénico de la vegetación y el suelo. La conductividad eléctrica de los flujos hídricos superficiales es relativamente alta para tratarse de aguas meteóricas, con valores medios entre 46 (RAIN) y 120 (THR) μ S·cm⁻¹. Destacar que en el caso de THR se observaron valores máximos superiores a los 600 μ S·cm⁻¹ durante los meses de verano, que serán analizados posteriormente.



Fig. 2. Diagrama de Piper de los flujos hídricos superficiales, indicando el número de muestras (n) en los que el volumen recogido permitió el análisis de todos los iones mayoritarios (Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, Cl⁻, SO₄²⁻ y HCO₃⁻). En el rombo superior, el tamaño de las muestras es proporcional a su conductividad eléctrica.

Respecto a las facies hidroquímicas, la mayoría de las muestras son Cl⁻-Na⁺ (Tabla 2 y Fig. 2), posiblemente debido a la mayor solubilidad de ambos iones y/o a la incorporación del spray marino en la propia gota de lluvia/niebla y/o por lixiviación de la deposición seca sobre la vegetación y la superficie. En algunas muestras diluidas de SOIL y RAIN, también se observaron concentraciones relativamente importantes de SO_4^{2-} y HCO_3^{-} , aunque en estos dos últimos casos el número de análisis completos es muy reducido para poder sacar conclusiones.

Desde el punto de vista de las variaciones temporales, se ha observado un elevado grado de correlación entre su contenido iónico y la conductividad eléctrica en todos los flujos hídricos, indicando un origen común de los mismos. Por tanto, para facilitar la interpretación de los resultados, en la Fig. 3 sólo se ha representado esta última. Entre los flujos hídricos superficiales, FOG y RAIN, presentan casi siempre las menores conductividades eléctricas (y concentraciones) y una cierta homogeneidad a lo largo del tiempo, al igual que en SOIL. Por el contario, THR es el que presenta los mayores valores de conductividad eléctrica (y concentraciones), con oscilaciones muy significativas y que, en la mayoría de los casos, no se correlacionan con el resto de flujos. No obstante, en la Fig. 3 también se observa en junio de 2015 un incremento significativo de la conductividad eléctrica en los cuatro tipos de flujos hídricos de superficie.



Fig. 3. Variación temporal de la conductividad eléctrica en los flujos hídricos superficiales.

Para analizar si el diseño del sistema de captación pudo influir en la composición físico-química final del THR, el flujo hídrico que presentaba unas mayores concentraciones y conductividades, a partir de marzo de 2015 se comenzó a pesar la biomasa (hojas, acículas, ramas, etc.) secada al aire y acumulada entre muestreos en 29 puntos distribuidos al azar bajo la cubierta. En la Fig. 4. se puede observar que existe una correlación temporal significativa entre el mayor peso específico de biomasa acumulada en los depósitos y de conductividad eléctrica (y con los cationes principales) del THR, especialmente en los meses de verano, coincidiendo con un bajo volumen captado de THR.



Fig. 4. Volumen de THR medido en los depósitos y peso específico de la biomasa acumulada vs. conductividad eléctrica del agua de THR.

Por tanto, estos resultados apuntan a que el lixiviado de la biomasa acumulado en el propio depósito puede modificar (incrementar) la composición físico-química final del THR, como ya ha sido observado por otros autores en un bosque de laurisilva en Agua García, Tenerife (Aboal et al., 2014). No obstante, también es posible que debido a la menor cantidad de precipitaciones en el verano, se produce una mayor acumulación de sólidos (i.e. deposición seca) en el dosel vegetal, que al ser lavados por las escasas precipitaciones favorecen un incremento de los iones disueltos en el THR. En este sentido, en la Fig. 5 se observa que existe una relación inversa entre la envolvente de concentración de cloruros (y el resto de elementos mayoritarios) en el THR y los volúmenes captados, indicando una mayor concentración de los iones tras el lixiviado de la deposición seca existente.



Fig. 5. Volumen de THR captado en los depósitos vs. concentración de iones de THR.



Fig. 6. Evolución temporal de la concentración de Ca^{2+} , Mg^{2+} y Na^+ y la conductividad eléctrica (CE) en el agua edáfica analizada en el sondeo de la ZNS en superficie (\leq 30 cm) y profundidad (>30 cm).

En el agua edáfica analizada a diferentes profundidades en un sondeo de la ZNS se obtuvo siempre mayores conductividades eléctricas y concentraciones de todos los parámetros en los niveles más superficiales (\leq 30 cm) que en los más profundos (> 30 cm) (Fig. 6).

El análisis de la textura del suelo en la zona de estudio realizado en estudios previos (Regalado et al., 2013), comentado anteriormente, confirma que aunque los niveles más superficiales tienen una menor componente de limos y arcillas que los profundos, la mayor cantidad de materia orgánica en los horizontes más someros posiblemente favorece una mayor retención de agua y evapoconcentración.

3.2. Aguas subterráneas (GW)

Con el fin de intentar comprender mejor la influencia en los procesos de recarga al subsuelo de los flujos hídricos superficiales analizados, también se obtuvieron las características físico-químicas de los 6 puntos de muestreo de GW seleccionados (Tabla 3 y Fig. 7). Las galerías-nacientes AF1, AF2 y AF3, que están localizadas muy próximas en la vertical del área de estudio, presentan fácies hidroquímicas Cl⁻-(HCO₃⁻)-Na⁺-(Ca²⁺-Mg²⁺) muy diluidas.

De hecho, presentan las menores conductividades eléctricas (y concentraciones de casi todos los parámetros), con valores medios inferiores de 250 µS·cm⁻¹, levemente superiores a los de los flujos hídricos superficiales (Tabla 2). Por el contrario, el pozo CAM, que fue seleccionado como representativo de las aguas subterráneas HCO₂⁻-Na⁺ profundas y mineralizadas del acuífero basal, es el que presenta las mayores conductividades y concentraciones iónicas. Las aguas subterráneas de las dos galerías GUA y CAT, presentan características físico-químicas intermedias entre las aguas meteóricas de las galerías-nacientes y el pozo.

En el diagrama de Piper de la Fig. 7, la distribución de las muestras de GW sugiere que se tratan de aguas con diferentes proporciones de mezcla entre las aguas Cl⁺-Na⁻ poco mineralizadas de recarga en tránsito hacia la zona saturada y las aguas HCO₃⁻-Na⁺ o HCO₃⁻-Ca²⁺-Mg²⁺ más mineralizadas y de mayor tiempo de residencia de la zona saturada.

4. CONCLUSIONES

Existen variaciones temporales muy importantes y con una fuerte correlación en las concentraciones de los elementos

Nombre	Fácies	CE _{promedio} (µS·cm ⁻¹)	Origen probable de las aguas que drenan
AF1	Cl-Na-(Ca-Mg)	201	
AF2	Cl-Na-(Ca-Mg)	219	saturada
AF3	Cl-(HCO ₃)-Na-(Ca-Mg)	238	Saturada
GUA	Cl-Na y Cl-HCO ₃ -Na	502	Zona saturada poco mineralizada
CAT	HCO ₃ -Na	455	Zona saturada poco mineralizada
CAM	HCO ₃ -Na	910	Acuífero basal más mineralizada

Tabla 3. Características físico-químicas de los 6 puntos de muestro seleccionados de GW.
mayoritarios de casi todas las muestras de los diferentes tipos de flujos hídricos superficiales (FOG, THR, SOIL y RAIN) a lo largo del periodo de observación, indicando un origen común de los elementos disueltos. El mayor incremento se observó en junio/julio de 2015, coincidiendo con varios meses sin prácticamente precipitaciones y en los que se habría producido una mayor deposición seca sobre la vegetación, el suelo y/o los propios depósitos de recogida. La concentración iónica en las muestras de SOIL disminuye con la profundidad, sugiriendo una mayor retención de agua y evapoconcentración en los niveles más superficiales, favorecida por la mayor cantidad de materia orgánica.



Fig. 7. Diagrama de Piper de las muestras obtenidas en los 6 puntos seleccionados de GW, ordenadas según la fecha en la que se muestrearon.

El estudio hidrogeológico de las aguas subterráneas ha permitido identificar las galerías nacientes AF1, AF2 y AF3 como las más representativas del agua de recarga, asumiendo que están drenando la recarga en tránsito hacia la zona saturada. La pequeña distancia entre la superficie topográfica y el frente o zona más profunda de las tres galerías-nacientes, sus reducidos caudales (Tabla 1) unido a las características físico-químicas de las aguas subterráneas, apunta a que están drenando aguas meteóricas con relativamente cortos periodos de residencia, posiblemente aguas de recarga en tránsito que se infiltraron en el área de estudio o en sus proximidades. Desafortunadamente, la menor frecuencia de muestreo de las aguas subterráneas (cada seis meses) hace difícil la identificación de procesos similares con los datos de los flujos hídricos superficiales (con datos semanales y quincenales).

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado con fondos de los siguientes proyectos: CajaCanarias Fundación AGUA09, INIA-RTA2013-00088-C02-01 y 02, y SolSubC200801000260. Los autores agradecen a ENAIRE el permitirles acceso a sus instalaciones y a Sieltec Canarias S.L. por su apoyo técnico.

5. BIBLIOGRAFÍA

- Aboal, J.R., M.S. Jiménez, D. Morales y P. Gil. 2000. Effects of thinning on throughfall in Canary Islands pine forest. The role of fog. J. Hydrol. 238, 218-230.
- Ceballos, L. y F. Ortuño. 1952. El bosque y el agua en Canarias. *Montes* 8, 418-423.
- Kämmer F. 1974. Klima und Vegetation auf Tenerife, besonders in Hinblick auf den Nebelniederschlag. Scripta Geobotanica 7, 1–78.

- Katata, G., C.M. Regalado, A. Ritter y H. Nagai. 2009. Application of a land surface model that includes fog deposition over a tree heath-laurel forest in Garajonay National Park (La Gomera, Spain). En: Estudios de la Zona no Saturada del Suelo Vol IX, Silva Rojas O, Carrera Ramírez J (eds). CIMNE: Barcelona; 393-400. (http:// congress.cimne.com/zns09/admin/files/filepaper/p372.pdf).
- Plan Hidrológico de Tenerife PHTF 2015. Decreto 49/2015, de 9 de abril, Boletín Oficial de Canarias Nr. 85, 6/05/2015.
- Pérez de Paz, P.L., M. del Arco Aguilar, J.R. Acebes Ginovés y W. Wildpret de la Torre. 1990. La vegetación cormofitica (vascular) del Parque Nacional de Garajonay. En: Pérez de Paz, PL (ed) Parque Nacional de Garajonay: Patrimonio Mundial. Excmo. Cabildo Insular de La Gomera, Instituto Nacional para la Conservación de la Naturaleza, España, pags. 137-171.
- Prada, S., M. Menezes de Sequeira, C. Figueira, y R. Vasconcelos. 2012. Cloud water interception in the high altitude tree heath forest (*Erica* arborea L.) of Paul da Serra Massif (Madeira, Portugal). *Hydrological Processes*. 26, 202-212. DOI: 10.1002/hyp.8126.
- Regalado, C.M. y A. Ritter. 2010. Comment on "Fog precipitation and rainfall interception in the natural forests of Madeira Island (Portugal)". *Agric. Forest Meteor.* 150, 133–134. DOI: 10.1016/j.agrformet.2009.09.008.
- Regalado, C.M., J.C. Guerra, A. Ritter y M.T. Arencibia. 2013. Estudio de la contribución del agua de niebla a la ZNS mediante isótopos estables. pp. 119-125. 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. Asociación galega de investigadores da auga (AGAIA). ISBN: 978-84-616-6234-0.

- Ritter, A., C.M. Regalado y G. Aschan. 2008. Fog water collection in a subtropical elfin laurel forest of the Garajonay National Park (Canary Islands): a combined approach using artificial fog catchers and a physically based model. J. Hydrometeor. 9, 920–935. DOI: 10.1175/2008JHM992.1.
- Ritter, A., C.M. Regalado y G. Aschan. 2009. Fog reduces transpiration in tree species of the Canarian relict heath-laurel cloud forest (Garajonay National Park, Spain). *Tree Physiol.* 29, 517-528. DOI: 10.1093/treephys/tpn043.
- Ritter A. y C.M. Regalado. 2010. Investigating the random relocation of gauges below the canopy by means of numerical experiments. *Agric. Forest Meteor*: 150, 1102–1114. DOI: 10.1016/j. agrformet.2010.04.010.
- Ritter, A. y C.M. Regalado. 2013. Comment on 'García-Santos G., Bruijnzeel LA. 2011.
 Rainfall, fog and throughfall dynamics in a subtropical ridge top cloud forest, National Park of Garajonay (La Gomera, Canary Islands, Spain).
 Hydrological Processes 25, 411–417'. *Hydrol. Process.* 27, 1123–1128.
- Zimmermann A., Wilcke W., Elsenbeer H., 2007. Spatial and temporal patterns of throughfall quantity and quality in a tropical montane forest in Ecuador. J. Hydrol. 343: 80–96.
- Zimmermann, B., Zimmermann, A., Lark, R.M., Elsenbeer, H., 2010. Sampling procedures for throughfall monitoring: a simulation study. *Water Resour. Res.* 46, W01503, doi:10.1029/2009WR007776.

EVALUACIÓN DE LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA Y SENTIDO DEL ESCURRIMIENTO. YACIMIENTO VIAL, ZAVALLA, SANTA FE, ARGENTINA

E. Díaz¹, O.C. Dalla Costa^{1,2} y A. Paz González³

¹Departamento de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias Agropecuarias. Universidad Nacional de Entre Ríos. UNER. Ruta Pcial. 11 Km. 10.5, 3101 Oro Verde, Entre Ríos, Argentina.e-mail: ediaz@fca.uner.edu.ar ²Consultor Privado. Santa Fe. Argentina. e-mail: odallacostahotmail.com.

³Centro de Investigaciones Científicas Avanzadas (CICA), Universidade da Coruña, As Carballeiras, sn, Campus Elviña, 15071, Coruña, España. e-mail: tucho@udc.es, web: https:/cica.udc.es

RESUMEN. Como parte de los estudios de campo para caracterizar el emplazamiento de un vacimiento vial en la localidad de Zavalla, de Santa Fe, Argentina, se realizaron perforaciones y se llevaron a cabo diversas mediciones en las zonas no saturada y saturada. El área forma parte de la "La Pampa Ondulada". Se midió la profundidad al nivel freático, se determinó la conductividad hidráulica, y se caracterizó la granulometría en la zona no saturada y del acuífero. El principal objetivo fue estimar la velocidad del flujo subterráneo. Se pudo estimar que un porcentaje significativo de estos excesos alimenta la recarga del acuífero freático y la hidrodinámica indica que la recarga proviene del sector suroccidental hacia el Río Paraná. El mejoramiento de las condiciones hidroquímicas en el sentido del escurrimiento subterráneo puede explicarse por cambios en la constitución química de dichos sedimentos. La

velocidad del escurrimiento del agua subterránea determinada fue.31x10⁻⁵ m día⁻¹.

ABSTRACT. As a part of the field studies carried out to characterize the location area of a deposit during the construction of a road at Zavalla, Santa Fe province, Argentina, drillings have been done. Alsoseveral field measurements both, in the unsaturated and saturated zones have been performed. The area belongs to the "Pampa Ondulada". Thus, depth to the phreatic level, and hydraulic conductivity were determined and granulometry was characterized in the both. The main aim of this work was to estimate the subterranean flow velocity. The estimated percentage of precipitation excesses recharge the phreatic and the hydrodynamic of the indicates that groundwater recharge mainly comes from of the southwest sector and seeks to

find the Parana River. The improvement of the hydrochemical conditions following the groundwater flow can be explained by changes in the chemical constitution of the Pampeano Formation. The groundwater flow velocity was estimated as 31×10^{-5} m día⁻¹.

1. INTRODUCCIÓN

El ambiente fisiográfico de "La Pampa Ondulada" está caracterizada por un relieve ondulado, en partes disectado por cañadas, arroyos y ríos. En el área de la Hoja Santa Teresa el paisaje es suavemente ondulado, con lomadas chatas que hacen de divisorias de las aguas superficiales y del flujo subsuperficial; entre estas lomadas y los planos bajos que constituyen las llanuras de inundación, media una superficie inclinada, de suaves pendientes.

Estratigráficamente se distinguen dos formaciones. La Formación Pampa (Pleistoceno) está compuesta por sedimentos loéssicos en la parte superior, de origen eólico y limos, limos arcillosos y arcillas, de origen lacustre en profundidad es en la que se desarrolla la transición entre la zona no saturada y los niveles freáticos.

La secuencia de sedimentos pampeanos es relativamente potente; en el área de estudio los espesores en general superan los 50 metros y pueden alcanzar y superar los 80 metros hacia el oeste de la zona de estudio. La parte superior y media está integrada por limos con niveles calcáreos, de plasticidad media a alta. En varias perforaciones entre los limos y las arenas del Puelche, media una capa de arcillas grises y blancuzcas, con espesores que pueden variar entre pocos centímetros y más de 10 metros. En otros casos el pasaje de limos a arenas es gradual. La secuencia estratigráfica presenta comportamientos diferenciales según sus aptitudes para contener y permitir la circulación de las aguas subterráneas, Filí, M. y O.C. Tujchneider (1977).

La Formación Puelches (Plioceno), se dispone subyacente a la Formación Pampa. Es de origen fluvial y está integrada por arenas muy finas, hasta pulverulentas, tendiendo a granulometría mediana, hacia la base. En su constitución predomina el cuarzo y se observan pequeñas laminillas de mica muscovita. La tonalidad predominante es el amarillo claro a blanquecino, con alternancia de color ocre.

Los datos recopilados por estudios anteriores indican que el escurrimiento subterráneo sigue el sentido general del flujo del Acuífero Pampeano, con un gradiente de 2 m*km⁻¹, manteniendo cierto paralelismo con la dirección de ese control estructural. Se puede inferir que parte del agua de elevada salinidad que fluye desde el sudoeste, descarga en los cursos superficiales.

Los niveles potenciométricos del Pampeano y del Puelche en los estudios mediante baterías de bombeo y el análisis de la hidroquímica de ambas Formaciones permitieron establecer la relación entre ambos, de acuerdo a esto, el Puelche se recarga desde el Pampeano.

Como parte de los estudios de campo para caracterizar el área del emplazamiento de un yacimiento de suelos con destino a la construcción de una carretera en la localidad de Zavalla de la Provincia de Santa Fe, Argentina, se realizaron perforaciones de profundidades variable puntos del predio bajo estudio y la conductividad hidráulica y granulometría En seis puntos de mediciones con barreno en diferentes localizaciones dentro del predio y uno fuera del mismo, se realizó una nivelación topográfica a partir de un punto fijo arbitrario ubicado sobre el alambrado del camino perimetral, se midió la profundidad al nivel freático, se tomaron muestras de aguas subterráneas en seis perforaciones de estudio.

Esta comunicación, tiene como objetivos determinar los niveles estáticos de la capa freática, estimar la velocidad del flujo subterráneo, mediante la conductividad hidráulica, el gradiente regional y porosidad obtenida a partir de la granulometría de la formación acuífera y contribuir al diseño de pozos de monitoreo y control de la capa freática.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

La zona de estudio se localiza en la provincia de Santa Fe, Argentina y está drenada por El río Carcarañá y los arroyos del Sauce, Pavón, Cabral y del Medio; son cursos de agua permanentes cuyas nacientes, no se ubican dentro del área, por lo que son alóctonos.

2.1. Característica climáticas

La determinación de las características climatológicas y el balance hídrico del área se realizaron a partir del análisis de los parámetros climáticos y la elaboración del balance hídrico se han tratado los datos de precipitación, temperatura y vientos de la estación más próximas operadas por el Servicio Meteorológico Nacional, la Estación Rosario, ubicado en Latitud 32° 55'S. Longitud 60° 44'Oeste. La altitud es de 22 metros. Se estudió el período 1941-1980.

El comportamiento de los parámetros climáticos precipitación y temperatura, a lo largo de un año de condiciones medias fueron utilizados para el cálculo del balance hídrico a nivel de suelo cuvos valores también se consignan en dicha tabla. La precipitación anual media es de 1011 mm. Las menores precipitaciones ocurren en los meses de invierno y las máximas en verano, con valores intermedios en otoño y primavera. La temperatura media varía de los 17.5 a 17.9 °C con valores máximos absolutos que superan los 42°C y mínimos absolutos por debajo de los - 6°C. En lo que respecta al balance hídrico a nivel de suelo, calculado mediante el método de Thornthwaite C W. (1948) y Burgos y Vidal, (1951).

Se tiene una evapotranspiración media anual de 823 mm en Rosario. El excedente es 181 mm.

El clima de la región, según la clasificación propuesta por Thornthwaite, es B1B'ra': "húmedo, mesotermal, con nula deficiencia de agua; con hasta 48 % de concentración estival de la eficiencia térmica".

Teniendo en cuenta las características edafológicas, topográficas e hidrológicas de la región, se puede estimar que un porcentaje significativo de esos excesos, en el orden del 70%, es susceptible de alimentar la recarga del acuífero freático. Esta recarga se produce a partir de marzo-abril, durante los meses de invierno hasta principio de la primavera.

2.2. Hidrogeología

La geología del subsuelo (Formación Pampa y Formación Puelche) se conoce a nivel regional a través de perforaciones realizadas en el sudeste de la provincia de Santa Fe y noroeste de la provincia de Buenos Aires. La secuencia estratigráfica tiene una gran distribución en el subsuelo de la llanura Chaco-Pampeana y otros ambientes geológicos del sector oriental y nororiental de Argentina.

En lo que respecta a las aguas subterráneas, la hidrodinámica del Acuífero Pampeano indica que la recarga subterránea proviene del sector suroccidental, buscando al valle del Río Paraná como área de descarga regional. Los cursos son de carácter efluente de los cursos que drenan toda el área de estudio.

En el Acuífero Pampeano las aguas son de tipo bicarbonatado sódicas, de mediana a baja salinidad. El mejoramiento de las condiciones hidroquímicas en el sentido del escurrimiento subterráneo puede exxplicarse por cambios en la constitución química de los sedimentos del Pampeano (menor aporte de sales) y/o mejores posibilidades de recarga.

En lo que respecta al aptitud de las aguas subterráneas para consumo humano, las del Acuífero Pampeano, dentro del área de interés, están dentro de los limites de potabilidad en lo que hace a sales totales, dureza, alcalinidad y elementos mayores, con excepción del sodio que por lo general supera los 200 mg/l.

La presencia de los oligoelementos perniciosos arsénico y flúor es propia de las aguas alojadas en los sedimentos del Pampeano. Las muestras de dan valores de 0.10 mg/l de arsénico.

En el Acuífero Puelche las aguas son de moderada a baja salinidad. De los componentes principales solamente el sodio supera el límite de 200 mg/l. Cabe destacar que en la llanura pampeana los contenidos bajos en sodio son muy poco frecuentes; por otra parte en aguas de salinidad baja como las detectadas en el sector oriental del área de estudio, las concentraciones de este catión no afectan sensiblemente a la salud humana ni le confieren al agua gusto desagradable. La presencia de arsénico y flúor en el Puelche es, en general, muy baja; en ningún caso se superó el límite establecido por las normas. También es bajo el contenido en nitratos. INA - CRL. (2003).

En lo que respecta al Acuífero Puelche, no se cuentan con registros de su nivel potenciométrico del para el análisis del comportamiento hidrodinámico del mismo.

A partir de datos de precipitaciones mensuales y niveles freáticos medios mensuales en la Estación Climática de la Facultad de Ciencias Agrarias de la Universidad Nacional de Rosario en la localidad de Zavalla, se ha podido encontrar una alta correlación entre ambas variables (Figura 1).



Fig.1. Relación entre precipitaciones y niveles freáticos a escala mensual en Zavalla.

Se puede observar que los niveles freáticos registrados oscilan entre -4 y - 8 metros desde nivel del terreno y se encuentran influenciados por las precipitaciones mensuales en el área.

2.3. Mediciones en la zonas no saturada y saturada

A los efectos de caracterizar las condiciones de permeabilidad de los suelos del área se realizó una campaña de mediciones de conductividad hidráulica de los suelos mediante la ejecución de sondeos manuales en el área y ensayos a campo y se recopilaron antecedentes de mediciones realizadas en el área para el Proyecto de la Presa Retardadora del Arroyo Ludueña, localidad de Pérez, ubicado al Este del predio estudiado; se analizaron los antecedentes de ensavos de infiltración sobre las 3 unidades de suelos identificadas en el área de estudio interpretados mediante el ajuste a la Ecuación de Kostiakov (1932), y los ensayos de conductividad hidráulica en la zona no saturada y zona saturada realizados mediante el métodos Inverso en la zona no saturada y analizados por el Método de Porchet, mientras que en la zona saturada se utilizó el Método del Barreno y fueron procesados por el Método de Van Beers (1958).

El volumen de información recopilada en el área del Embalse de la Presa Retardadora del Arroyo Ludueña consiste en 6 Ensayos de Infiltración por el Método del Doble Anillo aplicando la metodología de Kostiakov (1932), 9 de Conductividad Hidráulica en Zona No Saturada y 10 de Conductividad Hidráulica en la Zona Saturada.

Como parte de los estudios de campo para caracterizar el área del emplazamiento se realizaron perforaciones de profundidades variables con barreno en seis localizaciones dentro del predio y uno fuera del mismo, se realizó una nivelación topográfica a partir de un punto fijo arbitrario ubicado sobre el alambrado del camino perimetral, se midió la profundidad al nivel freático, se tomaron muestras de aguas subterráneas en las seis perforaciones de estudio.

Finalmente se ejecutaron mediciones de conductividad hidráulica de los suelos. Para la medición de la conductividad hidráulica en la zona saturada se utilizó la metodología desarrollada por Van Beers (1958).

Los ensayos se realizaron en todos los sitios que se ejecutaron pozos barrenos manuales. Para ello se ejecutaron las perforaciones barrenada de 3" de diámetro con un barreno, hasta una profundidad mayor de un metro por debajo del nivel freático. Se extrajo con una bomba el agua que ingreso a la perforación, y se comenzó a medir la velocidad de recuperación en cm seg⁻¹. Este procedimiento se repitió varias veces para obtener intervalos de tiempo y ascenso constantes o para ser utilizados en el cálculo de la conductividad hidráulica.

A las muestras recuperadas durante la ejecución de la perforación se le efectuarán otros ensayos como determinación de humedad natural, límites de Atterberg y granulometría por lavado sobre tamices 4, 10, 40, 100 y 200 USBS.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los resultados de infiltración obtenidos en la zona no saturada se presentan en la Tabla 1, mientras que en la Tabla 2 se consigna un resumen de los ensayos de conductividad en la zona saturada.

A su vez, los resultados de la medida de conductividad en la zona no saturada, obtenidos mediante el método del pozo inverso y la aplicación de la fórmula de Ernst (1950) se presentan en la Tabla 3.

Ensayo	Unidad de Suelo	Ib		K
		mm/h	mm/h	cm/seg
1	Co A° Lu	25.4	4.50	1.3 x 10 ⁻⁴
2	Co A° Lu	28.5	6.10	1.9 x 10 ⁻⁴
3	C R d	14.1	2.16	6.0 x 10 ⁻⁴
4	C R d	41.1	6.84	1.9 x 10 ⁻⁴
5	As MF Rd	6.7	1.55	4.3 x 10 ⁻⁴
6	As MF Rd	11.4	2.59	7.2 x 10 ⁻⁴

Tabla 1. Resumen de los Ensayos de Infiltración. (Ib = infiltración básica y K = conductividad hidráulica de la zona saturada).

Tabla 2. Resumen de los ensayos ZS.

Encorro	Prof.	N. E.	K
Ensayo	(m)	(m)	(cm/seg)
1	4.30	6.35	5.19 x 10 ⁻⁴
2	3.00	1.05	1.68 x 10 ⁻⁴
3	2.47	1.49	2.81 x 10 ⁻⁴
4	1.50	0.40	6.68 x 10 ⁻⁴
5	1.46	0.42	5.36 x 10 ⁻⁴
6	2.47	0.71	2.05 x 10 ⁻⁴
7	2.40	0.91	1.13 x 10 ⁻⁴
8	2.00	0.80	2.03 x 10 ⁻⁴
9	1.50	0.50	3.27 x 10 ⁻⁴
10	2.00	0.96	4.40 x 10 ⁻⁴

Los 7 sondeos con barreno manual fueron ejecutados y distribuidos en el área de la cava propiamente dicha (Figura 3); el sondeo manual 1 no alcanzó los niveles freático debido a que a una profundidad de 1.30 m bajo terreno natural se encontró un nivel calcáreo que imposibilitó con los medios disponibles continuar la perforación. Dado que no se podía utilizar lodo de inyección o sistemas de perforación a rotación se ubicaron 6 sondeos, en los que a profundidades variables, y con contenido de calcáreos que permitieron ser atravesados, se pudo alcanzar el objetivo de perforar por debajo del nivel estático al momento de la medición.

El sondeo 7 se ubicó en cercanías de una calicata o trinchera abierta con retroexcavadora, la que se encontraba saturada y con niveles de agua por sobre el nivel del fondo de la misma.

Ensayo	Prof.(m)	K (cm/seg)
1	0.30	2.24 x 10 ⁻⁴
1R	1.02	7.37 x 10 ⁻⁴
2	1.50	5.02 x 10 ⁻⁴
2R	2.90	1.63 x 10 ⁻⁴
3	3.90	1.42 x 10 ⁻⁴
4	0.90	6.08 x 10 ⁻⁴
5	0.60	1.87 x 10 ⁻⁴
6	0.40	8.12 x 10 ⁻⁴
7	2.00	5.02 x 10 ⁻⁴

Tabla 3. Resumen de ensayos en ZNS.

La Tabla 4 presenta los puntos singulares relevados en la medición topográfica con sus coordenadas referidas al extremo sur oeste del predio, las cota relativas referidas al punto fijo al ingreso del predio, donde se asignó una cota arbitraria de 50 metros, asimismo se indica la profundidad al nivel freático (para el caso de los pozos barrenos realizados) y la cota relativa de la freática, dichos valores permitieron representar las curvas de nivel de área de estudio.

Las cotas relativas varían entre los 41.1 y 41.9 m. Las profundidades a la freática oscilan entre los 1.18 metros en la Perforación 7 y los 2.42 metros en la Perforación 5.

El perfil del suelo fue determinado en función de lo observado en las muestras obtenidas en el campo en los sondeos realizados y de los valores resultantes de los ensayos de laboratorio.

Diagóna atua	Х	Υ	Cota	Prof.	N.F.
Flezometro	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)
1	96.0	110.9	43.7		
2	91.6	148.2	43.7	1.78	41.9
3	157.0	139.5	43.4	1.43	41.9
4	300.3	164.4	43.6	1.87	41.7
5	437.0	144.8	43.9	2.42	41.1
6	352.4	71.85	43.1	1.35	41.8
7	274.0	47.8	42.9	1.18	41.8

Tabla 4. Cotas y profundidades de los puntos relevados.

En general responde a las siguientes características: una capa superficial de suelo de entre 0,30m y 0,45 metros de espesor, con abundante materia orgánica, (suelo agrícola), a partir de los 0,50 m se desarrolla un suelo del tipo CL, arcilla inorgánica de mediana plasticidad, con un IP (índice plástico) promedio de 20, con un mínimo de 15 y máximo de 25. Este tipo de suelo se desarrolla en casi todo el perfil estudiado. Desde los 3,50 m se nota la presencia de niveles calcáreos que aumentan en profundidad, no son continuos y aparecen en forma de rocetas.

La Figura 2 presenta una imagen de la cava estudiada y la determinación en campo de la conductividad hidráulica mediante el Método del Porchet.



Fig. 2. Determinación en campo de la conductividad hidráulica

En algunos de los sondeos, por debajo de los niveles calcáreos, se encontró el nivel saturado, que alcanzó su equilibrio por sobre dichos estratos, indicando un cierto grado de semisurgencia.

La Figura 3 presenta el sentido del escurrimiento subterráneo.



Figura 3. Sentido del escurrimiento subterránea.

Por otra parte en la Tabla 5 presenta los resultados de las determinaciones de la conductividad hidráulica de los 6 freatímetros ensayados, expresados en cm * seg⁻¹ y en m *día⁻¹. Se puede observar que los valores determinados varían entre 0.03 y 0.14 m*día⁻¹.

Se puede concluir que los suelos son hasta los 10 metros de profundidad del tipo CL con algunas intercalaciones de CH, arcillas inorgánicas de alta plasticidad.

Estimaciones a partir de la granulometría, asignan un valor de porosidad efectiva de 0.20, se determinó la velocidad de escurrimiento a partir de la ecuación de Darcy, valores medios de conductividad hidráulica de 0.077 m/día, de gradiente regional de 1.5x10⁻³ m*m⁻¹ y de porosidad efectiva de 0.20 m³*m⁻³ se determinó como la velocidad promedio del escurrimiento subterráneo de 2.31 x10⁻⁵ m*día⁻¹.

La memoria descriptiva de construcción de pozos de monitoreo implico adoptar un diseño de un diámetro de perforación: 300 mm en la zona de aislación freática, caño de aislación de PVC reforzado, de diámetro exterior de 200 mm y espesor 5,9 mm. Una cañería camisa de PVC, de diámetro exterior de 115 mm un filtro de una longitud de 6 metros de PVC (Figura 6).

Fractimatra	Encouro	Κ	K
Freatimetro	Ensayo	(cm * seg-1)	(m * día-1)
2	1	9.79 x 10 ⁻⁵	0.08
2	2	8.68 x 10 ⁻⁵	0.07
3	3	8.36 x 10 ⁻⁵	0.07
3	1	1.63 x 10 ⁻⁴	0.14
3	2	1.53 x 10 ⁻⁴	0.13
3	3	1.63 x 10 ⁻⁴	0.14
4	1	1.19 x 10 ⁻⁴	0.10
4	2	8.68 x 10 ⁻⁵	0.07
4	3	8.36 x 10 ⁻⁵	0.07
5	1	1.31 x 10 ⁻⁴	0.11
5	2	1.29 x 10 ⁻⁴	0.11
5	3	6.96 x 10 ⁻⁵	0.06
6	1	4.82 x 10 ⁻⁵	0.04
6	2	4.56 x 10 ⁻⁵	0.04
6	3	6.48 x 10 ⁻⁵	0.06
7	1	4.65 x 10 ⁻⁵	0.04
7	2	3.59 x 10 ⁻⁵	0.03
7	3	3.65 x 10 ⁻⁵	0.03

Tabla 5. Conductividad Hidráulica en los freatímetros.

A partir de la granulometría de las muestras obtenidas durante la ejecución de la perforación se determinará las características de los filtros.

En base al estudio de suelos, se identificará la napa freática y se determinará el espesor del acuífero Pampeano.

La columna filtrante se descenderá utilizando centralizadores.

El prefiltro será de grava seleccionada, colocada desde la superficie.

Se identificarán los pozos con carácter visible y duradero.

La Impermeabilización: En todos los casos los pozos deberán ser aislados de los restantes acuíferos no monitoreados.

Se realizarán a posteriori pruebas de estanqueidad a fin de verificar el sellado de la aislación.

Profundidad de los freatímetros al menos de 15 metros desde boca de pozo.

Se colocará un sello de cemento.

El freatímetro se considerará desarrollado cuando después de 20 minutos de ser sometido a bombeo no arroje material en suspensión o su concentración no sea mayor a 5 mg/L.

4. CONCLUSIONES

Los valores de conductividad hidráulica determinados oscilan en el orden de $8.91 \times 10^{-5} \text{ cm}^*\text{seg}^{-1}$. El sentido general del escurrimiento queda determinado por la dirección SO – NE, con curvas isopotenciométricas relativamente paralelas que produce un gradiente general promedio de $0.0015 \text{ m}^*\text{m}^{-1}$.

La profundidad desde el fondo de la cava al nivel freático oscila entre 1.180 a 2.420 metros, dependiendo fundamentalmente de la cota de fondo de la misma. Debe destacarse que en la perforación 1 no se pudo alcanzar el nivel freático debido a la presencia de un nivel calcáreo "tosca", que impidió mediante el uso del el barreno manual, atravesar dichos niveles de mayor dureza. Estas intercalaciones pueden actuar como una barrera a la infiltración desde la cava hacia la freática, de cualquier manera la misma no tiene continuidad en todo el predio.

En la zona del freatímetro 7 se presenta una curva de cota relativa 41.75 metros que se separa en el área de la trinchera de la forma general de las isopiezas relevadas, una explicación puede deberse a una mayor recarga en el área de la trinchera, debido al contacto del acuífero freático con el ciclo externo.

Las mediciones fueron realizadas en el predio, luego de precipitaciones importantes en el área, las que podría haber inducido una mayor recarga en la zona de la trinchera que en el resto del predio de la cava estudiada.

Finalmente la velocidad del escurrimiento del agua subterránea ha sido determinada como V= 2.31×10^{-5} m día⁻¹.

Se ha propuesto y diseñado un sistema de monitoreo ambiental mediante la ejecución de freatímetros que controlen niveles freatimétricos y calidad del agua del acuífero pampeano

Agradecimientos. Este trabajo fue realizado con fondos del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad Nacional de Entre Ríos (UNER), Argentina.

5. BIBLIOGRAFÍA

- Burgos, J. y Vidal, A. 1951. Los climas de la República Argentina según la nueva clasificación de Thornthwite. *Meteoros* 1:3-33.
- Filí, M. y Tujchneider. O. C., 1977. Características geohidrológicas regionales del subsuelo de la Provincia de Santa Fe (Argentina). *Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral.* 8: 105-113.
- I.N.T.A. 1974. Carta de Suelos de la República Argentina. Hoja 3360 - 26 Santa Teresa.
- INA CRL. 2003. Recopilación de Información Hidrogeológica de la Provincia de Santa Fe. Convenio D.P.O.H. - S.P.A.R. - INA - CRL. Inédito.
- Kostiakov, A.N., 1932. On the dynamics of the system evaluation coefficient of water percolation in soils and on necessity for studying it from a dynamic point of view for purposes of amelioration. Transactions of the 6 Communication of the International Society of Evaluating Surface

Irrigation Systems. Soil Sciences, Part A., pp: 17-21.

- Thornthwaite, C W., 1948. An approach toward a racional classification of climate. *Geogrphical Review*, XXXVIII: 55-94
- Van Beers, W. F. J. 1958. The auger hole method, a field measurement of the hydraulic conductivity of soil below a water table. Inst. Land Reclam. Improv., Wageningen, Bull. 1.
- Universidad Nacional de Rosario. Boletín Agrometeorológico. Datos Climatológicos de la Estación Zavalla en el período 1972 - 1992.

EXPLORACIÓN DEL USO DE AGUA REGENERADA EN EL RIEGO DE OLIVAR BAJO CLIMA MEDITERRÁNEO

M. Sáenz de Rodrigáñez¹, A. Peña², T. Vanwalleghem¹, P. Ayuso², A. Laguna³, K. Vanderlinden⁴, R. Ordoñez⁴, J.V. Giráldez^{1,5}, G. Martínez¹

¹ Departamento Agronomía, Universidad de Córdoba, Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba. e-mail: g82samum@uco.es

²Departamento Ingeniería Rural, Universidad de Córdoba, Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba. e-mail: ir1peala@uco.es

³ Departamento Física Aplicada, Universidad de Córdoba, Ctra. Madrid km 396, 14071 Córdoba. e-mail: fa1lalua@uco.es

⁴ Área de Agricultura y Medio Ambiente, IFAPA, Alameda del Obispo, 14071 Córdoba. e-mail: karl.vanderlinden@juntadeandalucia.es

⁵ Departamento Agronomía, IAS, CSIC, Alameda del Obispo, 14071 Córdoba.

e-mail: ag1gicej@uco.es

RESUMEN. En muchas zonas mediterráneas, con poca disponibilidad de recursos hídricos para los cultivos, la reutilización del agua industrial constituye un recurso alternativo que, por sus características intrínsecas, puede elevar la concentración de solutos de la solución del suelo. Este trabajo muestra un caso de aplicación de aguas regeneradas procedentes de una industria de aderezo de aceituna de mesa en el riego de olivar, en la Campiña Sur sevillana, y estudia el posible efecto de salinización del suelo. El análisis de los datos de humedad y conductividad eléctrica obtenidos con los sensores instalados a distintas profundidades muestra que este tipo de riego alternativo es sostenible. Dado que el suelo se mantiene húmedo la mayor parte del tiempo, con un elevado componente matricial del potencial del agua, la adición de sales no supuso un riesgo inmediato de salinización. El exceso de sales del suelo

parece ser lixiviado tras las sucesivas precipitaciones.

ABSTRACT. In some Mediterranean areas, with few or no water resources for crop irrigation, the reuse of industrial water appears to be a feasible solution to alleviate this scarcity. Nevertheless, the high solute concentration might represent a threat for the sustainability of the system. This work analyses the use of treated wastewater from a table olive processing plant for irrigation in an olive grove, in the Southern Campiña of the Seville province. The information provided by soil moisture and electrical conductivity sensors shows that the system is sustainable so far. Since the soil is kept moist most of the time, and at a high water potential, the addition of salts, will not result in an immediate salinization risk.

1. INTRODUCCIÓN

En las circunstancias actuales de la Tierra, los recursos hídricos existentes, cuyo volumen es aproximadamente igual al que disponía el hombre primitivo, y de los cuáles tan sólo el 2.5% es agua dulce, han de ser compartidos por una población creciente. El uso racional del agua como recurso natural ha de ser óptimo, teniendo en cuenta, también, la calidad de la misma. Por ello es preciso reaprovechar el agua para el riego en zonas como la región mediterránea en la que el volumen total de evaporación anual se aproxima al de la precipitación en el mismo periodo.

El empleo de aguas regeneradas se remonta a las antiguas civilizaciones como la china, que aprovechaban los residuos orgánicos como enmienda (e.g. Hyams 1952, Cap. XI). En la actualidad hay un interés renovado tanto por aprovechar el agua como por eliminar residuos que pudieran convertirse en contaminantes. Oster (1994) menciona el riego con agua de baja calidad en diferentes países con clima semiárido o árido. La perspectiva ecológica del uso de agua regenerada como control de la contaminación mediante el aprovechamiento de los residuos está oportunamente descrita en Stumm y Morgan (1981, Cap. 11).

En la margen izquierda del Guadalquivir existen extensos depósitos sedimentarios salinos, en los que predomina el cloruro sódico, aunque los recursos hídricos son limitados. Sin embargo, en esta zona hay una importante industria de aderezo de aceituna de mesa, que desecha un importante volumen de agua residual con altas concentraciones de solutos, tales como cloruro sódico, y restos orgánicos.

Si este residuo del proceso industrial, con un leve pretratamiento, fuese aplicado en el suelo, podría elevar la concentración de iones en la solución del suelo, aumentando el potencial osmótico, y dificultando por lo tanto absorción por las raíces de la planta (Oster 1994). Por otra parte, la elevada concentración de iones como sodio y cloruro altera el equilibrio de la solución nutritiva y puede causar deficiencias o toxicidades en elementos como el fósforo que no aparecerían en ausencia de salinidad. Algunos iones desarrollan una toxicidad específica para plantas sensibles como el cloruro en naranjos, o el boro en algunas especies de olivar (Rhoades 1999). Finalmente, la presencia de sodio en el complejo de cambio del suelo induce a la dispersión de las partículas y el subsecuente bloqueo de poros cuando la dispersión se mueve en el interior del suelo, lo que genera una costra o capa impermeable al agua que impide el establecimiento de un cultivo (Sposito 2008 § 12.2).

A pesar de estos inconvenientes, el uso de agua regenerada permite, al aumentar la humedad del suelo, elevar la componente matricial del potencial, incrementando el gradiente de éste y favoreciendo así su absorción por las raíces, al menos de forma temporal (Rawlins and Raats 1975). Sin embargo, esto implica que el exceso de solutos, los aportados por el agua que no son absorbidos por la planta, ha de ser evacuado del suelo. En un clima semiárido como en la mitad suroriental de la Península Ibérica, y en concreto en la margen izquierda de la cuenca del Guadalquivir el lixiviado natural de las lluvias de otoño e invierno produce un flujo descendente de agua en el perfil del suelo que puede lixiviar los solutos. Sin embargo, la presencia de costras sub-superficiales puede impedir este lixiviado (Thorburn y col. 1995).

Para remediar este problema se recomienda la instalación de sistemas de drenaje en el suelo, bien con tubos de cerámica o plástico, o métodos más sencillos como los tubos topo, *mole drain*, usados incluso en climas más húmedos como el del Reino Unido, en donde la humedad del suelo podría desmoronar las paredes de este tubo (Spoor y Leeds-Harrison 1999). También el flujo lateral del agua en el interior del suelo en cuencas con alguna pendiente puede aliviar este problema, si bien se puede desplazar a las partes de cota inferior en las vías de desagüe natural (David y col. 2016).

En cualquier caso, es esencial analizar la evolución de las propiedades de los suelos tanto en la solución como en el complejo de cambio para evitar los problemas de acumulación de iones sodio en el complejo de cambio, tal como auguran van der Zee y col. (2010) en suelos con riesgo de salinización y sodificación bajo climas áridos y semiáridos. Como advierten Smith y col. (2015), la composición de las aguas regeneradas con gran concentración de iones potasio y magnesio pueden requerir la modificación del cociente de adsorción de sodio, SAR, a un cociente más general que comprenda también las implicaciones de éstos en la estructura del suelo, como es el cociente de cationes de estabilidad estructural. CROSS.

El objetivo de este estudio es evaluar la influencia de la aplicación de aguas regeneradas procedente de la actividad industrial de aderezo de aceituna sobre el suelo, la planta y los acuíferos.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

2.1. Descripción de la zona de estudio

El estudio se llevó a cabo en una finca olivarera de la margen izquierda del río Guadalquivir, en la provincia de Sevilla. El clima es Mediterráneo, Csa, templado con veranos secos y cálidos, (Peel y col. 2007), con una precipitación media anual de 660 mm, concentrándose el 80% en los meses de octubre a marzo y una temperatura media de 17.1°C. Los suelos de la finca son calcixerept, haploxerert, y xerofluvent (Soil Survey Staff 2014), con una concentración elevada de carbonatos y en algunos casos con capas freáticas colgadas con cierta salinidad, de manera estacional. Se trata de una región con manantiales naturalmente salinos, evidente en el elevado número de salinas interiores y en la toponimia. En el curso alto del Río Guadaira a su paso por la zona, se detectan conductividades eléctricas en invierno de hasta 2.0 dS m⁻¹. Se trata de una finca de 125 ha de extensión, dedicadas al cultivo del olivo, con árboles de distintas variedades y una edad media de 60 años. El aporte de agua se realiza por riego por goteo, empleando una mezcla de aguas pluviales almacenadas y agua regenerada procedente de la industria, en proporciones variables.

2.2. Diseño experimental

En base a la cartografía de conductividad eléctrica aparente obtenida tras una prospección inicial con un sensor de inducción electromagnética (Dualem-21), se seleccionaron los emplazamientos más adecuados y en ellos se abrieron un total de 13 calicatas para una mejor caracterización del suelo. En uno de estos puntos, situado al norte de la finca, aprovechando la apertura de la calicata, se instalaron 4 sondas de humedad del suelo de Decagon, modelo 5TE, a profundidades de 0.10, 0.25, 0.45 y 0.60 m, respectivamente. Los porcentajes de arena y arcilla y la densidad aparente del punto considerado se muestran en la Tabla 1.

Tabla 1. Detalles del perfil de la calicata en el punto de instalación de los sensores.

Profundidad (m)	Arena (%)	Arcilla (%)	$(Mg m^{-3})$
0.00-0.30	13.9	39.7	1.60
0.30-1.35	21.5	35.3	1.60
1.35-2.00	19.1	33.4	1.73

Los sensores, instalados en octubre de 2015, registran la humedad, temperatura y conductividad eléctrica con una frecuencia de 15 minutos.

2.3. Análisis de datos

Se ha estimado un balance de agua por el procedimiento de Thornthwaite-Mather (Alley, 1984) a escala diaria para lograr una mayor resolución (Steenhuis y col. 1986). Para ello se han empleado los registros de la estación meteorológica más cercana, situada en La Puebla de Cazalla, perteneciente a la Red de Estaciones Agroclimáticas de la Junta de Andalucía, junto con las dosis de riego aplicadas, en el periodo transcurrido entre el 16/10/2015 y el 07/02/2017. Los datos mensuales se muestran en la Fig. 1. En este método, el contenido de humedad en el suelo tras un periodo en el que la evapotranspiración de referencia (ET_o) es mayor que el aporte de agua, suma de la precipitación (*P*) y el riego (*R*), se describe por

$$S_t = \Phi\left[\exp\left(\frac{-APWL_t}{\Phi}\right)\right] \qquad (1)$$

siendo Φ la humedad máxima que puede albergar el suelo, S_t la humedad disponible en el día t, y $APWL_t$ la pérdida potencial de agua acumulada, determinada por

$$APWL_{t} = APWL_{t-1} + [ET_{ot} - (P_{t} + R_{t})].$$
(2)

En el caso que el valor del aporte supere el de la evapotranspiración potencial, el contenido de humedad del suelo se verá incrementado según Ec. (3), hasta un valor máximo igual a Φ . A partir de ese momento, el exceso de agua se convierte en percolación, *PC*.

$$S_t = S_{t-1} + (P_t + R_t) - ET_{ot} \quad (3)$$

Los datos obtenidos de la simulación se han comparado con las medidas proporcionadas por los sensores.

Con respecto a los solutos, se ha introducido en el mismo modelo de Thornthwaite-Mather un balance de masa de sales (Ecs. 4 y 5) para obtener la evolución de la concentración de sólidos disueltos totales (*SDT*) en el suelo, partiendo de datos de conductividad eléctrica del agua de riego, c_{RP} , y suponiendo un valor de $c_{P} = 0.1$ dS m⁻¹ para el agua de lluvia.

La masa de solutos en el perfil el día $t(m_i)$ se calcula como la humedad por la concentración, c, existentes en el suelo el

día anterior, más las sales aportadas con el riego o la precipitación,

$$m_t = S_{t-1} * c_{t-1} + P_t * c_P + R_t * c_{R_t}$$
(4)

y con el contenido de agua disponible en el suelo, se obtiene la concentración de la solución del suelo

$$c_t = \frac{m_t}{S_t + PC}.$$
 (5)



Fig. 1. Precipitación, evapotranspiración de referencia (estación de La Puebla de Cazalla, RIA, Junta de Andalucía) y dosis de riego, en valores acumulados mensuales (mm), para el periodo de estudio.

Se han calculado los valores de SAR y CROSS para las distintas analíticas disponibles del agua de riego, con el fin de evaluar la influencia que puede tener el riego con aguas regeneradas sobre la permeabilidad del suelo.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los datos diarios de humedad, temperatura y conductividad eléctrica registrados por los sensores se muestran en la Fig. 2. Los datos de conductividad eléctrica del sensor instalado a 0.25m no pudieron ser registrados.



Fig. 2. Datos medios diarios de humedad (Θ), temperatura (T) y conductividad eléctrica (CE) del suelo registrados por los sensores a 0.1, 0.25, 0.45 y 0.6m respectivamente, en el periodo de estudio (16.10.2015 – 07.02.2017).

Se puede observar la evolución de las variables en un periodo de 17 meses (octubre 2015 - febrero 2017), abarcando un ciclo anual completo. Puede apreciarse la gran estacionalidad de la zona en la evolución de la temperatura del suelo en las distintas profundidades, con valores medios de 30°C en verano, y de 10°C en invierno. También se detecta la evolución de la humedad del suelo, con un descenso en los meses estivales resultado de la elevada evapotranspiración de este periodo, mucho más evidente en superficie. Las fluctuaciones observadas en estos meses podrían corresponder a pulsos intensos de riego. Contrario a lo que cabría esperar, el contenido de agua de los horizontes más profundos aumenta en la estación seca, presumiblemente por aportes laterales, al encontrarse el punto de medida en una vaguada que desemboca en un arroyo a poca distancia del punto estudiado. La conductividad eléctrica evoluciona de manera paralela a la humedad del suelo, aumentando con el aporte de agua de riego.

Cabe destacar que los valores de CE obtenidos transcurrido más de un año de medidas continuadas y de aporte de aguas salinas son similares a los registrados al principio del periodo de estudio, lo que indica que, aparentemente durante el periodo de tiempo estudiado no se ha producido una acumulación de sales en el perfil del suelo.

En la Fig. 3 se representa en mayor detalle la evolución de las variables registradas durante un periodo de 24 horas, correspondiente al 21 de junio de 2016, con datos cada 15 min.

En los datos de humedad se aprecia cómo los sensores tienen una respuesta inmediata a un aporte de agua, en este caso de riego, con el consecuente aumento de la CE provocado por los niveles de salinidad del agua empleada. El análisis de la variación de estas dos variables en profundidad pone de manifiesto la distribución del agua en el perfil. La mayor parte del agua queda retenida en los primeros centímetros del suelo y, con ella, la concentración de sales. La gran amplitud térmica propia de un día de verano queda perfectamente reflejada por el sensor más superficial, pudiendo apreciarse la atenuación con la profundidad.



Fig. 3. Datos de humedad (Θ), temperatura (T) y conductividad eléctrica (CE) del suelo registrados por los sensores el día 21.06.2016, con una frecuencia de 15 min.

La humedad del suelo, estimada con el modelo de Thornthwaite-Mather se expone en la Fig. 4. Se ha limitado la humedad del perfil a 150 mm, y se ha aplicado un coeficiente reductor de la evaporación del 40% en el periodo seco, atribuido al cierre estomático en la hoja, al desarrollo de un horizonte superficial más seco en el suelo, y al sombreado durante gran parte del día por la copa del árbol. El modelo reproduce con bastante precisión la humedad diaria del suelo, mostrando unos valores en torno a saturación durante los periodos húmedos, y un acusado descenso en el periodo seco, correspondiendo con valores elevados de ET_{o} . Con la disminución a final de verano de la ET_{a} , el suelo vuelve a recuperar el grado de humedad previo.



Fig. 4. Evolución del contenido de humedad en el perfil del suelo en el periodo de estudio. Datos medios diarios registrados por el sensor a 0.10 m de profundidad y los obtenidos mediante el empleo del método de Thornthwaite-Mather.

Para evaluar la bondad del ajuste entre datos medidos y simulados se calculó el coeficiente de eficiencia de Nash-Sutcliffe, obteniendo un valor de -0.12. Dado este resultado poco satisfactorio, y siguiendo las recomendaciones de Legates y McCabe (1999), se realizaron algunas modificaciones a dicho índice y se evaluaron otros indicadores, tal y como se muestra en la Tabla 2. El índice de ajuste y el coeficiente de eficiencia modificados corresponden a un exponente igual a 1, es decir, a valores absolutos (Legates y McCabe 1999). La referencia modificada mensual corresponde a una sustitución de la media de todo el periodo de estudio por medias mensuales, y la estacional, por medias obtenidas para el periodo de suelo seco (junio-octubre) y húmedo (el resto de meses), claramente diferenciable en los datos (Fig. 4).

Tabla 2. Media, desviación típica y estadísticos de las series de datos diarios de humedad del suelo observados y simulados en el punto de estudio.

Estadísticos	Observados	Simulados
Media, mm	136.36	133.28
Desviación típica, mm	16.14	23.11
Error medio absoluto, mm		11.67
Raíz del error cuadrático medio, mm		17.08
Coeficiente de correlación		0.69
Coeficiente de determinación		0.47
Índice de ajuste		0.79
Índice de ajuste modificado		0.62
Índice de ajuste con referencia modificada mensual		0.29
Índice de ajuste con referencia modificada estacional		0.62
Coeficiente de eficiencia		-0.12
Coeficiente de eficiencia modificado		0.05
Coeficiente de eficiencia con referencia modificada mensual		-1.07
Coeficiente de eficiencia con referencia modificada estacional		-0.17

La comparación de la media de los datos diarios de humedad del suelo tomados por el sensor instalado a 0.10 m de profundidad con la de los datos obtenidos con el método de Thornthwaite-Mather, para todo el periodo de estudio, indica que la estimación empleando este método es sólo en torno a 3 mm inferior a la observada, y las desviaciones típicas no muestran una gran diferencia. El índice de ajuste modificado, con un valor de 0.62, parece ser una medida más precisa que el índice de ajuste sin modificar, que podría sobrestimar la adecuación del modelo a los datos. Se observa que el empleo de medias mensuales no mejora el resultado, y que las medias estacionales dan un resultado similar al obtenido para todo el periodo. El coeficiente de eficiencia, parece no ser el índice adecuado para evaluar este modelo, debido al marcado carácter fluctuante de las variables a escala diaria, no siendo la media representativa a ninguna de las escalas consideradas.

En la Fig. 5 se representan los datos de concentración de solutos obtenidos con el balance de masa aplicado al modelo de Thornthwaite-Mather, junto con los datos de conductividad eléctrica registrados por el sensor más superficial.

En los datos simulados se observa un incremento en la concentración de solutos en la época seca, lo que resulta lógico, ya que en este periodo la pérdida de agua por evaporación es bastante elevada, lo que provoca un aumento de la concentración de solutos que quedan almacenados en el suelo.

Sin embargo, en los datos del sensor la tendencia percibida es justamente la contraria: en verano la conductividad eléctrica disminuye de manera paralela al contenido de humedad en el suelo. Esto nos lleva a pensar que la pérdida de agua que realmente se está produciendo debe llevar asociada una carga de sales, por lo que debe tratarse de pérdidas por percolación. Al tratarse de un suelo arcilloso, la pérdida de humedad podría provocar el agrietamiento del mismo, creando vías de infiltración rápidas para el agua de riego aportada, que en lugar de quedar almacenada en las capas más superficiales del suelo, pasaría rápidamente a mayores profundidades, comportándose de una manera similar a la que plantean Salve y col. (2012). Esto explicaría el aumento de la humedad y de la conductividad eléctrica que se detecta en las profundidades de 0.45 y 0.6 m (Fig. 2).



Fig. 5. Evolución de la concentración de sales en el perfil del suelo en el periodo de estudio. Se representan datos medios diarios de conductividad eléctrica (CE) registrados por el sensor a 0.10 m de profundidad y datos de sólidos disueltos totales (SDT) obtenidos mediante el balance de masas incorporado al método de Thornthwaite-Mather.

La Fig. 6 muestra los valores de SAR para las muestras de agua de riego analizadas. A pesar de los valores tan elevados obtenidos, la permeabilidad del suelo no se ve afectada negativamente gracias a los altos niveles de conductividad eléctrica que tiene el agua aplicada, 6 dSm⁻¹. Se puede observar que los valores de CROSS obtenidos para las mismas muestras son siempre más elevados que los de SAR. Esto se debe a la inclusión del potasio como dispersante del suelo y a la suavización del efecto floculante del magnesio. Esto hace del CROSS un índice más adecuado para evaluar la reducción de la permeabilidad del suelo por la aplicación de aguas regeneradas salinas.



Fig. 6. Evolución de los valores de SAR y CROSS extraídos del análisis del agua de riego aplicada.

4. CONCLUSIONES

Los datos de humedad, temperatura y conductividad eléctrica de la solución del suelo registrados por los sensores confirman el buen comportamiento del mismo con el tratamiento actual de riego con aguas recicladas. También se pone de manifiesto la utilidad de un sistema de medida continua de cara al manejo del riego y al control de la calidad del suelo.

Con la observación de estos datos se puede concluir que, tal y como muestran los registros, el balance de sales a escala anual es prácticamente cero, obteniendo valores de CE similares al inicio y fin del ciclo anual, ya que parece haber una evacuación de sales, probablemente por percolación. Esto hace que el riego con aguas salinas no suponga un riesgo a corto plazo.

Sin embargo, a largo plazo puede generarse un problema de acumulación de sales si no se instala un buen sistema de drenaje, lo cual debe ser objeto de estudio.

5. BIBLIOGRAFÍA

- 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.
- David, M.B., C.A. Mitchell, L.E. Gentry y R.K. Salemme, 2016. Chloride sources and losses in two tile-drained agricultural watersheds. *J. Environ. Qual.* 45, 341-348.
- Hyams, E., 1952. *Soils and civilization*. Thams and Hudson, Londres.
- Legates, D.R. y G.J. McCabe, 1999. Evaluating the use of "goodness-of-fit" measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water Resour. Res.* 35, 233-241.
- Oster, J.D. 1994. Irrigation with poor quality water. Agric. Water Manage. 25, 271-297
- Peel, M.C., Finlayson, B.L., McMahon, T.A. 2007. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrol Earth Syst, Sci.* 11,1633-1644.
- Rawlins, S.L., y P.A.C. Raats, 1975. Prospects for high-frequency irrigation. *Science* 188, 604-610.
- Rhoades, J.D., 1999. Use of saline drainage water for irrigation, en R.W. Skaggs y J. van Schilfgaarde (eds.) *Agricultural drainage*, Agronomy no. 38, American Society of Agronomy, Madison, WI, USA. Cap, 18.
- Salve, R., D.M. Rempe y W.E. Dietrich, 2012. Rain, rock moisture dynamics, and the rapid response of perched groundwater in weathered, fractured argillite underlying a steep hillslope. *Water Resour. Res.* 48, W11528, doi:10.1029/2012WR012583.
- Smith, C.J., J.D. Oster y G. Sposito, 2015. Potassium and magnesium in irrigation water quality assessment. *Agric. Water Manage. 157*, 59-64
- Soil Survey Staff. 2014. *Keys to Soil Taxonomy*. 12^a ed. USDA, NRCS. Washington.
- Spoor, G. y P.B. Leeds-Harrison, 1999. Nature of heavy soils and potential drainage problems. En Skaggs, R.W., van Schilfgaarde, J. (eds.). Agricultural drainage.Agron. Spec. Pub. No. 38. Amer. Soc. Agron. Madison. Cap. 17
- Sposito, G., 2008. *Thechemistry of soil*, 2^a ed. Oxford Univ. Press. Nueva York.
- Steenhuis, T.S. y W.H. van der Molen, 1986. The Thornthwaite-Mather procedure as a simple

engineering method to predict recharge. J. Hydrol. 84, 221-229.

- Stumm, W. y J.J. Morgan, 1981. *Aquatic Chemistry*. 2^a ed. J. Wiley. Nueva York.
- Thorburn, P.J., G.R. Walker, e I.D. Jolly, 1995. Uptake of saline groundwater by plants: An analytical model for semi-arid and arid areas. *Pl. Soil* 175, 1-11.
- van der Zee, S.E.A.T.M., S.H.H. Shah, C.G.R. van Uffelen, P.A.C. Raats y N. dal Ferro, 2010. Soil sodicity as a result of periodical drought. *Agric. WaterManage*. 97, 41-49.

ESTIMACIÓN DE LA RECARGA EN ACUÍFEROS DE ALTA MONTAÑA MEDIANTE UN TRAZADOR AMBIENTAL EN LA CUENCA DEL ESTERO YERBA LOCA: RESULTADOS PRELIMINARES

Sánchez F. Paola A.¹, Lizama A. Katherine E.¹, Mc Phee James^{1, 2}

¹Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile, Av. Blanco Encalada 2002, Santiago (CL), paola.sanchez@ing.uchile.cl, klizama@ing.uchile.cl, jmcphee@ing.uchile.cl. ²Advanced Mining Technology Center –AMTC, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Av. Tupper 2007, Santiago (CL).

RESUMEN. El estero Yerba Loca es uno de los principales tributarios del río Mapocho, del que se abastece la ciudad de Santiago. Con el objetivo de estudiar la recarga potencial en la cuenca del estero Yerba Loca, se adoptó una metodología que permite identificar zonas potenciales de recarga utilizando sensores remotos y los SIG, y el método del balance de cloruros para cuantificar la recarga. Actualmente, el estudio ha avanzado en tres etapas: Información de línea base, Trabajo de terreno y Trabajo de laboratorio.

Los resultados preliminares indican que la mayor área de la cuenca (70,8%) presenta un potencial de recarga de moderada a pobre y se asume que la principal recarga ocurre en la parte media. Además que la concentración de cloruro en el agua de escurrimiento es mayor que la de precipitación en proporción cerca de 7 a 15 veces para un mismo instante en la temporada de verano. **ABSTRACT.** The Yerba Loca creek is one of the main tributaries of the Mapocho River, it is drinking water supply for Santiago. In order to study the potential recharge in the watershed of the Yerba Loca creek, we adopt a methodology that allows the identification of potential recharge zones using remote sensors and GIS, and the chloride balance method to quantify recharge. To date, the study has advanced in three stages: baseline information, field work and laboratory work.

The preliminary results indicate that the largest area of the basin (70.8%) has a recharge potential from moderate to poor and it is assumed that the main recharge occurs in the middle part. Also, that the chloride concentration in the drainage water is greater than that of precipitation in proportion about 7 to 15 times for a same instant in summer season.

1. INTRODUCCIÓN

La recarga de un acuífero se considera como el volumen de agua que se infiltra o flujo descendente en un intervalo de tiempo que alcanza la napa freática aumentando las reservas de agua. Las formas de recarga natural son por agua de precipitación, por aguas superficiales y por transferencias entre acuíferos, siendo la recarga por precipitación la principal, la cual se analizará en este estudio.

Según Tóth (1963), Scanlon et al. (2002) y Turkeltaub et al. (2013), las condiciones del clima juegan un papel importante en el control de la recarga, tanto por la disponibilidad de las diferentes fuentes como por la tasa en que puede ocurrir; sin desconocer que las variaciones en la geomorfologia (topografía, vegetación y tipo de suelo), también pueden favorecer o no la recarga. Generalmente en regiones húmedas, la recarga ocurre en altura y la descarga en la parte baja, sin embargo, en regiones áridas con valle aluvial, la recarga usualmente se concentra en la parte baja, evidenciado en cauces efímeros.

El efecto de la vegetación en la recarga fue demostrado en Australia (Allison et al. 1990), donde árboles nativos de eucalipto fueron reemplazados por cultivos de raíces poco profundas, demostrándose el incremento de la recarga en dos órdenes de magnitud, de <0,1 mm/año con vegetación nativa a 5-30 mm/año con cultivos de rotación. Andreu et al. (2012) también menciona que la información del uso/cobertura del suelo es importante en la evaluación de la recarga. Otro parámetro relevante, es la textura y permeabilidad del suelo. Scanlon et al. (2002) demuestran que en suelos de grano grueso generalmente ocurren tasas de recarga mayores que en suelos de grano fino. Esto debido a las diferencias en mecanismos de transporte a escala de poros.

Por otro lado, las rocas de macizos han sido tradicionalmente consideradas como medios hidrogeológicamente poco favorables, por ser muy compactas, de reducida capacidad de almacenamiento y de muy baja porosidad primaria. Sin embargo, diferentes autores (FCIHS, 2009) investigaron con mayor detalle estos sistemas, indicando que la porosidad secundaria en sus diferentes formas, es la propiedad que controla la capacidad acuífera, básicamente a partir de la alteración mineralógica de la roca y de la ampliación de fisuras y discontinuidades a favor de su grado y estilo de deformación.

Para considerar los factores que condicionan la recarga, se adoptó la metodología de Dar et al. (2010) para identificar zonas de recarga potencial con apoyo en el uso de los sensores remotos y sistemas de información geográfica (SIG). La metodología consiste en el análisis de la combinación de cinco factores (pendiente, geología, densidad de lineamientos, vegetación y densidad de drenaje) y reclasificación de éstas, de acuerdo a la afinidad con el potencial de recarga. La recarga por precipitación se estima mediante el análisis de un trazador ambiental aplicando el método del balance de cloruros, teniendo en cuenta el planteamiento de Erickson et al. (1969) y Allison et al. (1978). Si bien el método es más atractivo para zonas áridas y semi-áridas con alta evaporación donde se ha aplicado mayoritariamente, también ha sido utilizado en zonas húmedas (Weinzettel et al. 2005; Heppner et al. 2007; Houston, 2007). En la cuenca de estudio el clima, según la clasificación de Köppen (Peel et al., 2007), es templado en la mayor parte del área y frío en altitudes mayores a los 4.000 msnm.

2.- ÁREA DE ESTUDIO

2.1. Descripción geográfica

La cuenca del estero Yerba Loca se ubica entre longitudes 70°22' y 70°14'W y latitudes 33°20' y 33°10'S en dirección al noreste de la Región Metropolitana del territorio chileno (Fig. 1). La cuenca hace parte de la subcuenca del río Mapocho Alto, presenta su máxima elevación a los 5.431 msnm y finaliza sobre los 1.329 msnm, proyectando una superficie de 111 km². El estero Yerba Loca es uno de los principales tributarios del río San Francisco (ubicado al oeste), que posteriormente confluye hacia el río Mapocho.



Fig. 1. Ubicación general de la cuenca del estero Yerba Loca.

cionales, y por el estero La Leonera como mayor aportante que confluye en el sector medio-bajo de la cuenca. La longitud del cauce principal es de aproximadamente 21 km y transcurre por una pendiente media del 14%. En cuanto al lecho del estero Yerba Loca, se observa predominancia de cantos rodados y gravas, lo que favorece los remansos en distintos tramos del cauce y el arrastre de sedimentos.

La cuenca presenta un régimen hidrológico fundamentalmente nival. Las mayores crecidas son producto de los deshielos durante la temporada de verano (noviembre a febrero), alcanzando caudales del orden de los 2 m³/s (probabilidad de excedencia (Pexc.) del 50%) y de 4,4 m³/s (Pexc. del 10%). El aumento de los caudales causado por las precipitaciones invernales (junio a agosto) son de menor magnitud, del orden de los 0,37 m³/s (Pexc. del 50%).



Fig. 2. Estacionalidad del registro medio mensual de la precipitación y del caudal en estaciones monitoreadas por la Dirección General de Aguas (DGA).

2.2. Hidrometeorología

El sistema de drenaje superficial está conformado por quebradas y arroyos esta-

Las mayores precipitaciones en la cuenca se desarrollan en la parte alta y disminuyen a medida que la cota altitudinal se hace menor en dirección de noreste al suroeste. Sobre los 3.000 msnm se registran precipitaciones entre los 600 y 700 mm/ año y bajo los 2.000 msnm la precipitación media anual es cerca a los 500 mm/año.

En la Fig. 2 se muestra la estacionalidad de la precipitación y del caudal en un año hidrológico promedio. Se observa que en los meses más húmedos (mayo a agosto) no se registra el máximo caudal, por el contrario, existe un escurrimiento mayor en los meses más secos (diciembre a febrero).

3. METODOLOGÍA

3.1. Etapa 1: Información Línea Base

Para la caracterización del área de estudio se tuvo información local hidrológica, meteorológica y geológica del orden público y privado. Así mismo, fueron obtenidas imágenes satelitales, por una parte de bandas espectrales provenientes del satélite Landsat 8, descargadas gratuitamente a través de la plataforma Earth Explorer y por otro lado, se obtuvo un modelo de elevación digital (DEM) descargado de la plataforma ASTER GDEM.

Previo a la creación de las capas temáticas, las bandas espectrales de las imágenes satelitales utilizadas fueron sometidas a corrección radiométrica y atmosférica mediante las expresiones propuestas por el USGS (2016).

Para generar el mapa de las zonas potenciales de recarga, se crearon capas temáticas en formato raster. Las temáticas escogidas para este estudio fueron: pendiente, geología, densidad de lineamientos, vegetación y densidad de drenaje. Luego de obtener las capas temáticas, se hizo una reclasificación teniendo encuenta el potencial de recarga, adoptando valores reportados por Dar et al. (2010) y descritos en la Tabla 1.

Las capas temáticas fueron integradas en un solo raster que posteriormente fue procesado adoptando los intervalos de Dar et al. (2010) (Tabla 2).

Todos los geoprocesamientos se realizaron en el programa gis ArcMap 10.3.1.

 Tabla 1. Clases según el potencial de recarga utilizado en las capas temáticas.

Potencial de recarga	Valor asignado
Nula	0
Pobre	10
Moderada a pobre	40
Moderada	60
Buena	80

Tabla 2. Clasificación de las zonas potenciales de recarga.

Zonas	Potencial de recarga	Intervalo
1	Pobre	<100
2	Moderada a pobre	100-200
3	Moderada	200-300
4	Buena	>300

3.1.1 Pendiente

La capa temática de pendientes se generó a partir del modelo de elevación digital (DEM) y para encontrar relación con el potencial de recarga, se adoptó la clasificación de pendiente de FAO (2009) y la categorización de Prasad et al. (2008). Dicha relación se presenta en la Tabla 3.

Pendiente (%)	Relieve	Potencial de recarga
0-2	Plano	Buena
2 - 5	Ligeramente inclinado	Moderada
5 - 10	Inclinado	Moderada a pobre
10 - 15	Fuertemente inclinado	Moderada a pobre
15-30	Moderadamente escarpado	Pobre
30 - 60	Escarpado	Pobre
>60	Muy escarpado	Pobre

Tabla 3. Rangos de pendiente y su relación con el potencial de recarga.

3.1.2 Geología

Para generar la capa temática de geología se dividió el mapa geológico del área de estudio (escala 1:60.000) en cuatro clases según el potencial hidrogeológico de las rocas y/o sedimentos. La clasificación según el potencial de recarga utilizado se describe en la Tabla 4.

Tabla 4. Tipos de rocas y su relación con el potencial de recarga.

Tipo de roca	Potencial de recarga
Rocas intrusivas	Nula
Rocas estratigráficas	Pobre
Depósitos glaciares	Pobre
Depósitos no consolidados	Moderada

3.1.3 Densidad de lineamientos

La capa temática de densidad de lineamientos se generó considerando lineamientos en formato vectorial del mapa geológico a escala 1:60.000 del MWH Chile (2014), los cuales fueron procesados y convertidos en formato raster, y superpuestos a una malla de igual tamaño de celda previamente generada con la finalidad de encontrar la relación longitud de lineamientos/ km². Los lineamientos están relacionados a fallas o fracturas, por lo tanto, considerando que las fallas crean zonas lineales de porosidad secundaria más alta, pueden actuar como canales preferenciales para el flujo, facilitando el almacenamiento y movimiento de esta. En este sentido, se adoptó la clasificación reportada por Dar et al. (2010) y mostrada en la Tabla 5.

Tabla 5. Densidad de lineamientos y su relación con el potencial de recarga.

Densidad de lineamientos (km/km ²)	Potencial de recarga
0 - 0,5	Pobre
$0,\!5-1,\!0$	Moderada a pobre
1,0 - 1,5	Moderada
> 1,5	Buena

3.1.4 Vegetación

Para generar la capa temática de vegetación se consideró la cartografía de cobertura/uso del suelo del Sistema Nacional de Información Ambiental de Chile (SINIA) y se comparó con un análisis del estado de la vegetación basado en el índice de vegetación de diferencias normalizadas (NDVI), considerando que el estado de la vegetación es indicador de la humedad de los suelos.

Para calcular el NDVI se utilizaron las bandas espectrales 4 y 5 de las imágenes del Lansat 8 (de fechas 28/nov/2015 y 15/ ene/2016).

Teniendo en cuenta que el NDVI presenta valores entre -1 y 1, se modificó la escala de referencia con valores de 0 - 2, considerando lo propuesto por Tapia et al. (2015). Además, se considero la recomendación de Da Silva et al. (2014) y otros autores en cuanto al valor del NDVI, siendo menor a 0 en zonas con cubierta artificial, agua, nubes, rocas, es decir, lo que esta relacionado con clases no vegetales; y un NDVI cercano a 1 correspondería a zonas con vegetación.

A su vez, se definieron rangos de valores NDVI según las características de la cobertura y luego se adoptó el potencial de recarga asociado a ésta, propuesto por Dar et al. (2010). Los valores se presentan en la Tabla 6.

Tabla 6. Clasificación del NDVI y su relación con el potencial de recarga.

NDVI	Características de cobertura	Potencial de recarga
< 0,01	Suelo escasamente vegetado	Pobre
0,01-0,1	Suelo árido	Pobre
0,1-0,2	Vegetación ligera (matorral xerófilo, pastizales, arbustos dispersos)	Buena
0,2-0,4	Vegetación media (cultivo arbóreo, plantación arbustiva, bosque xerófilo)	Moderada
> 0,4	Vegetación alta (bosque húmedo verde)	Moderada

 Tabla 7. Densidad de drenaje y su relación con el potencial de recarga.

Densidad de drenaje (km/km ²)	Potencial de recarga
0-1,0	Buena
1,0-2,0	Moderada a pobre
> 2,0	Pobre

3.1.5 Densidad de drenaje

La capa se generó a partir de la cartografia general de red de drenaje, obtenida del modelo de elevación digital (DEM). La red de drenaje fue procesada y superpuesta a una malla de igual tamaño de celda, con la finalidad de encontrar la relación longitud de drenaje/km². Para clasificar el potencial de recarga de acuerdo a la densidad de drenaje, se adopto el criterio de Prasad et al. (2008), el que indica que a mayor densidad de drenaje se produce escorrentía más fuerte y que a menor aumenta la capacidad de infiltración del suelo. Los valores adoptados se describen en la Tabla 7.

3.2 Etapa 2: Trabajo de terreno

El trabajo de terreno considera tres actividades: i) Reconocimiento de la zona y selección de puntos de muestreo, ii) Instrumentación, y iii) Recolección de muestras. Para la selección de los sitios a visitar se uso el mapa de las zonas potenciales de recarga, generado en la Etapa 1. En este se identificaron áreas de interés de acuerdo al mayor potencial de recarga, en las cuales en terreno se seleccionaron sitios puntuales, según fueron las condiciones de acceso y seguridad de trabajo en el lugar. Fueron seleccionados 18 sitios, de los cuales 10 sitios fueron para extraer agua de la zona no saturada, cuatro para tomar agua de escurrimientos, tres sitios para recolección de agua de precipitación y un sitio para tomar agua de afloramiento.

Se instalaron 10 lisímetros de succión (dic./2016) a una profundidad entre 40 y 70 cm. A su vez, se instalaron colectores de precipitación (nov./2016), diseñados de forma artesanal con capacidad para 20 litros y adecuados para evitar la pérdida de agua por evaporación.

La toma de muestras de agua se programó mensual según condiciones climáticas en la zona. Para el muestreo se utilizaron botellas plásticas con capacidad de 50 ml, las cuales se preservaron en un cooler. También se recolectaron 10 muestras de suelo de los sitios donde se instalaron los lisímetros de succión.

3.3 Etapa 3: Trabajo de laboratorio

En la etapa de laboratorio se realizan los análisis químico y textural. El químico en las muestras de agua de la zona no saturada, agua de los escurrimientos, agua del afloramiento y agua de la precipitación, y el textural en las muestras de suelo. En las muestras de agua se analiza la concentración de cloruro, siguiendo el procedimiento analítico del método del Tiocianato de Mercurio (Hach Company, 2005) y con las muestras de suelo se realizaron ensayos hidrométricos para determinación de textura (Bowles, 1978). Ambos tipos de análisis se realizan en el Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Chile.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Una vez integradas las temáticas abordadas en el capítulo anterior (Etapa 1), se generó el mapa de las zonas potenciales de recarga que se muestra en la Fig. 3 . Se observa que el 70,8% del área presenta un potencial de recarga de moderada a pobre, seguido por moderada con el 25,7% y el 3,4% es pobre. Sólo para el 0,09% del área total de la cuenca el potencial de recarga es Buena, especialmente en la parte media y baja cerca al cauce principal. La Fig. 3 además muestra la localización de los puntos de muestreo.

En relación a las capas temáticas analizadas, se consideró que las bajas pendientes (<5%) son especialmente favorables para la recarga, debido a que el agua puede retenerse e infiltrar en los suelos. De la geología existente, la más favorable por su permeabilidad para la recarga son los depósitos no consolidados, entre ellos los depósitos aluviales, depósitos coluviales, morrenas, depósitos gravitacionales y depósitos de remoción de masa, compuestos principalmente por gravas y arenas limosas. Sin embargo, en la cuenca predominan las rocas intrusivas y estratigráficas.



Fig. 3. Mapa de las zonas potenciales de recarga y localización de los puntos de muestreo.

Complementario a ello, se asume que las zonas con mayor densidad de lineamientos permiten una mayor infiltración del agua, contrario a lo que ocurre con la densidad de drenaje, ya que a mayor densidad de drenaje se produce escorrentia más fuerte y a menor aumenta la capacidad de infiltración.

Por otro lado, en todas las muestras de suelo recolectadas el análisis textural resulto ser franco limoso. En este tipo de suelo, la permeabilidad es baja a moderadamente baja, del orden de $10^{-7} - 10^{-4}$ cm/s de acuerdo a Freeze y Cherry (1979). Los sitios coinciden en la zona con potencial de recarga moderada.

A la fecha se han realizado cuatro campañas de muestreo y se cuenta con resultados de 13 muestras de agua de los escurrimientos, 2 muestras de agua del afloramiento y 2 muestras de agua de la precipitación. En la Fig. 4 se presenta las concentraciones de cloruro. En general se observa en los escurrimientos una tendencia a disminuir, de invierno a verano, variación atribuida a los derretimientos aguas arriba y/o al aporte de los afloramientos locales que favorecen la dilución del agua en el cauce.



Fig. 4. Concentración del cloruro en las muestras de agua. Los escurrimientos se identifican como A_i, el afloramiento como Afl2 y la precipitación como Colector.

Para la temporada de verano, la concentración de cloruro en la precipitación fue de 0,3 y 4,2 mg/l, en el afloramiento fue de 1,5 mg/l y el promedio en los escurrimientos fue de 4,1 mg/l. La diferencia del cloruro en la precipitación, se relaciona a la concentración de un evento especifico (23/nov.) en una de las muestras y al acumulado de varios eventos en el mes (nov. a dic.) en la otra. Por lo tanto, es de importancia precisar que la concentración de cloruro está sujeta a la depositación total de cada evento de precipitación.

La recarga potencial preliminar estimada en la cuenca fue del 20% de las precipitaciones o sea que se recargaron 135,3 mm/año al acuífero. Sin embargo, es necesario contar con más muestreos para precisar dicho porcentaje.

5. CONCLUSIONES

La mayor área de la cuenca (70,8%) presenta un potencial de recarga de moderada a pobre, de acuerdo a la clasificación de Dar et al. (2010). Se asume que la recarga ocurre principalmente en la parte media, cerca de la confluencia de los esteros Yerba Loca y La Leonera, en donde existen cubetas rellenas en granitos alterados que facilitan la conexión de las aguas subterráneas con los flujos superficiales y el relieve es ligeramente inclinado a inclinado.

Se observó que la concentración de cloruro en el agua de escurrimiento es mayor que la de precipitación, en proporción cerca de 7 a 15 veces para un mismo instante en la temporada de verano. Sin embargo, la concentración de la precipitación en un evento especifico no correspondería a la toma puntual en el escurrimiento. Por lo que es más adecuado para el balance de cloruros tomar el valor acumulado de la concentración en la precipitación (4,2 mg/l).

En cuanto a la concentración de cloruro en el agua de la zona no saturada, se espera que sea mayor a la de los escurrimientos, considerando que la vegetación no toma cantidades suficientes de cloruro, este se concentra en el suelo debido a la evapotranspiración. Además por ser el cloruro un trazador conservativo, presenta ausencia de intercambio con el medio.

Agradecimientos. Este estudio se desarrolla en el marco del proyecto "Modelo hidrológico integral Mapocho Alto" liderado por el Centro Avanzado de Tecnología en Minería AMTC de la Universidad de Chile, y corresponde a la tesis del primer autor.

6. REFERENCIAS

- Allison G. B., Cook P. G., Barnett S. R., Walker G. R., Jolly I. D. y Hughes M. W., 1990. Land clearance and river salinisation in the western Murrany basin, Australia. J. Hydrol. 119, 1-20.
- Allison G. B. y Hughes G. W., 1978. The use of environmental chloride and tritium to estimate total recharge to an unconfined aquifer. Australian J. Soil Research 16 (2), 181-195.
- Andreu J. M., Touhami I., Bellot J., Sánchez J. R., Pulido-Boch A., Martínez-Santos P., García-Sánchez E. y Chirino E., 2012. El papel del suelo y la vegetación en la estimación de la recarga del acuífero del Ventós (Alicante). *Geogaceta 51*, 87-90.
- Bowles J. E., 1978. Manual de laboratorio de suelos en ingeniería civil. Experimento no. 6 Análisis granulométrico-método del hidrómetro. Editorial McGraw Hill.
- Dar I. A., Sankar K. y Dar M. A., 2010. Remote sensing technology and geographic information system modeling: an integrated approach towards the mapping of groundwater potencial zones in hardrock terrain, Mamundiyar basin. J. Hydrol. 394, 285-295.
- Da Silva C. J., Insaurralde J. A. y Cardozo O. D., 2014. Cartografía de coberturas del suelo mediante sensores remotos de la ciudad de Resistencia, Argentina. *Rev. Geográfica Digital IGUNNE*, año 11 Nº 21.
- Eriksson E. y Khunakasem V., 1969. Chloride concentration in groundwater, recharge rate and rate of deposition of chloride in the Israel Coastal Plain. J. Hydrol. 7, 178-197.

- FAO Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, 2009. Guía para la descripción de suelos, pp. 23. Cuarta edición. Roma, Italia.
- Freeze R. A. y Cherry J. A., 1979. Groundwater: Cap.2 Physical properties and principles. Editorial Prentice hall. Impreso en EEUU.
- FCIHS Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea, 2009. Hidrogeología: Conceptos básicos de hidrología subterránea. pp. 79-90. Primera edición. Barcelona, España.
- Hach Company, 2005. Procedures Manual Espectofotómetro DR5000. Método consultado 8113. Nov 05 ed. 2. Printed in Germany.
- Heppner C. S., Nimmo J. R., Folmar G. J., Gburek W. J. y Risser D. W., 2007. Multiple-methods investigation of recharge at a humid-region fractured rock site, Pennsylvania, USA. J. Hydrol. 15, 915-927.
- Houston J., 2007. Recharge to groundwater in the Turi Basin, northern Chile: An evaluation based on tritium and chloride mass balance techniques. *J. Hydrol.* 334, 534-544.
- MWH Chile, 2014. Estudio técnico "Desarrollo y/o actualización del modelo hidrogeológico/ hidrológico conceptual de la cuenca estero Yerba Loca", financiado por AngloAmerican Sur (AAS).
- Peel M. C., Finlayson B. L. y McMahon T. A., 2007. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 11, 1633-1644.
- Prasad R. K., Mondal N. C., Banerjee P., Nandakumar M. V. y Singh V. S., 2008. Deciphering potencial groundwater zone in hard rock through the application of gis. *Environmental Geology* 55, 467-475.
- Scanlon B. R., Healy R. W. y Cook P. G., 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology J.* 10 (1), 18-39.
- Tapia S., Oyarzún R., Nuñez J. y Oyarzún J., 2015. Identificación de zonas potenciales de recarga de aguas subterráneas en el sector de la Mina Brillador. XIV Congreso Geológico Chileno, la Serena.
- Tóth J., 1963. A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *J. Geophy. Res.* 68, 4795-3812.
- Turkeltaub T., Dahan O. y Kurtzman D., 2013. Investigation of groundwater recharge under agri-

cultural fields using transient deep vadose zone data. *Vadose Zone J.* 13 (4).

- USGS United States Geological Survey, 2016. Section 5 – Conversion of DNs to physical units, Landsat 8 Data Users Handbook, versión 2.0. Department of the Interior U.S. Geological Survey. Sioux Falls, South Dakota.
- Weinzettel P. y Usunoff E., 2005. Estimación de la recarga en un área de llanura mediante el muestreo del ion cloruro con cápsulas de succión. *Serie de investigaciones en la zona no saturada Vol. VII.*

ÁREA IV: Contaminación y métodos de remediación

CARACTERIZACIÓN DE LAS PROPIEDADES ADSORBENTES DE UN MEDIO POROSO PARA UN SUDS II. ENSAYO EN CONDICIONES DINÁMICAS EN COLUMNAS

J.J. López^{1*}, J. Echeverría² y I. San Martín¹

^{1*}Departamento de Proyectos e Ingeniería Rural, Universidad Pública de Navarra. Campus de Arrosadía s/n; jjlr@unavarra.es.

² Departamento de Química Aplicada, Universidad Pública de Navarra. Campus de Arrosadía s/n; jesus.echeverria@unavarra.es.

RESUMEN. El aumento de la escorrentía urbana producido por el incremento de las superficies impermeables, asociado al desarrollo urbanístico de las últimas décadas, ha provocado la alteración y contaminación de muchos sistemas acuáticos. El objetivo de este trabajo es caracterizar la retención de metales pesados (Cd(II), Cr(I-II), Cu(II), Ni(II) y Zn(II)) en una mezcla de suelo y arena (70-30%). Para ello, se hizo pasar una disolución de cada catión por una columna del medio establecido. En el lixiviado se determinó el pH, el potencial zeta y la concentración de metales. También se realizó un perfil de concentración de metales en la mezcla suelo y arena. Los iones Cr(III) y Cu(II) quedaron retenidos en los primeros centímetros de la columna donde precipitaron. El resto de los iones fueron retenidos por intercambio iónico. Las cantidades retenidas, expresadas en Kg m⁻³, fueron 2,13 para Cd(II), 1,27 para Zn(II) y 0,99 para Ni(II).

ABSTRACT. The urban development in the last decades has brought about a larger impervious surfaces with the consequent increase of the stormwater runoff. This has been the cause of the alteration and contamination of many aquatic systems. The goal of this research is to characterize the retention of heavy metals (Cd(II), Cr(III), Cu(II), Ni(II) and Zn(II)) in a mixture of soil-sand (70%-30%). An equimolar 10 mM mixture of each cation was prepared at pH 3 and was permeated through the soil-sand stationary phase. The pH, zeta potential and metal concentration of lixiviate was measured. Cr(III) and Cu(II) ions were retained in the highest part of the column where they precipitated. Cd(II), Ni(II) and Zn(II) were retained by ionic exchange. The amount of metal retained, expressed as kg m⁻³ were 2,13 for Cd(II), 1,27 for Zn(II) and 0,99 for Ni(II).
1. INTRODUCCIÓN

Hasta hace relativamente poco, todo el esfuerzo en la gestión del saneamiento urbano se centraba en evitar y tratar los vertidos de aguas residuales urbanas e industriales, considerados como "contaminación puntual" o "point-sources pollution" (Campbell et al, 2004). El agua de escorrentía urbana era considerada como un agua limpia que únicamente había que conducir hacia una masa de agua donde se vertía sin mayor preocupación. Y así se recogía y se recoge, con alguna honrosa excepción, en la mayoría de la normativa y reglamentación urbanística española sobre saneamiento. En la actualidad, ya se las considera como vertidos de contaminación difusa o "nonpoint-source pollution" (Davis et al., 2005; Fuerhacker et al., 2011), y es porque estas aguas pueden arrastrar gran cantidad de contaminantes que tienen su origen en actividades antropogénicas, tales como la circulación de vehículos, actividad industrial, limpieza de calles, etc. La Agencia de Protección Ambiental Americana (USEPA, 2000) las reconocen como una de las causas de degradación cualitativa de las aguas que reciben los sistemas de alcantarillado. Además de daños cualitativos como el aumento de concentraciones de contaminantes (Hatt et al., 2006), el deterioro de la calidad del agua de acuíferos, la alteración de sistemas acuáticos (Paul and Meyer, 2001), pueden provocar el aumento de inundaciones en frecuencia y en magnitud.

Frente a esta problemática, agravada en las grandes urbes (Hatt et al., 2008), se han desarrollado una serie de técnicas concretas que pueden mejorar la gestión de las aguas de escorrentía urbanas y mitigar los efectos del urbanismo. Estas prácticas denominadas "Sistemas Urbanos de Drenaje Sostenible" (SUDS) ofrecen beneficios de retención de contaminantes y protección contra inundaciones (Hatt et al., 2008).

Los sistemas de infiltración son una de esas técnicas que se utilizan ampliamente, sobre todo en Europa (Barraud et al., 2002, Le Coustumer y Barraud, 2007). Existe una amplia gama de posibles configuraciones para sistemas de infiltración, utilizando medios filtrantes finos. Los medios de filtración de arena han sido la tecnología de tratamiento estándar durante décadas. Estos medios han permitido una mejor eliminación de contaminantes mediante procesos de filtración fina, de sorción como la retención por intercambio iónico, y de precipitación (Genc-Fuhrman et al., 2007; Hsieh y Davis, 2005). Dichos sistemas se pueden obstruir, pero su manejo es relativamente fácil ya que su capa de obstrucción se desarrolla en la parte superior del medio filtrante. A diferencia de los sistemas de medios de grava gruesos, que deben ser eliminados y reemplazados, los filtros de arena pueden ser removidos (Le Coustumer y Barraud, 2007; Urbonas, 1999). Además, estos medios filtrantes finos también pueden mezclarse con tierra y otros compuestos orgánicos (mantillo, compost) para plantar vegetación, y así convertirse en sistemas de biofiltración.

Este trabajo se plantea con el fin de poder evaluar la eficiencia de un medio filtrante, en cuanto a la retención de metales pesados de las aguas de escorrentía, de un proyecto piloto de SUDS de un aparcamiento de mucha intensidad de tráfico como es el del Hospital de Tudela (Navarra). El medio adsorbente o filtrante es una de las características más importantes de un SUDS que debe permitir un filtrado rápido y un tiempo de paso del agua lo suficientemente elevado como para que el sistema sea capaz de adsorber los metales pesados que transporta. (Le Coustumer *et al.*, 2012).

El estudio que se presenta se enmarca en el contexto descrito y su objetivo es caracterizar las dinámicas de retención de metales pesados en columna para una mezcla de suelo (70%) y arena (30%), orientado a especificar las propiedades de los materiales del proyecto piloto. Los materiales se han seleccionado en base a criterios económicos y ambientales, por lo que, se debe apostar por el empleo de materiales locales, que además de reducir costes en el transporte, permiten minimizar el impacto medioambiental.

En este estudio se han analizado Cd(II), Cr(III), Cu(II), Ni(II) y Zn(II). El Pb(II) es otro metal que suele estar presente en el agua de escorrentía, sin embargo su estudio se ha desestimado para este ensayo debido a que no se trata de un metal que en la actualidad se emplee como carburante desde la entrada en vigor del Real Decreto 785/2001 que aprobó la prohibición de la venta de carburantes con plomo.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

Tras la determinación de las propiedades químicas y adsorbentes de las arena y del suelo de forma individualizada, tal como se ha expuesto en la comunicación I, se realizaron ensayos dinámicos de retención en columna, a escala de laboratorio, para caracterizar las propiedades dinámicas de retención de metales pesados y aproximarnos a las condiciones reales de los SUDS (Charlesworth et al., 2012). El uso de ensayos en columna permite evaluar el comportamiento del sistema de retención en condiciones dinámicas y, por lo tanto, determinar el punto de ruptura del medio filtrante, siendo éste el instante en el cual el sistema adsorbente no es capaz de retener más cantidad de contaminante, en este caso metales en disolución, y comienza el lixiviado (Davis *et al.*, 2001).

Una instalación de drenaje urbano sostenible (SUDS) requiere un material con la máxima capacidad adsorbente y una conductividad hidráulica que facilite la máxima retención de metales posible en el medio adsorbente. Evidentemente, tal como se ha comprobado en la experimentación realizada en la comunicación I. el suelo tiene mucha mayor capacidad adsorbente que las arenas; sin embargo, la conductividad hidráulica es mucho menor. Es necesario buscar una mezcla de suelo y arena que aporte una solución de compromiso entre dichos aspectos, es decir, un suelo que aporte una alta capacidad de retención de metales y una arena que mejore la conductividad hidráulica del adsorbente. Se ha optado por una mezcla con un 70% de suelo, del sitio en el que está previsto el proyecto piloto (Tudela), y un 30% de la arena lavada (AL₁). Por otra parte, dado que la finalidad del ensayo es caracterizar un material que pueda ser utilizado en un sistema de filtración real. la selección de la mezcla del material adsorbente también obedeció a criterios económicos, es por ello que se eligió la arena AL₁, arena con unas características de permeabilidad y granulometría muy buenas y significativamente más económica que otras analizadas. La proporción fue establecida ya que supone el porcentaje más alto de suelo compatible con el caudal mínimo de la bomba de dosificación. En estas condiciones el caudal de salida aproximado fue de 1 mL/min.

Los ensayos se realizaron en una columna cromatográfica de 20 cm de espesor. Los distintos procesos se describen a continuación.

2.1. Preparación de la mezcla de adsorbente

La mezcla de suelo y arena se preparó manualmente. Los ensayos se realizaron con una columna de vidrio de 432 mm de longitud y 34 mm de diámetro con boca esmerilada, con un plato poroso de numero 0 y una llave de teflón (Figura 1).

2.2. Relleno y acondicionamiento de la columna

La mezcla de suelo y arena o adsorbente se añadió a la columna con una cuchara, colocando un embudo en la parte superior de la columna para reducir la pérdida de muestra. La altura de la mezcla en la columna fue de 200 mm en todos los ensavos (Figura 1). A continuación se compactó el adsorbente con una vibradora (Tecnokartell modelo TK3S). Puesto que la altura del material en la columna disminuye al vibrar el contenido, se repitió el proceso de relleno y compactación hasta alcanzar la altura prefijada en estos ensayos, de 200 mm. Se colocó algodón encima del material adsorbente para prevenir la erosión y salpicaduras del adsorbente durante la dosificación de la disolución. Como acondicionamiento del material y lavado primario del adsorbente, tras el empaquetado, se adicionaron 200 mL de agua desionizada.



Fig. 1. Montaje experimental de un ensayo dinámico de retención de metales con una mezcla de suelo (70%) y arena (30%).

2.3. Ensayo dinámico de retención de contaminantes y lavado de la columna

Sobre la muestra se hizo pasar una disolución de 400 mL equimolar, 10 mM, de cada ion metálico (Cd(II), Cr(III), Cu(II), Ni(II) y Zn(II)), a pH 3 para evitar el precipitado de los iones metálicos de la disolución. La concentración de esta agua se estableció suficientemente elevada como para que con una única adición de disolución pudieran completarse los ensayos. La concentración, por lo tanto, fue muy superior a las concentraciones típicas de una zona de parking y de alta intensidad de vehículos a motor (Göbel et al., 2007).

El volumen y la concentración se fijaron con tanteos de prueba error de retención para la puesta a punto de la técnica, de forma que se pudieran obtener los frentes de ruptura de la columna en un ensayo. Se dosificó la disolución de metales con la bomba (ProMinent Modelo Beta/5) con las condiciones de bombeo de 30% de recorrido y 20% de pulsación. Estas condiciones vienen fijadas por la conductividad hidráulica del material-mezcla y las características de la bomba.

De la disolución drenada a la salida de la columna, se tomaron muestras alícuotas cada 30 mL, en probetas de 50 mL, para el análisis del pH, ζ-zeta y la cantidad de iones en disolución. 30 mL es el volumen mínimo necesario para medir el pH, potencial zeta y tamaño de coloides, así como la concentración de metales en el lixiviado por absorción atómica. El potencial-Zeta es una medida de la magnitud de la atracción y/o repulsión electrostática entre coloides, es decir, es el potencial eléctrico que existe en el plano de corte de la partícula. El signo del potencial permite obtener una característica del adsorbente. (Alcántara et al., 2012). Para medir el tamaño y potencial zeta de los coloides se utilizaron 10 mL, el resto fue para la determinación de pH y metales (Fuerhacker et al., 2011). Después de medir el pH de cada alícuota se añadieron 100 µL de HNO, concentrado para evitar procesos de hidrólisis y precipitación de los iones metálicos (Davis et al., 2001). Para conocer si algunos metales se retenían por intercambio iónico, también se analizó la presencia de Ca(II) en el lixiviado (Singh y Sekhon, 1983).

Finalizado el drenaje de toda la disolución aportada a la columna, se lavó la columna con 200 mL de agua desionizada para eliminar los restos de disolución retenidos en los poros y huecos del adsorbente (Hatt et al., 2008). Las condiciones de dosificación de la bomba fueron las mismas que las descritas en la etapa anterior y se tomaron muestras de lixiviado del modo descrito en el párrafo antecedente.

2.4. Análisis de lixiviado

El pH del lixiviado se determinó con un pHmetro Metrhom y un electrodo combinado, previamente se calibró el equipo con dos patrones de pH 7,00 y 4,01.

El potencial zeta y el tamaño de los coloides se determinaron por espectroscopia de correlación fotónica con un equipo de la marca Malvern (Modelo Zetasizer 3000), equipado con un láser He-Ne de longitud de onda 633 nm y potencia máxima 10 mW. Para la medida del tamaño de los coloides se añadieron aproximadamente 3 mL de lixiviado a cubetas de poliestireno de 1 cm de lado. El potencial zeta se obtiene a partir de medidas de la movilidad electroforética, para ello se utilizaron celdas capilares de cuarzo de 50 mm (Mulligan *et al.*, 2001).

La concentración de metales en disolución se determinó por espectroscopia de absorción atómica con un equipo Perkin-Elmer modelo 2100. Se utilizó una llama aire-acetileno y los caudales fueron 2,5 L min⁻¹ de aire y 8 L min⁻¹ de acetileno (da Silva Oliveira *et al.*, 2007; Davis *et al.*, 2001; Fuerhacker *et al.*, 2011; García *et al.*, 1996).

2.5. Extracción de los metales pesados retenidos en el adsorbente

Una vez lavada la muestra, se tomaron alícuotas del lecho filtrante o adsorbente para ver la distribución de los iones retenidos a diferentes profundidades. Esta información permite conocer si la retención es homogénea en toda la columna o bien si hay zonas preferentes donde se acumulan los metales. Para ello se conectó la salida de la columna a un tubo de aire comprimido, se abrió la llave de paso y se depositó el sólido sobre una superficie procurando que se mantuviera la forma cilíndrica inicial (Figura 2).



Fig. 2. Muestra del adsorbente extraído de la columna una vez finalizado uno de los ensayos dinámicos de retención de metales en columna.

A continuación se muestreó una cantidad superior a 1 g cada 5 cm de sólido. Estas muestras se secaron en una estufa a 105 °C hasta masa constante (Hatt et al., 2008). Una vez secadas las muestras, se pesó $1.000,0\pm0,3$ mg de cada porción en un matraz erlenmeyer de 50 mL de capacidad con boca esmerilada para realizar la digestión ácida de la muestra. Ésta consistió en añadir una cantidad determinada de ácidos fuertes para que los iones metálicos que hubieran quedado retenidos en el adsorbente se desprendieran y quedaran en disolución. Para ello, se añadieron 6 mL de HNO₃ al 60 % y 4 mL de HCl al 36,5 % (Ahalya et al., 2003; Davis et al., 2001; Garcia et al., 1996). Se colocaron los matraces sobre placas calefactoras con agitación constante, colocando un refrigerante en cada matraz (Figura 3). Se activó la calefacción y se mantuvieron las muestras en ebullición con reflujo durante 1 hora. Seguidamente se enfriaron las muestras y se filtró el sobrenadante en matraces aforados de 100 mL. Se enrasó el contenido de los matraces con agua desionizada.

La determinación de la distribución se realizó mediante extracción ácida a reflujo y lectura en el equipo de Espectroscopia de Absorción Atómica de llama (EAA) (da Silva Oliveira *et al.*, 2007; García *et al.*, 1996).



Fig. 3. Extracción ácida en reflujo de los metales retenidos con una mezcla de 6 mL de HNO_3 y 4 mL de HCl para la extracción de los metales retenidos en el suelo durante los ensayos en columna.

2.6. Conductividad hidráulica saturada

La conductividad hidráulica saturada es una de las características físicas de los suelos o materiales porosos más condicionantes en el proceso de infiltración y movimiento del agua en dicho material. Por este motivo se ha considerado importante medir la conductividad hidráulica del medio adsorbente para las condiciones del ensayo. Para ello se instaló un manómetro digital (Keller LEO 1) en la parte superior de la instalación (Figura 4).



Fig. 4. Esquema de la instalación para medir la conductividad hidráulica.

Dado que el flujo se produce en condiciones de flujo laminar, donde el número de Reynolds Re < 4, tal como se ha deducido en los trabajos previos de medida de la conductividad hidráulica en saturación para las arenas, la conductividad hidráulica se pudo determinar, a partir de la ecuación de Darcy y de la de continuidad, mediante la ecuación (1).

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

Donde K_s es la conductividad hidráulica a saturación [L/T]; L es la longitud del medio filtrante [L], en este caso 20 cm; A es el área de la sección de paso [L²], aquí el de la columna, es decir, 9,08 cm²; Q es el caudal a la salida de la columna [L³/T], que se determinó midiendo volumen y tiempo; y ΔH es el incremento de carga hidráulica entre el punto inicial y final del medio adsorbente [L], para lo que se instaló el manómetro.

Para caracterizar el valor de K_s de la mezcla de suelo y arena AL₁ se realizaron tres ensayos. Además se caracterizó la K_s de la arena AL₁ con el objetivo de evaluarla en las condiciones del ensayo, y para ello, también se realizaron tres ensayos.

3. ANÁLISIS Y RESULTADOS

3.1. Conductividad hidráulica saturada

En la Tabla 1 se presentan los valores de la media y desviación típica de la conductividad hidráulica saturada obtenidos en los ensayos realizados para cada uno de los medios.

Tabla 1. Valores medios de la conductividad hidráulica saturada, K_s , para la arena lavada (AL₁) y la mezcla de suelo con AL₁

		Aren	a AL ₁	Mezcla Suelo-AL ₁		
		Media	D. Típica	pica Media D. Típi		
K	cm/s	6,23E-03	8.803E-05	4,33E-04	1,04E-04	

Contrastando estos valores con los que aporta Kutílek y Nielsen (1994) para clasificar los suelos en función de la permeabilidad, se puede decir que:

- La arena AL₁, $10^{-5} < K_s = 6,23 \cdot 10^{-5}$ $^5 < 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, se clasifica como un material con permeabilidad alta
- La mezcla S-Al₁, $10^{-6} < K_s = 4.33 \cdot 10^{-6}$ ⁶ <10⁻⁵ m·s⁻¹, se clasifica como un suelo con permeabilidad media

De los valores obtenidos para los dos medios se observa como los valores de la conductividad de la arena, en los diferentes ensayos, mostraron una dispersión apreciablemente menor que en el caso de la mezcla suelo-arena, lo cual resulta lógico al ser un material mucho más homogéneo.

3.1. Análisis de lixiviado

En la Figura 5 se representa la variación del pH en función del volumen de lixiviado. Los valores representados son los valores medios de tres repeticiones de ensayos.

El interés de determinar la variación del pH en el ensayo dinámico de retención de metales es analizar la capacidad de amortiguación del adsorbente cuando se hace pasar por él una disolución de metales, cuyo pH fue ajustado a 3 para evitar la hidrólisis y la precipitación de los iones. Cuanto más básico es el pH del medio filtrante, mayor será la capacidad de retención de iones metálicos (Kuo y Baker, 1980).

En dicha figura se aprecian dos tramos. El primero llega hasta 200 mL de lixiviado y el pH desciende desde 8,18 hasta 6,5. A partir de 200 mL la tendencia de los valores de pH es a mantenerse dentro de un rango comprendido entre 6,5 a 6,0. Esto se debe a la capacidad amortiguadora que presenta la mezcla de suelo y arena por la acción de los carbonatos presentes en el medio. A partir de los 400 mL el sistema comienza a lixiviar agua desionizada del lavado secundario y parte de disolución de metales que haya podido quedar en los huecos del sistema suelo y arena. Por esta razón, existe una tendencia general a aumentar el pH de las muestras de lixiviado pasando desde valores de 6,0 hasta valores de 6,75 aproximadamente. A efectos de aplicación práctica, el pH del agua de escorrentía presenta valores en torno a 5 y 5,5 por lo que la capacidad amortiguadora del medio filtrante en condiciones reales será más elevada que en las condiciones del ensayo.

En la Figura 5 se representa la variación del ζ-Zeta (eje secundario), expresado en mV, en función del volumen de lixiviado. Se observa como la variación del potencial zeta del lixiviado también muestra dos tramos. La carga de los coloides se neutralizó cuando habían lixiviado 90 mL correspondientes a la aplicación de disolución de metales. El resto de medidas de ζ -Zeta están dentro del intervalo o \pm 5 mV que corresponde a la variabilidad de la medida del blanco. Por tanto, los cationes neutralizan la carga negativa de los coloides en las primeras etapas de la retención. La retención de metales cuando se ha neutralizado la carga de los coloides podría atribuirse a intercambio iónico o a reacciones de precipitación.



Fig. 5. Representación del valor del pH de la parte alícuota del volumen lixiviado en el eje principal y del valor del ζ-Zeta (mV) en el eje secundario en función del volumen total lixiviado de disolucion de iones metalicos con una concentración de 10 mmol/L y de 200 mL de lavado con agua desionizada.

3.3. Ensayo dinámico de retención de contaminantes y lavado de la columna

En la Figura 6 se representa la concentración de iones metálicos y la concentración de Ca(II), ambas expresadas en mmol/L, frente al volumen total lixiviado de disolución de iones metálicos.

Las curvas de concentración muestran dos tendencias. Las concentraciones de Cu(II) y Cr(III) en el lixiviado se encuentran en el orden de los límites de detección del equipo, siendo constantes durante todo el ensayo. Sin embargo, los iones Cd(II), Ni(II) y Zn(II) comienzan a aparecer en el lixiviado en torno a los 200 mL de volumen total lixiviado. A partir de ese punto el sistema de drenaje sostenible (SUDS) dejaría de ser viable debido a que el material no sería capaz de retener más iones metálicos, por lo que el sobrenadante de metales pasaría al sistema de pluviales. Los valores del punto de ruptura para cada metal, así como la capacidad de retención de iones metálicos de la mezcla para cada ion, se muestran en la Tabla 2.



Fig. 6. Concentración (mmol/L) de Cd(II), Cu(II), Cr(III), Ni(II) y Zn(II), en el eje de ordenadas principal, y de Ca(II), en el eje de ordenadas secundario, lixiviados en una columna empacada con mezcla de suelo (70%) y arena (30%), en función del volumen total lixiviado de la disolución.

En lo que se refiere al Ca(II), hasta un volumen total de 60 mL la concentración de Ca(II) lixiviado fue inferior a 10 mmol/L (Figura 6). A partir de 60 mL, la cantidad en disolución aumentó a 45 mmol/L. A partir de este punto y durante todo el ensayo la concentración de Ca(II) en el lixiviado varió entre 45 - 35 mmol/L. Estos resultados indicarían que los iones de Cd(II), Ni(II) y Zn(II) son retenidos en la mezcla de adsorbente por intercambio iónico. Estos iones reemplazan en los coloides las cargas de Ca(II).

Tabla 2. Punto de ruptura de cada ion, expresado en mL, y capacidad de retención de la mezcla del 70–30 % de suelo y arena respectivamente, expresado en kg de ion por m³ de adsorbente (kg/m³).

Metal	Punto ruptura (mL)	Capacidad de retención (kg/m³)
Cu(II)	ND	Precipita
Cr(III)	ND	Precipita
Cd(II)	240	2,13
Zn(II)	240	1,27
Ni(II)	210	0,99

3.4. Muestreo y digestión ácida del adsorbente

Dado que los iones de Cu(II) y Cr(III) no pudieron ser detectados en el lixiviado, es pertinente preguntarse si estos iones quedan retenidos en la columna y, en ese caso, cual es el mecanismo de retención. Para tener más información, se tomaron muestras de los distintos tramos de la columna, se secaron las muestras y se calentaron a reflujo con una mezcla de HNO₃ y HCl para extraer los metales retenidos (Ahalya *et al.*, 2003). La Figura 7 muestra la concentración de metales retenido en función de la altura de muestreo.

Como se ha descrito en las isotermas de adsorción, se observan dos tendencias en la adsorción de iones metálicos por parte del adsorbente:

• Los iones Cu(II) y Cr(III) quedan retenidos en los primeros 5 cm de la columna; no se detectan contenidos de estos iones en la muestra de la columna tomada a 20 cm. El hecho de no obtener lecturas en los lixiviados de Cu(II) y de Cr(III) en la parte final de la columna pero sí en la inicial sugiere que ambos iones precipitan en la columna. Desde el punto de vista del diseño, 20 cm de este material sería suficiente para reducir la carga de Cu(II) y de Cr(III) hasta por debajo de los límites de detección.

 Los iones de Cd(II), Ni(II) y Zn(II) tienen un reparto homogéneo por la totalidad de la altura de la columna, quedando la retención del adsorbente repartida por igual



Fig. 7. Retención de iones metálicos en la mezcla de suelo y arena, con una proporción del 70 - 30 %, en función de la altura de muestreo de la columna.

4. CONCLUSIONES

Se ha puesto la técnica a punto para determinar la capacidad de retención de contaminantes en materiales filtrantes. El lecho filtrante de suelo y arena AL_1 en proporción 70 – 30 % retuvo las siguientes cantidades de metales:

- -2,13 kg de Cd(II)/m³ de suelo.
- -0,99 kg de Ni(II)/m³ de suelo.
- 1,27 kg de $Zn(II)/m^3$ de suelo.

La mezcla de suelo y arena no lixivió iones de Cr(III) y Cu(II).

El lecho filtrante amortiguó los cambios de pH cuando se alimentó con una disolución ácida. La carga negativa de los coloides quedó neutralizada con 60 mL de lixiviado.

La retención de Cd(II), Ni(II) y Zn(II) produjo lixiviación de Ca(II) en la columna, lo que supone que la retención de dichos iones se produjo principalmente por intercambio iónico.

La concentración de metales a lo largo del perfil de la columna fue homogénea para los iones de Cd(II), Ni(II) y Zn(II). Los iones de Cr(III) y Cu(II) quedaron retenidos preferentemente en la parte superior de la columna los primeros centímetros del material. Ambos cationes precipitan en los primeros centímetros del material de la columna. La concentración fue disminuyendo hasta el final de la columna, hasta un valor inferior al límite de detección de la técnica.

Según los resultados experimentales la mezcla suelo – arena ensayada sería una buena alternativa para la retención de metales.

Agradecimientos. Este trabajo de investigación se ha financiado y se ha desarrollado gracias al contrato de investigación "OTRI 2015 021 115" firmado entre la Universidad Pública de Navarra (UPNA) y la empresa pública Navarra de Infraestructuras Locales S.A. (NILSA) titulado "Sistemas de drenaje urbano sostenible. Caracterización de parámetros locales y guía de diseño". Especial agradecimiento a los técnicos de NILSA responsables de la supervisión del trabajo, Ana Marta Las Heras y Gregorio Berrozpe, por su interés, rigor y seguimiento.

5. REFERENCIAS

- Ahalya N., T. Ramachandra y R. Kanamadi, 2003. Biosorption of heavy metals. *Res. J. Chem. Environ*, 7(4), 71-79.
- Akhter M. S. y I. M. Madany, 1993. Heavy metals in street and house dust in Bahrain. *Water Air Soil Pollut.*, 66(1-2), 111-119.
- Alcántara M., J. Gómez, M. Pazos y M. Sanromán, 2012. Electrokinetic remediation of lead and phenanthrene polluted soils. *Geoderma*, 173, 128-133.
- Barraud S., J. Gibert, T. Winiarski, J.L. Bertrand, 2002. Implementation of a monitoring system to measure impact of stormwater runoff infiltration. *Water Sci. Technol.*, 45 (3) 203-210.
- Campbell N., B. D'Arcy, A. Frost, V. Novotny y A. Sanson, 2004. Diffuse Pollution. An introduction to the problems and solutions, IWA Publishing, Cornwall.
- Charlesworth S., E. Nnadi, O. Oyelola, J. Bennett, F. Warwick, R. Jackson y D. Lawson, 2012. Laboratory based experiments to assess the use of green and food based compost to improve water quality in a sustainable drainage (SUDS) device such as a swale. *Sci. Total Environ.*, 424, 337-343.
- da Silva Oliveira A., A. Bocio, T. M. B. Trevilato, A. M. M. Takayanagui, J. L. Domingo y S. I. Segura-Muñoz, 2007. Heavy metals in untreated/ treated urban effluent and sludge from a biological wastewater treatment plant. *Environ. Sci. Pollut. Res.*, 14(7), 483-489.
- Davis A. P., M. Shokouhian, H. Sharma y C. Minami, 2001. Laboratory study of biological retention for urban stormwater management. *Water Environ. Res.*, 73(1), 5-14.
- Dietz M. E. y J. C. Clausen, 2008. Stormwater runoff and export changes with development in a traditional and low impact subdivision. *J. Environ. Manage.*, 87(4), 560-566.
- Fuerhacker M., T.M. Haile, B. Monai, y A. Mentler, 2011. Performance of a filtration system equipped with filter media for parking lot runoff treatment. *Desalination*, 275(1), 118-125.

- García R., I. Maiz y E. Millan, 1996. Heavy metal contamination analysis of roadsoils and grasses from Gipuzkoa (Spain). *Environ. Technol.*, 17(7), 763-770.
- Genc-Fhurman H., P.S. Mikkelsen y A. Ledin, 2007. Simultaneous removal of As, Cd, Cr, Cu, Ni and Zn from stormwater: Experimental comparison of 11 different sorbents. *Water Res.*, 41 (3), 591-602.
- Göbel P., C. Dierkes y W. Coldewey, 2007. Storm water runoff concentration matrix for urban areas. J. Contam. Hydrol., 91(1), 26-42.
- Hatt B. E., N. Siriwardene, A. Deletic y T.D. Fletcher, 2006. Filter media for stormwater treatment and recycling: the influence of hydraulic properties of flow on pollutant removal. *Water Sci. Technol.*, 55 (4), 263-271.
- Hatt B. E., T. D. Fletcher y A. Deletic, 2008. Hydraulic and pollutant removal performance of fine media stormwater filtration systems. *Environ. Sci. & Technol.*, 42(7), 2535-2541.
- Hsieh C.J. y A.P. Davis, 2005. Evaluation and optimization of bioretention media for treatment of urban storm water runoff. *J. Environ. Eng.*, 131 (11), 1521-1531.
- Kuo S. y A. Baker, 1980. Sorption of copper, zinc, and cadmium by some acid soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44(5), 969-974.
- Kutílek M. y R. Nielsen, 1994. Soil Hydrology. GeoEcology textbook. Catena Verlag. Cremlingen-Destedt, Germany.
- Le Coustumer S. y S. Barraud, 2007. Long-term hydraulic and pollution retention performance of infiltration systems. *Water Sci. Technol.*, 55 (4) 235-243.
- Le Coustumer S., T. D. Fletcher, A. Deletic, S. Barraud y P. Poelsma, 2012. The influence of design parameters on clogging of stormwater biofilters: A large-scale column study. *Water Res.*, 46(20), 6743-6752.
- Li H., L. J. Sharkey, W. F. Hunt y A. P. Davis, 2009. Mitigation if impervious Surface hydrology using bioretention in North Carolina and Maryland. J. Hydrol. Eng. 14, 407-415.
- Mulligan C. N., R. N. Yong y B. F. Gibbs, 2001. Heavy metal removal from sediments by biosurfactants. J. Hazard. Mater., 85(1), 111-125.
- Paul M. J. y J. L Meyer, 2001. Streams in the urban landscape. Annu. Rev. Ecol. Systemat, 32, 333-365.
- Singh B. y G. Sekhon, 1983. Leaching of zinc, lead and cadmium in columns of calcareous soils. J. Plant Nutr. Soil Sci., 146(4), 531-538.

- Urbonas B.R., 1999. Design of a Sand Filter for Stormwater Quality Enhancement. Water Environ. Res., 71; 1: 102-113.
- USEPA (Environmental Protection Agency), 2000. National Water Quality Inventory: 1998 Report to Congress. www.epa.gov/305b/98report
- Zinger Y., T. Fletcher, A. Deletic, G. Blecken y M. Viklander, 2007. Optimisation of the nitrogen retention capacity of stormwater biofiltration systems. *NOVATECH*, 2007. Lyon, France.

INFLUENCIA DE DISTINTAS PRÁCTICAS AGRÍCOLAS EN LA DISTRIBUCIÓN DE HERBICIDAS EN EL PERFIL DE UN SUELO EN CONDICIONES DE CAMPO

V. Barba, J.M. Marín-Benito^{*}, J.M. Ordax, M.J. Sánchez-Martín, M.S. Rodríguez-Cruz

Instituto de Recursos Naturales y Agrobiología de Salamanca (IRNASA-CSIC), C/ Cordel de Merinas 40-52, 37008 Salamanca, España. E-mail: jesusm.marin@irnasa.csic.es, web: http://www.irnasa.csic.es

RESUMEN. La dinámica de pesticidas en el suelo puede ser modificada por distintas prácticas agrícolas, como la aplicación de enmiendas orgánicas, el riego o el uso repetido de estos compuestos. En este trabajo se ha estudiado la distribución de triasulfuron y prosulfocarb aplicados de forma conjunta en parcelas experimentales de suelo sin enmendar y enmendado con dos compost verdes con diferentes características fisicoquímicas (GC-1 y GC-2) bajo distintas condiciones de irrigación. Los herbicidas fueron detectados principalmente en el tramo superficial del suelo después de 13 días y se observó una disminución de sus concentraciones con el tiempo. La disipación del prosulfocarb fue más rápida que la de triasulfuron. El comportamiento inicial de ambos compuestos fue similar después de la primera y la segunda aplicación. La persistencia de triasulfuron fue mayor en el suelo enmendado con los dos tipos de compost y la de prosulfocarb en el suelo enmendado con GC-2.

ABSTRACT. The dynamics of pesticides in the soil could be modified by several agronomic practices, as the application of organic amendments, irrigation or repeated use of these compounds. In this work, a study about the distribution of triasulfuron and prosulfocarb applied together in experimental plots of unamended soil and soil amended with two green compost with different physico-chemical properties (GC-1 and GC-2), under different irrigation regimes, was conducted. The herbicides were detected mainly in the soil surface after 13 days and their concentrations decreased over time. Dissipation of prosulfocarb was faster than that of triasulfuron. The initial behavior of both compounds was similar after the first and the second application. The persistence of triasulfuron was higher in the soil amended with both GC and that of prosulfocarb was higher in the soil amended with GC-2.

1. INTRODUCCIÓN

El uso de residuos orgánicos como enmiendas en agricultura aumenta el contenido en materia orgánica (MO) del suelo y evita su degradación mejorando su fertilidad y calidad (Bastida y Selevsek, 2015). Entre los posibles residuos orgánicos aplicables al suelo como enmienda orgánica y por tanto como fuente de MO se encuentran los residuos vegetales generados en las podas que se llevan a cabo en parques y jardines. Los residuos verdes después de ser compostados tienen un contenido en MO > 15% (RD 506/2013).

La aplicación de enmiendas orgánicas biodegradables al suelo puede modificar el comportamiento fisicoquímico de los herbicidas, modificando su adsorción, movilidad, degradación, persistencia y biodisponibilidad (Marín-Benito et al. 2013; 2014). La influencia de las enmiendas orgánicas en el comportamiento de los herbicidas en suelos enmendados se estudia habitualmente en laboratorio, siendo escasos los estudios que abordan el estudio de estos procesos bajo condiciones reales de campo (Herrero-Hernández et al. 2015).

Triasulfuron y prosulfocarb son herbicidas utilizados de forma individual o conjunta para el control de las malas hierbas (PPDB, 2017). El triasulfuron (2-(2-cloroetoxi)-N-[[(4-metoxi-6-metil-1,3,5-triazin-2-il)amino] carbonil] benceno sulfonamida) es una sulfonilurea con actividad herbicida selectiva en el control pre-emergente y post-emergente de especies de hoja ancha en cebada y trigo. Debido a su elevada solubilidad en agua y baja hidrofobicidad, el triasulfuron presenta una alta movilidad en el suelo (EC, 2000). El prosulfocarb (S-(fenilmetil)dipropilcarbamo tioato) es un tiocarbamato sistémico con actividad herbicida selectiva y de aplicación en pre- y post-emergencia temprana. Es un herbicida hidrofóbico y presenta una elevada adsorción, una baja movilidad y una moderada persistencia en el suelo (EFSA, 2007). Su disipación es debida principalmente a un proceso de degradación microbiana (Gennari et al. 2002) y su vida media en el suelo varía entre los 6 y los 35 días (PPDB, 2017).

No existen estudios de movilidad del prosulfocarb en suelos en la bibliografía, mientras que la movilidad del triasulfuron ha sido evaluada a escala de campo y laboratorio (Stork, 1995; Weber et al. 1999), aunque en ningún caso se han realizado en suelos enmendados con residuos orgánicos. Por tanto, el objetivo de este trabajo fue estudiar la movilidad de los herbicidas triasulfuron y prosulfocarb aplicados de manera conjunta en suelo no enmendado y enmendado con dos compost verdes en parcelas experimentales de campo. Se estudió el efecto de la aplicación repetida de ambos compuestos y de la irrigación del suelo.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

2.1. Herbicidas

La formulación comercial de la mezcla de trisulfuron y prosulfocarb (AurosPlus[®]) fue suministrada por Syngenta Agro S.A. (Madrid). Los estándares analíticos PESTANAL® (pureza > 98.9 %) de estos compuetos fueron suministrados por Sigma Aldrich Química S.L. (Madrid). Sus características principales se incluyen en la Tabla 1.

	Triasulfuron	Prosulfocarb
Estructura química		H ₉ C N S CH ₃
Sol. agua (mg L-1)	815 (20°C)	13.2 (20°C)
log Kow ^a	-0.59 (20°, pH 7)	4.48 (20°C, pH 7)
DT ₅₀ lab. (días) ^b	59.1 (20°C)	12.4 (20°C)
DT_{50} campo (días)	38.5	9.8
Kf°	0.49	23.1

Tabla 1.	Características	de	los	herbicidas	(PPDB,	2017).
----------	-----------------	----	-----	------------	--------	------	----

^a Coeficiente de partición octanol-agua; ^b Tiempo de vida media en el laboratorio; ^c Constante de adsorción de Freundlich.

2.2. Compost verde

Se han utilizado dos residuos orgánicos generados por materiales vegetales procedentes de podas de plantas y árboles de parques y jardines debidamente compostados (compost vegetal) suministrados por el Ayuntamiento de Salamanca (GC-1) y por Viveros El Arca (Salamanca; GC-2). Sus características principales se incluyen en la Tabla 2.

Tabla 2. Características de los compost verdes(GC-1 y GC-2).

	GC-1	GC-2
pН	7.33	7.58
CO ^a (%)	9.80	24.1
N Total (%)	1.04	1.10
C/N	9.42	21.9

^a Carbono orgánico.

2.3. Preparación de parcelas experimentales y experimento de movilidad

Se establecieron 24 parcelas de 3 x 3 m de superficie en un suelo de textura arcillosa en la finca experimental Muñovela (IRNASA-CSIC). Se aplicaron 6 tratamientos por triplicado, y su distribución se ajustó a un diseño de bloques al azar. Los tratamientos aplicados fueron suelo no enmendado, suelo enmendado con GC-1 o con GC-2. Se mantuvieron 6 parcelas libres de herbicida como controles. Además, se establecieron los mismos tratamientos de suelo con una aplicación de riego adicional de 2.5 L m⁻² semanalmente.

En el mes de febrero de 2016 se añadieron ambos compost verdes en las parcelas correspondientes. Las dosis de enmienda fueron 120 t ha⁻¹ de GC-1 y 180 t ha⁻¹ de GC-2. Tras un periodo de acondicionamiento del compost en el suelo de 15 días, los herbicidas se aplicaron en las parcelas de forma conjunta a las dosis de 250 g de ingrediente activo (i.a.) ha-1 de triasulfuron y 11.25 kg i.a. ha⁻¹ de prosulfocarb equivalentes a 2.5 veces la dosis agronómica de los herbicidas. La primera aplicación se llevó a cabo en marzo comprobando previamente que no existían residuos de herbicidas, y posteriormente se aplicaron de nuevo en mayo, 68 días después de la aplicación de la primera dosis con el objeto de estudiar la influencia de la aplicación repetida de los herbicidas en su movilidad y distribución en el perfil del suelo. La aplicación de la segunda dosis se llevó a cabo cuando la disipación de los herbicidas en la capa superficial del suelo fue

superior al 50%. Para llevar a cabo estas aplicaciones se prepararon suspensiones de la formulación comercial de los herbicidas en un volumen de 5 L de agua y se aplicaron con una mochila acoplada a un pulverizador para evitar derrames y conseguir una aplicación homogénea de los mismos. Los datos climáticos correspondientes a las precipitaciones y las temperaturas diarias durante el periodo de estudio se obtuvieron de una estación meteorológica de la AEMET situada en la finca experimental y se presentan en la Fig. 1.



Fig. 1. Temperatura media y precipitación durante 215 días.

Las temperaturas medias después de la aplicación de los herbicidas fueron 23.5°C (máxima) y 7.8°C (mínima) y la precipitación acumulada fue de 185.8 mm durante 215 días de estudio.

Se tomaron periódicamente muestras en el perfil del suelo de 0 a 50 cm de profundidad con una sonda de 5 cm de diámetro después de la primera y segunda aplicación de los herbicidas a 13, 28, 68, 69, 84, 97, 124 y 215 días. En cada tiempo de muestreo se tomaron 5 muestras de cada parcela. Las muestras del perfil del suelo se dividieron en tramos de 10 cm para determinar la concentración de los herbicidas en cada tramo. Las muestras de suelo del mismo tramo se mezclaron y tamizaron (< 2 mm) e inmediatamente se congelaron a -18°C hasta su análisis.

Las características del suelo (0-10 cm) sin enmendar y enmendados con ambos compost verdes se determinaron por los métodos habituales de análisis (MAPA, 1986) y se incluyen en la Tabla 3.

Tabla 3. Características del tramo superficial del suelo (0-10 cm) sin enmendar y enmendado con los compost verdes.

Parámetro	Suelo	Suelo+GC-1	Suelo+GC-2
pН	7.35	7.77	7.30
Carbonatos (%)	0.21	-	-
CO ^a (%)	1.30	1.98	4.66
COD ^b (%)	0.006	0.007	0.027
N (%)	0.12	0.19	0.42
C/N	10.8	10.6	11.0

^a Carbono orgánico; ^b Carbono orgánico disuelto.

2.4. Extracción y análisis de los herbicidas

Los herbicidas triasulfuron y prosulfocarb se extrajeron por duplicado desde muestras de suelo utilizando metanol como extractante orgánico. Se agitaron muestras de 6 g de suelo y 12 mL de metanol a 20°C durante 24 horas en un agitador por rotación y 1 hora en baño de ultrasonidos. Posteriormente se centrifugaron y se concentraron 8 mL del sobrenadante llevándolo a sequedad en un evaporador VLM modelo EVA EC2L (VLM GmbH, Bielefeld, Alemania). Finalmente, la muestra evaporada se redisolvió en un volumen de 0.75 mL de una solución de metanol con 1% de ácido fórmico.

La determinación analítica se llevó a cabo en un cromatógrafo HPLC Waters (Waters Assoc., Milford, Ma, USA) acoplado a un detector de espectrometría de masas (MS) ZQ. Se utilizó una columna Luna[®] 3 µm PFP(2) 100 Å (150 x 4.6 mm) de Phenomenex (Torrance, CA, USA). La fase móvil fue acetonitrilo:agua+1% de ácido fórmico (70:30). La velocidad de flujo fue 0.4 mL min⁻¹ y el volumen de inyección 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 y 14.1 min, respectivamente. Se prepararon rectas de calibrado de concentraciones entre 0.05 y 10 mg L⁻¹ para los dos herbicidas.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La distribución de los herbicidas triasulfuron y prosulfocarb en el perfil del suelo (0-50 cm) en muestras tomadas a los tiempos 0, 13, 28, 68, 69, 84, 97, 124 y 215 días después de la aplicación repetida (inicial y a 68 días) de los herbicidas se muestran en las Fig. 2-5.

Los resultados indicaron la presencia de triasulfuron y prosulfocarb principalmente en el tramo superficial del suelo (0-10 cm) después de 13 días de tratamiento, seguida de una disminución de sus concentraciones con el tiempo, siendo la disipación de prosulfocarb más rápida que la de triasulfuron después de 28 días de la primera aplicación de los herbicidas. Estos resultados están de acuerdo con los valores de vida media de estos compuestos determinados en estudios previos en campo (Barba-Vicente et al. 2016). El tratamiento del suelo no tuvo influencia significativa aparente en los niveles de triasulfuron determinados después de 13 y 28 días de su aplicación. Sin embargo, este efecto sí fue visto en el herbicida lixiviado en los tramos inferiores del suelo.

El triasulfuron fue determinado en todos los tramos de suelo después de 13 días de su aplicación, aunque en mayor medida en el tramo 10-20 cm para el suelo no enmendado o enmendado con GC-1, y en todos los tramos después de 28 días pero de forma significativa para el suelo enmendado con GC-1 cuando se aplicó riego adicional. Este comportamiento del triasulfuron estuvo de acuerdo con lo observado por otros autores en estudios de campo con suelos sin enmendar bajo distintos regímenes de humedad (Blacklow y Pheloung, 1992; Stork, 1995).

El comportamiento de prosulfocarb fue diferente, siendo los niveles de herbicida encontrados significativamente diferentes en el suelo sometido a los diferentes tratamientos. La persistencia fue mayor en el suelo enmendado con GC-2 después de 13 y 28 días de la primera aplicación. La cantidad de prosulfocarb en el tramo superficial de suelo disminuyó drásticamente después de 28 días de tratamiento en el suelo no enmendado y enmendado con GC-1 sin riego y con riego, y se determinaron residuos del herbicida en el perfil de estos suelos en mayor medida después de 13 días de su aplicación. La presencia de GC-2 aumentó la persistencia de prosulfocarb disminuyendo su lavado en el suelo. Estos resultados están relacionados con el mayor contenido en CO del suelo enmendado con GC-2 lo cual podría dar lugar a una mayor adsorción de prosulfocarb y a una disminución en su movilidad en el perfil del suelo (Gennari et al. 2002).

La aplicación repetida de los herbicidas (segunda dosis) tuvo un efecto similar a la primera dosis para el prosulfocarb, siendo la persistencia siempre más elevada en el suelo enmendado con GC-2, aunque el lavado del herbicida en el perfil del suelo fue







Fig. 2. Distribución de triasulfuron en el perfil del suelo en parcelas no enmendadas y enmendadas con dos compost verdes sin riego.

Suelo + GC-1 con riego µg Triasulfuron / g suelo seco 0.00 0.10 0.20 0.30 0.40 0-10 10-20 TSF-0 días Profundidad (cm) ■ TSF-13 dias ■ TSF-28 dias 20-30 TSF 68 días □ TSF 69 días TSF-84 dias 30-40 TSF-97 dias TSF-124 dias ■ TSF-215 dias 40-50



Fig. 3. Distribución de triasulfuron en el perfil del suelo en parcelas no enmendadas y enmendadas con dos compost verdes con riego adicional.



Fig. 4. Distribución de prosulfocarb en el perfil del suelo en parcelas no enmendadas y enmendadas con dos compost verdes sin riego.

Fig. 5. Distribución de prosulfocarb en el perfil del suelo en parcelas no enmendadas y enmendadas con dos compost verdes con riego adicional.

mayor especialmente después de 15 días de esta aplicación. Estos resultados podrían ser debidos a la mayor disminución en el contenido en CO del suelo superficial y menor retención del compuesto en superficie. El tratamiento del suelo no tuvo tampoco influencia en la persistencia de triasulfuron después de la segunda aplicación y después de 15 días del tratamiento. Sin embargo, su persistencia fue significativamente mayor en el suelo enmendado con GC-1 y GC-2 después de 28 y 55 días de la segunda aplicación. Además, ambos herbicidas presentaron un lavado en el perfil del suelo (hasta 50 cm) después de 28 días de la segunda aplicación en el suelo enmendado con GC-2.

4. CONCLUSIONES

La aplicación de la enmienda orgánica GC, así como la irrigación modificaron la distribución de triasulfuron y prosulfocarb en el perfil del suelo en las parcelas estudiadas. La aplicación de GC-1 potenció la cantidad de triasulfuron lixiviado en los tramos inferiores del suelo. También potenció de manera significativa en la cantidad de prosulfocarb movilizado hacia tramos más profundos. La persistencia fue hasta dos veces mayor en el suelo enmendado con ambos compost para triasulfuron y en el suelo enmendado con GC-2 para prosulfocarb. El efecto de la aplicación repetida de los herbicidas tuvo un efecto similar a la primera aplicación en el caso del prosulfocarb, tampoco se vio afectada inicialmente la persistencia del triasulfuron pero después de 28 y 55 días del segundo tratamiento aumentó en los suelos enmendados.

Agradecimientos. Este trabajo ha sido financiado por la Junta de Castilla y León (proyecto CSI240U14). V. Barba y J.M. Marín-Benito agradecen a la Junta de Castilla y León y MINECO por sus contratos predoctoral de personal investigador y postdoctoral Juan de la Cierva-Incorporación respectivamente.

5. BIBLIOGRAFÍA

- Barba-Vicente, V., J.M. Marín-Benito, J.M. Ordax, M.J. Sánchez-Martín y M.S. Rodríguez-Cruz. Dissipation of two herbicides under field conditions and different agricultural management practices, en *Proceedings of the 9th European Conference on Pesticides and Related Organic Micropollutants in the Environment.* Eds. T. Dagnac y M. Llompart. Universidad de Santiago de Compostela and INGACAL, Spain. pp. 83-84. ISBN: 978-84-945958-1-3.
- Bastida, F., N. Selevsek, I. F. Torres, T. Hernández y C. García 2015. Soil restoration with organic amendments: linking cellular functionality and ecosystem processes. *Sci. Rep.* 5:15550.
- Blacklow, W.M y P.C. Pheloung.1992. Sulfonylurea herbicides applied to acidic sandy soils: movement, persistence and activity within the growing season. *Aust. J. Agric. Res.* 43, 1157– 1167.
- EC (European Commission. Directorate-General Health & Consumer Protection), 2000. Review report for the active substance triasulfuron. 33pp.
- EFSA (European Food Safety Authority), 2007. Conclusion on the peer review of prosulfocarb. *Scientific Report 111*, 1–81.
- 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.
- Herrero-Hernández, E., J.M. Marín-Benito, M.S. Andrades, M.J. Sánchez-Martín, y M.S. Rodríguez-Cruz. 2015. Field versus laboratory experiments to evaluate the fate of azoxystrobin in an amended vineyard soil. *J. Environ. Manag.* 163, 78–86.
- MAPA (Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación), 1986. Métodos Oficiales de Análisis 3, pp. 93–208. Dirección General de Política Alimentaria, Madrid, España.
- 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.
- PPDB, 2017. Pesticide Properties Data Base. University of Hertfordshire. http://sitem.herts. ac.uk/aeru/ppdb/en/index.htm.

- Real Decreto 506/2013, de 28 de junio, sobre productos fertilizantes. BOE 164, 51119-51207.
- Stork, P.R. 1995. Field leaching and degradation of soil applied herbicides in a gradationally textured alkaline soil: chlorsulfuron and triasulfuron. *Aust. J. Agric. Res.* 46, 1445–1458.
- Weber, J.B, Mahnken, G.E. y Swain, L.R. 1999. Evaporative effects on mobility of 14C-labeled triasulfuron and chlorsulfuron in soils. *Soil Sci.* 164, 417–427.

COMPORTAMIENTO DE CONTAMINANTES EMERGENTES EN LA ZONA NO SATURADA DURANTE EL TRATAMIENTO DE AGUAS RESIDUALES CON FILTROS VERDES

V. Martínez-Hernández^{1*}, M. Leal², R. Meffe¹, A. de Miguel³, C. Alonso-Alonso¹, I. de Bustamante^{4&1}, J. Lillo², I. Martín⁵, J.J. Salas⁵

¹Instituto IMDEA Agua, Avenida Punto Com 2, 28805 Alcalá de Henares, Spain.
Email: raffaella.meffe@gmail.com, virtudes.martinez@imdea.org, covadonga.alonso@imdea.org
² Universidad Rey Juan Carlos, ESCET, Departamento de Biología y Geología, Física y
Química inorgánica, C/Tulipán s/n, 28933 Madrid, Spain. Email: maria.leal@urjc.es, javier.lillo@urjc.es
³ Wageningen Environmental Research, Department of Climate Change and Adaptive Land and Water
Management- CALM. Droevendaalsesteeg, 6708 PB Wageningen, The Netherlands.
Email: angel.demiguelgarcia@wur.nl
⁴ Universidad de Alcalá, Departamento de Geología, Geografía y Medio Ambiente,

Ctra. A-II km 33,600. 28871 Alcalá de Henares, Madrid, Spain. Email: irene.bustamante@uah.es ⁵Fundación Centro de Nuevas Tecnologías del Agua (CENTA), Autovía Sevilla-Huelva (A-49), Km. 28, 41820 Carrión de los Céspedes, Sevilla, Spain. Email: imartin@centa.es, jjsalas@centa.es

RESUMEN. Se ha estudiado la capacidad de atenuación de Compuestos Orgánicos Emergentes (COEs) en un Filtro Verde Intensivo (FVI). El FVI depura el agua residual pretratada por un tanque Imhoff procedente de un edificio de oficinas. Se ha controlado periódicamente la evolución de la calidad tanto del efluente del tanque Imhoff (ETI), del agua infiltrada en la zona no saturada (IN) (90 cm de profundidad) como del agua subterránea (AS) (10 m de profundidad). Los COEs estudiados son: acetaminofén (ACP), metabolitos de dipirona (4-AA, 4-AAA, 4-DAA, 4-FAA); cotinina (COT) (metabolito de nicotina), cafeína (CAF) y su metabolito la paraxantina (PXT). Los resultados demuestran que las concentraciones de los COEs disminuyen durante la infiltración en los primeros

90 cm entre 1 y 3 órdenes de magnitud. El grado de atenuación depende de cada compuesto. El ACP, el 4-FAA y la PXT no llegan a detectarse en el agua subterránea.

ABSTRACT. The attenuation capacity of Emerging Organic Contaminants (EOCs) using an Intensive Vegetation Filter (IVF) has been evaluated. An Imhoff Tank pretreats the wastewater of an office building and its effluent is used to irrigate a VF. Water quality was monitored in the Imhoff Tank Effluent (ITE), the Infiltrated Water (IW) (90 cm depth) and the Groundwater (GW) (10 m depth). The EOCs studied are dypirone metabolites (4-AA, 4-AAA, 4-DAA, 4-FAA), cotinine (COT) (nicotine metabolite), caffeine (CAF) and its metabolite paraxanthine (PXT). Results show that EOC concentrations decrease from 1 to 3 orders of magnitude during the infiltration in the first 90 cm. The degree of attenuation is compound specific. The compounds ACP, 4-FAA and PXT were never detected in groundwater.

1. INTRODUCCIÓN

Las limitaciones tanto técnicas como económicas de las pequeñas poblaciones comprometen la implementación de tecnologías convencionales para el tratamiento de sus aguas residuales. Los Filtros Verdes (FVs) son tecnologías no convencionales que basan su tratamiento en procesos naturales que suceden en el sistema suelo-planta-microorganismos y pueden ser una solución para la eliminación de nutrientes y materia orgánica en este tipo de aglomeraciones urbanas. De hecho existen trabajos que demuestran la eficiencia de los FVs en la eliminación de contaminantes convencionales de aguas residuales (De Bustamante, 1990; de Miguel et al., 2014). Sin embargo, poco se sabe sobre su eficacia para eliminar Contaminantes Orgánicos Emergentes (COEs).

Los COEs son compuestos no regulados que incluyen diferentes grupos de sustancias como fármacos y productos de cuidado personal, estimulantes, productos veterinarios, industriales y aditivos entre otros, además de sus metabolitos y productos de transformación. Estas sustancias se han detectado frecuentemente en el agua de distintos compartimentos ambientales (Pal *et al.*, 2010; Jurado *et al.*, 2012; Luo *et al.*, 2014; Meffe y de Bustamante, 2014) debido a que los tratamientos convencionales de aguas residuales no son capaces de eliminarlos completamente.

El presente trabajo evalúa la capacidad de eliminación de COEs mediante un FV intensivo (FVI) durante 2 años de funcionamiento. Los COEs estudiados engloban analgésicos como el acetaminofén (ACP) y metabolitos del analgésico dipirona (4-AA, 4-AAA, 4-DAA, 4-FAA); estimulantes como la cotinina (COT) (metabolito de la nicotina), la cafeína (CAF) y su metabolito la paraxantina (PXT).

La novedad del artículo recae principalmente en la escasez de trabajos en la determinación del comportamiento de COEs en un FVI y en la inclusión de metabolitos en su estudio. Además, la utilización de un ensayo real a escala de campo proporciona resultados más ajustados a los procesos ambientales que ocurren en la realidad.

Los objetivos del presente trabajo son: i) evaluar la frecuencia de aparición de los COEs en las aguas estudiadas (residual sometida a tratamiento primario, infiltrada y subterránea); ii) determinar qué COEs son más y menos persistentes y iii) proponer los procesos responsables de su atenuación durante la infiltración.

2. METODOLOGÍA

El FVI está basado en una plantación de chopo (*Populus alba*) de rotación corta y alta densidad (10,000 plantas/ha) (Fig. 1) que trata las aguas residuales procedentes de un edificio de oficinas, previamente sometidas a un tratamiento primario mediante un tanque Imhoff (~ 0.21 m³/día). El FVI se ha regado mediante 5 surcos utilizando cada día laborable de la semana uno de ellos.



Fig. 1. Vista del FVI con el edificio de oficinas al fondo y el piezómetro de control del agua subterránea en el frente.

La evolución de la calidad tanto del efluente del tanque Imhoff (ETI), del agua infiltrada (IN) en la zona no saturada como del agua subterránea (AS) ha sido evaluada de forma periódica durante 2 años (Marzo 2013 a Marzo 2015). El agua infiltrada en los primeros 90 cm de la zona no saturada ha sido muestreada a través de un lisímetro de succión pasiva (\emptyset = 24.5 cm) (Decagon Devices, Pullman, Washington, USA). Las muestras de agua subterránea se han tomado a través de un piezómetro de control de 10 m de profundidad.

El suelo está catalogado como franco (20,4% arcilla, 46,8% arena y 32,8% limo). Al comienzo del estudio, el pH, la conductividad eléctrica (CE) y la materia orgánica eran 7,90±0,42, 0,11±0,02 dS/m y 0,77±0,17%, respectivamente. La capacidad de intercambio catiónico era de 14,40±1,02 cmol/kg con el calcio como ión de cambio predominante.

Antes de proceder a los análisis, las muestras de agua se filtraron a través de un filtro de fibra de vidrio de 0.7 um de tamaño de poro y se pasaron por cartuchos de extracción en fase sólida para limpiar impurezas y también, en el caso de las muestras más diluidas (IN y AS), para preconcentrar 10 veces. Los COEs han sido analizados mediante cromatografía de líquidos acoplada a espectrometría de masas (LC-OToF-MS). En la matriz ETI, el límite de cuantificación para la PXT es de 1.000 ng/L, para el ACP y CAF son 500 ng/L, para el 4-AA y el 4-FAA son 200 ng/L y para la COT, el 4-AAA y el 4-DAA son 100 ng/L. En las matrices IN y AS, los límites de cuantificación se redujeron un orden de magnitud como resultado de la preconcentración.

Las propiedades de los COEs estudiados se recogen en la Tabla 1.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los COEs estudiados han sido detectados en el ETI en más de un 70% de las muestras. Durante la infiltración, esta frecuencia de detección se reduce para la mayoría de los compuestos en el IN (agua infiltrada) y, de forma más acusada en el AS (agua subterránea), como se puede observar en la Fig. 2. Las únicas excepciones son el 4-AA y el 4-FAA, aunque la variación de las frecuencias entre el IN y AS en el caso del 4-AA y entre el ETI (efluente del tanque Imhoff) e IN en el caso del 4-FAA es menor o igual al 5%. El 4-DAA no ha sido detectado en ninguna muestra de las 3 matrices.

Los porcentajes de atenuación de los COEs entre el ETI y el IN son muy elevados (> 90%) demostrando la capacidad

Nombre (Carga) ¹	CAS	Estructura química	Pka (carácter) ²	logP _{oct/agua} ²
ACP (N)	103-90-2	OH OH	9.86±0.13 (A) 1.72±0.50 (B)	0.475±0.210
CAF (N)	58-08-2		0.52±0.70 (B)	-0.628±0.753
COT (N)	486-56-6	O CIN	4.72±0.12 (B)	0.075±0.379
PXT (N)	611-59-6	CH9 CH9 CH9	8.50±0.50 (A) 0.21±0.70 (B)	-0.941±0.916
4-AA (N)	83-07-8		4.07±0.65 (B)	-0.257±0.280
4-AAA (N)	83-15-8		12.84±0.20 (A) 1.07±0.65 (B)	-0.885±0.282
4-DAA (N)	58-15-1		4.50±0.65 (B)	0.854±0.283
4-FAA (N)	1672-58-8	Of NH O	12.72±0.20 (A) 1.07±0.65 (B)	-0.055±0.268

Tabla 1. Propiedades químicas de los COEs estudiados.

¹ Carga a pH 7.5±0.4 (media del pH medido en las tres matrices de agua (N) neutro, (+) positivo y (-) negativo. ² pka y LogP se obtuvieron con Scifinder, calculado usando Advanced Chemistry Development (ACD/Labs) Software V11.02 (© 1994-2016 ACD/Labs).

que el FVI presenta en la depuración de estos contaminantes. Las concentraciones se reducen 3 órdenes de magnitud para la COT, el ACP y la PXT durante los primeros 90 cm, presentando también los mayores porcentajes de eliminación (Tabla 2). De hecho durante el periodo de seguimiento, de los tres compuestos, solo la COT ha sido detectada en el AS.

Atendiendo a los procesos responsables de la atenuación en el suelo, la eliminación del ACP a medida que se infiltra a través de la zona no saturada está relacionada con la biodegradación por los microorganismos del suelo. Su baja hidrofobicidad y el estado neutro de su molécula a pH ambientales harían descartar la sorción a las partículas del suelo como un proceso relevante (Lorphensri *et al.*, 2007). La importancia del rol de la biodegradación en la atenuación del ACP ha sido observada también en humedales verticales subsuperficiales para el tratamiento de las aguas residuales (Ávila *et al.*, 2015) y en ensayos de laboratorio con suelo (Martínez-Hernández *et al.*, 2016).

La concentración de la PXT metabolito de la CAF, en el IN y AS depende de la carga del compuesto padre en el ITE y de la tasa de degradación durante la infiltración. A pesar de que en el ITE la concentración de PXT es mayor, en el IN este compuesto presenta concentraciones inferiores a las de la CAF, hasta no detectarse en el AS. Esto demuestra que, ya sea por una mayor biodegradabilidad o por una mayor retención en el suelo, la PXT se atenúa durante la infiltración. La CAF también presenta un elevado porcentaje de atenuación y tanto la biodegradación como la sorción parecen ser procesos relevantes que condicionan el destino de esta sustancia (Martínez-Hernández *et al.*, 2014; Martínez-Hernández *et al.*, 2015; Martínez-Hernández *et al.*, 2016).



Fig. 2. Frecuencia de detección (%) y concentración máxima (C_{max}) de los COEs estudiados en el efluente del tanque Imhoff (ETI), en el agua infiltrada (IN) y en el agua subterránea (AS).

En relación al 4-AA, después de su infiltración, su concentración se encuentra por debajo del límite de detección, mientras que los otros metabolitos de la dipirona (4-AAA y 4-FAA), generados en las subsiguientes etapas de la degradación (Fig. 3), siguen detectándose en las muestras del IN. Esto sugiere que el 4-AAA y el 4-FAA son sustancias más estables y persistentes que el 4-AA (Tabla 2) implicando que no siempre la progresión en la ruta de la degradación implica la formación de compuestos más lábiles.

Tabla 2. Mediana de la concentración de los COEs estudiados en el efluente del tanque Imhoff (ETI), en el agua infiltrada (IN) y en el agua subterránea (AS). El porcentaje de atenuación ha sido calculado teniendo en cuenta las concentraciones medidas en el ETI y en el IN

Compuesto	ETI	IN	AS	Atenuación (%)
4-AAA	2.047	170	5	91,7
CAF	6.447	128	25	98,0
COT	6.754	5	5	99,9
4-AA	1.638	10	10	99,4
ACP	15.372	25	ND	99,8
4-FAA	1.326	122	ND	90,8
PXT	10.825	50	ND	99,5
4-DAA	ND	ND	ND	-

Cuando el valor de las concentraciones se encontraba por debajo de los límites de cuantificación, las medianas y los porcentajes de atenuación se han estimado teniendo en cuenta la mitad del valor de los límites de cuantificación.



Fig. 3. Ruta sugerida por Levy *et al.* (1995) para la degradación de la dipirona.

En general, a pesar de que los COEs para alcanzar el agua subterránea han tenido un mayor tiempo de contacto con el medio poroso y se vean afectados por fenómenos de dilución y dispersión, su eliminación es más relevante en los primeros 90 cm de la zona no saturada.

4. CONCLUSIONES

Los resultados demuestran que el FVI como tratamiento no convencional de aguas residuales es capaz de atenuar en más de un 90% los COEs estudiados. Esta atenuación se lleva a cabo de forma más eficaz en los primeros 90 cm de suelo. La biodegradación por parte de los microorganismos parece desempeñar un rol importante. En algunos casos la progresión de la biodegradación en el suelo da lugar a metabolitos poco estables como la PXT que aseguran la eliminación completa del compuesto. Sin embargo, en ocasiones, el progreso en la ruta de la degradación da lugar a compuestos más recalcitrantes como en el caso de los metabolitos de la dipirona.

Agradecimientos. Esta investigación ha sido financiada parcialmente por una ayuda de la Comunidad de Madrid para ayudantes de investigación (CPI/0613/2008), el proyecto FILVER+ (CTM2016-79211-C2-1-R), el proyecto REAGUA2 (CGL2012-39520-C03-01) y el proyecto REAGUAM (CGL2009-13168-C03-01-02-03) del Ministerio de Economía y Competitividad de España.

5. BIBLIOGRAFÍA

Ávila C, Bayona JM, Martín I, Salas JJ, García J, 2015. Emerging organic contaminant removal in a full-scale hybrid constructed wetland system for wastewater treatment and reuse. *Ecological Engineering 80*, 108-116.

- 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 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 short-rotation poplar species. *Ecological Engineering* 73, 560-568.
- 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.
- Levy M, Zylber-Katz E, Rosenkranz B, 1995. Clinical Pharmacokinetics of Dipyrone and its Metabolites. *Clinical Pharmacokinetics* 28, 216-234.
- Lorphensri O, Sabatini DA, Kibbey TCG, Osathaphan K, Saiwan C, 2007. Sorption and transport of acetaminophen, 17 alpha-ethynyl estradiol, nalidixic acid with low organic content aquifer sand. *Water Research 41*, 2180-2188.
- Luo Y, Guo W, Ngo HH, Nghiem LD, Hai FI, Zhang J, Liang S, Wang XC, 2014. A review on the occurrence of micropollutants in the aquatic environment and their fate and removal during wastewater treatment. Science of the Total Environment 473, Äi474, 619-641.
- Martínez-Hernández V, Meffe R, Herrera S, Arranz E, de Bustamante I, 2014. Sorption/desorption of non-hydrophobic and ionisable pharmaceutical and personal care products from reclaimed water onto/from a natural sediment. Science of the Total Environment 472, 273-281.
- Martínez-Hernández V, Meffe R, Herrera S, Arranz E, de Bustamante I, 2015. Corrigendum to "Sorption/desorption of non-hydrophobic and ionisable pharmaceutical and personal care products from reclaimed water onto/from a natural sediment" Sci Total Environ 472 (2014) 273–281. Science of The Total Environment 505, 1232-1233.
- Martínez-Hernández V, Meffe R, Herrera López S, de Bustamante I, 2016. The role of sorption and biodegradation in the removal of acetaminophen, carbamazepine, caffeine, naproxen and sulfamethoxazole during soil contact: A kinetics study. Science of The Total Environment 559, 232-241.

- Meffe R, de Bustamante I, 2014. Emerging organic contaminants in surface water and groundwater: A first overview of the situation in Italy. *Science of the Total Environment 481*, 280-295.
- 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.

ESTUDIO EN CAMPO DEL IMPACTO DE DOS ENMIENDAS ORGÁNICAS EN LA DINÁMICA DE HERBICIDAS EN UN SUELO AGRÍCOLA Y EN DIFERENTES CARACTERÍSTICAS DEL SUELO

J.M. Marín-Benito^{*}, M.J. Carpio, J.M. Ordax, M.S. Rodríguez-Cruz, M.J. Sánchez-Martín

Procesos de Degradación del Medioambiente y su Recuperación, Instituto de Recursos Naturales y Agrobiología de Salamanca (IRNASA-CSIC), C/Cordel de Merinas 40-52, 37008 Salamanca, España. *E-mail: jesusm.marin@irnasa.csic.es, web: http://www.irnasa.csic.es

RESUMEN. Se ha llevado a cabo un ensayo de campo en parcelas experimentales para estudiar la movilidad de los herbicidas clortoluron y flufenacet en un suelo agrícola sin enmendar (S) y enmendado con sustrato postcultivo de hongos (S+SMS) y compost verde (S+GC), y el impacto de estas enmiendas orgánicas en las principales características del suelo. Los resultados mostraron que el herbicida menos hidrofóbico, clortoluron, presentó una mayor movilidad que el flufenacet en todos los tratamientos. La aplicación de las enmiendas orgánicas favoreció la retención de los herbicidas en el tramo superficial (0-10cm) con respecto al suelo sin enmendar. El S+GC presentó los mayores porcentajes de retención para los dos herbicidas. Las propiedades fisicoquímicas e hídricas del suelo también se vieron favorecidas por las enmiendas. El SMS y GC podrían utilizarse como enmiendas orgánicas para preservar la calidad del suelo y de las aguas.

ABSTRACT. A field study has been conducted in experimental plots in order to study the mobility of the herbicides chlorotoluron and flufenacet in an agricultural soil non-amended and amended with composted spent mushroom substrate (S+SMS) and green compost (S+GC), and in the impact of these organic amendments on the main soil characteristics. The results indicated that the least hydrophobic herbicide, chlorotoluron, showed a higher mobility than the flufenacet in all treatments. The application of the organic amendments increased the retention of the herbicides in the top 10-cm compared to the unamended soil. The S+GC showed the highest percentages of retention for both herbicides. Soil physicochemical and hydric properties were also favoured by the amendments. SMS and GC might be used as organic amendments to preserve the soil and water quality.

1. INTRODUCCIÓN

La aplicación de residuos orgánicos ricos en nutrientes y materia orgánica (MO) al suelo como enmiendas orgánicas representa en la actualidad una práctica habitual en agricultura dada su capacidad para mantener o incluso mejorar las propiedades fisicoquímicas e hídricas del suelo preservándolo frente a la degradación (García-Izquierdo y Lobo-Bedmar, 2008). Entre los numerosos residuos potencialmente aprovechables como enmiendas orgánicas se encuentran aquellos procedentes de actividades industriales y agrícolas tales como el sustrato postcultivo de hongos recompostado (SMS) y el compost vegetal procedente de podas de árboles y/o plantas (GC).

El incremento del contenido en MO del suelo asociado a esta práctica agrícola así como el uso de pesticidas es beneficioso desde el punto de vista agronómico y productivo (aumenta el rendimiento de los cultivos). Sin embargo, es necesario conocer al mismo tiempo el impacto medioambiental de la aplicación conjunta de enmiendas orgánicas y pesticidas en agricultura ya que la MO de los residuos puede modificar el comportamiento de los pesticidas en el suelo y consecuentemente su destino medioambiental dependiendo de su naturaleza y/o composición (Marín-Benito et al., 2009a).

En la bibliografía se encuentran numerosos estudios a escala de laboratorio sobre la influencia de la aplicación de enmiendas orgánicas al suelo en los procesos que regulan la dinámica de pesticidas (Marín-Benito et al. 2009a; 2009b; Rodríguez-Cruz et al. 2012; Rodríguez-Liébana et al., 2013). Sin embargo, a pesar del posible impacto medioambiental de la aplicación conjunta de enmiendas orgánicas y pesticidas en agricultura, no son muchos los estudios de campo llevados a cabo para evaluar el efecto de las enmiendas orgánicas en el destino final de pesticidas (Herrero-Hernández et al. 2011; 2015).

Entre la gran variedad de pesticidas presentes en el mercado fitosanitario, el mayor porcentaje de aplicación corresponde a los herbicidas representando casi la mitad de las aplicaciones (FAOSTAT, 2017). La presencia de estos compuestos en aguas superficiales y subterráneas ha sido frecuentemente detectada lo que supone una importante preocupación social y medioambiental a la que buscar solución (Guzzella et al. 2006; Herrero-Hernández et al. 2013).

Los herbicidas clortoluron y flufenacet son herbicidas pertenecientes a diferentes familias químicas y ampliamente utilizados en agricultura. El clortoluron ha sido detectado frecuentemente en aguas superficiales y subterráneas, y en algunos casos a concentraciones superiores a las permitidas (Carabias-Martínez et al. 2003; Kotrikla et al. 2006), mientras que la movilidad del flufenacet es más limitada (Milan et al. 2015) aunque en suelos altamente permeables el riesgo de contaminación de aguas subterráneas también puede ser elevado (USEPA, 1998).

Por tanto, el objetivo de este trabajo fue evaluar bajo condiciones reales de campo el impacto de la utilización de SMS y GC como enmiendas orgánicas sobre: i) la movilidad de los herbicidas clortoluron y flufenacet en un suelo agrícola; y ii) las características fisicoquímicas, hídricas y agronómicas del mismo para posteriormente poder simular y predecir el destino medioambiental de estos compuestos en los diferentes escenarios estudiados mediante modelos matemáticos.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

2.1. Residuos orgánicos

Los residuos orgánicos utilizados como enmiendas del suelo fueron SMS y GC. El SMS procede del residuo generado tras el ciclo productivo del cultivo de Agaricus bisporus y Pleurotus ostreatus (relación 2:1) y su posterior compostaje bajo condiciones aeróbicas. El GC resulta del compostaje de restos de poda de árboles y plantas de parques y jardines de Salamanca. Estos residuos fueron suministrados por Sustratos de La Rioja S.L. (Pradejón, España) y Viveros el Arca (Salamanca, España), respectivamente. Las características de estos residuos previamente secados a temperatura ambiente y tamizados (< 2 mm) se incluyen en la Tabla 1.

El pH y la conductividad eléctrica se midió en una suspensión de residuo en agua destilada en una relación 1:2.5 y 1:5 (peso:volumen), respectivamente. La conductividad eléctrica se analizó por conductimetría usando un conductímetro LF91 (WTW, Weilheim, Alemania). El C y N total se determinó en un analizador elemental LECO CN628 (LECO Corporation, Saint Joseph, MI).

Tabla 1. Características de los residuos orgánicos.

Residuos	Humedad (%)	рН	Conductividad eléctrica (dS/m)	MO (%)	N (%)	C/N
SMS	37.7	7.9	7.8	59.4	2.3	15.2
GC	48.6	7.2	2.2	46.0	1.1	21.8

2.2. Suelo

Un suelo franco arenoso (14.9% arcilla, 4.7% limo y 80.4% arena) dedicado habitualmente al cultivo de cereal fue seleccionado para realizar el experimento de campo. El perfil de suelo de 100 cm de profundidad dividido en 4 horizontes (0-10, 10-30, 30-55 y 55-100 cm) correspondiente a las parcelas sin enmendar y enmendadas fue fisicoquímica e hidráulicamente caracterizado. Las características de los suelos sin enmendar y enmendados correspondientes a los 30 cm superficiales al inicio del experimento se muestran en la Tabla 2.

La caracterización fisicoquímica se realizó por los métodos habituales de análisis

Tratamiento/ Profundidad (cm)	Densidad suelo (g cm ⁻³)	pН	CO (%)	N (%)	θ_{sat} (cm ³ cm ⁻³)	K _{sat} (cm d ⁻¹)
S						
0-10	1.27	6.34	0.77	0.05	0.452	352.1
10-30	1.40	6.62	0.91	0.07	0.412	219.8
S+SMS						
0-10	1.02	7.11	2.53	0.24	0.523	422.6
10-30	1.21	7.15	1.45	0.07	0.469	327.8
S+GC						
0-10	1.10	6.99	1.63	0.14	0.501	438.6
10-30	1.28	6.70	0.86	0.07	0.449	322.9

Tabla 2. Características del suelo sin enmendar (S) y enmendado con SMS y GC (0-30cm) a tiempo 0 días.

de suelos (MAPA, 1986). El contenido en agua y la conductividad hidráulica del suelo en saturación (θ_{sat} y K_{sat}, respectivamente) para cada horizonte del suelo fueron estimados a partir de la textura, densidad y contenido en MO del suelo utilizando la función de pedotransferencia de Wösten et al. (1999) (Tabla 2).

2.3. Herbicidas e ion trazador

Los herbicidas estudiados fueron el clortoluron y el flufenacet. Ambos compuestos presentan actividad herbicida selectiva y son utilizados en pre- y post-emergencia para controlar las malas hierbas en cereales de invierno. El clortoluron (N'-(3-cloro-4-metilfenil)-N,Ndimetilurea) es una fenilurea con una moderada solubilidad en agua (74 mg L⁻¹, 20°C), baja hidrofobicidad ($\log K_{ow} = 2.5$) y alto potencial de lixiviación (índice GUS= 3.02). El flufenacet (N-(4-fluorofenil)-N-(propan-2-il)-2-{[5-(trifluorometil)-1,3,4tiadiazol-2-il]oxi}acetamida) pertenece a la familia de las oxiacetamidas y está caracterizado por una moderada solubilidad en agua (56 mg L⁻¹, 20°C), una alta hidrofobicidad (log $K_{ov} = 3.2$) e intermedia capacidad de lixiviación (índice GUS= 2.23) (PPDB, 2017).

Ambos herbicidas fueron utilizados bajo las formulaciones comerciales Erturon (clortoluron 50% p/v, Cheminova Agro S.A., Madrid) y Herold (Flufenacet 40% p/v, Bayer CropScience S.L., Valencia). Los patrones analíticos de ambos herbicidas (99.5% pureza) fueron suministrados por Sigma Aldrich Química S.A. (Madrid).

Se utilizó bromuro (KBr) como ion trazador para evaluar a partir de su comportamiento de movilidad las características dispersivas de los herbicidas en el perfil de suelo.

2.4. Experimento de campo

El estudio de campo se llevó a cabo en parcelas experimentales de $9 \text{ m} \times 9 \text{ m}$ ubicadas en la finca experimental Muñovela del IRNASA-CSIC (Salamanca, España). El diseño consistió en un total de 12 parcelas experimentales distribuidas al azar correspondientes a los tratamientos: suelo sin enmendar (S), suelo enmendado con SMS (S+SMS) y suelo enmendado con GC (S+GC) (4 réplicas por tratamiento). Las dosis de SMS y GC aplicadas al suelo fueron 140 y 85 t ha-1 peso seco, respectivamente, y se incorporaron en los 20 cm superficiales del suelo con un rotavator en noviembre de 2016. Nueve parcelas fueron equipadas con un tubo de PVC de 120 cm $(largo) \times 5.2$ cm (diámetro interno) para medir periódicamente el contenido volumétrico en agua del suelo en el perfil de suelo y evaluar su evolución temporal cada 20 cm desde 20 hasta 100 cm de profundidad usando una sonda eléctrica Troxler Sentry 200-AP (Troxler International Ltd., NC, USA). Posteriormente, el clortoluron, flufenacet, y el ion trazador bromuro fueron aplicados a 15, 5 y 53 kg i.a. ha⁻¹, respectivamente, en 9 parcelas después de la siembra de trigo de invierno en diciembre de 2016. Adicionalmente, se utilizó una parcela de control sin ningún tratamiento. Los datos meteorológicos (temperatura, humedad, velocidad del viento y precipitación) se registraron diariamente a lo largo del experimento en una estación meteorológica automática de la AEMET ubicada en el lugar del experimento. Las temperaturas variaron entre -11.6°C y

18.4°C (4.3°C temperatura media) durante los 80 primeros días del experimento (1 de diciembre de 2016 – 20 de febrero de 2017) y la precipitación acumulada correspondiente a este período fue de 69.8 mm estando distribuida en 18 eventos de entre 0.2 y 11.8 mm que implicó una precipitación media diaria de 0.86 mm (Fig.1).



Fig 1. Temperaturas medias y precipitaciones registradas desde la aplicación de los herbicidas (1 diciembre 2016, día 0) hasta 80 días después de su aplicación.

2.5. Extracción y análisis de herbicidas e ion trazador

Cinco perfiles de suelo (0-100 cm) fueron muestreados a 1, 17, 33, 60 y 80 días después de la aplicación de los herbicidas y del bromuro en cada una de las parcelas experimentales. Cada uno de ellos fue dividido en 10 segmentos de 10 cm cada uno. Las cinco sub-muestras de suelo contenidas en cada segmento correspondiente a la misma profundidad fueron homogéneamente mezcladas, tamizadas (<2 mm) y determinada su humedad. Se tomaron 3 muestras de suelo húmedo (6 g) de cada segmento de suelo y parcela, se agitaron durante 1 h en un baño de ultrasonidos y durante 24 h en agitador por rotación con 12 mL de acetonitrilo o agua desionizada, se centrifugaron a 3000 rpm (10 min) y

se filtraron con filtros de nylon ($< 45 \mu m$) para determinar los herbicidas y el ion bromuro, respectivamente. Los herbicidas fueron concentrados evaporando 8 mL de los extractos de suelo sin enmendar o enmendado hasta sequedad bajo corriente de nitrógeno usando un evaporador EVA-EC2-L (VLM GmbH, Bielefeld, Alemania) y posteriormente, el residuo fue redisuelto en 0.75 mL de acetonitrilo. En los extractos de suelo, los herbicidas se cuantificaron mediante cromatografía líquida de alta eficacia acoplado a detector de fotodiodos y masas (HPLC-DAD-MS) (Waters Assoc., Milford, USA). La columna de separación utilizada fue una Phenomenex Luna PFP2 de 150 mm × 4.6 mm d.i., y 3µm de tamaño de partícula. La fase móvil empleada para la separación y cuantificación óptima de ambos herbicidas fue acetonitrilo:agua+1% ácido fórmico (80:20). La velocidad de flujo de la fase móvil fue 0.4 mL min⁻¹ y el volumen de invección 20 µL. La detección por HPLC-DAD se realizó a una longitud de onda de 243 nm para el clortoluron y 232 nm para el flufenacet. La determinación de los herbicidas por HPLC-MS se realizó por monitorización del ion molecular positivo [m/z] 213.04 (clortoluron) y 364.03 (flufenacet). Bajo estas condiciones de medida, los tiempos de retención de clortoluron y flufenacet fueron 6.1 y 7.9 min, respectivamente. Las concentraciones de bromuro en los extractos de suelo se determinaron usando un cromatógrafo iónico Metrohm (Metrohm Ltd., Suiza).

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La aplicación de las enmiendas orgánicas SMS y GC al suelo modificó tanto las propiedades del suelo como la movilidad del ion bromuro y los herbicidas. Por un lado, los 30 cm superficiales de los suelos enmendados mostraron un contenido en carbono orgánico (CO) entre 1.6 y 3.3 veces mayor en el S+SMS, y entre 0.9 y 2.1 veces en el S+GC con respecto al suelo sin enmendar (Tabla 1). Las enmiendas de los suelos disminuyeron la densidad aparente del suelo por factores de 1.2 para el S+SMS, y 1.1-1.2 para el S+GC relativo al suelo natural. Además, se observó un incremento en la capacidad de retención de agua ligada a la aplicación de las enmiendas orgánicas. La capacidad de retención de agua aumentó 1.14-1.16 veces y 1.09-1.11 veces tras la aplicación del SMS y el GC, respectivamente. Estudios previos de suelos enmendados con estos residuos también pusieron de manifiesto un incremento en su capacidad de retención del agua (Marín-Benito et al. 2015).

La distribución del ion bromuro, clortoluron y flufenacet a través del perfil de suelo en las parcelas sin enmendar y enmendadas con SMS y GC a 1 y 80 días después de la aplicación se muestra en la Fig. 2. Los perfiles de concentración mostraron que la movilidad disminuyó en el orden: bromuro > clortoluron > flufenacet.

Los resultados mostraron que 80 días después de la aplicación del ion trazador y los herbicidas, y tras 69.8 mm de lluvia acumulada, el ion bromuro fue detectado hasta los 60-70 cm de profundidad en el suelo sin enmendar y en el suelo enmendado con GC, alcanzando los 80-90 cm de profundidad en las parcelas enmendadas con SMS. En todos los tratamientos, las cantidades de bromuro detectadas en estos tramos fue inferior al 0.7% de la dosis aplicada. Independientemente del tratamiento, las cantidades de bromuro más elevadas



Fig 2. Distribución en el perfil de suelo del ion bromuro, clortoluron y flufenacet en parcelas sin enmendar y enmendadas con los residuos orgánicos SMS y GC a 1 y 80 días después de la aplicación. Las barras de error representan la desviación estándar del valor medio (n=3).

se detectaron en el tramo 30-40 cm de profundidad. Respecto a los herbicidas, el

clortoluron, el menos hidrofóbico, alcanzó los 50-60 cm de profundidad en las parcelas enmendadas con SMS, y los 60-70 cm en los tratamientos S y S+GC. Las cantidades de clortoluron detectadas en estos tramos representaron menos del 0.6% de la dosis inicialmente aplicada.

Una movilidad más reducida fue observada para el flufenacet quedando limitada a los 30 cm superficiales en todos los tratamientos. En estudios de movilidad llevados a cabo por otros autores bajo condiciones de campo también han puesto de manifiesto la baja movilidad del flufenacet, viéndose favorecida en algunos casos por la proximidad de las fechas de aplicación e irrigación, o como consecuencia de un período continuo de precipitaciones (Milan et al. 2015; Rouchaud et al. 2001). Las cantidades más altas de clortoluron y flufenacet se determinaron en el tramo superficial de suelo (0-10 cm) correspondiente tanto a las parcelas sin enmendar como a las parcelas enmendadas con los dos tipos de residuos orgánicos. Sin embargo, el porcentaje de ambos herbicidas recuperado a esta profundidad fue generalmente mayor para los suelos enmendados que para el suelo sin enmendar, presentando las parcelas tratadas con GC los porcentajes más elevados. Estos porcentajes variaron entre el 45% (S+SMS) y el 55% (S+GC) para el clortoluron y entre el 42% (S) y el 73% (S+GC) para el flufenacet relativo siempre a las dosis inicialmente aplicadas. Estos resultados están de acuerdo con el mayor contenido en CO de los suelo enmendados, el cuál puede aumentar la adsorción de los herbicidas por el suelo y consecuentemente disminuir su movilidad y el riesgo de contaminación de las aguas subterráneas (Herrero-Hernández et al. 2011; 2015).

Adicionalmente, se están realizando en este momento estudios de adsorción, degradación y disipación de los dos herbicidas junto con estudios microbiológicos a escala de laboratorio y/o de campo para poder interrelacionar todos estos procesos así como aquellas características del suelo y de los residuos orgánicos con el destino final de los herbicidas en el medioambiente. Este destino medioambiental será además evaluado en los diferentes escenarios estudiados mediante modelos matemáticos parametrizados con todos los resultados obtenidos en los estudios de laboratorio y de campo.

4. CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos muestran que la aplicación de las enmiendas orgánicas contribuye a mejorar las propiedades del suelo y al mismo tiempo a disminuir la movilidad de los herbicidas. Por tanto, el SMS y el GC podrían ayudar a reducir la contaminación de aguas subterráneas por herbicidas. Además, si los estudios son complementados con simulaciones realizadas mediante modelos matemáticos capaces de integrar los principales procesos involucrados en la dinámica de pesticidas en el suelo, los resultados podrían ser utilizados para predecir una posible contaminación de aguas así como para establecer las estrategias necesarias para evitarla.

Agradecimientos. Este trabajo fue financiado por MINECO/FEDER UE (Proyecto AGL2015-69485-R). María José Carpio agradece a la Universidad de Salamanca por su beca predoctoral USAL-Santander. Jesús M. Marín Benito agradece al MINECO por su contrato Juan de la Cierva-Incorporación.
5. BIBLIOGRAFÍA

- Carabias-Martínez, R., E. Rodríguez-Gonzalo, M.E. Fernández-Laespada, L. Calvo-Seronero, y F.J. Sánchez-San Román, 2003. Evolution over time of the agricultural pollution of waters in an area of Salamanca and Zamora (Spain). *Water Res.* 37, 928–938.
- FAOSTAT (Food and Agriculture Organization of the United Nations), 2017. http://faostat3.fao. org [consultado el 19 abril 2017].
- García-Izquierdo, C., y M.C. Lobo-Bedmar, 2008. Rehabilitacion de suelos degradados y contaminados mediante la aplicación de compost, en *Compostaje* pp. 425-448. Eds. J. Moreno Casco y R. Moral Herrero, Mundi Prensa, Madrid.
- Guzzella, L., F. Pozzoni, y G. Giuliano, 2006. Herbicide contamination of surficial groundwater in Northern Italy. *Environ. Pollut.* 142, 344-353.
- Herrero-Hernández, E., J.M. Marín-Benito, M.S. Andrades, M.J. Sánchez-Martín, y M.S. Rodríguez-Cruz, 2015. Field versus laboratory experiments to evaluate the fate of azoxystrobin in an amended vineyard soil. J. Environ. Manag.163, 78-86.
- Herrero-Hernández, E., M.S. Andrades, A. Álvarez-Martín, E. Pose-Juan, M.S. Rodríguez-Cruz, y M.J. Sánchez-Martín, 2013. Occurrence of pesticides and some of their degradation products in waters in a Spanish wine region. J. Hydrol. 486, 234–245.
- 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. *Ecotox. Environ. Safe.* 74, 1480–1488.
- Kotrikla, A., G. Gatidou, y T.D. Lekkas, 2006. Monitoring of triazine and phenylurea herbicides in the surface waters of Greece. J. Environ. Sci. Health B 41, 135-144.
- MAPA (Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación) 1986. Métodos oficiales de Análisis 3, pp. 93–208. Dirección General de Politica Alimentaria, Madrid, España.
- Marín-Benito, J.M., M.J. Sánchez-Martín, M.S. Andrades, M. Pérez-Clavijo, y M.S. Rodríguez-Cruz, 2009b. Effect of spent mushroom substrate amendment of vineyard soils on the behavior of fungicides: 1. Adsorption-desorption of pen-

conazole and metalaxyl by soils and subsoils. J. Agric. Food Chem. 57, 9634–9642.

- Marín-Benito, J.M., M.S. Rodríguez-Cruz, M.J. Sánchez-Martín, y L. Mamy, 2015. Modeling fungicides mobility in undisturbed vineyard soil cores unamended and amended with spent mushroom substrates. *Chemosphere* 134, 408–416.
- Marín-Benito, J.M., M.S. Rodríguez-Cruz, M.S. Andrades, y M.J. Sánchez-Martín, 2009a. Effect of spent mushroom substrate amendment of vineyard soils on the behavior of fungicides: 2. Mobility of penconazole and metalaxyl in undisturbed soil cores. J. Agric. Food Chem. 57, 9643–9650.
- Milan, M., A. Ferrero, S. Fogliatto, S. Piano, y F. Vidotto, 2015. Leaching of S-metolachlor, terbuthylazine, desethyl-terbuthylazine, mesotrione, flufenacet, isoxaflutole, and diketonitrile in field lysimeters as affected by the time elapsed between spraying and first leaching event. J. Environ. Sci. Health B 50, 851–861.
- PPDB, 2017. *Pesticide Properties Data Base*. UK: University of Hertfordshire, http://sitem.herts. ac.uk/aeru/ppdb/en/index.htm [consultado el 20 abril 2017].
- Rodríguez-Cruz, M.S., J.M. Marín-Benito, J.M. Ordax, H. Azejjel, y M.J. Sánchez- Martín, 2012. Influence of pine or oak wood on the degradation of alachlor and metalaxyl in soil. J. Environ. Manag. 95, S228-S232.
- Rodríguez-Liébana, J.A., M.D. Mingorance, y A. Peña, 2013. Pesticide sorption on two contrasting mining soils by addition of organic wastes: Effect of organic matter composition and soil solution properties. *Colloids Surf. A* 435, 71–77.
- Rouchaud, J., O. Neus, H. Eelen, y R. Bulcke, 2001. Persistence, mobility, and adsorption of the herbicide flufenacet in the soil of winter wheat crops. *Bul. Environ. Contam. Toxicol.* 67, 609–616.
- USEPA, 1998. United States Environmental Protection Agency Pesticide Fact Sheet – Flufenacet. USEPA: Washington, DC.
- Wösten, J.H.M., A. Lilly, A. Nemes, y C. Le Bas, 1999. Development and use of a database of hydraulic properties of European soils. *Geoderma* 90, 169–185.

INFILTRACIÓN DEL KETOPROFENO DURANTE UN TRATAMIENTO NO CONVENCIONAL DE AGUAS RESIDUALES Y PROPUESTA DE UNA MEDIDA DE MITIGACIÓN

R. Meffe^{1*}, V. Martínez-Hernández¹, A. de Miguel², M. Leal³, C. Alonso-Alonso¹, I. Martín⁴, J.J. Salas⁴, J. Lillo³, I. de Bustamante^{1&5}.

¹ Instituto IMDEA Agua, Avenida punto com 2, 28805 Alcalá de Henares.
 Email: raffaella.meffe@gmail.com, virtudes.martinez@imdea.org, covadonga.alonso@imdea.org
 ² Wageningen Environmental Research, Department of Water and Food.
 Droevendaalsesteeg, 6708 PB Wageningen, Holanda. Email: angel.demiguelgarcia@wur.nl
 ³ Universidad Rey Juan Carlos, ESCET, Departamento de Biología y Geología, Física y Química Inorgánica, C/Tulipán s/n, 28933 Madrid. Email: maria.leal@urjc.es, javier.lillo@urjc.es
 ⁴ Fundación Centro de Nuevas Tecnologías del Agua (CENTA), Autovía Sevilla-Huelva (A-49), Km. 28, 41820 Carrión de los Céspedes, Sevilla. Email: imartin@centa.es, jjsalas@centa.es
 ⁵ Universidad de Alcalá, Departamento de Geología, Geografía y Medio Ambientet, Ctra. A-II km 33,600. 28871 Alcalá de Henares. Email: irene.bustamante@uah.es

RESUMEN. Este estudio describe los resultados obtenidos durante 2 años de control y seguimiento de la concentración de ketoprofeno en un filtro verde utilizado para tratar aguas residuales de oficinas. Para ello, se han recogido muestras de agua residual, de agua de infiltración y de agua subterránea. Los datos indican que el ketoprofeno es un contaminante bastante persistente (55% de atenuación). En trabajos anteriores, se ha demostrado que enmendar el suelo con una fuente de carbono lábil representa una estrategia viable para limitar la lixiviación de nutrientes. La estimulación de los procesos de sorción y biodegradación podría también influenciar el transporte de ketoprofeno y mejorar su atenuación. Para determinarlo, se ha realizado un ensayo en columna con suelo y virutas de madera utilizando el ketoprofeno como contaminante objetivo. Los resultados experimentales indican que las enmiendas con virutas de madera logran una eliminación superior al 95%.

ABSTRACT. The study reports the results of a 2-year research, which consisted in monitoring ketoprofen concentration in a vegetation filter that treats wastewater produced by an office building. Therefore, samples were collected from wastewater, infiltration water and groundwater. Data reveal a quite persistent behaviour of the anti-inflammatory with 55% of attenuation. The amendment of soil with a readily-labile source of carbon has been shown previously by the authors as a feasible strategy to limit the leaching of nutrients. The enhanced sorption processes and the stimulated microbial activity may also impact the transport of ketoprofen. A column experiment with soil and woodchips has been conducted to assess a possible improvement in the attenuation of the ketoprofen. Experimental results suggest that soil amendments with woodchips lead to a removal of ketoprofen higher than 95%.

1. INTRODUCCIÓN

Los Contaminantes Orgánicos Emergentes (COEs) son compuestos no regulados de origen tanto natural como sintético que, generalmente, no están incluidos en los sistemas habituales de control y seguimiento de calidad de agua. Sin embargo, sus efectos, aunque desconocidos, pueden afectar directamente al medio ambiente e indirectamente a los seres humanos (Stuart et al., 2012). Los COEs incluyen diferentes grupos de sustancias como fármacos y productos de cuidado personal, productos veterinarios, industriales y aditivos, además de sus metabolitos y productos de transformación. Aunque las concentraciones de COEs encontradas en el ambiente son, por lo general, bajas (del orden ng L-1 y μg L⁻¹), la continua exposición de las comunidades bióticas a los mismos puede resultar en un efecto potencialmente dañino.

Los sistemas tradicionales de depuración no eliminan eficientemente los COEs, ya que las plantas de tratamiento no están diseñadas con ese propósito. En

este sentido, el ketoprofeno, un antiinflamantrio no esteroideo, aparece con frecuencia en los efluentes tratados por plantas convencionales. En el caso de los tratamientos no convencionales, como pueden ser los Filtros Verdes (FVs), la presencia de contaminantes en el agua residual presenta un problema añadido, ya que estos pueden infiltrase a través de la zona no saturada llegando a las aguas subterráneas. La eficacia de los FVs en la eliminación de contaminantes convencionales ha sido ya ampliamente verificada (ej. nutrientes o materia orgánica) (de Bustamante et al., 1990; de Miguel et al., 2014), pero muy poco se ha estudiado sobre su capacidad de eliminar COEs. Por otro lado, se ha demostrado que la incorporación de enmiendas orgánicas (ej. virutas de madera) al suelo de los FVs produce una mejora en la capacidad de tratamiento, principalmente de nutrientes como el nitrógeno, minimizando el riesgo de lixiviación de los mismos (Meffe et al., 2016). Esto se debe al aumento de las posiciones de sorción y a la estimulación de la actividad microbiana en presencia de una fuente de carbono lábil. Esta mejora podría resultar ventajosa también para la eliminación de COEs en general y del ketoprofeno en particular.

Con el objetivo de evaluar la capacidad de atenuación del ketoprofeno por parte de los FVs, este trabajo presenta los resultados obtenidos durante 2 años de seguimiento (Marzo 2013 - Marzo 2015) de un FV que trata las aguas residuales originadas en un edificio de oficinas. Además, y con el fin de evaluar el potencial de mejora debido a la aplicación de enmiendas orgánicas al suelo, se presentan los resultados de un ensayo en columna usando suelo del propio FV al que se le han añadido virutas de madera.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

2.1. Escala piloto: El Filtro Verde

El FV, localizado en Carrión de los Céspedes (Sevilla), está basado en una plantación de chopo (Populus alba) de rotación corta y alta densidad (10.000 plantas/ha) que trata el efluente de un edificio de oficinas. El agua residual es pretratada mediante un tanque imhoff de 2.5 m³ y, posteriormente, aplicada al FV a través de surcos según la producción de agua residual del edificio. El efluente del tanque Imhof (ETI), que supone la entrada de agua al FV, ha sido muestreado con una periodicidad trimestral (12 muestras). El agua infiltrada (IN) se ha recogido mediante un lisímetro de succión pasiva (Ø = 24.5 cm) (Decagon Devices, Pullman, Washington, USA) instalado a 90 cm de profundidad. Cuando el volumen de agua lixiviado lo permitía, el muestreo se ha realizado cada 15 días (10 muestras). El agua subterránea (AS) se ha muestrado cada 2 meses (15 muestras) en un piezómetro localizado aguas abajo del FV. La completa descripción del FV se puede encontrar en de Miguel et al. (2014).

El análisis del ketoprofeno en las muestras de agua se ha llevado a cabo en los laboratorios del Instituto IMDEA Agua (Madrid, España) mediante cromatografía de líquidos acoplada a espectrometría de masas (LC-QToF-MS). El límite de cuantificación para el ETI fue de 200 ng L⁻¹ mientras que para el IN y para el AS fue de 20 ng L⁻¹.

2.2 Escala de laboratorio: ensayos en columna

Se han desarrollado dos experimentos en paralelo empleando para ello dos columnas, una rellena únicamente con suelo (columna S) y la otra con suelo y una capa de 10 cm de espesor de virutas de madera (columna VS) para simular una fácil aplicación en campo de las enmiendas orgánicas. La columna rellena solamente de suelo se ha empleado como referencia. Con anterioridad al experimento, las virutas de madera se han pasado por un tamiz de 12,7 mm de luz de malla, se han lavado con agua y se han secado en una estufa a 50 °C (Meffe et al., 2016).

El suelo utilizado para los ensayos se tomó de los primeros 20 cm de profundidad en distintos puntos del FV para conseguir una muestra compuesta que fuese representativa de las características del suelo del FV piloto. La muestra obtenida se sometió a los análisis de los parámetros físico-químicos tal y como se describe en Meffe et al. (2016) y algunos se recogen en la Tabla 1.

Las columnas, de acero inoxidable, tienen un diámetro interno de 10 cm y una longitud de 35 cm (Fig. 1). En la base de cada columna se ha colocado una placa porosa de vidrio de tamaño de poro 160-250 µm para evitar la pérdida de material.

En la parte superior, expuesta al aire, se ha dispuesto una capa de 2 cm de espesor de fragmentos de vidrio para limitar las salpicaduras en la superficie de las virutas o del suelo durante la aplicación de la solución influente. En la Tabla 1 se muestran las principales características de las columnas en términos de masa de suelo y virutas de madera, densidad aparente (ρ_b) y contenido de agua en condiciones saturadas. Como consecuencia de la retención de agua por parte de las virutas de madera, el contenido en agua de la columna VS es superior (Tabla 2).

Propiedades del suelo			
Textura			
Arena (%)	$55,00 \pm 4,33$		
Limo (%)	$26{,}67 \pm 1{,}44$		
Arcilla (%)	$18,\!33\pm5,\!77$		
Propiedades físico-químicas			
pH	$7{,}64 \pm 0{,}08$		
CE (mS/cm)*	$120{,}93 \pm 15{,}27$		
CIC (mol _c /kg)**	$0,\!10\pm0,\!0009$		

Propiedades de la columna

Column S				
Suelo (kg)	1,99			
Virutas (kg)	0			
Suelo ρ_{b} (kg m ⁻³)***	1.410			
Contenido de agua en condiciones saturadas (ml)	600,27			
Columna VS				
Suelo (kg)	1,99			
Virutas (kg)	0,09			
Suelo p _b (kg m ⁻³)	1.410			
Virutas p _b (kg m ⁻³)	120,00			
Contenido de agua en condiciones saturadas (ml)	970,95			
* Conductividad eléctrica				

** Capacidad intercambio catiónico

*** Densidad aparente

Una vez montadas, las columnas se han saturado con agua residual sintética (ARS) (consultar la composición físico-química de la solución en Meffe et al. 2016)



Fig. 1. Esquema del diseño experimental.

empleando para ello un flujo ascendente y una bomba peristáltica. Tras su saturación, se han dejado drenar hasta que el flujo de agua ha cesado. Cada día se han añadido manualmente 50 ml de ARS, a excepción de los fines de semana cuando el el influente se aplicaba mediante una bomba peristáltica. En términos de aporte diario de nutrientes, se ha aplicado aproximadamente una carga de 0,001 kg m⁻² de nitrógeno total y 0,0001 kg m⁻² de fósforo total. Con el objetivo de determinar el tiempo de residencia en cada una de las columnas se ha realizado un ensayo de trazador introduciendo, mediante una única inyección, 0,5 g de NaCl (equivalente a una concentración de 10 g L⁻¹ de la sal). Para detectar la llegada del trazador en los efluentes se han realizado medidas de conductividad eléctrica (CE) y de concentración de Cl⁻. Transcurridos aproximadamente 3 meses desde el comienzo del experimento, se ha aplicado diariamente una solución de ARS

fortificada con 1 mg L^{-1} de ketoprofeno. Durante 60 días y a intervalos irregulares de tiempo se ha medido la concentración del fármaco a la salida de las columnas. Simultaneamente se ha llevado a cabo el control y seguimiento del pH, la CE, y el redox en los efluentes. El ketoprofeno se ha analizado en el lixiviado de las columnas siguiendo la metodología descrita en el apartado anterior con un límite de cuantificación de 200 ng L^{-1} .

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1 Escala piloto: aparición y atenuación del ketoprofeno

No se ha observado ningún patrón estacional ni en la concentración ni en la frecuencia de aparición del ketoprofeno en las muestras de ETI, IN y AS. El fármaco ha sido detectado en el 58% de las muestras de ETI, en el 60% de las muestras del IN mientras que en las muestras de AS sólo ha aparecido en el 40% de las mismas. Como se esperaba, las mayores concentraciones de ketoprofeno se han detectado en el ETI, alcanzándose un valor máximo de 6×103 ng L⁻¹. Por otra parte, las máximas concentraciones de ketoprofeno en las muestras de IN y AS son 459 and 171 ng L⁻¹, respectivamente. En la Fig. 2 se muestran los diagramas de caja-bigotes con las medianas, los percentiles 25 y 75 y los valores atípicos de las concentraciones de ketoprofeno. Para su elaboración sólo se han considerado los valores situados por encima de los límites analíticos de cuantificación.

Se puede observar cómo existen grandes diferencias en el orden de magnitud de las concentraciones entre los tres compartimentos considerados, deduciéndose la atenuación del ketoprofeno durante su infiltración. No obstante cuando se compara la concentración de este fármaco con las de otros compuestos analizados en el mismo FV, para los cuales se han obtenido eliminaciones superiores al 90%, la atenuación del ketoprofeno parece estar limitada. De hecho se obtiene una eliminación del 55% entre el ETI y el IN si, en el cálculo de las medianas, las concentraciones que se encuentran por debajo del límite de cuantificación se consideran iguales a la mitad de dicho límite.



Fig. 2. Rango de concentraciones, medianas, valores atípicos y percentiles 25 y 75 de ketoprofeno en cada matriz.

La diferencia en los porcentajes de atenuación entre el ketoprofeno y los otros COEs estudiados en el mismo FV probablemente está relacionada con la carga negativa del ketoprofeno (pKa=4,84 \pm 0,30) bajo los valores de los pHs ambientales medidos en el FV (7,5 \pm 0,4). Este hecho favorece las repulsiones electrostáticas entre el fármaco y las superficies de las partículas del suelo las cuales se encuentran también cargadas negativamente. Por lo tanto parece razonable pensar que, aunque limitada, la atenuación del ketoprofeno esté relacionada con los procesos de biodegradación.

En otros trabajos se ha observado también el comportamiento recalcitrante del ketoprofeno al aplicar otras tecnologías de depuración no convencionales, tales como los humedales y los sistemas de lagunaje, para la eliminación de COEs (Hijosa-Valsero et al., 2010, Matamoros et al., 2015, Matamoros et al., 2016).

3.2 Escala de laboratorio: mejora de la atenuación del ketoprofeno

3.2.1 Tiempos de residencia en las columnas

En la Fig. 3 se muestran las curvas de llegada del Cl⁻ registradas en los efluentes de las columnas durante el ensayo de trazador.



Fig. 3. Curvas de llegada del Cl⁻ medidas en los efluentes de las columnas.

A partir de la máxima concentración de Cl⁻ se puede estimar el tiempo de residencia en las columnas y los valores calculados son de 13 días para la "columna S" y de 16 días para la "columna VS". La

diferencia observada en el tiempo de llegada está relacionada con el contenido en agua de cada una de las columnas (mayores tiempos de residencia se relacionan con mayores contenidos en agua) y con la presencia de la capa de 10 cm de espesor de virutas de madera a través de la cual debe infiltrarse el contaminante antes de aparecer en el efluente. La ausencia de multiples picos de concentración indica que no existen vías de flujo preferente a lo largo de los perfiles de las columnas. Además las dos curvas de llegada son lo suficientemente simétricas como para descartar la presencia de zonas de agua estancada que pueden retardar físicamente el trazador. La forma de las curvas de llegada se ha corroborado mediante los datos de CE medidos con mayor frecuencia en los efluentes de las columnas (datos no mostrados).

3.2.2. Concentración de ketoprofeno en los efluentes de las columnas

La inyección del fármaco en el ARS de forma continua implica que, el día en el que se registra el 50% de la concentración máxima puede aproximarse al tiempo de llegada del soluto.

En la Fig. 4 se muestran las curvas de llegada del ketoprofeno, obtenidas en el efluente de las columnas transcurridos unos 60 días desde la primera inyección del fármaco.

En ambos casos el ketoprofeno sufre un retardo: el soluto se empieza a detectar en los efluentes (concentración superior a 200 ng L⁻¹) transcurridos aproximadamente 20 días desde el comienzo de su inyección en las columnas. Las medidas realizadas en la columna S permiten estimar un tiempo de llegada de 44 días ya que durante los 60 días de control se alcanza la concentración máxima. Este tiempo de llegada indica que el factor de retardo es 3,4. Considerando que los dos últimos puntos de la concentración indican el comienzo de las condiciones estacionarias, la eliminación del ketoprofeno puede situarse en torno al 65%. Este porcentaje de eliminación es comparable al obtenido en el FV y se relaciona fundamentalmente con procesos de biodegradación. No obstante y dado que no se analizaron las concentraciones de ketoprofeno sorbido en el suelo, los procesos de sorción irreversible no pueden descartarse.



Fig. 4. Concentración de ketoprofeno en los efluentes de las columnas.

Por otro lado, los datos obtenidos de la columna VS indican que las concentraciones de ketoprofeno se reducen un orden de magnitud en comparación a las medidas en la columna S. La máxima concentración en el efluente de la columna de virutas (unos 17.000 ng L⁻¹) aparece en la última muestra obtenida. A pesar de que la curva de llegada no está completa, su pendiente indica que el ketoprofeno sufre una fuerte atenuación en presencia de las virutas de madera (observar tendencia en la Fig. 4). A la luz de los datos obtenidos se pueden plantear diferentes escenarios, sin embargo todos

ellos indican la eficacia de la enmienda orgánica en la atenuación del fármaco. Si el último dato obtenido indicara el comienzo de las condiciones estacionarias, la atenuación del ketoprofeno alcanza un valor del 98% y el factor de retardo se situaría en torno al 3,1. Esto implicaría que las virutas de madera no aumentan la capacidad de sorción del suelo sino que la atenuación estaría controlada fundamentalmente por la biodegradación como consecuencia de la estimulación de la actividad microbiológica. Además, la madera tiene compuestos tales como celulosa, lignina y taninos, que poseen sitios activos para el intercambio de cationes (Shukla et al., 2002) y no para los aniones, como es el caso del ketoprofeno.

Si, por otro lado, los últimos datos señalaran la llegada del soluto a la salida de la columna, el porcentaje de eliminación se situaría en un 96% y el factor de retardo en un 3,9. En este caso, el mayor retardo puede deberse a la interacción entre el contaminante y las virutas de madera mediante diferentes mecanismos en los que intervienen, por ejemplo, los grupos funcionales presentes en el adsorbente y las sustancias adsorbidas. No obstante, la posible sorción de ketoprofeno en las virutas de madera es un proceso desconocido que merece la pena investigar y para lo cual los autores de este estudio tienen previsto realizar una serie de ensayos tipo batch.

La última interpretación posible es que la concentración de ketoprofeno esté indicando únicamente el comienzo de la curva de paso y, por lo tanto, a este respecto no pueden ofrecerse resultados cuantitativos. En cualquier caso, como ya se ha mencionado anteriormente, la pendiente de la curva es tan baja que parece razonable pensar que el ketoprofeno experimenta una gran atenuación cuando se añaden virutas al suelo. Actualmente los autores están llevando a cabo una serie de simulaciones numéricas para obtener unos rangos fiables de los parámetros que describen las tasas de reacción.

4. CONCLUSIONES

Los FVs son sistemas no convencionales de tratamiento de aguas residuales capaces de atenuar la concentración de contaminantes orgánicos como los COEs. Sin embargo, los resultados de este trabajo indican que la atenuación del ketoprofeno durante su infiltración a través de la zona no saturada es limitada en comparación con la sufrida por otros COEs controlados en el mismo FV. El porcentaje de eliminación del ketoprofeno es del 55% indicando que los contaminantes negativamente ionizados pueden suponer una mayor amenaza de contaminación de las aguas subterráneas.

Las enmiendas con material carbonáceo (p.e. virutas de madera de chopo) puede solventar dicho problema al obtenerse porcentajes de eliminación que parecen ser superiores al 95%. Esta atenuación se debe probablemente más a la biodegradación estimulada por la presencia de las virutas de madera que a procesos de sorción. A pesar de ello se considera necesario realizar más estudios que aclaren las interacciones que tienen lugar entre las virutas y los fármacos.

Agradecimientos. Esta investigación ha sido financiada parcialmente por una ayuda de la Comunidad de Madrid para ayudantes de investigación (CPI/0613/2008), el proyecto FILVER+ (CTM2016-79211-C2-1-R), el proyecto REAGUA2 (CGL2012-39520-C03-01) y el proyecto REAGUAM (CGL2009-13168-C03-01-02-03) del Ministerio de Economía y Competitividad de España.

5. BIBLIOGRAFÍA

- Amali, S., L.W. Petersen, y D.E. Rolston, 1994. Modeling multicomponent volatile organic and water vapor adsorption on soils. J. Hazardous Mater. 36, 89-108.
- De Bustamante, I., 1990. Land application: Its effectiveness in purification of urban and industrial wastewaters in La Mancha, Spain. *Environ. Geol.* 16, 179-185.
- De Miguel, Á., Meffe, R., Leal, M., González-Naranjo, V., Martínez-Hernández, V., Lillo. J., Martín, I., Salas, J.J. and I. De Bustamante, 2014. Treating municipal wastewater through a vegetation filter with a short-rotation poplar species. *Ecol. Eng.* 73, 560-568.
- Hijosa Valsero, M., Matamoros, V., Sidrach Cardona, R., Martín Villacorta, J., Bécares, E. and J.M. Bayona, 2010. comprehensive assessment of the design configuration of constructed wetlands for the removal of pharmaceuticals and personal care products from urban wastewaters. *Water Res.* 44, 3669-3678.
- Matamoros, V., Gutiérrez, R., Ferrer, I., García, J. and J.M. Bayona. Capability of microalgae-based wastewater treatment systems to remove emerging organic contaminants: A pilot-scale study. J. Hazard. Mat. 288, 34-42.
- Matamoros, V., Rodríguez, Y. and J. Albaigés, 2016. A comparative assessment of intensive and extensive wastewater treatment technologies for removing emerging contaminants in small communities. *Water Res.* 88, 777-785.
- Meffe, R., de Miguel, Á., Martínez- Hernández, Lillo, J. and I. De Bustamante, 2016.Soil amendments using poplar woodchips to enhance the treatment of wastewater-originated nutrients. J. Environ. Manag. 180, 517-525.
- Shukla, A., Zhang, Y., Dubey, P., Margrave, J.L. and S.S. Shukla, 2002. The role of sawdust in the removal of unwanted materials from water. J. Hazard Mater. 95 (1-2), 137-152.
- Stuart, M., Lapworth, D., Crane, E. and A. Hart, 2012. Review of risk from potential emerging contaminants in UK groundwater. *Sci Tot Environ 416*, 1-21.

EVALUACIÓN DEL IMPACTO A MEDIO-LARGO PLAZO DEL RIEGO CON AGUA REGENERADA SOBRE LA SALINIDAD DEL SUELO EN PARQUES URBANOS DE LA CIUDAD DE MADRID

D. Zalacáin¹, A. Sastre-Merlín¹, S. Martínez-Pérez¹, R. Álvarez-Guerra¹, R. Bienes²

¹Departamento de Geología, Geografía y Medio Ambiente, Universidad de Alcalá. 28871,

Alcalá de Henares (Madrid) david.zalacain@uah.es, antonio.sastre@uah.es, silvia.martinez@uah.es, raquelalvz@gmail.com

²Instituto Madrileño de Investigación, Desarrollo Rural, Agrario y Alimentario (IMIDRA).

28800, Alcalá de Henares (Madrid) ramon.bienes@madrid.org

RESUMEN. La ciudad de Madrid viene regando la mayoría de sus parques urbanos con agua regenerada desde hace más de una década. La sustitución del agua potable por la regenerada, de diferente composición físico-química y notablemente más mineralizada, podría estar alterando las características físico-químicas del suelo. En este trabajo se ha estudiado el posible riesgo de salinización en dos parques: el Parque Emperatriz María de Austria y el Parque Garrigues Walker, ambos equipados con dos parcelas experimentales, una regada con agua regenerada y otra, a modo de control, en la que se ha mantenido el riego con agua potable. Se ha instalado una red de tomamuestras de succión para tomar muestras de agua del suelo, además de las muestras de suelo. Los resultados obtenidos en ambos parques revelan una mayor salinidad en el agua del suelo y en el suelo en las parcelas regadas con agua regenerada, aproximándose a los valores

límite señalados para plantas sensibles a la salinidad ($CE_{suelo} > 2.000 \ \mu S/cm$). Este hecho apunta una tendencia a la salinización del suelo a largo plazo, en los suelos de parques regados con estas aguas.

ABSTRACT. The city of Madrid has been using reclaimed water to irrigate most of its urban parks for more than a decade. The substitution of tap water by reclaimed water, with different physico-chemical properties and significantly more mineralized, could be altering soil's physico-chemical characteristics. In this work, we study the potential soil salinization risk in two parks: Emperatriz María de Austria Park and Garrigues Walker Park, each of them with two plots: one irrigated with reclaimed water and the other with drinking water, as a control plot. A network of suction lysimeters has been installed to take soil solution samples. In addition, soil samples were

taken also. Results in both parks reveals a higher salinity in soil solution and soil in the plot irrigated by reclaimed water, close to the limit values for salt sensitive plants ($EC_{soil} > 2.000 \ \mu S/cm$). This points to a soil salinization trend in the long-term, in soils of urban parks irrigated with reclaimed water.

1. INTRODUCCIÓN

Actualmente existen al menos 2 millones de hectáreas de tierra regadas con aguas residuales: tratadas, parcialmente tratadas o no tratadas (Biggs & Jiang, 2009). El riego con este tipo de aguas lleva desarrollándose desde hace siglos, generalmente en zonas áridas y semiáridas (Mizyed, 2013). Ya desde la civilización Minoica, en la antigua Grecia, se utilizaban aguas residuales para el riego en agricultura (Angelakis et al., 2005). Sin embargo, es a partir del siglo XX cuando se comienza a regular el uso de este tipo de aguas para riego, siendo California una de las regiones pioneras (Asano & Levine, 1996). Aunque no fue hasta la segunda mitad del siglo XX cuando se produjo un incremento, así como una mejora de estas prácticas, asociado a un aumento del déficit hídrico en muchas zonas del planeta (Bixio et al., 2006; Lyu et al., 2016). Actualmente, el progreso y los avances en los tratamientos de depuración han supuesto que cada vez sean más los países que usen aguas residuales depuradas para riego, también conocidas como aguas regeneradas. Sin embargo, algunas regiones de países en vías de desarrollo siguen utilizando aguas residuales sin tratar. Cabe destacar que, en la denominación de los tipos de agua, sigue habiendo gran controversia, ya que una parte de los artículos científicos no nombran adecuadamente el tipo de agua que utilizan en su estudio.

En España, el uso de aguas regeneradas se rige por el Real Decreto 1620/2007, que tiene como objeto establecer el régimen jurídico para la reutilización de las aguas depuradas. Este RD define al agua regenerada como "aquellas aguas residuales depuradas que, en su caso, han sido sometidas a un proceso de tratamiento adicional o complementario que permite adecuar su calidad al uso al que se destinan". Asimismo, establece las condiciones de calidad que debe cumplir el agua regenerada para cada uso, indicando los usos permitidos y prohibidos. Entre los usos permitidos, está el riego de zonas verdes urbanas (parques, campos deportivos y similares).

A pesar de los beneficios que posee el uso de aguas regeneradas sobre el terreno, como pueden ser el incremento de nutrientes (N y P, entre otros) para las plantas (Ali et al., 2013; Pedrero et al., 2015) o la liberación de agua potable para destinarla a otros usos más exigentes como el de abastecimiento doméstico (Sastre-Merlín et al., 2016), el uso de este tipo de aguas lleva asociado ciertos riesgos. En las aguas regeneradas, los niveles de salinidad son generalmente altos, ya que los tratamientos de depuración para eliminar estas sales son tan costosos que son poco comunes (Haruvy, 2006), así que uno de los principales riesgos es el de salinización del suelo (Chen et al., 2013a), debido a una mayor carga de sales procedente de este tipo de aguas.

El fenómeno de la salinización provocado por el empleo de aguas de riego de mala calidad ha sido ampliamente estudiado para zonas agrícolas (Cassaniti et al., 2009; Letey et al., 2011). Entre los problemas asociados al aumento de la salinidad se encuentran: un incremento del estrés osmótico (McLain & Williams, 2012), pérdidas del rendimiento a corto plazo (Munns & Tester, 2008), acumulación de iones específicos como el cloruro, el sodio y el boro, que pueden llegar a ser tóxicos para la planta (Lado et al., 2012; Porta, 1994) y, a largo plazo, la acumulación de sales en el suelo, que conducirá a una degradación de su estructura (Mok et al., 2014; Mujeriego, 1990).

Este fenómeno es uno de los que más preocupan tanto a los agricultores como a los gestores de las zonas verdes (O'Connor et al., 2008; Cassaniti et al., 2012). El complejo comportamiento de las sales dentro del sistema agua-suelo-planta está afectado por varios factores que incluyen: la calidad del agua regenerada, las prácticas de riego y las propiedades del suelo y de la planta (Chen et al., 2013b). Algunos autores como Pan et al. (2012), han demostrado que, en zonas verdes urbanas de Pekín regadas con agua regenerada, la salinidad del suelo era significativamente superior que en otras zonas regadas con agua potable o subterránea. Estos resultados sugieren que existe un alto potencial de salinización del suelo debido al riego con aguas regeneradas a largo plazo. Por lo general, los valores de conductividad eléctrica del agua regenerada de riego tienen una alta variabilidad según su procedencia y tratamiento, por lo que varían desde los 800 µS/cm (Qian & Mecham, 2005; Lubello et al., 2004), hasta alcanzar más de 3.500 µS/cm (Nicolás et al., 2016). Sin embargo, otro estudio (Chen et al., 2015) concluyó que no se había producido salinización del suelo en unas parcelas regadas con agua regenerada durante 3-9 años (los valores medios de CE del suelo no superaron los 2.000 μ S/cm), aunque sí hubo una ligera alcalinización del suelo.

Así pues, el principal objetivo de este estudio es evaluar el posible riesgo de salinización, a medio-largo plazo, debido al riego con agua regenerada, que pueda estar ocurriendo en los parques urbanos de la ciudad de Madrid. La mayoría de estos son regados desde inicios de siglo con aguas regeneradas procedentes de las estaciones depuradoras de la capital. Este cambio en el agua de riego puede estar alterando las características físico-químicas del suelo y provocando un incremento en el riesgo de salinización, por lo que se ha realizado un seguimiento de los valores de conductividad eléctrica del agua de riego, del agua de suelo y de la pasta saturada del suelo durante siete años.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

2.1. Área de estudio

Este trabajo se ha realizado durante siete años consecutivos (2010 – 2016) en dos parques públicos de la ciudad de Madrid: el parque Emperatriz María de Austria (PEMA) y el parque Garrigues Walker (PGW). Madrid posee un clima Mediterráneo continental, con inviernos fríos y veranos secos y calurosos.

El PEMA, situado al sur de la ciudad, fue construido a mediados de los años setenta y desde el año 2003 se riega con agua regenerada, manteniendo un sector del mismo regado con agua potable. La Figura 1a muestra la localización del parque, así como la de las dos parcelas en la que se está llevando a cabo el estudio desde 2010: la parcela regada con agua potable (PEMA_AP) y la regada con agua regenerada (PEMA_AR).

Las características de ambos suelos de estas parcelas son similares (Tabla 1), aunque la parcela PEMA_AR es franco-arcillo-arenosa, mientras que en PEMA_AP es franco-arenosa (Soil Survey Division Staff, 1993).

Tabla 1. Características texturales de los suelos.

Parcela	% Arcilla	% Arena	% Limo	Textura USDA
PGW_AP	21	56	23	Franco- arcillo-arenosa
PGW_AR	23	55	22	Franco- arcillo-arenosa
PEMA_AP	17	69	14	Franco- arenosa
PEMA_AR	20	61	19	Franco- arcillo-arenosa

El PGW, situado al sureste de la ciudad, se configura como un espacio ajardinado perteneciente al Parque forestal de Entrevías (Figura 1b). Fue construido a comienzos de este siglo y comenzó a regarse con agua regenerada en el año 2012, tras haber sido regado desde su inicio con agua potable. Al igual que en el PEMA, y con el objeto de comparar el efecto del riego con ambos tipos de agua, se dispone de dos parcelas experimentales: una regada con agua regenerada (PGW AR) y otra regada con agua potable (PGW AP), con la finalidad de ser considerada como parcela de control. La textura del suelo en ambas parcelas es franco-arcillo-arenosa según la clasificación USDA (Tabla 1).

2.2. Muestreo y análisis de agua de riego

Las muestras de agua de riego (potable y regenerada) se han tomado directamente de los aspersores de cada parcela, por lo general a finales de julio de cada año, en el cénit de la campaña de riego. Estas muestras han sido recogidas en botellas de plástico, refrigeradas y enviadas inmediatamente al laboratorio homologado para su posterior análisis físico-químico. Se ha analizado la conductividad eléctrica (CE) del agua de riego a 25°C por conductimetría (Crison CM35).



Fig. 1. Localización de los parques: a) Emperatriz María de Austria (PEMA) y las parcelas experimentales: PEMA_AP y PEMA_AR y b) parque Garrigues Walker (PGW) y de las parcelas: PGW_AP y PGW AR.

2.3. Muestreo y análisis del agua del suelo

Para el agua del suelo se cuenta con una instalación basada en 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 tres baterías de tomamuestras en cada parcela, cada una de las cuales está formada, a su vez, por tres tomamuestras de succión de PVC de 6 cm de diámetro interior, con cápsulas cerámicas porosas instaladas a 15, 35 y 60 cm de profundidad -en total nueve tomamuestras de succión en cada una de las parcelas-. Para la recogida de muestras se usa una bomba de vacío manual (Soilmoisture 2005G2), con la que se aplica un vacío de 70 cbar en cada uno de los tomamuestras, para después recoger el agua almacenada en los mismos. Se han efectuado tres muestreos en cada campaña de riego: en primavera, verano y otoño (inmediatamente antes, en el momento central y recién concluida la campaña de riego, respectivamente). Las muestras de agua de los tomamuestras de succión se han recogido en botellas de plástico, refrigeradas y enviadas inmediatamente al laboratorio para su posterior análisis físico-químico.

2.4. Muestreo y análisis del suelo

En cuanto al muestro de suelos, se ha llevado a cabo en tres puntos dispuestos aleatoriamente en cada una de las parcelas. Se ha extraído material edáfico a las profundidades de: 0-5, 15-25, 35-45, 55-65 cm, utilizando para ello una barrena Eijkelkamp de 6 cm de diámetro. Posteriormente, se ha trabajado con una muestra compuesta de suelo a partir de las sub-muestras obtenidas en los tres puntos. El muestreo del suelo se ha llevado a cabo dos veces al año, antes de la campaña de riego (primavera) y justo después de concluirla (otoño).

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Análisis del agua de riego

En la Figura 2 se muestra la variación de la conductividad eléctrica (μ S/cm) de los dos tipos de agua de riego a lo largo de siete años. Se aprecia el notable contraste entre el agua regenerada, que en la mayoría de años se sitúa en los dos parques entre los 800 y 1.000 μ S/cm, con respecto al agua potable, que se encuentra en casi todos los casos por debajo de los 200 μ S/cm.



Fig. 2. Variación de la conductividad eléctrica en el agua de riego (PEMA y PGW) desde el año 2010 hasta 2016.

Estos valores de CE del agua regenerada están en consonancia con los generalmente descritos en la bibliografía, aunque se puede afirmar que, en comparación con éstos, son unos valores de CE de perfil bajo-medio, similares a los descritos por Bourazanis et al. (2016) y Pereira et al. (2012).

Cabe señalar que, a pesar de la apariencia de una tendencia lineal de los datos, los bajos valores de R² indican que no existe ninguna correlación lineal.

A pesar de los elevados valores de conductividad del agua regenerada, ésta se encuentra dentro de los límites admisibles para un agua de riego, aunque podría tener una restricción de uso débil o moderada (> 700 – 3.000 μ S/cm) y está catalogada como "problema creciente" según la FAO (Ayers & Wescott, 1976). Por el contrario, el agua potable utilizada para el riego de estos parques no tiene ninguna restricción en su uso ya que la CE < 700 μ S/cm (Mujeriego, 1990).

3.2. Análisis del agua del suelo

La variación de CE en el agua del suelo se muestra en la Figura 3, donde se puede ver, al igual que ocurría en la Figura 2, la notable diferencia entre las parcelas regadas con agua regenerada con respecto a las regadas con agua potable. Tanto PGW_AR como PEMA_AR muestran una tendencia al alza, mientras que PGW_AP y PEMA_AP permanecen con valores similares durante todo el periodo de estudio.

Cabe destacar también, la alta variabilidad de CE que se observa en el gráfico cuando los valores son altos, sobre todo en los muestreos de verano. Sin embargo, en el muestreo de primavera, generalmente suele haber valores bajos de CE, ya que se ha producido un lavado parcial de sales durante el otoño-invierno. Esta alta variabilidad concuerda con los valores casi siempre constantes e inferiores (en torno a 700 µS/cm) en las parcelas regadas con agua potable, lo que indica que, aunque se produzca un lavado de sales debido a las precipitaciones invernales, la conductividad mínima para el agua del suelo se va a mantener en ese umbral. Ayers & Westcot (1976) proponen que la salinidad media del agua del suelo es aproximadamente tres veces mayor que la salinidad del agua de riego, tal y como sucede en nuestro estudio.



Fig. 3. Variación de la conductividad eléctrica en el agua del suelo de ambos parques desde el año 2010 hasta 2016. P'#: muestreo de primavera y año; V'#: muestreo de verano y año; O'#: muestreo de otoño y año.

3.3. Análisis del suelo

En la Figura 4 se han representado los valores de CE obtenidos en el extracto saturado del suelo. En PGW los valores de CE anteriores al inicio del riego con agua regenerada son muy similares (V'11= Verano de 2011) y posteriormente se van distanciando debido al mayor contenido salino del agua regenerada. PEMA AR presenta unos valores de CE muy elevados, llegando incluso a superar en algunos casos los 2.500 µS/cm. El valor medio de CE en PEMA AR se halla en torno a los 2.200 µS/cm, lo que indica que existe una elevada salinidad del suelo, lo que está afectando a las plantas (decaimiento general y menor densidad acicular), ya que comúnmente se usa el valor de 2.000 µS/cm de CE como límite para plantas sensibles a la salinidad. A pesar de estos elevados valores y, a diferencia de lo que ocurría en el agua del suelo (Figura 3), en el extracto de saturación la tendencia de los valores de PEMA AR es descendente, lo que contrasta con la tendencia ascendente para los valores de PGW AR. No obstante, éstos

siguen siendo inferiores a los del PEMA, no superando el umbral de los $1.500 \ \mu\text{S}/$ cm. Esta diferencia entre los valores de CE de PEMA AR y PGW AR puede ser debida al mayor número de campañas de riego con agua regenerada que ha soportado la parcela PEMA AR. Cabe destacar las variaciones que nos encontramos entre los muestreos de primavera (valores de CE menores) y los de otoño (con valores de CE superiores), al igual que pasaba para el agua del suelo, lo que concuerda con lo descrito por Lado et al. (2012) y McLain & Williams (2012). En este caso, sólo parece que existe una correlación lineal para el caso PGW AR.



Fig. 4. Variación de la conductividad eléctrica en el extracto saturado del suelo de ambos parques desde el año 2011 hasta 2016.

Morugán-Coronado et al. (2011) en un estudio a corto plazo, presentan unos resultados similares a los de PGW, ya que, en su estudio de dos años de duración, observaron un incremento de la CE del suelo, sobre todo en las parcelas regadas con agua regenerada que había pasado por un tratamiento secundario. Por el contrario, en el estudio de McLain & Williams (2012) en un parque municipal de Arizona, no se produjo un incremento de la CE tras dos años de riego con agua regenerada a 30 cm de profundidad. Hay que matizar que estos estudios son difíciles de comparar ya que las características del agua de riego y las prácticas de riego, entre otros, varían considerablemente de unos estudios a otros.

Diversos autores sostienen que, a largo plazo, el riego con agua regenerada tendrá como resultado una salinización del suelo, lo que puede amenazar la producción agrícola (Mok et al. 2014; Mounzer et al. 2013, entre otros). De igual manera, Qian & Mecham (2005) afirman que el aumento de la salinidad por riego con agua regenerada en suelos de campos de golf provoca una reducción del crecimiento del césped, sobre todo en la zonas con un suelo con textura fina y un mal drenaje. Aunque aseveran que a corto plazo estos altos niveles de salinidad no producen un deterioro del suelo. Chen et al. (2013b) en su estudio a largo plazo sobre los impactos que tiene el riego con agua regenerada en los parques urbanos de Pekín, aseveran que existe una acumulación de sales en los primeros 20 cm de suelo de estos parques. Sin embargo, sólo encontraron una leve salinización del suelo en uno de los siete parques de estudio, que no influyó en el crecimiento de las plantas.

4. CONCLUSIONES

El riego con agua regenerada en ambos parques de estudio incrementa la salinidad tanto en el agua del suelo como en el mismo suelo. Los resultados obtenidos en este estudio demuestran que existe una elevada salinidad en el suelo en PEMA_AR, con valores de CE_{suelo} superiores a 2.000 μ S/ cm. El hecho de que en PEMA_AR estos valores sean superiores a los encontrados en PGW_AR, invita a pensar en una tendencia al aumento de la salinidad en consecuencia del mayor número de campañas de riego con agua regenerada en el PEMA. A pesar de que la salinización de un suelo está afectada por diversos factores, podemos concluir que, a largo plazo, el riego con agua regenerada en parques urbanos conducirá a una salinización del suelo.

Agradecimientos: Este trabajo se ha realizado gracias a los convenios de colaboración entre la Universidad de Alcalá y las empresas concesionarias del Ayuntamiento de Madrid para el servicio de riego y jardinería de zonas verdes, IMESAPI SA (2009-2013) y FCC (UTEs 5 y 6) (2014-2016). Agradecemos también 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 este estudio de seguimiento haya sido llevado a efecto.

5. BIBLIOGRAFÍA

- Ali, H. M., Siddiqui, M. H., Khamis, M. H., Hassan, F. A., Salem, M. Z. M., & El-Mahrouk, E. S. M. (2013). Performance of forest tree Khaya senegalensis (Desr.) A. Juss. under sewage effluent irrigation. *Ecological Engineering*, 61, 117–126.
- Angelakis, A. N., Koutsoyiannis, D., & Tchobanoglous, G. (2005). Urban wastewater and stormwater technologies in ancient Greece. *Water Research*, 39, 210–220.
- Asano, T., & Levine, A. D. (1996). Wastewater reclamation, recycling and reuse: Past, present, and future. *Water Science and Technology*, 33(10–11), 1–14.
- Ayers, R.S., and D.W. Westcot. 1985. Water quality for agriculture. Irrig. Drain. Pap. 29. FAO, Roma.
- Biggs, T. W., & Jiang, B. (2009). Soil salinity and exchangeable cations in a wastewater irrigated area, India. *Journal of Environmental Quality*, 38, 887–896.
- Bixio, D., Thoeye, C., De Koning, J., Joksimovic,
 D., Savic, D., Wintgens, T., & Melin, T. (2006).
 Wastewater reuse in Europe. *Desalination*, 187(1–3), 89–101.

- Bourazanis, G., Roussos, P. A., Argyrokastritis, I., Kosmas, C., & Kerkides, P. (2016). Evaluation of the use of treated municipal waste water on the yield, oil quality, free fatty acids' profile and nutrient levels in olive trees cv Koroneiki, in Greece. Agricultural Water Management, 163, 1–8.
- Cassaniti, C., Leonardi, C., & Flowers, T. J. (2009). The effects of sodium chloride on ornamental shrubs. *Scientia Horticulturae*, 122(4), 586–593.
- Cassaniti, C., Romano, D., & Flowers, T. J. (2012). The response of ornamental plants to saline irrigation water. *Irrigation-Water Management*, *Pollution and Alternative Strategies*, 131–158.
- Chen, W., Lu, S., Jiao, W., Wang, M., & Chang, A. C. (2013a). Reclaimed water: A safe irrigation water source? *Environmental Development*, 8(1), 74–83.
- Chen, W., Lu, S., Pan, N., & Jiao, W. (2013b). Impacts of long-term reclaimed water irrigation on soil salinity accumulation in urban green land in Beijing. *Water Resources Research*, 49(11), 7401–7410.
- Chen, W., Lu, S., Pan, N., Wang, Y., & Wu, L. (2015). Impact of reclaimed water irrigation on soil health in urban green areas. *Chemosphere*, *119*, 654–661.
- Haruvy, N. (2006). Reuse of wastewater in agriculture - Economic assessment of treatment and supply alternatives as affecting aquifer pollution. In B. Morel and I. Linkov (eds.) (Ed.), Environmental Security and Environmental Management: The Role of Risk Assessment (Vol. 5, pp. 257–262).
- Lado, M., Bar-Tal, A., Azenkot, A., Assouline, S., Ravina, I., Erner, Y., Ben-Hur, M. (2012). Changes in chemical properties of semiarid soils under long-term secondary treated wastewater irrigation. *Soil Science Society of America Journal*, 76, 1358–1369.
- Letey, J., Hoffman, G. J., Hopmans, J. W., Grattan, S. R., Suarez, D., Corwin, D. L., Amrhein, C. (2011). Evaluation of soil salinity leaching requirement guidelines. *Agricultural Water Management*, 98(4), 502–506.
- Lubello, C., Gori, R., Nicese, F. P., & Ferrini, F. (2004). Municipal-treated wastewater reuse for plant nurseries irrigation. *Water Research*, 38(12), 2939–2947.
- Lyu, S., Chen, W., Zhang, W., Fan, Y., & Jiao, W. (2016). Wastewater reclamation and reuse in

China: Opportunities and challenges. *Journal* of Environmental Sciences, 39, 86–96.

- McLain, J. E. T., & Williams, C. F. (2012). Assessing environmental impacts of treated wastewater through monitoring of fecal indicator bacteria and salinity in irrigated soils. *Environmental Monitoring and Assessment*, 184(3), 1559–1572.
- Mizyed, N. R. (2013). Challenges to treated wastewater reuse in arid and semi-arid areas. *Environmental Science and Policy*, 25, 186–195.
- Mok, H. F., Dassanayake, K. B., Hepworth, G., & Hamilton, A. J. (2014). Field comparison and crop production modeling of sweet corn and silage maize (Zea mays L.) with treated urban wastewater and freshwater. *Irrigation Science*, 32(5), 351–368.
- Morugán-Coronado, A., García-Orenes, F., Mataix-Solera, J., Arcenegui, V., & Mataix-Beneyto, J. (2011). Short-term effects of treated wastewater irrigation on Mediterranean calcareous soil. Soil and Tillage Research, 112(1), 18–26.
- Mounzer, O., Pedrero, F., Nortes, P. A., Bayona, J. M., Nicolás, E., & Alarcón, J. J. (2013). Transient soil salinity under the combined effect of reclaimed water and regulated deficit drip irrigation of Mandarin trees. *Agricultural Water Management*, 120, 23–29.
- Mujeriego, R., 1990. Manual práctico de riego con agua residual municipal regenerada. *Barcelona: Universidad Politécnica de Cataluña.*
- Munns, R., Tester, M., 2008. Mechanisms of salinity tolerance. *Annual Review of Plant Biology*. 59, 651–681
- Nicolás, E., Alarcón, J. J., Mounzer, O., Pedrero, F., Nortes, P. A., Alcobendas, R., ... Maestre-Valero, J. F. (2016). Long-term physiological and agronomic responses of mandarin trees to irrigation with saline reclaimed water. *Agricultural Water Management*, 166, 1–8.
- O'Connor, G. A., Elliott, H. A., & Bastian, R. K. (2008). Degraded Water Reuse: An Overview. *Journal of Environment Quality*, 37(5_Supplement), 157–168.
- Pedrero, F., Maestre-Valero, J. F., Mounzer, O., Nortes, P. A., Alcobendas, R., Romero-Trigueros, C., Nicolás, E. (2015). Response of young "Star Ruby" grapefruit trees to regulated deficit irrigation with saline reclaimed water. *Agricultural Water Management*, 158, 51–60.
- Pereira, B. F. F., He, Z., Stoffella, P. J., Montes, C. R., Melfi, A. J., & Baligar, V. C. (2012). Nu-

trients and Nonessential Elements in Soil after 11 Years of Wastewater Irrigation. *Journal of Environment Quality*, 41, 920.

- Porta, J., López-Acevedo, M., Roquero, C., 1994. Edafología para la agricultura y el medio ambiente. *Madrid: Ediciones Mundi-Prensa.*
- Real Decreto 1620/2007, de 7 de diciembre, por el que se establece el régimen jurídico de la reutilización de las aguas depuradas. *Boletín Oficial del Estado*, núm. 294, de 8 de diciembre de 2007, pp 50639-50661.
- Qian, Y. L., & Mecham, B. (2005). Long-term effects of recycled wastewater irrigation on soil chemical properties on golf course fairways. *Agronomy Journal*, 97(3), 717–721.
- Sastre-Merlín, A., Zalacáin, D., Bienes, R., & Martínez Pérez, S. (2016). Seguimiento de los efectos del riego con agua regenerada en varios parques de la ciudad de Madrid. In Fundación Nueva Cultura del Agua (Ed.), *IX Congreso Ibérico de Gestión y Planificación del Agua* (pp. 1052– 1063). Valencia (España): Fundación Nueva Cultura del Agua.
- Soil Survey Division Staff. 1993. *Soil survey manual*. Soil Conservation Service. USDA, Handbook 18.

CARACTERIZACIÓN DE LAS PROPIEDADES ADSORBENTES DE UN MEDIO POROSO PARA UN SISTEMA URBANO DE DRENAJE SOSTENIBLE: I- ENSAYO EN CONDICIONES ESTÁTICAS

J. Echeverría¹, J.J. López^{2*} y I. San Martín²

¹ Departamento de Química Aplicada, Universidad Pública de Navarra. Campus de Arrosadía s/n; jesus.echeverria@unavarra.es.

^{2*}Departamento de Proyectos e Ingeniería Rural, Universidad Pública de Navarra. Campus de Arrosadía s/n; jjlr@unavarra.es.

RESUMEN. El aumento de las superficies impermeables, asociado al desarrollo urbanístico, supone una modificación del ciclo hidrológico que conlleva un aumento singular de la escorrentía superficial. Este aumento de la escorrentía agrava ciertos problemas, entre otros, la alteración y contaminación de los sistemas acuáticos. Frente a esta problemática, existen prácticas concretas que pueden mejorar la gestión de las aguas de escorrentía urbanas como los "Sistemas Urbanos de Drenaje Sostenible" (SUDS). Con el fin de instalar un proyecto piloto de SUDS que evalúe la gestión de las aguas de escorrentía pluviales de un aparcamiento se ha procedido a caracterizar las propiedades de adsorción de los siguientes iones metálicos: Cd(II), Cr(III), Cu(II), Ni(II) y Zn(II). En esta primera comunicación se presenta la caracterización de las propiedades químicas y de las cinéticas e isotermas de sorción para tres arenas y un suelo susceptibles de ser utilizados en SUDS.

ABSTRACT. The increase of the impervious surfaces, associated to urban development, implies a modification of the hydrological cycle that entails a significant increase of the surface runoff. This increase exacerbates certain environmental problems, among others, alteration and contamination of aquatic systems. Faced with this problem, there are specific practices that can improve the management of urban runoff waters such as the "Sustainable Drainage Urban Systems" (SUDS). In order to install a pilot project of SUDS that evaluates the management of runoff water from a parking lot, the adsorption properties of the following heavy metals (Cd, Cr, Cu, Ni and Zn) have been characterized. This communication presents the characterization of the chemical properties and the kinetics and isotherms of sorption for three sands and a soil which may be used in SUDS.

1. INTRODUCCIÓN

El aumento de las superficies impermeables, asociado al desarrollo urbanístico, supone una modificación del ciclo hidrológico urbano que conlleva un incremento singular de la escorrentía superficial (Li et al., 2009). Este aumento de escorrentía agrava ciertos problemas como la frecuencia y magnitud de las inundaciones urbanas y la alteración y contaminación de los sistemas acuáticos (Paul y Meyer, 2001; Hatt et al., 2006, Hatt et al., 2008).

Frente a esta problemática, existen prácticas concretas que pueden mejorar la gestión de las aguas de escorrentía urbanas. Estas prácticas, según los países, han tomado diferentes denominaciones, por ejemplo en Estados Unidos se denominan "Low Impact Development" (LID); en Australia "Water Sensitive Urban Design" (WSUD); y "Sustainable Urban Drainage Systems" (SUDS) en Reino Unido. En esta comunicación nos referiremos a ellas como "Sistemas Urbanos de Drenaje Sostenible" (SUDS). Aunque en otros países estas prácticas ya son de obligado cumplimiento, en España estos sistemas todavía se encuentran en un vacío normativo v su aplicación es prácticamente inexistente.

Los SUDS constituyen un conjunto de herramientas que tienen como objetivo reducir el impacto hidrológico del urbanismo (Dietz y Clausen, 2008) para reproducir las condiciones naturales de la gestión del agua, facilitar la infiltración donde las condiciones del terreno lo permitan, controlar el exceso de aguas pluviales y transportarlas lentamente hasta las masas acuáticas (Charlesworth *et al.*, 2012). Estos sistemas han demostrado también ser eficaces en la gestión de sedimentos suspendidos, metales pesados, nutrientes, etc. (Davis *et al.*, 2001; Zinger *et al.*, 2007).

Una de las superficies urbanas que produce un mayor impacto sobre la calidad de las aguas de escorrentía urbanas es la destinada a aparcamientos. Y su impacto es mayor cuanto mayor es su uso como puede ser el caso de aparcamientos de universidades, centros comerciales, hospitales, etc.. Estas superficies generan una gran cantidad de metales pesados e hidrocarburos (Akhter y Madany, 1993). Este trabajo se plantea con el fin de diseñar un proyecto piloto de SUDS, que pueda evaluar la eficiencia del mismo en cuanto a la retención de metales pesados de las aguas de escorrentía de un aparcamiento de las características descritas, en concreto el del Hospital de Tudela (Navarra).

Uno de los elementos de diseño más importante es el medio adsorbente o suelo a colocar. El medio debe permitir, por un lado, un filtrado rápido y, por otro, un tiempo de paso del agua lo suficientemente elevado como para que el sistema sea capaz de adsorber los metales pesados que transporta. (Le Coustumer *et al.*, 2012). Por otra parte, también hay que buscar un compromiso entre la eficiencia del material y el coste económico y ambiental, por lo que, se debe apostar por el empleo de materiales locales, que además de reducir costes en el transporte, permitan minimizar el impacto medioambiental.

En este estudio se han analizado Cd(II), Cr(III), Cu(II), Ni(II) y Zn(II). El Pb(II) es otro metal que suele estar presente en el agua de escorrentía, sin embargo su estudio se ha desestimado para este ensayo debido a que no se trata de un metal que en la actualidad se emplee como carburante desde la entrada en vigor del Real Decreto 785/2001 que aprobó la prohibición de la venta de carburantes con plomo.

El estudio que se presenta se enmarca en el contexto descrito y su objetivo es determinar las propiedades adsorbentes de tres arenas tipo, utiliza-das en construcción, y un suelo, en este caso, de la zona propuesta para la construcción del proyecto piloto en Tudela. Las propiedades adsorbentes analizadas son las cinéticas de sorción, tiempo que tarda una disolución de metales y material adsorbente en alcanzar el equilibrio de retención de metales; y las isotermas de sorción, representación gráfica de la cantidad de material retenido (metal) en un adsorbente. El interés del mismo se basa en la necesidad de obtener parámetros de diseño locales, para el diseño de SUDS, ante la ausencia de experiencias y referencias en España.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

Los ensayos realizados consistieron en la caracterización de las propiedades químicas y adsorbentes más relevantes de los medios filtrantes y la determinación de las cinéticas y las isotermas de sorción de los materiales adsorbentes para los iones metálicos Cd(II), Cr(III), Cu(II), Ni(II) y Zn(II).

Los materiales utilizados fueron tres tipos de arenas y un suelo de la parcela en la que se pretende establecer el proyecto piloto de SUDS. La primera arena, fue una arena de río (AR) con un tamaño de partículas heterogéneo en la que se apreciaban gruesos de diversas tonalidades y finos de color pardo. Las otras dos arenas son arenas lavadas (AL): AL₁ con una granulometría entre 0,2-1 mm; y AL₂ con una granulometría entre 1-2 mm.

La determinación de la granulometría se realizó según la Norma UNE-EN933-1:1998/A1:2006. Se escogió la realización de este ensayo europeo puesto que con el mismo se obtiene la determinación de la granulometría de los materiales por separación mediante tamices en fracciones granulométricas de tamaño decreciente. El ensayo se realizó siguiendo estrictamente lo que la normativa dicta. Con los resultados de este ensavo se calcularon los Coeficientes de Uniformidad (CU) y Curvatura (CC) cuyos valores se presentan en la Tabla 1. El coeficiente de uniformidad indica en la medida que difieren el coeficiente d60 (diámetro por donde pasa el 60% de la muestra de material) y el coeficiente d10 (diámetro efectivo o diámetro por donde pasa el 10% de la muestra del material). El CU proporciona una idea de la continuidad de la curva granulométrica del material, valores inferiores a 3 indican materiales muy uniformes. Por otra parte, el coeficiente de curvatura indica lo cerrada que es la curva granulométrica del material, valores cercanos a 1 significan que la curva granulométrica es más cerrada y que tiene una mayor uniformidad en los tamaños de las partículas que componen el material.

Tabla 1. Resumen de las propiedades granulométricas de las muestras de arena (AR, $AL_1 y AL_2$).

			1 * 2'
	CU	CC	Eq. Ar. (0 – 2 mm)
AR	9,4	0,5	63,9
AL_{I}	3,5	1,2	84,6
AL,	2,9	1,1	88,8

CU: Coeficiente uniformidad.

Eq.Ar.: Equivalente Arena.

CC: Coeficiente curvatura.

El ensayo del equivalente de arena (UNE-EN 933-8) sirve para determinar las propiedades geométricas de los áridos. Mediante esta norma, aplicable a los áridos naturales, se especifica el valor del equivalente de arena de una determinada fracción granulométrica (0/2 mm o 0/4 mm) (Tabla 1). Se obtiene un valor (%) de referencia de la cantidad de finos que contiene el material analizado.

La muestra de suelo se obtuvo de la parcela destinada al proyecto piloto, situada en el paraje "Fijo cuartero", de Tudela. Se tomaron muestras de los 30 cm superficiales en cuatro zonas diferentes de la parcela. La muestra se dejó secar en el laboratorio durante dos semanas hasta conseguir masa constante para posteriormente ser tamizada para una malla de 2 mm.

2.1. Caracterización química

Se determinó el pH, el potencial-Zeta $(\zeta$ -Zeta) y la cantidad de Carbono inorgánico en los sustratos.

La determinación del valor del pH permite obtener una primera orientación de la capacidad del suelo para adsorber iones metálicos. Generalmente la capacidad de adsorción de metales aumenta con el pH, por lo que aquellas muestras con un valor de pH más básico van a tener una capacidad de retención mayor que aquellas con un pH más ácido (Kuo y Baker, 1980). La determinación del pH se realizó en las condiciones de pasta saturada, (Jackson y Martínez, 1982).

El potencial-Zeta es una medida de la magnitud de la atracción y/o repulsión electrostática entre coloides, es decir, es el potencial eléctrico que existe en el plano de corte de la partícula. Hace referencia a la afinidad que tienen las partículas de un sólido para atraer partículas de carga eléctrica opuesta. El signo del ζ -zeta es una característica de la capacidad de retención del adsorbente (Alcántara *et al.*, 2012). Valores positivos de ζ -Zeta representan afinidad de la muestra para adsorber aniones, mientras que valores negativos de ζ -Zeta representan afinidad de la muestra para adsorber cationes, objetivo principal de los ensayos.

La determinación del ζ -Zeta se realizó por espectroscopia de correlación fotónica (Malvern modelo Zetasizer 3000) que posee un láser He-Ne de longitud de onda 633 nm y potencia máxima 10 mW. Para cada adsorbente se pesaron 200 mg de muestra tamizada por una malla de 2 mm. Tras ello se añadieron 25 mL de agua desionizada a cada tubo. Posteriormente, se agitaron los tubos con los sólidos y el agua y se centrifugaron en un agitador a 3000 rpm durante 2 minutos, con el objetivo de separar las partículas coloidales de mayor tamaño que puedan interferir en la lectura Mulligan *et al.* (2001).

La determinación del carbono inorgánico de la muestra también está relacionada con la capacidad de retención del material y, por lo tanto, con el pH de la muestra. Aquellas muestras que tienen un porcentaje más elevado de carbonatos y bicarbonatos presentan una capacidad de retención de metales mayor. La determinación del carbono inorgánico se realizó a partir del contenido de CaCO₃ de los suelos mediante el procedimiento de Loeppert *et al.* (1984).

2.2. Cinéticas de sorción a 25°C

Las cinéticas de adsorción permiten determinar el tiempo que un adsorbente

necesita estar en contacto con una disolución de metal o metales hasta que el conjunto alcanza el equilibrio (Echeverría *et al.*, 1998).

Para determinar el tiempo de equilibrio de sorción, para cada metal a 25°C, se tomaron alícuotas de $200,0 \pm 0,3$ mg de adsorbente, en tubos de centrifuga de 50 mL de capacidad, tal como indican García et al. (1996), y Primo-Yufera y Carrasco (1973). A cada tubo de centrífuga se añadió una disolución de concentración conocida del metal y de NaNO₃ 1,0 M y se sometieron a agitación continua. Para cada tiempo prefijado de 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12 y 24 h, se sacó de la estufa la muestra correspondiente a cada tiempo, se filtró (Echeverría et al., 1998) y se determinó la concentración del metal en el filtrado mediante Espectroscopia de Absorción Atómica de llama (EAA), o Atomic Absorption Spectroscopv (ASS) (da Silva Oliveira et al., 2007; García et al., 1996). La cantidad de metal sorbida por el adsorbente se determinó por diferencia entre la concentración inicial v la concentración en disolución.

De esta forma se pudieron obtener las cinéticas de sorción (Figuras 2-6) y el tiempo de equilibrio para cada metal, se obtuvocuando la concentración del correspondiente catión en disolución se mantuvo prácticamente constante.

2.3. Isotermas de sorción a 25°C

Las isotermas de sorción representan gráficamente la cantidad de metal adsorbida por un adsorbente frente a la concentración de adsorbible en equilibrio, a temperatura constante. Es decir, una vez conocidos los tiempos de equilibrio, estos permitieron determinar la capacidad de adsorción de un material adsorbente, en este caso las arenas y el suelo.

El método general para la obtención de las isotermas de adsorción, como en el caso de las cinéticas, consistió en agitar una mezcla de adsorbente suspendido en un volumen determinado de una disolución de un ión metálico de concentración inicial determinada. En este caso, a diferencia de las cinéticas de adsorción, la concentración inicial en cada tubo fue creciente para poder alcanzar la meseta de saturación. Una vez transcurrido el tiempo de equilibrio, se filtraron las muestras y se determinó el metal no sorbido en el sobrenadante. La cantidad de metal sorbida se obtuvo por diferencia entre la concentración inicial y final del sobrenadante (Echeverría et al., 1998).

La determinación de los valores máximos de adsorción se realizó mediante los modelos de Langmuir y Freundlich (Ahalya et al., 2003).

Langmuir (1918) desarrolló un modelo empírico para la adsorción de gases. El modelo asume una serie de postulados que difícilmente pueden cumplirse, además Veith y Sposito (1977) demostraron que la ecuación de Langmuir no puede diferenciar entre adsorción y precipitación. La cantidad adsorbida, n^a , se expresa por medio de la Ecuación 1.

$$n^a = \frac{n_m^a B_L c_e}{1 + B_L c_e} \tag{1}$$

Donde representa la concentración de adsorbato correspondiente al recubrimiento de la monocapa; B_L es un coeficiente de adsorción relacionado con la entalpia de adsorción; y c_e es la concentración en equilibrio.

El modelo de Freundlich (Ahalya et al., 2003), a pesar de que su origen y aplicaciones son empíricas, resulta riguroso en la sorción de superficies heterogéneas (Sposito, 1980). Su expresión general es la siguiente:

$$n^a = k_F c_e^n \tag{2}$$

Donde k_F es el parámetro de Freundlich que se relaciona con la capacidad de adsorción y *n* es un parámetro adimensional. La determinación de los coeficientes se realiza mediante la expresión logarítmica de la ecuación (2).



Fig. 1. Clasificación de Giles para las isotermas de adsorción en disolución (Giles et al., 1974).

La forma de la isoterma está relacionada con: el mecanismo de adsorción, la naturaleza de la molécula y la superficie adsorbente, y, por lo tanto, se relaciona con la energía de adsorción y el número de sitios activos.Según la forma se pueden clasificar las isotermas de adsorción. La clasificación más habitual es la desarrollada por Giles *et al.* (1974), que tiene en cuenta la pendiente inicial y el tipo de meseta (Fig. 1). Según la pendiente inicial, las isotermas se clasifican en cuatro grupos: S, L, H y C. Cada grupo se divide en los subgrupos 1, 2, 3, 4 y máxima, según la forma de las isotermas cuando aumenta la concentración de equilibrio.

3. Análisis y resultados

3.1. Caracterización de las propiedades químicas

En la Tabla 2 se presentan los valores de las propiedades químicas, pH, ζ-Zeta y porcentaje de carbono inorgánico de las muestras estudiadas.

Tabla 2. Valores del pH, ζ -Zeta y carbono inorgánico (% CaCO₃) de las muestras de arena y del suelo.

	pH sat.	ζ-Zeta . (mV)	C. inorg. (% CaCO ₃)
AR	8,4	-17	20,1
AL ₁	8,3	-20	0,38
AL_2	8,7	-20	0,38
Suelo	7,9	-21	34,9

En todos los casos se observa que el pH es básico, con valores entre 7,9, para el suelo, y 8,7 para AL₁. En teoría que todas las muestras analizadas presenten valores básicos indica que estas muestras tienen tendencia por retener iones metálicos, y mayor cuanto mayor es el pH. No obstante, esta afirmación no es del todo concluyente ya que la retención depende de más factores como el ζ -Zeta, el contenido de carbono inorgánico, la composición del material y la granulometría.

Los valores del potencial zeta que se obtuvieron en los ensayos para los 4 materiales analizados rondaron los -20,00 mV, por lo que en principio también mostraron predisposición para adsorber iones metálicos. No existieron diferencias significativas entre los valores del ζ-Zeta de las muestras analizadas (Tabla 2).

El contenido de carbonatos está relacionado con el origen de cada una de las muestras. El suelo se trata de un suelo natural que no ha sido tratado y que en el momento de la toma de muestras se encontraba con la parte superficial cubierta por vegetación, lo que va en consonancia con los resultados de carbonatos analizados, en torno al 35%. En el caso de las arenas, la arena AR es una arena de río, por lo tanto, es comprensible su elevado porcentaje de carbonatos debido a las gravas del río (20%). En el lado opuesto, están los valores de las arenas AL, y AL, en los que el porcentaje de carbonatos es prácticamente nulo, por debajo del 1%, lo que puede ser debido al lavado previo antes de su comercialización. Por lo tanto, en base al contenido de carbono inorgánico de las muestras, es el suelo el que presentó una mayor capacidad de retención de iones metálicos.

3.2. Cinéticas de sorción de iones metálicos. Tiempos de equilibrio

Las cinéticas representan la concentración de metal en disolución en función del tiempo. Permiten, por lo tanto, determinar el tiempo de equilibrio de adsorción entre un material adsorbente y una superficie. Las cinéticas de adsorción, correspondientes a cada metal analizado y para los cuatro medios estudiados, se muestran en las Figuras 2-6.



Fig. 2. Cinética de adsorción del Cd(II) a 25°C en el suelo y en las arenas (AR, AL₁ y AL₂).



Fig. 3. Cinética de adsorción del Cu(II) a 25°C en el suelo y en las arenas (AR, AL, y AL₂).



Fig. 4. Cinética de adsorción del Cr(III) a 25°C en el suelo y en las arenas (AR, $AL_1 y AL_2$).



Fig. 5. Cinética de adsorción del Ni(II) a 25°C en el suelo y en las arenas (AR, AL₁ y AL₂).



Fig. 6. Cinética de adsorción del Zn(II) a 25°C en el suelo y en las arenas (AR, $AL_1 y AL_2$).

Debido a la diferente capacidad de adsorción de las arenas y del suelo, las concentraciones iniciales en disolución son diferentes y por ese motivo, para facilitar la comparación de los resultados, se representa el tanto por ciento de la concentración del metal en disolución, C, respecto a la concentración inicial, C_0 , ((C/ C_0)·100).

Para todos los metales se observa que la adsorción inicial en el caso del suelo fue muy rápida durante la primera hora. También se observa para todos los metales, excepto en el caso del Cu(II), la adsorción en las arenas lavadas $(AL_1 y AL_2)$ fue pequeña, menor del 50%, mientras que en la AR el comportamiento fue más dispar. En la Tabla 3 se presentan los valores de los tiempos de equilibrio de las muestras. Estos variaron entre: 4 horas para la retención de Cu(II) y Cr(II) en la muestra de suelo, y de Ni(II) en la muestra de arena AL_1 ; y 12 horas para la retención de Cd(II) en las muestras de las arenas. La muestra de suelo alcanzó el tiempo de equilibrio antes que las arenas, salvo en el caso del Ni(II) donde la AL_1 obtuvo un valor menor. Entre la arenas, salvo en el Ni(II), no se obtuvieron diferencias. Analizando por cationes metálicos, el catión que obtuvo un mayor valor del tiempo de equilibrio fue el Cd(II).

Tabla 3. Tiempos de equilibrio expresados en horas para las muestras de AR, AL_1 , AL_2 y suelo para los iones de Cd(II), Cu(II), Cr(III), Ni(II) y Zn(II).

Catión]	Material a	dsorbent	e
	AR	AL ₁	AL ₂	Suelo
Cd(II)	12	12	12	6
Cu(II)	6	6	6	4
Cr(III)	6	6	6	4
Ni(II)	6	6	4	6
Zn(II)	6	6	6	6

Para facilitar la reproducibilidad de los ensayos, las isotermas de sorción se realizaron con tiempos de 24 horas, de modo que se alcanzaron los tiempos de equilibrio para todas las muestras en todos los metales analizados.

3.3. Isotermas de sorción de iones metálicos

La forma de la isoterma de adsorción está relacionada con la energía de la interacción, mientras que la cantidad retenida depende de la capacidad de retención. En las Figura 7-11 se representan las isotermas de los diferentes cationes estudiados para el suelo y las tres arenas. Dado que la capacidad de retención de metales del suelo fue mucho mayor, las isotermas de las arenas se han insertado dentro del gráfico de las isotermas del suelo a escala diferente.



Fig. 7. Isotermas de adsorción de Cd(II) en las muestras de suelo y de las tres arenas.



Fig. 8. Isotermas de adsorción de Cu(II) en las muestras de suelo y de las tres arenas.



Fig. 9. Isotermas de adsorción de Cr(III) en las muestras de suelo y de las tres arenas.



Fig. 10. Isotermas de adsorción de Ni(II) en las muestras de suelo y de las tres arenas.



Fig. 11. Isotermas de adsorción de Zn(II) en las muestras de suelo y de las tres arenas.

Como se puede apreciar en la figuras 7-11 la capacidad de retención de metales del suelo es muy superior a la de las tres arenas analizadas.

Analizando los valores obtenidos para los modelos de Langmuir y Freundlich, cuyos valores de retención de metales () y (k_F) , en mmol/kg, se muestran en la Tabla 3, también se observa que para los cinco iones metálicos analizados la retención fue mayor en la muestra de suelo que en las muestras de arena. Los suelos poseen mayor superficie específica que las arenas y, por lo tanto, mayor capacidad de retención. Dentro de las arenas, la AR fue la que retuvo más metales, ya que tiene el 20% de CaCO₃, y las diferencias para los distintos cationes fueron poco representativas.

	Lang	muir	Freund	llich
	(mmol/kg)	B_L (L/mg)	k _F (mmol/kg)	n
	(8)	<u>(g</u>)	·(III)	
Suelo	59,11	0,90	45,7	0,28
AR	5,91	-0,65	3,40	0,66
AL_1	1,89	-	0,99	0,09
AL ₂	1,58	-2,41	5,02	3,99
2.		С	u(II)	
Suelo	52,90	0,19	29,9	1,59
AR	2,01	3,08	0,74	0,27
AL_1	5,11	2,48	1,66	0,50
AL ₂	2,06	0,24	0,10	0,62
		Ν	i(II)	
Suelo	22,79	1,48	16,5	0,65
AR	1,57	-9,45	1,00	1,00
AL_1	0,95	-	0,48	0,48
AL_2	0,68	-3,13	2,83	2,83
		Zı	n(II)	
Suelo	18,85	1,76	9,0	1,14
AR	3,76	-7,52	2,59	0,11
AL_1	0,41	0,00	0,29	0,34
AL_2	0,32	252,84	0,27	0,17
		С	d(II)	
Suelo	11,14	0,85	4,5	1,01
AR	0,65	2,60	1,50	1,38
AL_1	0,13	9,25	0,12	0,30
AL ₂	0,06	18,24	1,16	0,07

Tabla 3. Parámetros de los modelos de Langmuir y Freundlich deducidos de las isotermas de adsorción de los iones Cr(III), Cu(II), Ni(II), Zn(II) y Cd(II) en la muestra de suelo y en las arenas AR, AL₁ y AL₂.

En el suelo la retención de los cationes siguió el siguiente orden: Cr(III) > Cu(II)> Zn(II) > Ni(II) > Cd(II). El Cr(III) tienenúmero de oxidación 3+ mientras que elresto de los iones tiene 2+, por ello tienemayor facilidad para intercambiar iones,como el Ca(II) y Mg(II) presentes en elcomplejo húmico arcilloso del suelo. Además la mayor carga del Cr(III) facilita lasreacciones de hidrólisis que pueden inducirla precipitación en forma de óxidos. En laFig. 9, isoterma para este mismo catión, sepuede observar las características relacionadas con esta afinidad de la interacción, pendiente inicial más pronunciada y codo de la isoterma más cerrado. Así mismo, se puede comprobar que el ion Cd(II) fue el menos retenido por las muestras, en consonancia con resultados publicados por Echeverría et al. (1998).

La isoterma del Cr(III) para la muestra de suelo se puede asimilar a una curva del tipo H2 (Fig. 9), según la clasificación de Giles (Fig. 1), mientras que para el resto de los cationes se pueden asociar a curvas del tipo L2 (Fig. 7, 8, 10 y 11).

4. CONCLUSIONES

En todos los parámetros químicos caracterizados en las muestras de suelo y arenas los valores indican que todos tienen capacidad de adsorción de iones metálicos. En la única característica en donde aparecen diferencias significativas e importantes en los valores de los parámetros es el contenido de carbono inorgánico, donde cantidad de carbonato presente en el suelo (35%) fue mayor que en la arena AR (20%) y mucho mayor que en las arenas AL₁ y AL₂ donde fue insignificante. No obstante, las arenas al tener superficies específicas inferiores a 1 m²/g presentarán baja capacidad de retención. El suelo, por lo tanto, presentará una mayor capacidad de retención de iones metálicos.

En cuanto a las cinéticas de sorción de los iones metálicos, en el caso del suelo se observa que, para todos los metales, la adsorción inicial es muy rápida, se produce una adsorción intensa durante la primera hora. También se observa para todos los metales, excepto en el caso del Cu(II), la adsorción en las arenas lavadas (AL₁ y AL₂) fue pequeña, menor del 50%, mientras que en la AR el comportamiento fue más dispar.

En términos generales la muestra de suelo obtuvo los menores valores del tiempo de equilibrio de cada catión, excepto para el Ni(II), lo que indica que retiene antes los iones metálicos. Entre las arenas apenas se detectaron diferencias.

Se ha comprobado que la capacidad de retención de iones metálicos del suelo es muy superior a la de las tres arenas analizadas. En el suelo la retención de los cationes siguió el siguiente orden: Cr(III) >Cu(II) > Zn(II) > Ni(II) > Cd(II). La isoterma del Cr(III) para la muestra de suelo se puede asimilar a una curva del tipo H2, según la clasificación de Giles, mientras que para el resto de los cationes se pueden asociar a curvas del tipo L2.

Agradecimientos. Este trabajo de investigación se ha financiado y se ha desarrollado gracias al contrato de investigación "OTRI 2015 021 115" firmado entre la Universidad Pública de Navarra (UPNA) y la empresa pública Navarra de Infraestructuras Locales S.A. (NILSA) titulado "Sistemas de drenaje urbano sostenible. Caracterización de parámetros locales y guía de diseño". Especial agradecimiento a los técnicos de NILSA responsables de la supervisión del trabajo, Ana Marta Las Heras y Gregorio Berrozpe, por su interés, rigor y seguimiento.

5. BIBLIOGRAFÍA

- Ahalya N., T. Ramachandra y R. Kanamadi, 2003. Biosorption of heavy metals. *Res. J. Chem. Environ*, 7(4), 71-79.
- Akhter M. S. y I. M. Madany, 1993. Heavy metals in street and house dust in Bahrain. *Water Air Soil Pollut.*, 66(1-2), 111-119.
- Alcántara M., J. Gómez, M. Pazos y M. Sanromán, 2012. Electrokinetic remediation of lead and phenanthrene polluted soils. *Geoderma*, 173, 128-133.
- Charlesworth S., E. Nnadi, O. Oyelola, J. Bennett, F. Warwick, R. Jackson y D. Lawson, 2012. Laboratory based experiments to assess the use of green and food based compost to improve water quality in a sustainable drainage (SUDS) device such as a swale. *Sci. Total Environ.*, 424, 337-343.
- da Silva Oliveira A., A. Bocio, T. M. B. Trevilato, A. M. M. Takayanagui, J. L. Domingo y S. I. Segura-Muñoz, 2007. Heavy metals in untreated/ treated urban effluent and sludge from a biological wastewater treatment plant. *Environ. Sci. Pollut. Res.*, 14(7), 483-489.
- Davis A. P., M. Shokouhian, H. Sharma y C. Minami, 2001. Laboratory study of biological retention for urban stormwater management. *Water Environ. Res.*, 73(1), 5-14.

- Dietz M. E. y J. C. Clausen, 2008. Stormwater runoff and export changes with development in a traditional and low impact subdivision. *J. Environ. Manage.*, 87(4), 560-566.
- Echeverría J., M. Morera, C. Mazkiaran, y J. Garrido, 1998. Competitive sorption of heavy metal by soils. isotherms and fractional factorial experiments. *Environ. Pollut.*, 101(2), 275-284.
- García R., I. Maiz y E. Millan, 1996. Heavy metal contamination analysis of roadsoils and grasses from Gipuzkoa (Spain). *Environ. Technol.*, 17(7), 763-770.
- Giles, C. H., D. Smith, y A. Huitson, 1974. A general treatment and classification of the solute adsorption isotherm. I. theoretical. J. Colloid Interf. Sci., 47(3), 755-765.
- Hatt B. E., N. Siriwardene, A. Deletic y T.D. Fletcher, 2006. Filter media for stormwater treatment and recycling: the influence of hydraulic properties of flow on pollutant removal. *Water Sci. Technol.*, 55 (4), 263-271.
- Hatt B. E., T. D. Fletcher y A. Deletic, 2008. Hydraulic and pollutant removal performance of fine media stormwater filtration systems. *Envi*ron. Sci. & Technol., 42(7), 2535-2541.
- Jackson, M. L. y J. B. Martínez, 1982. Análisis químico de suelos Omega Barcelona.
- Kuo S. y A. Baker, 1980. Sorption of copper, zinc, and cadmium by some acid soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44(5), 969-974.
- Langmuir I., 1918. The adsorption of gases on plane surfaces of glass, mica and platinum. J. Am. Chem. Soc., 40 (9), 1361–1403.

- Le Coustumer S., T. D. Fletcher, A. Deletic, S. Barraud y P. Poelsma, 2012. The influence of design parameters on clogging of stormwater biofilters: A large-scale column study. *Water Res.*, 46(20), 6743-6752.
- Li H., L. J. Sharkey, W. F. Hunt y A. P. Davis, 2009. Mitigation if impervious Surface hydrology using bioretention in North Carolina and Maryland. J. Hydrol. Eng. 14, 407-415.
- Loeppert R., C. Hallmark y M. Koshy, 1984. Routine procedure for rapid determination of soil carbonates. Soil Sci. Soc. Am. J., 48(5), 1030-1033.
- Mulligan C. N., R. N. Yong y B. F. Gibbs, 2001. Heavy metal removal from sediments by biosurfactants. J. Hazard. Mater., 85(1), 111-125.
- Paul M. J. y J. L Meyer, 2001. Streams in the urban landscape. Annu. Rev. Ecol. Systemat, 32, 333-365.
- Sposito G., 1980. Derivation of the Freundlich equation for ion exchange reactions in soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44(3), 652-654.
- Veith, J. y G. Sposito, 1977. On the use of the Langmuir equation in the interpretation of "adsorption" phenomena. *Soil Sci. Soc.Am. J.*, 41(4), 697-702.
- Zinger Y., T. Fletcher, A. Deletic, G. Blecken y M. Viklander, 2007. Optimisation of the nitrogen retention capacity of stormwater biofiltration systems. NOVATECH, 2007. Lyon, France.

SEGUIMIENTO DEL USO DE ABONO DE LIBERACION CONTROLADA COMO ALTERNATIVA DE FERTILIZACION

J. Causapé1*

¹Instituto Geológico y Minero de España (IGME), C/ Manuel Lasala nº 44, 9ºB. C.P. 50.006. Zaragoza (España) e-mail: j.causape@igme.es, web: http://www.jcausape.es

RESUMEN. Una fertilización ineficiente conlleva pérdidas económicas para el agricultor y afecciones para el medio ambiente.

Este estudio pretende evaluar el uso de un fertilizante de liberación controlada. Para ello, se efectuó el seguimiento de dos parcelas de maíz por aspersión en el valle medio del Ebro durante los años 2013, 2014 y 2015, y una parcela por inundación en 2016.

Los resultados indican que el uso del abono de liberación controlada evaluado mantiene las producciones disminuyendo el riesgo de pérdidas de nitrato por lixiviado.

Se recomienda potenciar el uso de esta técnica, tanto por parte de los comercializadores, con el abaratamiento del fertilizante, como por parte de la administración, teniendo en cuenta las características de este producto en la redacción de las normativas agroambientales.

ABSTRACT.

An inefficient fertilizations management implies both economical losses for the farmers and environmental impairment. This study aimed to assess the performance of slow release fertilizers. To this end, two sprinkler-irrigated maize plots were monitored in the Middle Ebro Valley during the years 2013, 2014 and 2015 and a flood-irrigated plot in 2016. Results indicated that the use of slow release fertilizers maintained crop yields while decreasing the risk of nitrate leaching.

Therefore, it is recommended to strengthen the use of this technology by both sellers, via reducing costs for farmers, and administration, taking into consideration the features of these fertilizers in the agro-environmental regulations

1. INTRODUCCIÓN

La agricultura de regadío está reconocida como la principal fuente de contaminación difusa por el alto lixiviado de agroquímicos. En lo que respecta a la contaminación por nitratos, es uno de los principales problemas de la agricultura por los riesgos asociados para la salud humana y para los ecosistemas. La fertilización nitrogenada normalmente no se corresponde con las necesidades de las plantas, tanto en cantidad total aplicada como en su distribución temporal a lo largo del ciclo del cultivo.

Ello provoca que haya un exceso de nitrato en el suelo disponible no sólo para las plantas, sino también para ser lixiviado por eventos de precipitación o riego en exceso que originen drenaje. Así pues, el lixiviado de nitratos no sólo supone una pérdida económica para los agricultores, sino que además origina incrementos de concentración en acuíferos, humedales y ríos receptores del drenaje agrícola.

Con el objetivo de conseguir un uso más eficiente de los fertilizantes, las administraciones competentes elaboran programas obligatorios de actuación en zonas vulnerables a la contaminación por nitrato procedentes de fuentes agrarias, que en ocasiones, no contemplan las características de los diferentes tipos de fertilizantes por la falta de estudios concluyentes sobre ellos.

En este sentido, para los abonos de liberación controlada de aplicación única en sementera, no se posibilita su aplicación en zonas vulnerables de algunas comunidades autónomas, ya que su normativa vigente limita el porcentaje de nitrógeno a aplicar en sementera.

En este contexto, el presente estudio pretende evaluar el uso de un fertilizante de liberación controlada y analizar su viabilidad.

2. METODOLOGÍA

Se seleccionaron dos parcelas cuyo seguimiento se realizó durante tres campañas (años 2013, 2014, y 2015). Estas parcelas se localizan en los regadíos por aspersión de Bardenas, a 5 km de Ejea de los Caballeros (Zaragoza).

Una de las parcelas fue seleccionada por que históricamente venía aplicando abonados de sementera con CoteN Mix. Este fertilizante es un blending recomendado para la aplicación única en sementera y que está compuesto en parte por CoteN, producto nitrogenado de liberación controlada (LC) fabricado a base de urea encapsulada. Según los fabricantes (www.haifa-group.com), en condiciones de humedad del suelo y en función de la temperatura, la capsula envolvente va permitiendo liberar el nitrógeno de su interior para que quede a disposición de los cultivos mientras que el nitrógeno encapsulado no presenta riesgo de lixiviado.

Cabe destacar que en 2014 el agricultor no pudo aplicar CoteN Mix debido a la nueva normativa de zonas vulnerables a la contaminación por nitratos de origen agrario de Aragón (BOA, 2013) que impide aplicar más del 30% del fertilizante inorgánico nitrogenado en sementera.

En 2015, la autorización excepcional para este estudio por parte del Gobierno de Aragón, permitió aplicar de nuevo CoteN Mix bajo la condición de diseñar un plan de abonado que en este estudio es presentado.

La otra parcela seleccionada, tras años de abandono por las obras de transformación del regadío, fue cultivada bajo riego por primera vez en 2013. El agricultor de la misma, realizó una fertilización tradicional (FT) basada en abonos complejos de sementera, y coberteras a base de urea sólida y fertirriego con N32 líquido.

Para el seguimiento de estas parcelas se realizaron muestreos periódicos de suelo a profundidad 0-30 cm (con mezcla de seis submuestras) que posteriormente fueron analizados en el laboratorio del Centro Tecnológico Agropecuario Cinco Villas. Tras unos análisis de caracterización inicial, durante el primer año se realizó el seguimiento de nitrógeno en suelo en forma de nitrógeno orgánico, amoniacal y nítrico.

Tras comprobar que el nitrógeno orgánico se encontraba en niveles óptimos recomendados por el laboratorio (entre 0,11 y 0,22%), y que el nitrógeno amoniacal estuvo siempre por debajo del límite de detección (< 1 mg/kg suelo), los años posteriores el seguimiento se redujo únicamente al nitrógeno nítrico pero incrementando la frecuencia de muestreo de 3 a 8 veces/año.

El plan de abonado con liberación controlada de 2015 se basó en el análisis de nutrientes en el suelo previo a la siembra que permitió a los técnicos de la Cooperativa Virgen de la Oliva diseñar el blending con CoteN Mix cuya composición teórica fue confirmada en laboratorio.

El seguimiento del nitrógeno nítrico en el suelo durante el ciclo del cultivo, permitió detectar posibles carencias de nitrógeno y con ello sugerir aportaciones adicionales. Posteriormente a la cosecha se realizó un análisis de suelo para comprobar el contenido final. Los agricultores facilitaron la información sobre las prácticas agronómicas, y particularmente sobre la fertilización nitrogenada.

Adicionalmente, se realizó un sencillo análisis económico de la fertilización llevada a cabo en 2015 con abonos de liberación controlada frente a un abonado tipo tradicional. Este abonado tipo "tradicional" se diseñó para obtener similares contenidos de fósforo, potasio, magnesio y azufre que el abonado de liberación controlada, si bien, su contenido en nitrógeno fue un 39% superior. Los precios unitarios del abonado con CoteN Mix y con el tipo tradicional a base de 15-15-15, Urea, N32 y Kiserita fueron facilitados por la Cooperativa Agraria Virgen de la Oliva.

Con el fin de detectar posibles lixiviados de nitrato en las condiciones más desfavorables, en 2016 se realizó un sencillo seguimiento del contenido de nitrato en el suelo de una parcela de maíz de Torres de Berrellén (Zaragoza) regada por inundación y abonada con CoteN Mix.

Se realizaron muestreos periódicos al inicio, mitad y final de la parcela de Torres con el fin de conocer si la diferencia de dosis de riego entre la parte inicial (mayor volumen de riego) y final (menor volumen de riego) de la parcela pudiera provocar un lixiviado diferencial del nitrato.

3. RESULTADOS

3.1. Caracterización de las parcelas

La composición textural de los suelos de ambas parcelas fue muy similar, clasificados como francos-arcillosos-arenosos con 55% de arena, 22,5% de arcilla y otro tanto de limo. La caracterización físico-química muestra que tienen un pH básico y baja salinidad (Tabla 1). La parcela con fertilización tradicional, no regada ni cultivada en los años anteriores, presentó menores valores de materia orgánica, fósforo, potasio y magnesio asimilables, y carbonos totales que la parcela fertilizada con liberación controlada que fue regada desde 2006.

El fósforo asimilable para la parcela "liberación controlada", y en particular el fósforo y el magnesio asimilables, para la parcela "fertilización tradicional", estuvieron por debajo de los valores óptimos aconsejados por el laboratorio, mientras que

1				
Fecha 14/03/2013	Unidades	Óptimo *	FT	LC
рН (1:2.5)		6,4-7,5	8,4	8,3
CE 25° (Extracto 1:5)	dS/m	< 0,4	0,137	0,164
Materia Orgánica	%	2,0-2,5	2,06	2,64
Relación C/N			5,6	3,6
P asimilable	mg/kg	22-30	6	14,3
K asimilable	mg/kg	150-300	177,5	449,1
Mg asimilable	mg/kg	300-600	99,9	187,9
Carbonos Totales	%	10-20	27,9	35

Tabla 1. Caracterización parcelas Fertilización Tradicional (FT) y Liberación Controlada (LC).

*Centro Tecnológico Agropecuario Cinco Villas.

el potasio asimilable para la parcela "liberación controlada", estuvo por encima.

En 2013, con maíz en ambas parcelas, el nitrógeno orgánico se mantuvo en el rango de los valores óptimos evolucionando de manera similar en ambas parcelas (Fig. 1). En julio, el nitrógeno orgánico descendió, probablemente debido a la descomposición de la materia orgánica. En octubre, el nitrógeno orgánico se incrementó, posiblemente por la incorporación de nitrógeno al sistema radicular del cultivo que forma parte del suelo muestreado.

3.2. Seguimiento de las parcelas

La parcela con fertilización tradicional estuvo cultivada los dos primeros años de

maíz y en 2015 con una doble cosecha guisante-maíz (Fig. 2). Los dos primeros años se aplicó un abono complejo de sementera, una primera cobertera de urea y una segunda de N32. En estos dos primeros años se aplicaron dosis superiores (404 y 484 kg N/ha) a las extracciones máximas (estimadas en 25 kg por tonelada de producción en 275 y 300 kg N/ha), sin contar en ello una pequeña aplicación de urea en diciembre de 2015 (69 kg N/ha), con objeto de ayudar a la descomposición del rastrojo de maíz.

Para el maíz tras guisante de 2015, se aplicó un abonado de sementera con triple 15, y tres coberteras (una de Supernitro 25 y dos de N32). La dosis (357 kg N/ha) se redujo sensiblemente respecto a años



Fig.1. Evolución del nitrógeno orgánico en las dos parcelas del estudio.

anteriores (47 y 127 kg N/ha) y se aplicó de forma más fraccionada (4 aplicaciones frente a las tres de años anteriores).

El rendimiento en este último año fue del mismo orden al de los años anteriores aun siendo de segunda cosecha, con lo que se puede deducir, que el fertilizante nitrogenado aplicado se ajustó mucho mejor que en años anteriores al nitrógeno máximo extraído.

En cuanto al seguimiento del contenido en nitrato del suelo, antes de la siembra, el contenido en nitrato fue menor de 40 mg N-NO₃⁻/kg suelo, particularmente en 2015, cuando tras el guisante el suelo quedó con tan sólo 3 mg N-NO₃⁻/kg suelo.

Posteriormente, se observan picos crecientes, después de las aplicaciones de fertilizantes, con valores máximos tras las coberteras de urea. Así pues, mientras que el contenido máximo de nitrato en el suelo, los años de aplicación de urea fue de 154 mg N-NO_3 /kg suelo, en 2015, aplicando más coberteras con abonos líquidos por fertirriego, el máximo se quedó en 50 mg N-NO $_3$ -/kg suelo. En el momento de cosecha del maíz (octubre 2103), el contenido de nitrato en el suelo fue bajo lo que unido a la menor extracción de nitrógeno por el cultivo frente a la fertilización sería indicativo de que el nitrógeno se pudo lixiviar antes de poder ser aprovechado por las plantas.

En el segundo año (2014), en el momento de cosecha, el contenido de nitrato en el suelo todavía era significativo (38 mg N-NO₃⁻/kg suelo), pero en diciembre ya era muy bajo (3 mg N-NO₃⁻/kg suelo), lo que indica que el nitrato que ya no había sido aprovechado por las plantas también fue lixiviado.



Fig. 2. Nitrato en suelo y fertilizante aplicado en parcela tradicional (2013-2015).
Respecto a la parcela de liberación controlada (Fig. 3), también fue cultivada de maíz las tres campañas. En 2013 y 2015 fue fertilizada en sementera con el blending CoteN Mix y una cobertera de N32 (En total 298 y 288 kg N/ha cada año), mientras que en 2014 fue fertilizado con una abono complejo de sementera (15-19-18) y dos coberteras, la primera de urea y la segunda de N32 (En total, 397 kg N/ha).

Las producciones obtenidas fueron similares los tres años (entre en torno a 12.800 kg/ha), mientras que la dosis aplicada fue unos 100 kg N/ha inferior los años fertilizados con CoteN Mix (en torno a 300 frente a 400 kg N/ha).

Así pues, hubo un mejor ajuste del nitrógeno aplicado frente al extraído los años del abono de liberación controlada, incluso los años en los que se aplicó el abono de liberación controlada fue mayor la estimación de la extracción máxima de nitrógeno por el cultivo (312 y 320 kg N/ha) que el aporte de nitrógeno en la fertilización (298 y 288 kg N/ha respectivamente).

En cuanto al contenido de nitrato en el suelo, los valores máximos se dieron el año 2014 (80 mg N-NO₃⁻/kg suelo) sin aplicar CoteN Mix, quedando patente que hay un mayor contenido de nitrato en el suelo expuesto a su lixiviado ante potenciales eventos de lluvia o riego en exceso.

Adicionalmente, el contenido de nitrato en el suelo en octubre (final del ciclo del maíz) fue todavía significativo (60 mg N-NO₃^{-/}kg suelo) y sin ser utilizado ya por el cultivo tuvo que ser lixiviado a tenor del bajo contenido de nitrato en el suelo presente en diciembre de 2014 (3 mg N-NO₃^{-/} kg suelo).

Por el contrario, los años del CoteN Mix, el contenido de nitrato en el suelo apenas llegó a los 40 mg $N-NO_3^{-1}/kg$ suelo. El suelo nunca quedó desabastecido de ni-



Fig. 3. Nitrato en suelo y fertilizante aplicado en parcela liberación controlada (2013-2015).

	Unidades	Óptimo *	30/03/2015	01/12/15
Nitrógeno nítrico	mg/kg	20-40	0.5	8.4
P asimilable	mg/kg	22-30	92	12
K asimilable	mg/kg	150-300	370	369
Mg asimilable	mg/kg	300-600	231	205

Tabla 2. Análisis de nutrientes (pre-siembra y pos-cosecha) en parcela con fertilización liberación controlada.

*Centro Tecnológico Agropecuario Cinco Villas.

trato y hasta el mes de septiembre el contenido de nitrato en el suelo siempre estuvo por encima de los $10 \text{ mg N-NO}_3^{-1}/\text{kg suelo}$.

Si comparamos los años con abonado de liberación controlada frente a los años de las dos parcelas sin CoteN Mix se observa que para producciones similares (en torno a los 12.000 kg N/ha) se ha aplicado menos fertilizante nitrogenado (entre 100 y 200 kg N/ha menos) y el suelo siempre ha tenido nitrato disponible para las plantas sin alcanzar niveles excesivamente altos que maximicen el riesgo de ser lixiviado.

3.3. Plan de abonado liberación controlada 2015

Para efectuar un correcto plan de abonado, el 30 de marzo de 2015 se realizó un muestreo de suelos con el fin de conocer el contenido en nutrientes (Tabla 2) y establecer recomendaciones de fertilización.

Según los resultados, el suelo justo antes de sembrar tenía niveles bajos de nitrógeno total (0,066%), y en particular de nitrato (0,5 mg N- NO_3 /kg suelo), mientras que los niveles de fósforo y potasio asimilable eran altos, y de magnesio asimilable un poco bajos (Tabla 2).

Con los análisis de nutrientes del suelo y las recomendaciones de abonado (Tabla 3), los ingenieros de la Cooperativa Agraria Virgen de la Oliva de Ejea de los Caballeros propusieron aplicar en sementera un blending CoteN Mix 24-9-9 + $3MgO + 17SO_3$ con una dosis de 1.000 kg/ha compuesto por DAP (18-46-0), Sulfamid (40-0-0 +14SO3), Patenkali (0-0-30 + 10MgO + 42SO3), y CoteN (41-0-0) 4 meses.

El blending diseñado contuvo 240 unidades de fertilización nitrogenada, 68 menos (un 22%) que las recomendaciones del laboratorio para obtener una producción de 14.000 kg/ha conteniendo un 43% de las unidades de fertilización nitrogenada en forma de liberación controlada. La aplicación de CoteN Mix, y en particular, su 57% de nitrógeno de liberación no con-

 Tabla 3. Extracción de los cultivos, recomendación del laboratorio según la analítica de suelo y fertilización realizada.

	Cantidad	Ν	P ₂ O ₅	K ₂ O	MgO	SO ₃
			Кg	/ha		
Extracción	1000	22	12	20	3	
Recomendación	14.000	308	84	140	20	
Fertilización						
CoteN Mix	1.000	240	90	90	30	170
N32	150	48				
Total aplicado	1.150	288	90	90	30	170

trolada, elevaron el contenido de nitrato, en el primer muestreo de suelo tras la aplicación, hasta 42 mg $N-NO_3^{-1}/kg$ suelo (Fig. 2).

A finales de junio de 2015 (aunque se aconsejó esperar a los resultados de un nuevo análisis de suelo) el agricultor decidió aplicar una cobertera con N32 (Tabla 3) que sumó 48 kg N/ha más hasta llegar a un total de N aplicado de 288 kg N/ha (36% del N en forma de liberación controlada).

Posteriormente, con los resultados previos a la aplicación de N32, se observó que en ese momento el suelo contaba con 15 mg N-NO₃^{-/}kg suelo, y el siguiente muestreo, un mes más tarde (a finales de julio de 2015), el suelo tenía 17 mg N-NO₃^{-/}kg suelo. A partir de entonces, los contenidos de nitrato variaron entre 8 y 16 mg N-NO₃^{-/}kg suelo, manteniendo el suelo con nitrato disponible para los cultivos pero con niveles bajos que limitaron la cantidad potencial de nitrato disponible para ser lixiviada.

La duda surge en saber cómo hubiera evolucionado el contenido de nitrógeno nítrico en el suelo sin la cobertera de N32, y desde el punto de vista del estudio hubiera sido deseable retrasarla hasta tener certeza de su necesidad.

3.4. Análisis económico

Respecto al análisis económico se deduce que el coste de los dos abonados son del mismo orden de magnitud, más si tenemos en cuenta, que la cobertera con N32 del abonado con CoteN Mix podría haberse suprimido, ya que esta forma de abonado requiere una única aplicación, o a lo sumo dos, si se complementa con el N32 de cobertera como fue el caso.

El abonado con el blending encareció por el elevado precio del CoteN (2,25 €/ UF) y la aplicación de Patenkali en lugar de otros fertilizantes con aporte de K y Mg de precio más barato. El coste del abonado tipo tradicional, sin duda está encarecido

Lib Controlado	Precio	Dosis	Coste		Fertilization		
LID. Controlada	€/t	t/ha	€/ha		UF	Kg/ha	
COTE	925	0,250	231		Ν	288	
SULFAMID	385	0,250	96		P_2O_5	92	
DAP	500	0,200	100		K ₂ O	90	
PATENKALI	440	0,300	132		MgO	30	
N32	290	0,150	44		SO3	161	
Total		1,150	603				
		r	1	r	r		
Tradicional Tino	Precio	Dosis	Coste		Fertili	zación	
Tradicional Tipo	Precio €/t	Dosis t/ha	Coste €/ha		Fertili UF	zación Kg/ha	
Tradicional Tipo	Precio €/t 385	Dosis t/ha 0,700	Coste €/ha 270		Fertili UF N	zación Kg/ha 399	
Tradicional Tipo 15-15-15 UREA	Precio €/t 385 350	Dosis t/ha 0,700 0,500	Coste €/ha 270 175		Fertili UF N P ₂ O ₅	zación Kg/ha 399 105	
Tradicional Tipo 15-15-15 UREA N32	Precio €/t 385 350 290	Dosis t/ha 0,700 0,500 0,200	Coste €/ha 270 175 58		Fertili UF N P,O5 K2O	Kg/ha 399 105 105	
Tradicional Tipo 15-15-15 UREA N32 Kiserita	Precio €/t 385 350 290 280	Dosis t/ha 0,700 0,500 0,200 0,125	Coste €/ha 270 175 58 35		Fertili UF N P ₂ O ₅ K ₂ O MgO	zación Kg/ha 399 105 105 31	
Tradicional Tipo 15-15-15 UREA N32 Kiserita	Precio €/t 385 350 290 280	Dosis t/ha 0,700 0,500 0,200 0,125	Coste €/ha 270 175 58 35		Fertili UF N P ₂ O ₅ K ₂ O MgO SO ₃	zación Kg/ha 399 105 105 31 182	

Tabla 4. Comparativa económica entre la fertilización liberación controlada de 2015 y una hipotética fertilización tradicional tipo con similar contenido en P, K, Mg y S.

por el exceso de nitrógeno aplicado, que aunque a precio más barato, aumentó el coste total en torno a 100 €/ha, lo que supuso casi un 20%.

3.5. Análisis lixiviado

Respecto al seguimiento de la parcela en riego por inundación de Torres (2016) los resultados muestran que mientras tras la siembra (cuarta semana de mayo) los tres puntos de muestreo presentaron valores por encima de los 70 mg N-NO₃⁻/kg suelo, en la tercera semana de julio ya los niveles descendieron por debajo de 30 mg N-NO₃⁻/kg suelo (Fig. 4).

El hecho de que en este muestreo el último punto tuviese un contenido de nitrato mayor puede ser indicativo de que la reducción del nitrato no solo se debió a las necesidades del cultivo, sino también al mayor lixiviado al inicio de la parcela a causa de unos mayores volúmenes de riego. Tras la cosecha, a primeros de noviembre, el contenido de nitrato fue inferior a 5 mg N-NO₃⁻/kg suelo quedando poco nitrato disponible para ser lixiviado en invierno.

Es de pensar que el nitrato lixiviado pudo corresponderse con el nitrógeno del abono que no estuvo encapsulado por lo que actualmente se está investigando sobre otras mezclas de CoteN mix que contengan un mayor porcentaje de nitrógeno de liberación controlada.



Fig. 4. Puntos de muestreo y evolución del contenido de nitrato en parcela riego a pie abonada con CoteN Mix 2016.

4. CONCLUSIONES

- Los resultados indican que el uso del abono de liberación controlada evaluado mantiene las producciones disminuyendo las pérdidas de nitrato por lixiviado.
- Se podrían ajustar más las dosis y disminuir las pérdidas por lixiviado si se aumentase el porcentaje de nitrógeno de liberación controlada aplicado.
- Pero, la Unidad Fertilizante (UF) fue tres veces más cara que la de otros fertilizantes tradicionales (2,25 €/UF frente a 0,76 €/UF de la urea), algo que se puede compensar en parte ajustando más las dosis.
- Por su comodidad de aplicación, mantenimiento de las producciones y disminución del riego de lixiviado de nitrato, es aconsejable el uso del abono de liberación controlada evaluado.
- 5. Si bien, es recomendable ajustar bien el plan de abonado incrementando el porcentaje de nitrógeno de liberación controlada en el blending y llevando un control del contenido de nitrato en el suelo, tanto en presiembra (momento de aplicación del blending) como en momentos puntuales del ciclo del cultivo, con el fin de poder decidir sobre la necesidad de nuevas aportaciones de fertilizante. Sería aconsejable que se favoreciera el uso de esta técnica, tanto por parte de los comercializadores, con el abaratamiento del abono, como por parte de la administración, con la adecuación de las normativas agroambientales a las características de este tipo de fertilizante.

Agradecimientos: Este trabajo se ha financiado mediante el proyecto CGL2015-66016-R (Ministerio de Economía y Competitividad con participación de fondos Feder – Unión Europea). Así mismo, ha contado con la colaboración de la distribuidora de fertilizantes AGRYSER y agricultores implicados. Agradecer también, al Gobierno de Aragón la excepción al IV Programa de Zonas Vulnerables, concedida a los titulares de las parcelas, que permite el desarrollo del proyecto.

5. BIBLIOGRAFÍA

Boletín Oficial de Aragón (2013). IV Programa de Actuación sobre las Zonas Vulnerables a la contaminación producida por nitratos procedentes de fuentes agrarias designadas en la Comunidad Autónoma de Aragón. (*BOA 201 del 10 de octubre de 2013*). ÁREA V: Investigaciones sobre procesos de transferencia de masa y energía en la zona no saturada del suelo, a escala tanto de laboratorio como de campo y/o de invernadero

TEMPERATURE DRIVEN VAPOR FLUXES IN SOILS CAUSE A NET RECHARGE

Meritxell Gran^{1,3,5}, Enkhbayar Dandar^{2,3,5}, Maarten W. Saaltink^{4,5}, Jesus Carrera^{3,5}

¹ Dept. of Energy Resources Eng., School of Earth Sciences, Stanford University. e-mail: meritxell.gran@gmail.com

² Dept. of Geology and Hydrogeology, School of Geology and Mining Engineering, MUST, Ulaanbaatar, 14191, Mongolia. e-mail: denkhbayar@gmail.com

³ Institute of Environmental Assessment and Water Research (IDAEA), CSIC,

Jordi Girona 18, 08034 Barcelona, Spain. e-mail: jesus.carrera.ramirez@gmail.com

⁴ Department of Civil and Environmental Engineering, Universitat Politècnica de Catalunya (UPC),

Jordi Girona 1-3, 08034 Barcelona, Spain. e-mail: maarten.saaltink@upc.edu

⁵ Associated Unit: Hydrogeology Group (UPC-CSIC), Spain. web: h2ogeo.upc.edu

RESUMEN. Los gradientes de temperatura pueden impulsar la difusión de vapor en el suelo, ya que controlan la presión de vapor. Se ha estudiado la difusión de vapor en el suelo en dos climas diferentes: un clima semiárido en El Cabril (Córdoba, España) y un clima subártico en la cuenca alta del río Tuul (Mongolia). Para El Cabril se estudiaron flujos difusivos mediante temperaturas medidas y un modelo analítico. Para el Alto Tuul se desarrolló un modelo de balance de agua y energía que simula procesos como la fusión-congelación y difusión de vapor. Los resultados muestran, que el vapor difunde hacia abajo durante el verano y hacia arriba durante el invierno, mientras que los flujos promediados difunden hacia abajo. La cantidad total es pequeña para El Cabril, pero significativa para el Alto Tuul. Estos últimos valores altos se deben a las altas oscilaciones de temperatura e Mongolia y la congelación-descongelación.

ABSTRACT. Temperature gradients can drive vapor diffusion by controlling vapor pressure in the soil. We studied vapor diffusion for soils in two different climates: A semiarid climate at El Cabril (Córdoba, Spain) and a subarctic climate in the Upper Tuul River basin (Mongolia). For El Cabril vapor diffusive fluxes were studied by means of the measured temperatures and an analytical model. For the second site (Upper Tuul) a physically based soil water and energy balance model was developed accounting for relevant processes such as melting-freezing of water and vapor diffusion in the soil. Results of both sites show that vapor diffuses downwards during summer and upwards during winter, while yearly averaged fluxes diffuse downwards. The overall amount is small for El Cabril, but significant for the Upper Tuul. The latter large values can be explained by the large temperature oscillations of the Mongolian climate and the freezing/thawing of subsoil layer.

1. INTRODUCTION

Water transfer mechanisms in the soil are essential for understanding a broad range of hydrologically relevant phenomena, ranging from water uptake by plants to aquifer recharge or flood generation. These processes can be quantified using models, which can be divided into distributed and lumped models. In distributed models, the partial differential equations governing multiphase non-isothermal flow are solved with finely discretized grids. In lumped models, balances are performed over integrated portions of the domain. The separation is relevant, because vapor diffusion, which is the focus of our work, has been studied using distributed models (Ross, 1984; Scanlon and Milly, 1984, Gran et al., 2011). The main conclusion from these works is that vapor diffusion becomes significant when there are high temperature gradients, which cause large vapor pressure gradients. This has led to the belief that soil temperature and water vapor diffusion in unsaturated soils are only relevant in arid and semiarid systems, where large surface temperatures may cause downwards vapor fluxes. We conjecture that large temperature and vapor pressure gradients may also occur under subarctic climate conditions, where (very) cold conditions may remain in the soil, while (moderately) high temperatures can be reached in the surface leading to significant downwards water and energy fluxes. In short, vapor diffusion may be a relevant water transfer mechanism for extreme climates. In spite of this, vapor diffusion is ignored in lumped schemes, which are widely used to assess water resources, probably reflecting that hydrology and soil science have been largely developed in temperate climates.

This work is motivated by the need to assess the importance of vapor diffusion as a water transfer mechanism. Specifically, it is clear that changes and oscillations in atmospheric temperature and radiation cause fluctuating temperature gradients. The question is whether vapor diffusion driven by these oscillations is relevant and leads to a net downward or upward water and energy flux. We analyze this question for two cases, a semiarid and a subartic climate, providing quantitative information about the relevance of vapor diffusion and its effect on recharge. Moreover, we make use of lumped schemes, that take into account vapor diffusion, until now ignored by such schemes.

2. THEORY AND PHENOMENON

Vapor diffusion is controlled by Fick's Law, which is written as:

$$J_{\nu} = -\frac{M}{R(T+273.15)}D\nabla p_{\nu} \quad (1)$$

Where *D* is the diffusion coefficient (m2 s⁻¹), *T* is temperature (°C), *M* is the molecular weight of water (0.018 kg/mol), *R* is the gas constant (8.31 J mol⁻¹ K⁻¹), and p_v is vapor pressure (Pa). The molecular diffusion coefficient of water vapor in air depends on several factors (notably water content and tortuosity) and it has been a subject of discussion because observed vapor fluxes tend to be much larger than predicted with Equation (1) using reasonable values of tortuosity (Cass et al., 1984; Gran et al., 2011). Since this is not

the purpose of our work, we assume tortuosity to be equal to 1, so as to compensate possible increases of vapor flux due to diffusion enhancement. Therefore, we will assume $D = \theta_g D_0$, where θ_g is the volumetric content of air and D_0 is the diffusion of water vapor in air (2.4 10⁻⁵ m² s⁻¹).

The main assumption behind our work is that relative humidity in the soil is approximately equal to 100%, which requires suctions of 1000's of meters that can only be achieved through heating. It is safe to assume that $p_{v} = p_{vsat}$, where p_{vsat} is the saturation vapor pressure, which is only a function of temperature (it also depends on salinity, through osmotic effects, and on suction, through the psychrometric Law, but we will neglect these dependencies). Several approximations are available for p_{vsat} . We will use the one by Murray (1967) $[p_{vsat}(T) = 611 \exp(17.27T/(237.2+T))].$ This allows us to rewrite Fick's law by expanding the gradient as:

$$J_{v} = -\frac{M\theta_{g}D_{0}}{R(T+273.15)}\frac{dp_{vsat}}{dT}\nabla T \quad (2)$$

We have estimated this flux using two approximations. First, using the analytical solution to heat conduction, assuming that latent heat flux can be neglected. Second, we perform energy and water balances in the root zone to analyze the role of latent heat fluxes in subarctic soils. In both cases, the total heat flux in the soil is given by the sum of conductive and advective (essentially latent) heat fluxes:

$$J_{energ} = J_{cond} + J_{adv} = -\lambda \nabla T + (L_0 + C_v T) J_v \quad (3)$$

where C_{ν} is the soil thermal capacity (1.93 KJ kg⁻¹ °C⁻¹), λ its thermal conductivity

(typically between 0.5 and 2 Wm⁻¹⁰C⁻¹) and L_0 is the latent heat of vaporization (2.5·10⁶ J kg⁻¹).

3. SEMIARID CLIMATE SITE: EL CABRIL

El Cabril site, located in southern Spain, contains a heavily instrumented pilot cover. We have used soil temperature and water contents, as well as meteorological data from this site to analyze vapor fluxes. Details of this work are provided by Gran (2015).

We have used directly Equation (2), assuming that temperature can be approximated as:

$$T(t,z) = T_{mv} + f_d(t,d) + f_v(t_d,d)$$
(4)

where z is depth below the surface, t is time, t_d is Julian day (functions of t_d are treated as constant during the day), f_i is the daily (*i=d*) or yearly (*i=y*) temperature fluctuation:

$$f_i(t,z) = A_i e^{-\alpha_i z} \sin(\beta_i)$$

$$\beta_i = \omega_i (t - t_{0i}) - \alpha_i z$$
(5)

Where, for $i = d, y, t_{0i}$ is the time with mean temperature, ω_i is the frequency (ω_i = $2\pi/P_i$, where $P_i = 365.25$ days for i = y and $P_i = 1$ day for i = d), A_i is the amplitude of temperature fluctuations at the surface, and α_i is the decay (with depth) constant, inverse of damping depths (L_i), given by $\alpha_i = 1/L_i = \sqrt{(\omega_i C_v/2\lambda)}$. Daily amplitude, assumed constant during each day, is larger in summer than in winter and was assumed to also vary sinusoidally during



Fig. 1. Hourly temperatures (left) and vapor flux estimates (right) at several depths measured (yellow dots) and computed (lines) at El Cabril during 2009.

the year (i.e., $A_d(t_d) = A_{md} + \Delta A_d \sin(\omega_y(t_d - t_{\alpha A}))$).

As shown in Figure 1, Equation (4) yields a good approximation of temperature fluctuations at several depths. Moreover, relative humidity measurements confirm that, except for the sensors closest to the soil surface, relative humidity remains close to 100% throughout the year. Therefore, we assume it is reasonable to use Equation (4) to estimate vapor fluxes, which yields the vapor fluxes of Figure 1. Several issues deserve discussion in this figure. First, the analytical solution (Equation 4) yields a good approximation of both mean fluxes and their fluctuations. Second, even though temperature as a sinusoidal function, vapor diffusion is tilted, with a slow increase during late winter and spring and a relatively fast drop

during the fall. This drop is more abrupt in the observed data than in the analytical solution and typically occurs after a heavy rainfall. The evaporation of the infiltrated precipitation cools down the shallow soil depths, thus reversing temperature (and vapor pressure) gradients. This can be observed in mid-September (Julian day 255) in Figure 1. Third, and most important for the purpose of this work, downward vapor fluxes (positive values) are larger than the upward fluxes. This reflects the non-linear dependence of saturated vapor pressure on temperature, which causes vapor pressure to increase faster with high temperatures (summer time) than with lower ones (winter time). As a result, downward vapor pressure gradients (soil hot at the surface and cool at depth) during the summer are much larger than the upward fluxes during

the winter, thus causing a net downward vapor flux.

Table 1. Mean, maximum and minimum vapor fluxes (mm/yr) computed for two depth intervals at El Cabril during years 2009 and 2010.

Depth	11-62 cm		62-12	62-125 cm	
Year	2009	2010	2009	2010	
Maximum	-2.94	-3.11	-1.2	-1.1	
Mean	0.15	0.42	0.44	0.33	
Minimum	4.2	5.2	2.17	2.3	

Mean, maximum and minimum diffusive vapor fluxes computed from measured temperatures by means of the analytical solution (actual expressions given by Gran, 2015) are shown in Table 1. The results show that:

- 1. The mean yearly vapor flux is always downwards, while daily fluxes may be upwards (in winter) or downwards (in summer).
- 1. Mean fluxes are sensitive to mean temperature and very sensitive to temperature fluctuations (the flux increases with A_i^2).
- 2. The fluxes decay exponentially with depth, with a damping depth equal to half that of temperature. This implies a low penetration of daily fluctuations, but a significant one for seasonal fluctuations of vapor flux, because they can reach well below root depth.

4. SUBARTIC CLIMATE SITE: UP-PER TUUL

The second case refers to the Upper Tuul River Basin around Ulaanbaatar. The region is mountainous with predominantly grassland in the south face of mountains and flat areas and predominantly forest (Larix and Pinus) in the north face of the mountains. The average daily maximum and minimum air temperature are 5.06° C and -11.5° C, respectively. Average air temperature is -3.2° C for the study period. Annual precipitation averaged is 334 mm/year, with 80% falling between June and September. In short, the region is rather cold and dry, so that it contains discontinuous and sparsely insular permafrost (Gravis et al., 1972; Sharkhuu, 2003; Jambaljav et al., 2008).

Dandar et al. (2017) developed a lumped model to perform water and energy balances over two layers: a surface layer, which represents the top 16 cm, accommodates the roots of typical grass in the basin and dampens daily temperature fluctuations, and a subsoil layer, which accommodates the "active" layer that freezes and thaws seasonally. The model accounts for the conventional water balance terms (precipitation, whether as rain or snow, evapotranspiration, including both ice deposition and sublimation and infiltration into the subsoil). Vapor diffusion was also included to assess the conjecture that it may represent a significant water transport mechanism. To this end, we discretize Equation (1) as

$$J_{\nu} = \frac{M\theta_g D_0}{R(T+273.15)} \frac{(p_{\nu,sf} - p_{\nu,ss})}{L_{sf}}$$
(6)

where subscript *sf* stands for surface layer, whereas *ss* stands for subsoil layer. Note that we use L_{sf} as length between the two layers rather than $((L_{sf}+L_{ss})/2$ because temperature gradients, which control vapor pressure, are expected to be largest near the soil surface.

The energy balance considers solar radiation, latent and sensible heat fluxes, heat conduction between the two layers and energy released due to phase changes. The model also takes into account the slope and orientation of the surface. All energy fluxes can be written as a function of meteorological data and two state variables: mass of water (kg m⁻²) and energy (J m⁻²).

Details of the two balances are given by Dandar et al. (2017). The model was tested using meteorological data of the Terelj station (elevation 1540 m), 40 km east of Ulaanbaatar. The model was run from 2000 through 2004, using parameters from the literature and assuming that the surface is horizontal and covered by grass.

Vapor diffusion is significant. While its rate is small, it occurs throughout the late spring and summer, after the subsoil has started to thaw. Overall, it is about half of infiltration. However, Dandar et al. (2017) showed that the yearly averaged vapor diffusion is rather constant for the various years and displays little sensitivity to model parameters.Results are summarized in Table 2 and Figure 2. As usual, evapotranspiration is the main water sink, but

Infiltration occurs only after heavy rainfall events. Both infiltration (similar pattern as recharge) and downward vapor diffusion (positive in figure 2b) transform almost directly into recharge because, in the absence of deep rooted plants, the subsoil is always close to field capacity. Contrary to vapor diffusion, recharge from rainfall infiltration can vary a lot from year to year, due to the irregular occurrence of heavy rainfall events. However, a significant amount of recharge occurs throughout late spring and early summer driven by vapor diffusion into the subsoil. Note that upward vapor diffusion (negative in figure 2b) occurs during fall and early winter, but its magnitude is smaller than downward diffusion because temperatures and thus vapor pressures are also small.

Table 2. Water and energy balances averaged during

 2000-2004. Precipitation is 334 kg m⁻² year⁻¹.

Water balance	kø m ^{−2}	Energy balance	$MI m^{-2}$
water buildiee	vear ⁻¹	Energy building	vear ⁻¹
Evanotransp	28/1.0	Net radiation	2064.4
Infiltration	204.9	L atont heat	2004.4
Surface runoff	0.1	Sangible heat	1245.6
Vanag diffusion	10.1	Vener convection	1545.0
vapor diffusion	10.1	vapor convection	45.9
Recharge	48.8	Soll conduction	-45.8

The energy balance terms follow the expected patterns. Latent and sensible heats in figure 2d are positives (upwards), except for heat conduction (soil heat flux) and vapor convection. Conductive heat flux is usually considered seasonal, with yearly averages close to zero. Downward heat fluxes in summer are usually balanced by upward fluxes in winter. However, even though the subsoil remains frozen for long (more than 7 months, compared to less than six the surface layer), there is a net flux upwards, to compensate the latent heat convection associated to vapor diffusion, which flows downwards. Therefore, it is not surprising that all factors that reduce the soil heat flux cause an increase in vapor convection, and vice versa. Moreover, it can be observed that the downward diffusion concentrates in the spring, when the subsoil melts (temperatures of 0°C).

An increase of the subsoil length (L_{ss}) leads to temperatures in the subsoil that oscillate less due to the increased heat storage capacity. This leads to larger tem-



Fig. 2. Daily evolution of water fluxes, water content at the surface (solid) and subsoil (dashed), heat fluxes, and temperatures during 2003 and 2004.

perature differences between surface and subsoil, which according to our model (equation 6, Figure 2f) leads to larger vapor diffusion. As more water is transported downwards, evapotranspiration decreases and recharge increases.

5. CONCLUSIONS

The main conclusion from this work is that the mean vapor flux is downwards in both climates. This has been shown by analytical and model calculations for both sites. The flux is quantitatively small in both of them, but it is significantly larger for the Upper Tuul Basin in Mongolia, where the low magnitude of rainfall and infiltration causes vapor diffusion to be a significant source of recharge.

The nature of vapor diffusion fluxes is markedly different in both sites. At El Cabril, vapor diffusion follows loosely the seasonal fluctuations of temperature and is largest during mid-Summer. While this might look paradoxical, it is consistent with the findings of Gran et al. (2007), who observed that the condensation of water vapor diffusing downwards causes a decrease in water salinity. At the Tuul Basin, the net vapor diffusion flux is more related to the freezing/thawing of the subsoil and is also higher due to the larger temperature oscillations. Although still small, vapor diffusion may be relatively important during dry periods. In fact, during most time of the year recharge is linked to vapor diffusion.

Vapor diffusion is also important from an energy balance point of view. Heat conduction into/from the soil is often neglected because it fluctuates both daily and seasonally, so that its mean value is close to zero. As it turns out, there is a net upwards conductive flux to compensate the net downwards flux of latent heat. This is especially relevant at the Tuul Basin, because this flux controls the spring thawing of the active permafrost layer.

6. REFERENCES

- Cass, A., G.S. Campbell, T.L. Jones, 1984. Enhancement of thermal water vapor diffusion in soil. *Soil Science Society of America Journal*, 48(1), 25-32.
- Dandar, E., M.W. Saaltink, J. Carrera, B. Nemer, 2017. A surface model for water and energy balance in cold regions accounting for vapor diffusion, submitted to *Hydrology and Earth System Sciences*.
- Gran, M., J. Carrera, M.W. Saaltink, C. Ayora, C. Bajos, P. Zuloaga, A. Armada, M. Rey, 2007. La cobertura de "El Cabril": diseño e instrumentación. *Estudios de la Zona no Saturada del Suelo* Vol. VIII, ZNS' 07, Córdoba, 14-16 Noviembre 2007, pp. 327-332.
- Gran, M., J. Carrera, J. Massana, M. Saaltink, S. Olivella, C. Ayora, A. Lloret, 2011. Dynamics of water vapor flux and water separation processes during evaporation from a salty dry soil, *J. Hydrol.*, 396(3-4), 215 - 220, doi: 10.1016/j. jhydrol. 2010.11.011.
- Gran, M., 2015. Coupled heat and water flow dynamics in dry soils. Application to a multilayer waste cover. PhD Thesis, Universitat Politècnica de Catalunya. URL: hdl.handle.net/ 2117/95710.
- Gravis, G.F., M.K. Gavrilova, S.I. Zabolotnik, A.M. Lisun, V.L. Suhodrovsky, L. Tumurbaatar, 1972. *Geocryological conditions in Mongolia*, Yakutsk, Russia. (in Russian).
- Jambaljav, Ya., A. Dashtseren, D. Solongo, D. Saruulzaya, D. Battogtokh, 2008. The temperature regime in boreholes at Nalaikh and Terelj sites in Mongolia, *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost*. University of Alaska, Fairbanks, V. 1, 821-825.
- Murray, F.W., 1967. On the computation of saturation vapor pressure, J. Appl. Meteor., 6, 203– 204.

- Ross, B., 1984. A conceptual model of deep unsaturated zones with negligible recharge. *Water Resour. Res.*, 20(11), 1627-1629.
- Scanlon, B. R., and P. C. D. Milly, 1994. Water and heat fluxes in desert soils. 2. Numerical Simulations. *Water Resour. Res.*, 30(3), 721-733.
- Sharkhuu, N., 2003. Recent changes in the permafrost of Mongolia, In Porceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland, 1029-1034.

ESTIMACIÓN DE RECARGA EN EL ACUÍFERO DE SIERRA GORDA (GRANADA) MEDIANTE EL PROGRAMA VISUAL BALAN

Carmen Serrano-Hidalgo¹, Carolina Guardiola-Albert¹, Antonio González-Ramón², Sergio Martos-Rosillo²

¹Instituto Geológico y Minero de España. C/ Ríos Rosas, 23. 28003, Madrid. c.serrano@igme.es; c.guardiola@igme.es ²Instituto Geológico y Minero de España. C/Urb. Alcázar del Genil, 4-Edif. Zulema, Bajo. 18006, Granada. antonio.gonzalez@igme.es; s.martos@igme.es

RESUMEN. La evaluación de recarga en los acuíferos kársticos es compleja debido a la heterogeneidad en la porosidad y permeabilidad que suelen presentar, y a la variabilidad espacial y temporal de los procesos hidrológicos que les afectan.

En este trabajo, se ha calibrado el modelo del acuífero de Sierra Gorda (Andalucía) con el programa Visual Balan en el periodo que existe entre los años hidrológicos 01/10/2010 y 30/09/2014. Como resultado del balance se ha obtenido una recarga en este sector de 328,80 mm al año (lo que supone un 48,08 % de la precipitación total y 37,64 hm³/año). A pesar de que existen algunas limitaciones en su caracterización, como la reproducción exacta de ciertas puntas del nivel piezométrico o un tiempo de respuesta que no se ha podido calibrar satisfactoriamente, se han obtenido resultados que aportan datos de recarga útiles para futuros trabajos que mejoren la modelización obtenida.

ABSTRACT. The evaluation of recharge in karst aquifers is complex due to the heterogeneity in the porosity and permeability that they usually present, and to the spatial and temporal variability of the hydrological processes that affect them.

In this work, the model of Sierra Gorda's aquifer (Andalucia) has been calibrated with Visual Balan software in the period between the hydrological years 01/10/2010 and 09/30/2014. As a result of the water balance, a recharge of 328.80 mm/year has been obtained in this sector (representing 48.08% of the total precipitation and 37.64 hm³/year). Although there are some limitations in its characterization, such as the exact reproduction of certain points of the piezometric level or a response time that has not been satisfactorily calibrated, the obtained results provide useful recharge data for future works that will improve the obtained modelling.

1. INTRODUCCIÓN

Sierra Gorda constituye uno de los macizos kársticos más extensos y característicos de Andalucía (Figura 1). Está situado entre las provincias de Granada y Málaga. Estos acuíferos se caracterizan por la heterogeneidad que presentan en las características geológicas e hidráulicas (porosidad, permeabilidad, variabilidad espacial y temporal, etc) lo que explica las dificultades que habitualmente se pueden llegar a tener en la compleja evaluación de recarga. En el presente estudio se calcula la recarga al acuífero centrada exclusivamente en la zona conocida como Riofrío (Figura 2) debido a la posibilidad de delimitar la cuenca hidrogeológica con moderada fiabilidad y a la disposición de datos de aforo y piezometría representativos de la zona. La mayor parte de los recursos de este acuífero drenan por una serie de manantiales ubicados en el entorno de Loja (Figura 1) y en la cabecera de Riofrío, en el margen izquierdo del río Genil (Figura 1).

2.ÁREA DE ESTUDIO Y DATOS

2.1. Localización geográfica

El macizo kárstico de Sierra Gorda se sitúa en la provincia de Granada (Figura 1). Desde el punto de vista geográfico coincide con la Sierra de Loja, Sierra Gorda y la parte centro-oriental de la Sierra de Alhama.

Esta región montañosa está limitada al norte por el río Genil a su paso por el corredor de Loja; al este por el arroyo o barranco del Salar y las Tierras de Alhama, que dan paso a la Depresión de Granada; al sur por la gran mole de Sierra Tejeda (Alcaucín y Periana) y al oeste el sector de la Axarquía perteneciente a la Hoya de Vélez-Málaga; (Valle de Alfarnate) (Figuras 1 y 2).

2.2. Caracterización geológica e hidrogeológica

Sierra Gorda está formada por un macizo carbonatado enmarcado en el Subbético interno dentro de las series Béticas.

Está compuesto principalmente por dos unidades geológicas: la unidad de Zafarraya, que es solo parte de la unidad definida originalmente por Vera (1966), y la unidad de Sierra Gorda (Figura 1) formadas por materiales calizos blancos-grisáceos y dolomíticos, del Triásico superior al Jurásico inferior. Debido a la intensa fracturación y karstificación (al menos superficial) que presentan estos materiales poseen una alta conductividad hidráulica y una gran potencialidad hidrogeológica. Estos materiales afloran con una superficie de 293 km², mientras que en profundidad, bajo otros materiales que los confinan, su extensión debe aproximarse a los 400 km². Las áreas más deprimidas están ocupadas por materiales esencialmente detríticos o margosos, de edad Triásico y Cretácico a Mioceno medio cuando son preorogénicos, y de Mioceno superior a Cuaternario los postorogénicos. (López Chicano, 1995). El espesor de estos materiales es desconocido, aunque podría alcanzar hasta 1000 m. También se deben considerar como parte del acuífero los afloramientos, generalmente minoritarios y de escasa potencia, de materiales calizos (calizas nodulosas o calizas con sílex) de edad jurásico medio y superior de ambas unidades geológicas. Los materiales cretácicos y paleógenos presentan baja permeabilidad, aunque, lo-



Fig 1. Mapa hidrogeológico de Sierra Gorda (modificado del IGME, 1990) (Robledo et al., 2016).

calmente y a favor de niveles más calizos, estas rocas pueden tener un comportamiento acuitardo, como demuestra la existencia de algunas captaciones de bajo rendimiento. (López Chicano y Pulido Bosch, 2002).

La zona de recarga del acuífero es característica de un karst desarrollado, con la presencia de grandes campos de dolinas y varios poljes con rellenos sedimentarios que van desde el Mioceno superior hasta el Cuaternario. (González-Ramón, et al., 2015)

El macizo está intensamente fracturado, el acuífero tiene un volumen de descarga



Fig 2. Sierra Gorda dividida en sectores y flujos.

aproximadamente de 140 hm³/año (López-Chicano, 1992).

La Figura 2 muestra las líneas divisorias y los flujos entre los distintos sectores (flechas moradas). Las líneas continuas que dividen sectores implican zonas de flujo nulo, y las de puntos zonas donde en época de aguas altas podría haber intercambio de flujo. Los círculos representados en azul representan los manantiales seguidos de una flecha en color negro que indican la dirección de drenaje. El símbolo de un cuadrado en rojo indica la situación de la estación de aforo de Riofrío.

Como se ha comentado anteriormente, el sector modelizado es el de Riofrío (con una superficie de 114 km²), que es drenado por dos grupos de manantiales "La Tajea" y "Ríofrío". La piezometría es la del sondeo "SFT 3", que aparece en la Figura 2 y que registra medidas horarias cuyos valores agregados diariamente aparecen en la Figura 3. Debido a su localización (Figura 4), se ha asignado a la subcuenca 1 (La explicación sobre la delimitación de las subcuencas vienen explicadas en el apartado 2.4 climatología).



Fig 3. Datos diarios del piezómetro SFT3.

La estación de aforo que se ha utilizado es la de "Riofrío" ("5800RioFrio"), situada al norte de Sierra Gorda (Figura 2) y por tanto, es asignada a la subcuenca 1 de Riofrío (Figura 4). Los datos disponibles son los que aparecen en la Figura 5.



Fig 4. Delimitación de las subcuencas del área de estudio de Riofrío (Sierra Gorda).



Fig 5. Datos estación de aforo de Riofrio.

2.3. Vegetación

En la zona de estudio predomina la roca desnuda sobre la escasa vegetación. Las partes altas del interior de Sierra Gorda y Sierra de Loja constituyen una zona casi deshabitada (López Chicano, 1995).

2.4. Climatología

La clasificación del clima en Sierra Gorda, según la clasificación de KöppenGeiger, es de tipo mediterráneo. La temperatura media anual es de 17,6 °C y la precipitación de 598 mm al año (www. climate-data.org; 2016).

En el periodo de estudio disponemos de datos diarios de precipitación, temperatura, humedad relativa, velocidad del viento y evapotranspiración (ETo) de dos estaciones meteorológicas: Estación de Loja y estación de Zafarraya (figura 4).

Realizando un diagrama de dispersión entre las dos estaciones meteorológicas (Figura 6), podemos observar que existe escasa correlación lineal entre ellas (0,527). Es por ello, que dividiremos el área de estudio en dos zonas de recarga (según la denominación de Visual Balan "subcuencas") (Figura 4). La estación de Loja afectaría a la subcuenca 1 y la de Zafarraya a la subcuenca 2.



Fig 6. Gráfico de dispersión entre las estaciones meteorológicas de Loja y Zafarraya.

3. METODOLOGÍA

Se ha utilizado el programa Visual Balan v2 (Samper et al., 1999) que realiza balances de agua en el suelo edáfico, donde se produce la infiltración del agua de lluvia y tienen lugar procesos de evaporación y transpiración., en la zona no saturada donde

se distinguen los flujos tanto subhorizontales como verticales y en el acuífero utilizando un entorno interactivo de entrada de datos y postproceso de resultados. El estudio se ha realizado en el periodo comprendido entre los años hidrológicos 01/10/2010 y 30/09/2014. Los términos fundamentales del balance hídrico son las entradas por precipitación y riegos (en este estudio corresponderían sólo a la precipitación ya que en la zona no hay agricultura), mientras que las salidas tienen lugar por escorrentía superficial, evapotranspiración, intercepción, flujo hipodérmico y flujo subterráneo, la variación del contenido de humedad del suelo y de la zona no saturada y el nivel de agua en el acuífero. El balance de agua en el suelo se realiza en periodos de tiempo de duración igual a un día.

Debido a las características de nuestro suelo a efectos de la infiltración, la escorrentía se ha calculado a partir del método de número de curva considerando un número de curva para suelos sin cultivo pertenecientes al grupo de suelo hidrológico A (Kumar et al. 1975).

Como lluvia mínima del aguacero se ha considerado el valor mensual de precipitación perteneciente al mes de julio.

Como datos del suelo edáfico se han considerado una porosidad total de 0,05 (tanto por uno en volumen), un contenido de humedad inicial de 0,2 (tanto por uno en volumen), un espesor de 0,5 m, una conductividad hidráulica de 9,259x10⁻⁶ cm/s, un punto de marchitez de 0,02 (tanto por uno en volumen) y una capacidad de campo de 0,0449 cm/s, obteniendo una reserva útil de 21,45 mm.

Para el cálculo de la recarga en tránsito diferida se ha utilizado el método convencional y un flujo preferente por fisuras debido a que el macizo se encuentra intensamente fracturado.

Se ha usado el método de Penman-Grindley modificado en el cálculo de la evapotranspiración real, introduciendo un valor de 0,03 mm para CRPG (Constante radicular de Penman-Grindley) y un valor de 1 para CEPG (Coeficiente de Penman-Grindley).

Debido a que disponemos de los valores de temperatura máxima y mínima de las estaciones meteorológicas, hemos calculado la evapotranspiración potencial mediante el método de Hargreaves (Hargreaves and Samani1985).

El área de la zona de estudio (RioFrío) es de 114,49 km². La primera subcuenca (situada al norte) posee un área de 57,01 km², y la segunda, situada al sur, con un área de 57,48 km² (Figura 4).

En el apartado de la zona no saturada, se ha resuelto la ecuación mediante el método implícito y se han introducido 0,0685 para el coeficiente de agotamiento del flujo hipodérmico (con un tiempo de semiagotamiento de 10,1 días), 100 mm/día de conductividad hidráulica vertical, 0,231 en el coeficiente de agotamiento de la percolación (con un tiempo de semiagotamiento de 3 días) y 10 mm de contenido inicial del agua, donde se ha tomado el mismo valor que la capacidad de campo.

Para la parte del acuífero se ha usado el método de una celda con parámetros del 0,0008 para el coeficiente de agotamiento del acuífero (con un tiempo de semiagotamiento de 866,4 días), coeficiente de almacenamiento de 0,01, nivel inicial del acuífero de 575,84 m y un nivel de descarga de 502 m (considerando que el nivel del manantial de Riofrío se encuentra aproximadamente a una cota de 500 m).

4. RESULTADOS

Los principales resultados del balance a partir de los parámetros introducidos en Visual Balan se muestran en la Figura 7. Se han obtenido 683,85 mm anuales de precipitaciones, una evapotranspiración de 290,45 mm, una escorrentía superficial de 64,84 mm, una recarga en tránsito de 350,45 mm, una recarga al acuífero de 328,80 mm (lo que supone un 48,08 % de la precipitación total y 37,64 hm³/año), 24,18 mm de flujo hipodérmico, una descarga del acuífero de 327,95 mm (31,95 hm³) y un caudal total de 361,95 mm.

Se ha de tener en cuenta, que la descarga calculada en 140 hm³ anuales (López-Chicano, 1992) se refiere al acuífero completo de Sierra Gorda, mientras que en este caso, únicamente se ha valorado el sector de Ríofrio (Figura 2).

En otras fuentes bibliográficas se dan valores distintos de precipitaciones medias anuales, Junta de Andalucía-ITGE (1998) se indica que las precipitaciones medias anuales en el acuífero de Sierra Gorda son de 840 mm/año, mientras que según www.Climate-data.org las precipitaciones medias anuales son de 598 mm/año. En el periodo estudiado se sitúa la media anual de precipitación calculada entre los valores que indican ambas fuentes bibliográficas.

En la Figura 8 se representan los niveles calculados y los niveles medidos, acompañados por los niveles óptimos calculados a partir del nivel de referencia y del coeficiente de almacenamiento óptimos del acuífero.

La Figura 9 presenta la comparación de niveles medidos y calculados. Dicho gráfico, nos permite contrastar la bondad de ajuste la cual es "relativamente buena".



Fig 7. Resultados medios anuales para el balance en el acuífero de Sierra Gorda.



Fig 8. Niveles de precipitación y piezometría medida y calculada.



Fig 9. Comparación de niveles calculados y medidos en el acuífero de Sierra Gorda.

5. CONCLUSIONES

En el ajuste realizado de los niveles se observa que existe un tiempo de respuesta del acuífero que no se ha podido calibrar, por mucho que se ha modificado el modelo, así como ciertas puntas del nivel piezométrico que el modelo no reproduce. Quizás, para una mejor interpretación del modelo conceptual habría que tener en cuenta que el piezómetro utilizado está situado justo en la línea tomada como divisoria del área de recarga.

A pesar de las limitaciones, se han obtenido resultados que aportan datos de recarga útiles para futuros trabajos que mejoren la modelización obtenida.

Agradecimientos. Este trabajo es parte de las actividades subvencionadas dentro del Sistema Nacional de Garantía Juvenil (actividad MINECO con referencia PEJ-2014-85121 y Ministerio de Educación).

6. BIBLIOGRAFÍA

- González-Ramón, A., López-Chicano, M., Durán-Valsero, J.J., Pedrera, A., Ruiz, A. y Gázquez, F., 2015. Estudio de las variaciones temporales y espaciales isotópicas e hidroquímicas del sulfato para la caracterización del movimiento del agua subterránea en acuíferos kársticos. El caso del acuífero de Sierra Gorda, S de España. *SIAGA*. Málaga.
- Hargreaves, G.H. and Samani, Z.A., 1985. Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied Eng. in Agric.*, 1(2): 96-99.
- Junta de Andalucía-ITGE. Atlas Hidrogeológico de Andalucía, 1998.
- López-Chicano, M. (1992): Hidrogeología del acuífero kárstico de Sierra Gorda. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 429 p.
- López Chicano, M., 1995. El paisaje kárstico de Sierra Gorda Formas y Evolución Geodinámica Reciente. *Espeleotemas*, 5, 31-50.
- López Chicano, M. y Pulido Bosch, A., 2002. Síntesis hidrogeológica de los acuíferos de Sierra Gorda, polje de Zafarraya y Hacho de Loja. *Libro Homenaje a Manuel del Valle Cardenete.*
- Manual de usuario del programa VISUAL BALAN v.2.0
- Padilla, A. y Delgado, J. 2014. Manual del usuario de la Aplicación Trasero 2.0. Departamento de ciclo hídrico. Diputación Provincial de Alicante.
- Robledo, P.A., Durán, J.J., Cañellas González, R., Pardo, E., González-Ramón, A., Luque, J.S., Martos, S., Guardiola Albert, C., Pedrera, A., Ruíz, A. y López-Chicano, M., 2016. Análisis morfométrico y distribución espacial de las dolinas en Sierra Gorda, Granada, España. XIV Reunión Nacional de Geomorfología, Málaga.
- Samper, J., Huguet, Ll., Ares, J. y García-Vera, MA., 1999. Manual del usuario del programa VISUAL BALAN v2.0: código interactivo para la realización de balances hidrológicos y la estimación de la recarga. Publicación Técnica de ENRESA. Madrid. 134 pp.
- Kumar, S., y Singh V.P., 1975. Soil Conservation Service Curve Number (SCS) Methodology. Water Science and Technology Library.
- Vera, J.A., 1966. Estudio geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 191 pp.
- http://es.climate-data.org/location/831114/

AREA VI: Modelos descriptivos y predictivos de los procesos que acontecen en la zona no saturada del suelo

SIMULACIÓN DEL FLUJO EN LA ZONA NO SATURADA. APLICACIÓN AL RIEGO DE UN CAMPO DE GOLF CON AGUAS REGENERADAS (PALS, GIRONA)

S Fabregat¹, L Candela¹ y J Valdes-Abellan²

¹Departamento de Ingeniería Civil y Ambiental-DECA, Universitat Politècnica de Catalunya, Jordi Girona 1-3, 08034 Barcelona. sfabregat@gencat.cat, lucila.candela@upc.edu ²Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Alicante, Crta. de San Vicente s/n. 03690 San Vicente del Raspeig, Alicante. javier.valdes@ua.es

RESUMEN. En julio del año 2000 se comenzó a utilizar agua residual regenerada procedente de la EDAR del municipio de Pals (Girona) para el riego del campo de golf "Serres de Pals". Con el objeto de evaluar las posibles afecciones en el suelo y el acuífero subyacente por la utilización de este tipo de agua se instrumentó la zona no saturada (ZNS) y el acuífero subyacente. Durante dos años (junio 2000-julio 2002) se llevó a cabo la toma de datos y se realizaron muestreos del agua de riego, de la ZNS y del acuífero.

En este trabajo se presenta el modelo de flujo de agua en la ZNS realizado con el código HYDRUS-1D a partir de los datos obtenidos *in situ* en el campo de golf "Serres de Pals". El modelo ha sido calibrado empleando datos de humedad y succión observados en el periodo julio 2000 – julio 2001). Se adoptó el modelo de Mualem – van Genuchten y se ajustaron los parámetros de *Ks*, α y n. *K*s osciló entre 6.37*10⁻⁶ m/s para la capa superior y los 4.05*10⁻⁶ *n* siempre fue superior a 1.35 en las tres capas, y el parámetro α varió entre 10.2 m⁻¹ en la capa superior y 1.5 m⁻¹; estos valores son coherentes respecto la caracterización previa y las observaciones de campo. Finalmente, se realizó la validación del modelo durante el periodo (julio 2001 – diciembre 2001), obteniendo unos buenos ajustes (índice de correlación R² de 0.901, e índicies MAE y RMSE de 0,042 i 0.052 respectivamente); lo que permitirá usar el modelo como base para la elaboración de un modelo de transporte.

ABSTRACT. Starting in July 2000, treated wastewater of urban origin has been used for the irrigation of the "Serres de Pals" golf course (Girona-Spain). To evaluate if the soil and the aquifer underneath are affected by the application of this type of water, the vadose zone and the aquifer have been monitored. Data gathering from the irrigation water, soil profile and aquifer has been carried out during a period of two years (june 2000 – july 2002. This research shows modelling of the water flux through the vadose zone from data collected in the "Serres de Pals" golf course, by using the HYDRUS-1D code. The model have been adjusted using the water content and the matritial presure data colected during the observation period (july 2000 – july 2001). The Mualem - van Genuchten model have been choosen and the hydraulic parameters Ks, α and *n* have been adjusted. Ks ranged from $6.37*10^{-6}$ m/s in the upper layer to $4.05*10^{-6}$ m/s in the lower one, *n* shape parameter was above 1.35 in all three layers, and α shape parameter oscillated between 10.2 m⁻¹ in the upper layer and 1.5 m⁻¹. These values are consistent with the previous characterization and the field observations. Finally, after validation (july 2001 - december 2001) consistent results have been obtained (The correlation index value R^2 of 0.901 and the indexes MAE and RMSE of 0.042 and 0.052 respectively). This model, once validated, will be used as a basis to develop a transport model.

1. INTRODUCCIÓN

Durante el último cuarto del siglo XX y principios del XXI, los beneficios de la reutilización del agua residual han sido reconocidos en numerosos países, siendo objeto de numerosas publicaciones y manuales para su aplicación en riego y/o recarga artificial (Pettygrove y Asano, (1984); Mujeriego y Asano, (1991); USEPA, (1992); Real Decreto 1620/2007).

En España, actualmente, la mayoría de los campos de golf de nueva creación ya

utilizan aguas residuales urbanas tratadas, y es de obligado uso en este tipo de complejos prácticamente en todas las CC.AA. El uso de aguas regeneradas está regulado por el Real Decreto 1620/2007 y establece la calidad que deben tener las aguas en función de su uso, y los controles mínimos que se deben establecer. Por lo que respecta a la posible afección a las aguas subterráneas, los Organismos de Cuenca pueden solicitar que se realicen los correspondientes estudios, si existe riesgo de afección.

Sin embargo, los estudios realizados para evaluar su impacto sobre las aguas subterráneas no son tan numerosos como los dedicados a la posible afección a la salud de los usuarios y los habitantes del entorno. Entre ellos se puede citar a Cohen, et. al. (1999); Fabregat, et al. (2002) y Candela, et. al. (2007), que estudian la evolución hidroquímica y microbiológica de las aguas subterráneas por el uso de agua residual tratada para riego durante periodos que oscilan entre los 2 y 3 años.

El objetivo final del estudio en el que se enmarca este trabajo es el análisis del riesgo de contaminación asociado al riego con aguas regeneradas. Para ello, un primer paso consistió en estudiar in situ el flujo de agua a través de la ZNS en una parcela experimental. Con la finalidad de simular el flujo en la ZNS, y para poder integrar, calibrar y validar los datos disponibles, se ha realizado un modelo numérico del flujo mediante el código HYDRUS-1D (Šimůnek, et al., 2016). HYDRUS, en sus diversas versiones, ha sido ampliamente utilizado para simular el flujo de agua y solutos en medios porosos parcialmente saturados (Rubio, et. al. 2005, Jiménez et. Al. 2007, Valdes-Abellan et. al. 2014 and 2015, etc).

2. SITUACIÓN Y CARACTERÍS-TICAS HIDROGEOLÓGICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO

El estudio se realizó en el campo de golf "Serres de Pals", situado en el municipio de Pals, Baix Empordà (Girona).

Desde el punto de vista hidrogeológico el área forma parte del sistema Baix Ter–Gavarres. El campo de golf se sitúa entre las primeras estribaciones del macizo de Les Gavarres y la llanura aluvial del río Ter, zona de origen lacustre ocupada actualmente por campos de arroz y muy cerca del mar.



Fig. 1. Situación del área experimental.

El sistema hidrogeológico Baix Ter– Gavarres comprende la llanura fluvio-deltaica del río Ter, el aluvial del río Daró y la parte septentrional del macizo de Les Gavarres formado por el zócalo paleozoico y la cobertera paleógena, muy fracturados. Una extensa presentación de las características hidrogeológicas y la contaminación de las aguas no es objeto de este trabajo, que han sido ampliamente estudiadas por Montaner et al. (1995) y Mas-Plà et al. (1998). En la zona se definió una parcela experimental instrumentada (ZNS) cuyo monitoreo se extendió desde julio de 2000 hasta julio de 2002.

3. METODOLOGÍA

La metodología seguida en la investigación parte de la caracterización de la ZNS, su monitoreo in situ y posterior simulación de los resultados obtenidos. La bondad del ajuste se basó en observación visual y el análisis estadístico de los valores residuales.

3.1. Caracterización física y textural de la ZNS

Para la caracterización física del medio, se realizaron varios sondeos de reconocimiento con una sonda manual helicoidal Eijelkamp[®] hasta 2 m de profundidad aproximadamente, donde se detectó el substrato terciario. Se tomaron muestras inalteradas de la ZNS cada 30 cm mediante cilindros metálicos (5 x 5 cm) y una muestra alterada para determinaciones en laboratorio.

Los detalles de la metodología empleada para obtener los diferentes parámetros, así como los resultados detallados están descritos en Candela, et. al. (2001).

El resumen de los resultados correspondientes a los parámetros físicos y texturales de los dos perfiles iniciales se muestra en las tablas 1 y 2.

En el perfil 1 destaca una capa superficial, formada por arenas de origen antrópico debida a la transformación de zona agrícola a campo de golf. Las muestras a 2 m de profundidad, en los dos perfiles,

	· ··· · ··· · · · · · · · · · · · · ·					
Profundidad (m)	Densidad	Porosidad	K_{sat} (m/s)	Си	Сс	% finos
0	1.55	0.42	2.93E-02	8.33	125.45	24.84
0.3	1.34	0.50	1.93E-03	20.78	0.64	42.60
0.6	1.48	0.44	1.83E-03	20.00	0.91	40.10
0.9	1.70	0.36	1.88E-03	19.74	1.27	39.13
1.2	1.66	0.37	1.01E-04	24.47	2.60	29.89
1.5	1.57	0.41	1.14E-04	21.00	3.05	27.99
1.8	1.67	0.37	2.08E-04	27.69	4.19	31.59
2	1.92	0.28	1.23E-04	26.00	0.74	44.31

Tabla 1. Características físicas y texturales de la ZNS (perfil 1).

Tabla 2. Características físicas y texturales de la ZNS (perfil 2).

Profundidad (m)	Densidad	Porosidad	K_{sat} (m/s)	Си	Сс	% finos
0	1.18	0.56	9.14E-04	17.92	0.72	54.38
0.3	1.34	0.50	1.33E-03	20.31	0.48	47.34
0.6	1.39	0.48	1.10E-03	24.14	0.65	44.32
0.9	1.82	0.31	1.21E-03	24.59	0.68	43.24
1.2	1.79	0.33	3.71E-05	31.58	0.71	40.02
1.5	1.60	0.40	1.14E-04	16.00	4.00	27.99
1.8	1.70	0.36	2.41E-04	25.71	4.00	31.60
2	1.90	0.28	6.38E-05	30.56	0.65	51.10

corresponden al horizonte de alteración del zócalo eoceno con características diferentes.

3.2. Monitorización de la ZNS

La parcela experimental se instrumentó según se muestra en la Figura 2. En el centro se situaron 8 tensiómetros a 0.3, 0.6, 0.9 y 1.2 m de profundidad (por duplicado), para medida de la succión del terreno en profundidad. Para el muestreo de agua en la ZNS se instalaron 6 cápsulas de succión a 0.3, 0.6 y 0.9 m de profundidad (por duplicado). La instrumentación se completó con la instalación 3 tubos de acceso para medida de perfiles de humedad del terreno con TDR (IMKO TRIME-FM[®]).

Las medidas de succión matricial y humedad se realizaron con una periodicidad mínima mensual.



Fig. 2. Esquema de la parcela experimental. A: Tensiómetros. B: Cápsulas de succión. C: Tubos de acceso de sonda TDR.

En la figura 3 se muestran los perfiles de humedad correspondientes a diferentes campañas del periodo de monitorización.

La variabilidad en el contenido de humedad fue mayor en los horizontes superficiales, más expuestos a las variaciones meteorológicas y mucho más estables en horizontes situados por debajo de 1.50 m de profundidad.



Fig 3. Variación del contenido de humedad en el perfil del suelo a lo largo del tiempo.

3.3. Datos climáticos y riego

Los datos climáticos empleados en este estudio proceden de la estación meteorológica situada en el Centro Experimental de Mas Badia (IRTA, Generalitat de Catalunya) situada en el municipio de La Tallada d'Empordà. La estación meteorológica se sitúa a unos 10 km de la parcela experimental en terreno prácticamente llano.

Para este trabajo se han utilizado registros diarios de temperatura, pluviometría, humedad relativa, viento y radiación solar para el periodo comprendido entre julio de 2000 y diciembre de 2002.

Durante el periodo simulado la pluviometría fue de 518 mm en el año 2000, y 609 mm en el año 2001; inferior al valor medio de la estación: 646 mm durante el periodo 1999 - 2014.

Los datos del riego aplicado (m³/día aplicados en todo el campo) fueron facilitados por los propietarios del campo de golf a partir de las lecturas de contador. El volumen de agua de riego aplicada fue de 0,214 hm³ el año 2000 y 0,2852 hm³ el 2001; con una dotación media durante los meses de verano de unos 5,7 mm.

3.4. Modelación del flujo

El flujo de agua se simuló mediante HYDRUS-1D, v4.16. HYDRUS es un modelo numérico de elementos finitos que puede simular el flujo de agua, calor y solutos, a través de medios porosos en condiciones de saturación variable (*Šimů*nek, J et al., 2016).

Para simular el flujo de agua unidimensional en un medio poroso no deformable, parcialmente saturado, y extracción por las raíces HYDRUS-1D utiliza la ecuación de Richards modificada (1). Para ello se base en: (I) la fase gaseosa no afecta al flujo de la fase líquida; (II) el flujo de agua debido a gradientes térmicos se considera despreciable.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K \left(\frac{\partial h}{\partial x} \right) + 1 \right] - S \qquad (1)$$

Donde h es la presión matricial del agua [L], θ es el contenido volumétrico de agua [L³L⁻³]; *t* es el tiempo[T], *x* es la coordenada espacial vertical [L], *S* es el termino sumidero [L³L⁻³T¹],; *K*= función de conductividad hidráulica no saturada, definida por la siguiente ecuación (2):

$$K(\mathbf{h}) = K_s K_r(\mathbf{h}) \tag{2}$$

Donde K_r es la conductividad hidráulica no saturada [-] Mualem (1976), y K_s la conductividad hidráulica saturada [LT¹].

Se define el término sumidero, *S*, como el volumen de agua extraído por unidad de volumen de suelo por unidad de tiempo debido a la absorción de las plantas. En este trabajo para la extracción de agua por parte de las plantas se adoptó el modelo lineal modificado de Feddes et al. (1978) que define este término como (3):

$$S(h) = \alpha(h)S_p \tag{3}$$

Donde S_p es la absorción potencial [T¹], y α (h) es la función adimensional de respuesta al estrés hídrico ($0 \le \alpha \le 1$), y que refleja la reducción de la absorción por las raíces debida al estrés hídrico, en función de la presión matricial.

3.4.1. Parámetros hidráulicos

Los parámetros hidráulicos para suelos no saturados $\theta(h)$ y K(h) de la ecuación (1), en general, son funciones no lineales de la presión matricial. HYDRUS-1D permite escoger entre cinco modelos analíticos diferentes para definir estas funciones.

La opción elegida en este trabajo para obtener la ecuación de la conductividad hidráulica no saturada en función de los parámetros de retención de agua en el suelo según (4, 5, 6 y 7), se basa en el modelo de van Genuchten (1980). Esta aproximación utiliza el modelo de distribución estadística del tamaño de poros de Mualem (1976), con porosidad simple, y sin considerar histéresis.

$$S_{e} = \frac{\theta - \theta_{r}}{\theta_{s} - \theta_{r}}$$
(4)

$$\theta(\mathbf{h}) = \begin{cases} \theta_{\mathrm{r}} + \frac{\theta_{\mathrm{s}} \cdot \theta_{\mathrm{r}}}{[1 + |\alpha \mathbf{h}|^{n}]^{\mathrm{m}}} & \mathbf{h} < 0\\ \theta_{\mathrm{s}} & \mathbf{h} \ge 0 \end{cases}$$
(5)

$$K(h) = K_{s}S_{e}^{l} \left[1 - \left(1 - S_{e}^{1/m} \right)^{m} \right]^{2}$$
(6)

$$m = 1 - 1/n$$
 , $n > 1$ (7)

Donde S_e es la saturación efectiva [-]; θ_r y θ_s representen el contenido de agua residual y el de saturación [L³L⁻³], respectivamente; α es el valor de entrada de aire [L⁻¹]; *n* es el índice de distribución del tamaño de poros [-]; y *l* es el parámetro que indica la conectividad de los poros [-] (se ha utilizado un valor constante de 0,5). Así, en las ecuaciones anteriores se definen cinco parámetros hidráulicos independientes: θ_r , θ_s , α , *n* y K_s .

Los parámetros hidráulicos iniciales utilizados son los que se han obtenido en la caracterización inicial de la ZNS (tabla 3).

Tabla 3. Parámetros hidráulicos iniciales.

	$\mathbf{\theta}_{r}$	$\mathbf{\theta}_{s}$	α	п	K _s
Material	(-)	(-)	(m ⁻¹)	(-)	(m/s)
1	0,09	0,36	23	1,71	1,05*10-6
2	0,09	0,36	51	1,47	1,62*10-7
3	0,09	0,36	51	1,46	2,31-10-8

3.4.2. Condiciones iniciales

Parar resolver la ecuación (1) es necesario conocer la distribución inicial de las presiones matriciales o del contenido de agua en el dominio del flujo (8). En el modelo se han utilizados los valores de humedad medidos en el campo en la fecha de inicio del estudio.

$$\begin{array}{ll} h(x,t) = h_i(x) & t = t_0 \\ \theta(x,t) = \theta_i(x) & t = t_0 \end{array} \tag{8}$$

Donde h_i [L] y θ_i [L³L⁻³] son funciones espaciales prescritas, y t₀ es el tiempo inicial de la simulación.

3.4.3. Condiciones de contorno

En superficie se utilizó la opción de condición atmosférica con escorrentía. De esta manera, en la superficie del terreno las condiciones de contorno están definidas por los datos diarios de riego, lluvia y la evaporación y transpiración potencial.

El cálculo de la evapotranspiración de referencia $ET_0(t)$, se ha basado en el método de Penman-Monteith (Allen et al., 1998). La evapotranspiración potencial $ET_n(t)$ se define según (9).

$$ET_p(t) = K_c(t) \times ET_0(t)$$
 (9)

Donde $K_c(t)$ es el coeficiente de cultivo de la planta, que caracteriza la absorción de agua y la evaporación respecto un cultivo de referencia (Allen et al., 1998).

Para la condición de contorno inferior se ha considerado que la opción de drenaje libre es la que más se ajusta al modelo conceptual en este estudio.

Esta condición se implementa según (10), considerando un gradiente unitario:

$$-K\left(\frac{\partial \mathbf{h}}{\partial \mathbf{x}}+1\right) = q_0(\mathbf{t})$$
 a $\mathbf{x} = 0$ (10)

Donde q_0 [LT⁻¹] es el flujo de agua en el contorno, y x = 0 es el contorno inferior.

3.5 Modelo conceptual

A partir de la caracterización realizada y las observaciones de campo, se definió la geometría del modelo. La ZNS modelada tiene una profundidad de 2,2 m, y consta de 3 capas (Figura 4). La capa 1 corresponde a la zona radicular (0 a 0,2 m de profundidad); y las capas 2 y 3 corresponden a la zona vadosa intermedia, situados entre 0,2 y 1,4 (material 2), y entre 1,4 y 2,2 m (material 3).



Fig 4. Representación esquemática del modelo conceptual.

Para la discretización espacial se ha definido una malla homogénea de 220 elementos y 221 nudos, dando lugar a elementos de 1 cm de profundidad.

La unidad temporal definida es de un día, con unos pasos de tiempo que varían entre 0,01 y 0,1.

La serie temporal de la información disponible ha sido dividida en dos fases: la primera se ha utilizado para calibrar el modelo y comprende el periodo entre el 04/07/2000 y el 03/07/2001; y la segunda fase ha sido empleada en la validación para el periodo entre el 04/07/2001 y el 31/12/2001.

Para calibrar el modelo se ha realizado un primer ajuste manual y se analizó la respuesta del modelo respecto las variaciones los diferentes parámetros hidráulicos calibrados (α , n y K_s). Con el ajuste manual se ha realizado una calibración automática mediante la aplicación del algoritmo de optimización de Levenberg-Marquardt (Marquardt, 1963), disponible en HY-DRUS1D.

4. RESULTADOS

El resultado final muestra un buen ajuste entre los valores observados y simulados del contenido de humedad en el terreno (figuras 5 y 6). Los valores de los parámetros hidráulicos obtenidos en la calibración se muestran en la tabla 4.

El balance de masas muestra errores inferiores a 0,1 % en todos los pasos de tiempo, en el último paso el error es de 0,0054 %.



Fig 5. Evolución del contenido de humedad simulada a distintas profundidades durante las fases de la modelación respecto las medidas de campo.

En la figura 5 el ajuste de los valores de humedad volumétrica medidos y simulados es similar entre los periodos de simulación y validación, respecto a las capas 1 y 2 (puntos de observación situados entre la superficie y 1,40 m de profundidad). Para la capa 3 (puntos de observación situados a 1,5 y 1,72 m de profundidad) si bien el modelo capta la tendencia, los ajustes no son tan buenos. La falta de ajuste en la capa 3 puede deberse a errores en las medidas realizadas con la sonda TDR, a afecciones al flujo producidas por la presencia de raíces procedentes de unos árboles de gran tamaño próximos y no contemplado en el modelo, o a la presencia de humedad de condensación en el fondo del tubo de tecanato en el que se introduce la sonda.

La modelización de la succión matricial (figura 6) no simula tan bien los valores observados en campo, especialmente en las capas superiores aunque sí se obtienen ajustes muy buenos en los puntos de observación superiores. Las causas del peor ajuste se atribuyen a la mayor variabilidad de los datos medidos, especial posición de los sensores en la parcela respecto a los aspersores y presencia de árboles de gran tamaño, que pudieron generar diferencias entre el aporte de agua y evapotranspiración considerados.



Fig 6. Evolución de la succión matricial simulada a distintas profundidades durante las fases de la modelación respecto las medidas de campo.

El valor de R^2 para los valores simulados respecto los medidos es de 0,901, considerado aceptable para este tipo de problema (Wallis, et al., 2011). Los índices MAE (mean weighted absolute error) y RMSE (root mean square weighted error) presentan valores muy bajos: 0,042 y 0,056 respectivamente; lo que es indicador de la bondad del ajuste.

Tabla 4. Parámetros hidráulicos calibrados.

Material	α	п	K
	(m ⁻¹)	(-)	(m/s)
1	10,2	1,46	6,37*10-6
2	1,5	2,42	4,63*10-6
3	1,8	1,35	4,05*10-6

Los valores de los parámetros hidráulicos ajustados obtenidos en la fase de calibración fueron posteriormente validados empleando para ello el periodo de tiempo 04/07/2001-31/12/2001. Los resultados obtenidos muestran unos ajustes similares a los obtenidos durante el periodo de calibración (figuras 5 y 6).

El balance de masas continúa mostrando errores bajos, inferiores a 0,5 % en todos los pasos de tiempo, en el último paso el error es de 0,07 %.

4.1. Estimación de la recarga

Una vea se dispone del modelo de flujo validado, se ha realizado una estimación de la recarga al acuífero, considerando como recarga todo aquel flujo que desciende por debajo de los 2.20 m de profundidad (límite inferior del modelo numérico).

El valor total de flujo acumulado para el período simulado es de 569 mm, con una recarga para el año 2001 de 451 mm. Este valor es coherente con el obtenido con métodos tradicionales; mediante un balance en el suelo realizado con EASSY_ BAL_3, el valor obtenido fue de 413 mm para el año 2001.

5. CONCLUSIONES

Mediante el código HYDRUS-1D y a partir de los datos obtenidos en campo y la caracterización en el laboratorio se ha realizado un modelo de flujo de agua de la ZNS de la parcela experimental situada en el campo de golf "Serres de Pals".

Los resultados obtenidos durante el proceso de calibración han permitido ajustar los valores de los parámetros hidráulicos de conductividad hidráulica saturada (K_s) , y los parámetros de forma de de entrada de aire (α), y el índice de distribución del tamaño de poros (n) según el modelo de van Genuchten. Los valores obtenidos son coherentes con las características observadas en la parcela experimental. En la fase de validación se han obtenido resultados consistentes que avalan la bondad del modelo de flujo desarrollado.

La recarga al acuífero, estimada a partir del modelo validado, para el año 2001 (451 mm) es similar a la obtenida mediante otros métodos de balance, indicativo de la validez de los datos obtenidos.

De acuerdo a los resultados obtenidos se considera que el modelo puede ser utilizado como base para futuros estudios de transporte tanto conservativo como reactivo.

Agradecimientos. Los autores agradecen la financiación recibida de los proyectos HID99-438 y CGL2013-48802-C3 la para la realización de este estudio.
6. BIBLIOGRAFÍA

- Allen, R.G., Pereira, L.S.; Raes, D. y Smith, M. (1998): Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements. *Irrigation* and Drainage. Paper No. 56, FAO, Rome, Italy.
- Candela, L.; Fabregat, S.; Josa, A.; Chu, X. y Mariño M. (2001): Modelado del transporte del herbicida 2,4-D a través de la ZNS. *Estudios de la zona no saturada del suelo Vol, V*. Eds. J. J. Lópes y M. Quemada.
- Candela, L.; Fabregat, S.; Josa, A.; Suriol, J.; Vigues, N. y Mas, J. (2007): Assessment of soil and groundwater impacts by treated urban wastwater reuse. A case of study: Application in a golf course (Girona, Spain). *Science of the Total Environment* 374 (2007) 26 - 35.
- Cohen, S; Svrjcek, A; Durborow, T; Barnes, L (1999) Water Quality Impacts by Golf Courses. J. Environ. Qual. 28: 798-809.
- Fabregat, S.; Candela, L.; Josa, A. y Mas, J. (2002): Reutilización de aguas residuales urbanas tratadas para regadio en campos de golf. Aguas subterráneas y desarrollo humano. XXXII IAH & VI ALHSUD Congress 2002. Mar del Plata. Argentina.
- Feddes, R. A.; Kowalik, P.J.; Zaradny, H., (1978): Simulation of Field Water Use and Crop Yield. *John Wiley and Sons*, NY.
- Jiménez-Martínez, J., Skaggs, T.H., van Genuchten, M.T., Candela, L., 2009. A root zone modelling approach to estimating groundwater recharge from irrigated areas. *Journal of Hydrology.*, 367(1-2): 138-149.
- Marquardt, D., 1963. An Algorithm for Least-Squares Estimation of Nonlinear Parameters. SIAM Journal on Applied Mathematics, 11(2): 431-441.
- Mas-Pla, J. Bach, J y Montaner, J. (1998): Distribución de los compuestos de nitrógeno en el sistema hidrogeológico Baix Ter- Gavarres. La contaminación de las aguas un problema pendiente. Eds.Samper, et al 39-145.
- Montaner, J; Solà, J; Mas-Pla, J y Pallí, LL. (1995):
 "Aportació al coneixement de l'evolució geològica recent de la Plana del Ter. Baix Empordà". Institut d'Estudis del Baix Empordà. Estudis sobre el Baix Empordà. vol 14. 11 pp.
- Mualem, Y. (1976): A new model predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 12, 513-522.

- Mujeriego, R. y Asano, T. 1991: Wastewater reclamation and reuse. Proc. Int Symp. Wastewater reclamation and reuse. Gerona. *Wat. Sci. and Tech.*, 24(9) 364 pp.
- Pettygrove, G. S. y Asano, T. 1984: Irrigation with reclaimed municipal wastewater. A guidance manual, California State *Water Res.* Control Board. Davis. California. 540 pp.
- Real Decreto 1620/2007, de 7 de diciembre, por el que se establece el régimen jurídico de la reutilización de las aguas depuradas. BOE nº 294, de 8 de diciembre de 2007.
- Rubio, C.; Llorens, P. y Van Genuchten, M. Th. (2005): Modelización del flujo transitorio en suelos franco-limosos utilizando Hydrus 1D. *Estudios de la Zona No Saturada del Suelo Vol. VII.* F.J. Samper Calvete y A. Paz González, 2005. pag 257 – 261.
- Šimůnek, J.; Van Genuchten, M. Th. y Šejna, M. (2016): Recent developments and applications of the HYDRUS software packages. *Vadose Zone Journal*, june 2016.
- USEPA. 1992: Manual: Guidelines for water reuse. EPA/652/R-92/004. U. S. Environmental Protection Agency, Office of Water, Washington, DC.
- Valdés, J.; Jiménez, J. y Candela, L. (2014): Comparison among monitoring strategies to assess water flow dynamic and soil hydraulic properties in agricultural soils. *Soil Science. Volume* 179, number 8, august 2014.
- Valdés, J.; Jiménez, J. y Candela, L. y Tamoh, K. (2015): Comparison among monitoring strategies to assess water flow dynamic and soil hydraulic properties in agricultural soils. *Spanish Journal of Agricultural Research*. 13(1). e12-001, 15 pages.
- 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.
- Wallis, K.J., Candela, L., Mateos, R.M., Tamoh, K., 2011. Simulation of nitrate leaching under potato crops in a Mediterranean area. Influence of frost prevention irrigation on nitrogen transport. *Agricultural Water Management.*, 98(10): 1629-1640.

TWO-DIMENSIONAL NUMERICAL FLOW MODELS OF A MULTILAYER COVER FOR A LOW AND INTERMEDIATE ACTIVITY RADIOACTIVE WASTE FACILITY IN BULGARY

J. Samper¹, J. Fernández¹, A. Mon¹, B. Pisani¹, I. Stefanova², J.R. González³, F. Beltrán de Heredia³

¹ CICA, Centro de Investigaciones Científicas Avanzadas, E.T.S. Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Campus Elviña s/n, Universidade de A Coruña, 15071, A Coruña, Spain.

E-mail: j.samper@udc.es, bpisani@udc.es, amon@udc.es, jesus.aguila@udc.es

² SERAW -Bulgaria - State Enterprise Radioactive Waste, E-mail: Ira.Stefanova@dprao.bg

³Westinghouse Electric. España, E-mail: gonza5j@westinghouse.com, beltraf@westinghouse.com

RESUMEN. El diseño de la instalación para almacenar residuos radiactivos de baja y media actividad contempla una cubierta multicapa para reducir la infiltración del agua y evitar la entrada de agua en las celdas de hormigón que contienen los residuos. Samper et al. (2015) presentaron un modelo de flujo unidimensional para cuantificar el flujo a través de la cubierta de la instalación de Radiana (Bulgaria). En este trabajo se presentan modelos de flujo bidimensionales en planos verticales que tienen en cuenta la componente horizontal del flujo del agua. Los resultados muestran que no hay flujo hacia las celdas de hormigón para los parámetros de referencia en los dos casos considerados (con y sin una barrera de arcilla adicional construida dentro del relleno).

ABSTRACT. Near-surface low and intermediate-activity radioactive waste facilities are covered with a multilayer cover to minimize water infiltration and leakage into the concrete cells containing the wastes. Samper *et al.* (2015) presented a 1-D vertical water flow model to quantify water flow through the multilayer cover of the Radiana site (Bulgaria). This paper presents the results of improved 2-D water flow models which account for the horizontal components of water flow. Model results show that there is no water flow into the concrete cells for the reference values of the parameters and the two scenarios (with and without an additional clay barrier inside the backfilling).

1. INTRODUCTION

Multilayer covers are often used for the final closure of mill tailing piles such as the Andújar uranium tailings (Carrera et al., 1992) and El Cabril, low- and intermediate-activity radioactive waste faci-lity (Ayora et al., 2007; Gran, 2015). The results of the mathematical model of the multilaver cover of the Andújar tailings show that (Carrera et al., 1992): (1) the upper soil layers can could be decoupled from the underlying drain and clay layers, 2) the evapo-transpiration losses can be evaluated with a simple model; 3) sub-horizontal flows would occur under saturated drain conditions: 4) air and vapour flow could be neglected except in the soil layer; 5) the complexity of the multilayer cover precludes the risk of failure in the case of leakage of one of these layers; 6) the damping effect of the clay layer to avoid any limitations of the upper soil layer; and 7) the key role of the hydraulic conductivity of the clay layer.

Samper *et al.* (2015) presented a 1-D vertical water flow model of the multilayer cover of the low and intermediate level waste (LILW) facility at the Radiana site in Bulgary. The multilayer cover includes the following layers:

- Layer 1: Upper soil layer made of fine organic soil with a 0.2 m thickness.
- Layer 2: Anti-erosion layer made of a gravel soil 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 shows the scheme of the multilayer cover. The diagram indicates the upper and lower layers.

The radioactive waste is emplaced in two concrete disposal cells. The multilayer cover on top of the facility is designed to prevent water leakage into the concrete cells. The cover has a nearly horizontal part with a 0.04 slope with borders of 0.4 slope. A support base for the engineered multilayer cover underlies the clay layer. The thickness of the support ranges 0.3 m to several meters. The concrete cells are covered with a 0.5 m thick concrete slab. The design considers also the possibility for an additional multilayer cover within the support (see left part of Fig. 2).

Samper et al. (2015) coupled a hydrological water balance model for the soil layers with a vertical unsaturated water flow model for the drain, clay, backfill and concrete layers. The water balance model was solved with the VISUAL-BALAN code by using daily time increments. The percolation flow from the soil layer was the upper boundary condition of the unsaturated flow model. Most of the water infiltrated into the multilayer cover (95.35%) is drained by subhorizontal flow through the drain layers. The daily values of the calculated water inflow from the drain into the clay layer show intermittent pulses with nearly-exponential recession curves in response to the recharge events. The amplitude of these pulses is large during the first 10 years with a maximum equal to 20 mm/y, and decreases later to about 5 mm/year. The steady water outflow from the clay layer is about 1.5 mm/year. The

water flow at the bottom of the column attained near steady state conditions after 12 years. Then, the flow shows mild fluctuations around 1.5 mm/year. The calculated average flow into the concrete is 1.54 mm/y. The 1-D flow model of Samper *et al.* (2015) neglects the horizontal component of water flow, which may be important in some parts of the facility such as the corners of the concrete cells. Here we report the results of an extended 2-D model which overcomes the limitation of the model of Samper *et al.* (2015).



Fig. 1. Layout of the multilayer cover with indication of the layers and the upper and lower parts (Samper *et al.*, 2015).

2. METHODOLOGY AND AP-PROACH

The methodology used for the 2D model of the facility is similar to that used by Samper *et al.* (2015) for the 1-D model. The approach relies on the following assumptions: 1) the upper soil layers can

be decoupled from the underlying drain, clay barrier, backfill and concrete layers; 2) the flow of air and water vapour can be neglected; 3) water flow in the upper layers of the cover is vertical; 4) evapotranspiration rate is evaluated with an empirical equation; and 5) water flow is isothermal. The details of the water balance in the multilayer cover and the potential evapotranspiration regime can be found in Samper *et al.* (2015).

The percolation from the soil layers is the so-called potential recharge, $R_{n}(t)$. This recharge provides the inflow for the upper the boundary condition of the unsaturated water flow of the lower layers. The unsaturated water flow model is solved with the finite element code CORE^{2D} V5 (Samper et al, 2009). The mathematical formulation of the Richards equation solved with CORE^{2D} V5 is described by Samper et al. (2011). CORE^{2D} V5 is a code for transient saturated and unsaturated water flow, heat transport and multicomponent reactive solute transport. The flow and transport equations are solved with Galerkin finite elements and an Euler scheme for time discretization. CORE2D V5 is based on the sequential iteration approach to solve for chemical reactive solute transport. Iterations are repeated until prescribed convergence criteria are attained (Xu et al., 1999). The code has been used to model laboratory and in situ experiments (Molinero and Samper, 2004; Dai et al., 2008; Samper et al., 2008b; Soler et al., 2008; Zhang et al., 2008; Zheng and Samper, 2008; Yang et al., 2008b; Zheng et al., 2010; 2011), to model the interactions of corrosion products and bentonite (Samper et al., 2008a; Lu et al., 2011), to evaluate the long-term geochemical evolution of repositories in granite and clay (Yang et al.,



Fig. 2. General cross section of the low and intermediate level radioactive waste facility at the Radiana site.

2008a, Samper *et al.*, 2016), and to model the impact of CO2 leakage on groundwater quality (Yang *et al.*, 2013, 2015).

3. SIMPLIFIED 2-D UNSATURATED WATER FLOW MODEL

Given the large CPU simulation time requirements of the 2D model of the full section of the facility, the preliminary simulations of the 2D model were performed with a simplified model which involves only the portion of the vertical plane located between the two neighbour cells (Fig. 3). This simplified model was used to: 1) Test the numerical implementation of the boundary conditions at the free-surface outflow boundaries; 2) Evaluate the appropriate convergence parameters for the iterative method for solving the Richards equation with the finite element code (convergence tolerance and maximum number of iterations); and 3) Perform detailed sensitivity analyses. The flow domain was discretized with 2227 triangular elements and 1201 nodes. The flow equation was solved for 125 years, including: 10 years to generate nearly steady-state flow conditions and 100 years with water inflows taken from the updated 1-D unsaturated flow model from Samper *et al.* (2015).



Fig. 3. General cross section of the repository (left), location of the subdomain of the simplified model and boundary conditions of the simplified 2-D unsaturated flow model (right).

The hydraulic conductivities of the layers of the cover, the compacted loess backfill, the concrete, the loess-cement and the Brusarska clay were taken from Westinghouse (2014). Table 1 lists the values of the hydraulic conductivity, porosity, the critical suction head and the parameters *m* and *n* and the residual water saturation degree which are three parameters of the van Genuchten equation. These parameters were taken from: (a) Carrera *et al.*, 1992; (b) Ayora *et al.*, 2007; (c) Zhang *et al.*, 2006; and (d) Westinghouse, 2014.

The initial suction was taken equal to -2 m. This suction leads to a saturation degree of 0.02 in the drain layers and 0.85 in the clay. A prescribed flow Neumann condition was used at the drain-clay interface. A free-surface mixed Cauchy boundary condition was used at the inner boundary of the concrete cell. The flow Q (m³/d) at the boundary is equal to:

$$Q = \max\left[\alpha(h-H); 0\right] \quad (1)$$

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. This condition prevents any water inflow from the boundaries. The flux, Q, is greater than zero (outflow) when the calculated hydraulic head, h, is larger than the prescribed head H. The prescribed pressure head is equal to 0 m along the inner boundary of the concrete cells and at the bottom boundary. The leakage coefficient is equal to 10^{-4} m²/d in all the boundaries. The left and right boundaries are assumed to be impervious due to the symmetry of the system. The general cross section, the mesh and the boundary conditions of the simplified 2-D unsaturated flow model are shown in Fig. 3.

Fig. 4 shows the vertical distribution of the computed saturation degree, hydraulic and pressure heads at t = 0, 25, 75 and 125 years along the left and the right boundaries of the model. The saturation degree, S, in the anti-intrusion and the drain layers is generally smaller than 0.01. S in the clay

Table 1. Hydraulic conductivity (*K*), porosity (ϕ), residual water saturation degree (*S_r*), parameters *m* and *n* of the van Genuchten equation and the critical suction head (Ψ_c) of the materials of the full-section 2-D unsaturated flow model. Parameters were taken from: (a) Carrera *et al.*, 1992; (b) Ayora *et al.*, 2007; (c) Zhang *et al.*, 2006; and (d) Westinghouse, 2014.

Layer	K (m/s)	φ	$\mathbf{S}_{\mathbf{r}}$	m	n	Ψc (N/m ²)
Anti-intrusion layer	0.1	0.25 ^(a)	0 ^(a)	0.6 ^(a)	2.5	800 ^(a)
Drainage-filter layer	0.1	0.25 ^(a)	0 ^(a)	0.6 ^(a)	2.5	800 ^(a)
Imperme-able layer (Clay)	10-9	0.25 ^(a)	0.4 ^(a)	0.17 ^(a)	1.2	13650 ^(a)
Loess Backfill	$K_x = 2 \cdot 10^{-6}$ $K_y = 2 \cdot 10^{-7}$	0.4	0.19 ^(c)	0.21 ^(c)	1.3	7840 ^(c)
Concrete cells	10-8	0.08 ^(b)	0 ^(b)	0.3 ^(b)	1.4	5·10 ^{-5 (b)}
Loess-cement	9.10-8	0.2	0	0.3	1.4	500000
Brusarska clay	10 ^{-8(d)}	0.38 ^(d)	0.21 ^(d)	0.24 ^(d)	1.3	8099 ^(d)
Natural loess	2.8·10 ^{-6(d)}	0.49 ^(d)	0.12 ^(d)	0.39 ^(d)	1.6	13425 ^(d)
Concrete blocks	10-8	0.08 ^(b)	0 ^(b)	0.3 ^(b)	1.4	5·10 ^{-5 (b)}
Clay loess	2.9·10 ^{-7(d)}	0.41 ^(d)	0.15 ^(d)	0.38 ^(d)	1.6	14848 ^(d)

layer is equal to 0.85 at t = 0 and increases with time. The average saturation degree in the clay layer at the left boundary after 125 years is S = 0.936. The clay layer at the right boundary is almost saturated (S = 0.97). The saturation degree remains around 0.6 in the compacted loess backfill and is equal to 0.97 in the concrete and loess-cement. The saturation degree of the Brusarska clay layer ranges from 0.8 at the top to 1 at the bottom of the model domain.

The vertical gradient is largest in the clay layer because it is the least permeable material.

The pressure head in the Brusarska clay is 0 at the bottom of the model domain and -2 m at its interface with the loess-cement layer. The pressure head in the loess-cement decreases linearly from -2 m to -7 m at the contact with the compacted loess backfill. The pressure head within the backfill decreases with elevation with a minimum of -12 m near the upper-right corner of the concrete cell. The pressure head above the concrete cell increases to values ranging from -5 m to -4 m.

Fig. 5 shows the contour plots of the computed hydraulic heads, pressure heads and saturation degrees at t = 125 years. The hydraulic head in the drain and anti-intrusion layers and at the top of the clay layer tend to a value of -5.5 m. The water flow in the backfill above the concrete cells has a small vertical component. The water flow in the rest of the backfill is nearly vertical. The pressure head in the drain and the anti-intrusion layers is about -0.5 m. The computed pressures at the contact of the drain and the clay fluctuate in response to the water inflow pulses. The pressure is smallest above the upper-right corner of

the concrete because the water velocity in this area is largest. The saturation degree reaches nearly steady values after 50 years, except at the clay layer.



Fig. 4. Vertical profiles of the computed saturation degree, hydraulic head and pressure head at t = 0, 25, 75 and 125 years at the left boundary (figures on top) and at the right boundary (three figures on the bottom).

Several sensitivity runs were performed to evaluate model uncertainties. They were

carried out by changing one-at-a-time the following parameters and boundary conditions: a) The external pressured head at the bottom boundary (changed from 0 to -1 m); b) The reference vertical hydraulic conductivity of the backfill (decreased by 20); c) The reference horizon-tal hydraulic conductivity of the backfill (divided by 10); d) The reference hydraulic conductivity of the concrete (multiplied by 10); e) The reference inflow into the clay layer (multiplied by 2); and f) The hydraulic conductivity of the clay layer, K_{clav}, (multiplied by 10). Model results show that there is no water flow into the concrete cells in any of the previous sensitivity runs. The water inflow into the clay layer increases by a factor of 5.5 when K_{elav} is multiplied by 10. The combination of an increase in \mathbf{K}_{clay} and potential recharge leads to an average water inflow into the clay layer 11 times larger than that of the base run. In this case, there is very small water inflow into the concrete cells with an average inflow of 0.77 mm/y.

Fig. 5. Contour plots of the computed hydraulic heads (left), pressure heads (intermediate) and saturation degrees (right) at t = 125 years.

4. FULL-SECTION 2-D UNSATU-RATED WATER FLOW MODEL

The flow domain for the full-section 2D model was discretized with a finite element mesh made of 19163 triangular elements with 9999 nodes. Fig. 6 shows the numerical grid used for the full-section model. The finite element mesh is used for the following two cases: 1) without and 2) with the additional clay barrier inside the backfill. The full-section model accounts for the natural loess which outcrops to the South of the facility (left part in Fig. 6). The hydrodynamic parameters of the natural loess are listed in Table 1.

A prescribed Neumann condition was used at the drain-clay contact with a prescribed water inflow equal to the inflow into the clay layer calculated with the updated 1-D flow model of the multilayer cover. A prescribed flow condition was used also along the outcrops of the natural loess. The mean annual recharge in the natural loess is 56 mm/year. Similar to the simplified model, a free-surface modified Cauchy condition was used at the inner boundaries of the concrete cells, drainage galleries and at the bottom of the model domain with a leakage coefficient α equal to 10^{-4} m²/d. A Dirichlet condition with a prescribed pressure head equal to 0 m was used along the inner boundaries. The prescribed pressure head at the bottom boundary is equal to -1.3 m. The left boundary of the natural loess is impermeable. The boundary conditions of the complete model are shown in Fig. 6. Additional details on the mathematical and numerical formulation of the boundary conditions used in CORE^{2D} can be found in Samper et al. (2011).

The unsaturated flow equation was solved for 100 years by using daily time increments.

Fig. 7 shows the spatial distribution of the computed hydraulic heads, pressure heads and saturation degrees at t = 100years in the model without the additional clay barrier inside the backfilling. The computed hydraulic heads range from -23 m to -13 m in the backfill near the concrete cells. The largest head gradient in the model occurs in the clay layer as indicated above. The saturation degree in the anti-intrusion and the drain layers is very small (about 0.01), and in the clay layer is 0.83 after 100 years.

The saturation degree in the loess backfill is 0.62. On the other hand, the saturation degrees in the concrete and the loess cement are 0.87 and 0.92, respectively. The lowest part of the clay loess is saturated. At the bottom of the model the external pressure is equal to -1.3 m. After 100 years there were no significant changes in the pressure at the bottom of the loess cement. However, the pressure changes at the bottom of the natural clay-loess are more important.

Fig. 8 shows the contour plots of the computed hydraulic heads, pressure heads and saturation degrees at t = 100 years in the model with the additional clay barrier inside the backfilling. The computed hydraulic heads range from -23 to -14 m in the backfill between the cells. The most important differences between the hydraulic heads calculated with the two models are located near the internal additional clay barrier. The hydraulic heads calculated above the clay barrier with the model without the additional barrier are lower than those calculated with the model with the additional barrier. On the other hand, the hydraulic heads below the clay barrier calculated with the model without the additional clay barrier are higher than those



Fig. 6. Finite element grid and geometry of material zones (top) and boundary conditions (bottom) of the full-section 2-D model.



Fig. 7. Contour plots of the computed hydraulic heads (top), pressure heads (intermediate) and saturation degrees (bottom) at t = 100 years without taking into account the additional clay barrier inside the backfilling.



Fig. 8. Contour plots of the computed hydraulic heads (top), pressure heads (intermediate) and saturation degrees (bottom) at t = 100 years taking into account the additional clay barrier inside the backfilling.

calculated with the model with the additional internal clay barrier.

Fig. 9 shows the vertical profiles of the hydraulic heads, pressure heads and saturated degrees at t = 100 years on the middle section of the left cell and the middle

section between both cells, respectively. Fig. 9 shows also the results of the simplified model and the full-section model with and without the additional clay barrier. The results computed in these cases are similar because the profiles are located far from the internal barrier.

The most important conclusion obtained with the full-section model is that there is no water flow into the concrete cells for the reference values of the parameters in the two cases considered: with and without the clay barrier inside the backfilling.

The total cumulative water inflow into the model domain through the clay layer and the natural loess in the last 25 years of the simulation is equal to 20.9 m³. The cumulative water outflow across the bottom boundary without the additional clay barrier is equal to 17.7 m³, which amounts to 86.7% of the total inflow. The change in water storage is equal to 2.25 m³. The error in the water balance is equal to 4.72%. The cumulative water outflow across the bottom boundary in the case with the additional clay barrier is equal to 17.7 m³ and the water storage is equal to 2.23 m³ (10.7%). The error in the water balance in this case is equal to 4.71%. The clay loess and the loess backfill are the materials with the largest storage capacity.

Given the key role of the hydraulic conductivity of the clay layer, a model sensitivity run was performed in which the hydraulic conductivity of the clay layer was increased from 10^{-9} m/d to 10^{-8} m/d. The results of the sensitivity run show that there is no water flow into the concrete cells in the sensitivity run.

7. CONCLUSIONS

Two-dimensional water flow models for the predesign of the multilayer cover of the LILW disposal facility at the Radiana site have been presented. The models were performed in two stages. First, a simplified 2-D unsaturated flow model was performed for the subdomain located



Fig. 9. Vertical profiles of the hydraulic head, pressure head and saturation degree at 100 years in the middle section of the left cell (the three figures on the left) and in the middle section between the two concrete cells (the three figures on the right) computed with the simplified model and the full-section model with and without the internal clay barrier.

between the two neighbour cells. Then, the 2-D model was performed for the full section. Two cases were considered for the full-section 2D model: with and without the additional internal clay barrier inside the backfilling.

There is no water flow into the concrete cells and the control galleries located below the cells for the two cases considered. All the water percolates out of the backfill. The time needed to reach steady hydraulic and pressure heads and saturation degrees ranges from 50 years in the upper part of the profile to more than 100 years in the lower part of the repository.

The additional clay layer inside the backfilling reduces the vertical flow and diverts the water flow away from the concrete cells. The saturation degrees are equal to 0.01 in the anti-intrusion and the drain layers, 0.83 in the clay layer, 0.62 in the loess backfill, 0.87 in the concrete, 0.92 in the loess cement and the lowest part of the clay loess is saturated. A small horizontal water flow from the natural loess into the backfill is calculated in the run without the additional clay barrier.

Acknowledgments. This work was supported by the Spanish Ministry of Economy and Competitiveness (Project CGL2016-78281). The research work of the second author was funded by a Predoctoral FPI Contract from the Spanish Ministry of Economy and Competitiveness. The research work of the third author was funded by a Predoctoral Contract from University of A Coruña. Thanks are also given to Westinghouse Electric Spain. We thank the comments and suggestions of the anonymous reviewer who contributed to improve this paper.

8. REFERENCES

Ayora, C., J.M. Soler, M.W. Saaltink y J. Carrera, 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., H. Alfageme, G. Galarza y A. Medina, 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).
- Dai, Z., J. Samper, A. Wolfsberg, y D. Levitt, 2008. Identification of relative conductivity models for water flow and solute transport in unsaturated compacted bentonite. Physics and Chemistry of the Earth, Vol. 33, S177–S185. doi:10.1016/j. pce.2008.10.012.
- 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.
- Lu, C., J. Samper, B. Fritz, A. Clement, y L. Montenegro, 2011. Interactions of corrosion products and bentonite: An extended multicomponent reactive transport model. Physics and Chemistry of the Earth 36, 1661–1668, doi: 10.1016/j. pce.2011.07.013.
- Molinero, J. y J. Samper, 2004. Groundwater Flow and Solute Transport in Fracture Zones: An Improved Model for a Large-Scale Field Experiment at Äspö (Sweden), Journal of Hydraulic Research. Vol. 42, Extra Issue, 157-172.
- Samper, J., C. Yang, L. Zheng, L. Montenegro, T. Xu, Z. Dai, G. Zhang, C. Lu y S. Moreira, 2011. CORE^{2D} V4: A code for water flow, heat and solute transport, geochemical reactions, and microbial processes, Chapter 7, *Groundwater Reactive Transport Models*, F Zhang, G-T Yeh, C Parker & X Shi (Ed), Bentham Science Publishers, pp 161-186.
- Samper, J., C. Lu y L. Montenegro, 2008a. Coupled hydrogeochemical calculations of the interactions of corrosion products and bentonite. Physics and Chemistry of the Earth 33, S306–S316, doi:10.1016/j.pce.2008.10.009.
- Samper J., L. Zheng, L. Montenegro, A.M. Fernández y P. Rivas, 2008b. Coupled thermo-hydro-chemical models of compacted bentonite after FEBEX in situ test, Applied Geochemistry, Vol 23/5: 1186-1201,
- Samper, J., T. Xu y C. Yang, 2009. A sequential partly iterative approach for multicomponent reactive transport with CORE2D. Computational Geosciences. doi: 10.1007/s10596-008-9119-5.

- Samper, J., C. Yang, L. Zheng, L. Montenegro, T. Xu, Z. Dai, G. Zhang, C. Lu y S. Moreira, 2011. CORE^{2D} V4: A code for water flow, heat and solute transport, geochemical reactions, and microbial processes, Chapter 7 of the Electronic book Groundwater Reactive Transport Models, F Zhang, G-T Yeh, C Parker & X Shi (Ed), Bentham Science Publishers, pp 161-186, ISBN 978-1-60805-029-1.
- Samper, J., B. Pisani, A. Mon, J. Fernández, I. Stefanova y F. Beltrán de Heredia, 2015. Numerical flow models for the predesign of a multilayer cover for a medium and low activity radioactive waste facility in Bulgary, En: *Jornadas de Zona no Saturada* Vol XII, Silvia Martínez y Antonio Sastre Ed, pp. 251-257.
- Samper, J., A. Naves, L. Montenegro y A. Mon, 2016. Reactive transport modelling of the longterm interactions of corrosion products and compacted bentonite in a HLW repository in granite: Uncertainties and relevance for performance assessment, Applied Geochemistry. Vol 67 (2016) 42-51.

- Westinghouse, 2014. Annex B: hydrogeological model. R-Project 5, Technical Design and ISAR Preparation for National Disposal Facility. Intermediate Safety Assessment Report.
- Xu, T., J. Samper, C. Ayora, M. Manzano y E. Custodio, 1999. Modeling of non-isothermal multicomponent reactive transport in field scale porous media flow systems. Journal of Hydrology 214, 144–164.
- Zhang, S., H. Grib y L. Lövdahl, 2006. Effect of soil compaction on hydraulic properties of two loess soils in China. *Soil and Tillage Research* 90, 117-125.

IMPORTANCIA DE LA FECHA DE MATADO DE LOS CULTIVOS CUBIERTA, EN TIEMPO PRESENTE Y CON PROYECCIONES DE CAMBIO CLIMÁTICO

M.Alonso-Ayuso¹, M. Quemada¹, M. Vanclooster², J.L. Gabriel³

¹ Dpto. Producción Agraria, UPM, Avda. Puerta de Hierro 2-4,28040 Madrid, miguel.quemada@upm.es ² Earth and Life Institute, Université Catholique de Louvain, Croix du Sud 2, B-1348 Louvain-la-Neuve,

Belgium, marnik.vanclooster@uclouvain.be

³ Dpto. Medio Ambiente, INIA, Ctra. de la Coruña km 7.5, 28040 Madrid, gabriel.jose@inia.es

RESUMEN. La elección de la fecha de matado de los cultivos cubierta (CC) es clave para potenciar sus beneficios evitando la competencia por los recursos con el cultivo principal. Para ello, se calibraron, mediante un método inverso, y validaron los módulos de agua, cultivo y nitrógeno (N) del modelo WAVE, con datos en continuo de humedad del suelo, medidas del cultivo y del N del suelo en dos ensayos de campo. En condiciones climáticas actuales se vio que un retraso en la fecha de matado supuso una mayor biomasa y mayor extracción de recursos, reduciendo la lixiviación pero aumentando la competencia. La fecha de siembra del cultivo principal también mostró ser relevante permitiendo reducir la competencia. En condiciones de cambio climático se incrementaron las diferencias entre el tratamiento de barbecho y CC pero también entre fechas de matado, potenciando el efecto de los CC como servicio medioambiental.

ABSTRACT. Choosing the cover crop terminating date is a key factor for enhancing their benefits but reducing their competition with the following main crop. For that, the water, nitrogen and crop modules of the WAVE model were calibrated (with an inverse calibration) and validated with continuous soil water content data, crop measurements and soil nitrogen content obtained from two different field experiments. Under actual climatic conditions. delaying the terminating date resulted in a crop biomass increment and higher soil depletion, reducing nitrate leaching risk but increasing competition with the main crop. The main crop hypothetical planting date was also an important factor, allowing to reduce the competence. Under climate change conditions, the differences increased respect to the fallow management and between termination dates, but increasing the CC effect as environmental service.

1. INTRODUCCIÓN

El lixiviado de nitratos (NO_3) y de otras sustancias contaminantes disueltas en el agua de drenaje son dos de los mayores problemas para la sostenibilidad de los sistemas agrícolas. En particular, el maíz y otros cultivos de verano en regadío son unos de los mayores contribuyentes a este lixiviado de NO₃⁻ en el mundo (Díez et al., 1997; Causapé et al., 2004). A pesar de ajustar la dosis de N y riego aportados, el maíz rara vez recupera más del 50% del N disponible, por lo que una gran masa de NO₃⁻ se queda en el campo después de la cosecha (Bundy and Andraski, 2005; Gabriel and Quemada, 2011). Este NO₃⁻ es muy susceptible de perderse por lixiviado durante este periodo de barbecho entre cultivos, rebajando aún más la eficiencia del sistema (Dinnes et al., 2002). Por ello su sostenibilidad depende de encontrar técnicas que eviten estas pérdidas.

Sustituir el periodo de barbecho entre dos cultivos principales por un CC es una de las técnicas que permiten reducir este lavado de NO3⁻ en zonas húmedas y secas (Hargrove, 1991; McCracken et al., 1994; Thorup-Kristensen et al., 2003; Gabriel et al., 2012b). Pero el CC en las zonas áridas y semiáridas se ha visto muy limitado por una pobre implantación, o por la competencia que puede producir con el siguiente cultivo principal (Unger y Vigil, 1998). Para ello cobra gran importancia el manejo del CC y su fecha de matado (Alonso-Ayuso et al., 2014). La elección de la fecha de matado del CC debe sopesar tanto una extracción razonable de nutrientes y de agua para evitar una excesiva competencia, como disponer de una biomasa suficiente para evitar la evaporación directa del suelo y el re-aporte de nutrientes con la mineralización (Clark et al., 2007). Pero, al ser un sistema complejo, no se dispone de una recomendación óptima para el manejo de los CC (Clark et al., 2007; Krueger et al., 2011), a lo que se une la incertidumbre que el posible cambio climático implica. Por eso, es necesario conocer mejor las posibles ventajas y desventajas de cada tipo de manejo antes de tomar una decisión.

Por otro lado, aunque la competencia con el cultivo principal es fácilmente medible, su efecto de lixiviado de NO₃⁻ es muy difícil de medir directamente en el campo (Webster et al., 1993). Hay diversos métodos, más o menos complejos, con ventajas y desventajas, aunque ninguno ofrece una solución universal (Gehl et al., 2005). Por eso, la modelización se convierte en una herramienta muy interesante que permite comparar el efecto de distintos manejos sobre este lavado (Muñoz-Carpena et al., 2008). Sobre todo, cuando se pueden combinar medidas en campo para combinar con un modelo (Paramasivam et al., 2001). Pero para ello, primero hay que identificar el gran número de parámetros envueltos en los ciclos de agua y N y evaluar su importancia si se pretende que las simulaciones sean precisas y robustas (Simunek et al., 1999). En este proceso la calibración inversa cobra más sentido, combinando iterativamente las medidas empíricas con los datos simulados (Ritter et al., 2013).

Por todo ello, el objetivo principal de este ensayo es estudiar el efecto de los CC en los balances de agua y N bajo condiciones actuales y futuras. Los diferentes sub-objetivos serían: i) calibrar y validar el modelo WAVE para una simulación precisa de ambos balances, ii) evaluar la influencia de la fecha de matado de los CC y de la variación interanual en el lavado de NO₃⁻ potencial y en la competencia con el siguiente cultivo y iii) analizar el efecto bajo diferentes situaciones de cambio climático.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

2.1. Diseño Experimental

El modelo se calibró y se validó con datos de campo de dos ensayos distintos. Los dos estudios se desarrollaron en una finca experimental situada en Aranjuez en la Cuenca del Tajo. El suelo del ensayo pertenece al subgrupo Typic Calcixerept (Soil Survey Staff 2014), clase textural franco-arcillo-limosa. El clima es Termomediterráneo atenuado (Emberger et al., 1963). Los datos meteorológicos horarios de temperatura, humedad, viento, precipitación y radiación solar se recogieron en una estación meteorológica Campbell Scientific situada junto a las parcelas del ensayo.

El primer ensayo consistió una rotación CC-maíz de octubre 2006 a octubre 2010 con tres tratamientos durante el periodo de CC: cebada (*Hordeum vulgare* L.), veza (*Vicia villosa* L.) y suelo desnudo. Los tres tratamientos se repartieron al azar en 12 parcelas de 144 m² que permanecieron constantes durante los 4 años. Los CC se sembraron en torno a la primera semana de octubre y se mataron con un pase de glifosato sobre la segunda-tercera semana de marzo. Una descripción más detallada se puede encontrar en Gabriel y Quemada (2011) y Gabriel et al. (2012b).

El segundo ensayo consistió en un sistema de CC desde octubre 2011 a octubre 2013, comparado con suelo desnudo. En este caso, el CC fue una mezcla de veza-cebada y los tratamientos fueron dos fechas de matado distintas: mediados de marzo y mediados de abril. El CC mezcla se sembró en torno a la primera semanada de octubre en 12 parcelas de 180 m² (de nuevo distribuidas al azar con 4 repeticiones). El método de matado fue con glifosato, manteniendo los residuos sobre la superficie. Se pueden encontrar más detalles en Alonso-Ayuso et al. (2014).

2.2. Medidas de campo

Se tomaron medidas tanto en planta como en suelo. Las medidas en los CC en ambos ensayos consistieron en medidas de cobertura cada 15 días en 5 puntos fijos por parcela (mediante imagen digital), fenología, biomasa aérea final, concentración de N en la biomasa y N total extraído. También se determinó la biomasa en raíces, pero sólo en el ensayo de 4 años. Las medidas en suelo consistieron en N mineral (Nmin) y contenido de agua (SWC). El Nmin se midió cada año en los dos ensayos antes de sembrar el CC y después de matarlo (después de la segunda fecha en el caso del de dos años). Se muestreó también en el ensavo de 4 años la solución del suelo a 1.2 m de profundidad cada 15 días (o después de un chubasco con precipitación superior a 20 mm) con tres cañas de succión verticales por parcela (Lord y Shepherd, 1993), que se mantuvieron con una succión de 333 cm dentro de la cápsula entre muestreos. Las muestras se congelaron y se midió el Nmin. El SWC se monitorizó con una frecuencia horaria mediante sondas de capacitancia EnviroSCAN® (Paltineanu y Starr, 1997). Se instalaron 9 tubos en el ensayo de 4 años y 12 en el de 2. Cada tubo consistió en seis sensores colocados cada 20 cm desde 10 a 110 cm de profundidad. Cada sensor fue previamente normalizado, calibrado y validado en condiciones de campo y de laboratorio por Gabriel et al. (2010). La información de estos sensores se usó también para estimar la profundidad de raíces. Cuando un sensor mostraba disminución del contenido de agua durante varios días sólo durante las horas de luz, pero no durante las de oscuridad, se supuso que la pérdida se debía a la transpiración. Se pueden obtener más detalles de las medidas de campo en Gabriel y Quemada (2011) y en Gabriel et al. (2012b) para el ensayo primero y en Alonso-Ayuso et al. (2014) para el segundo.

2.3. El modelo WAVE

El modelo WAVE (por sus siglas inglesas Water and Agrochemicals in soil, crop and Vadose Environment; Vanclooster et al., 1996) describe el movimiento de agua y solutos en la zona subsaturada. El modelo resuelve la ecuación de Richards para describir el flujo isotérmico unidimensional en un medio poroso (rígido y de saturación variable). Se usa la ecuación de van Genutchen sin histéresis para la curva de retención de agua (van Genutchen, 1980), y la de Mualem (1976) para la conductividad hidráulica. Se pueden encontrar más detalles en Gabriel et al. (2012). En este caso, se empleó una versión del modelo en Matlab® (The MathWorks Inc., Natick, MA, USA). También se incluyó un modelo de simulación del ciclo del N basada en SWATNIT (Simulating WATer and NITrogen; Vereecken et al., 1991) para el transporte de solutos y del calor, y otra modelo para la simulación del crecimiento de planta, basada en el modelo de cultivo previo de WAVE, SUCROS (Van Keulen et al. 1982; Spitters et al. 1988) (http://www. wageningenur.nl/en/Expertise-Services/ Research-Institutes/alterra/Facilities-Products/Software/WOFOST/Principles. htm) y en el modelo WOFOST. También se incluyó otra algoritmo para calcular la evapotranspiración potencial de Allen et al. (1998), basado en el coeficiente dual. La evaporación sólo se produce en la superficie descubierta de suelo, mientras que la transpiración sólo en la cubierta por plantas vivas.

2.4. Calibración de WAVE

La calibración se dividió en los parámetros del ciclo del agua, los del cultivo y los del ciclo de N. Los del ciclo del agua ya se calibraron por Gabriel et al. (2013) con una calibración inversa durante el barbecho entre octubre de 2006 y abril de 2007, para evitar la interacción con el cultivo. Para ello se acopló el modelo WAVE con el algoritmo SCEM-UA (Vrught et al. 2003). Este algoritmo de optimización global es un método bayesiano basado en el método de Monte-Carlo acoplado con cadenas de Markov (Gilks et al. 1998) siguiendo la estrategia Metropolis (Metropolis et al., 1953) para la evolución de poblaciones, alcanzando con cada simulación tanto el conjunto de parámetros más probables como la función de probabilidad para el siguiente conjunto de parámetros. El ajuste de las simulaciones a los datos observados se realizó mediante el coeficiente de eficiencia (Ceff; Nash y Sutcliffe, 1970) así como el error cuadrático medio (ECM), como Ritter y Muñoz-Carpena (2013) sugirieron para modelos hídrológicos. Posteriormente se calibró el módulo de cultivo (para veza y cebada) de forma manual y en el mismo periodo de 2006/07 en el ensayo de 4 años. Primero se ajustó la fenología, seguido de los parámetros de crecimiento (cobertura del suelo, biomasa final, profundidad de raíces) para terminar con la masa de N absorbido por cada cultivo. El módulo de N en el suelo fue el último en calibrarse, de nuevo mediante el acople con SCEMUA. En este caso los valores objetivo fueron el contenido de NO_{2} y NH_{4} en cada una de los horizontes medidos al final del CC. El conjunto de datos usado para la calibración fue el de la temporada 2008/09, porque presentaba periodos secos y húmedos y porque el Nmin inicial era más representativo que el de 2006/07.

2.5. Validación de WAVE

La validación, a su vez, se dividió en dos partes, coincidiendo con los dos ensayos. La validación con el ensayo de 4 años consistió en la comparación del cultivo y de los balances de agua y N para los valores observados en los periodos que no se habían usado para la calibración. El SWC simulado para cada horizonte fue comparado con el observado en los sensores. Los valores de biomasa final. N absorbido, cobertura del suelo y profundidad de raíces simulados se compararon con los observados. Y, por último, se compararon los perfiles de Nmin simulados al final de cada periodo de CC así como la concentración de Nmin en el agua de drenaje en las cañas de succión.

La validación con el ensayo de 2 años consistió de nuevo en una comparación de los valores observados y simulados para el cultivo y los balances de agua y N. Los resultados del balance de agua comparados fueron los mismos que en el de 4 años. Los de cultivo también fueron similares, pero dividiendo en dos fechas distintas de matado. Los de N también se dividieron en las dos fechas de matado, pero todos comparados en una fecha hipotética de siembra del cultivo principal (FHS) el 17 de abril.

2.6. Aplicación de WAVE

El modelo calibrado y validado se aplicó a dos escenarios climáticos distintos, en situación presente y en condiciones de cambio climático. Las simulaciones se realizaron con la misma mezcla de veza y cebada del ensavo de dos años sembrado el 10 de octubre y combinado con 4 fechas de matado (1 y 15 de marzo y 1 y 14 de abril), con dos FHS del cultivo principal y con 4 situaciones iniciales (combinando alto y bajo contenido de Nmin y SWC) para un total de 40 escenarios. Estos escenarios se simularon para cada uno de los 30 años de una base de datos climáticos reales de la zona. Se analizaron 7 variables del modelo: precipitación total, biomasa del CC, transpiración total, drenaje, lixiviado de NO₃⁻ y condiciones en el momento de la FHS de Nmin y SWC. Los resultados obtenidos se analizaron con el programa @ Risk (Palisade Corp., Newfield, NY, USA) para generar curvas de distribución de la probabilidad para cada uno de los 40 escenarios, ajustando los modelos al de menor valor del estadístico χ^2 .

Para las situaciones de cambio climático se volvieron a simular los 40 escenarios y se analizaron las mismas variables de salida. En este caso, la base de datos de 30 años fue la misma, pero perturbada para la temperatura y la precipitación. La base de datos observada se modificó sistemáticamente usando la aproximación del "factor de cambio" (Fronzek et al., 2010). Las temperaturas máxima y mínima diaria se modificaron entre -1° C y +7°C en incrementos de 1°C, mientras que la precipitación se modificó entre -40% y +30% en incrementos de 10%, resultando en 72 combinaciones de cambios de temperatura y precipitación. Estos intervalos se definieron con bastante amplitud para incluir las predicciones de cambio climático del CMIP5 ensemble (IPCC, 2013).

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. WAVE calibración y validación

La aplicación de la calibración inversa de los parámetros hídricos produjo una buena estimación de la evolución del SWC. Además, el resultado de la validación con la base de datos independiente fue un ajuste similar (Ceff igual a 0.712 y 0.893 para los ensayos de 2 y 4 años respectivamente) al observado en la calibración (0.933), y el ECM menos que la variabilidad encontrada en los propios sensores. Además, el ECM relativo fue de 2.3% durante la calibración y de 3.6 y 2.6% para la validación con los ensayos de 4 y 2 años respectivamente, bastante más bajo del 10% definido por Coucheney et al. (2015) como aceptable para el balance de agua de modelos agroambientales. Esta importante mejora se debe principalmente al uso de un modelo numérico en vez del clásico modelo de pistón que usan los modelos agronómicos (Soldevilla-Martínez et al., 2014). También el proceso de calibración inversa, que permite parametrizar el modelo en base a medidas muy frecuentes de SWC, contribuye a la mejora como se ha sugerido (Ritter et al. 2003).

En cuanto a la simulación del cultivo, de nuevo, el error observado en la validación para las distintas variables estudiadas fue similar al de la calibración y similar a la variabilidad observada en campo. El ECM relativo fue de 26.1% para la biomasa aérea, de 34.9% para la radicular y del 15.0% de la cobertura del suelo. Para este tipo de variables Coucheney et al. (2015) definían un 35% como error aceptable, por lo que, de nuevo, el modelo tiene una validez aceptable.

En cuanto al balance de N el ECM relativo para las distintas variables fue de 30.8% para el contenido de N en planta, 30.3% para el Nmin y de 40.6% para el lixiviado, similar al obtenido por Payet et al. (2009) usando también WAVE, y menor de los 33% y 49% propuestos por Coucheney et al. (2015) para las variables del ciclo del N y del lixiviado respectivamente. En este caso, no se ha podido medir directamente el lixiviado, pero ya que el error en el balance de agua es pequeño, se puede considerar la concentración de Nmin en el drenaje como la mayor fuente de error para el cálculo del lixiviado.

3.2. Aplicación de WAVE en condiciones actuales

A lo largo de los 30 años la precipitación durante el periodo estudiado varió entre los 70 y los 400 mm, con la mediana en 250 mm. El retrasar 15 días la FHS supuso unos 20 mm adicionales. Se ajustó a una función de probabilidad Weibull a los datos de biomasa acumulada y, aunque fue independiente de las condiciones iniciales del suelo en otoño, aumentó unos 1000-1500 kg ha⁻¹ cada 15 días de retraso en su matado, mostrando la importancia de la elección de la fecha de matado para maximizar los beneficios del CC (Alonso-Ayuso et al., 2014; Sainju y Singh, 2001). La independencia de las condiciones iniciales señala que la mezcla veza-cebada se puede cultivar en un rango amplio de situaciones. Por un lado, la cebada ya ha sido considerada como resistente a la sequía (Bilbro,



Fig. 1. Probabilidad acumulada para el lixiviado de NO_3^- en los distintos escenarios simulados durante 30 años.

1991; Unger y Vigil, 1998; Gabriel et al., 2016). Por otro lado, la veza es una planta fijadora facultativa de N_2 , en función del Nmin disponible. Combinando ambas características se consigue que la mezcla sea un cultivo más plástico frente a las condiciones adversas que por separado.

Se ajustó una función Gamma al volumen de agua drenado, que fue dependiente de las condiciones iniciales de agua pero no de Nmin. Y aunque a mayor contenido inicial de agua, mayor drenaje se producía en todos los tratamientos, por norma general se observó un incremento constante de 60 mm del tratamiento de suelo desnudo respecto al de CC, excepto en los años secos donde además se partía de condiciones secas del suelo, donde las diferencias se redujeron. Por otro lado, retrasar la fecha de siembra 15 días sólo aumentó el drenaje en unos 2-7 mm. Sin embargo, el lavado de NO₃⁻ estuvo influenciado tanto por el contenido inicial de agua como por el de Nmin. Cuando el drenaje fue escaso, el lavado también lo fue, reduciendo los CC a la mitad el lavado del suelo desnudo (Fig. 1; el 80% de los años el lavado en los CC fue menor de 50 kg N ha⁻¹ si el Nmin inicial era bajo). Pero si las condiciones de Nmin iniciales eran altas, las diferencias entre tratamientos se aumentaron, tanto entre suelo desnudo y CC, como entre fechas de matado (~17 kg N ha-1) como entre FHS distintas (~20 kg N ha-1). En el caso más desfavorable, con alto contenido inicial de SWC y de Nmin, el rango fue muy amplio, situándose el 80% de los años entre 125 y 475 kg N ha⁻¹ para los tratamientos de CC y entre 225 y 625 kg N ha⁻¹ en el de suelo desnudo. Por tanto, los resultados del modelo revelan la importancia del manejo del suelo en el periodo de barbecho entre cultivos en cuanto al lixiviado de NO₃⁻ y otras sustancias, sobre todo en los años en los que varias situaciones adversas se unen. Este efecto sinérgico también había sido descrito en estas condiciones por Ruiz-Ramos et al. (2011), cuando el suelo tiende a acumular Nmin durante un periodo seco y que se lava en grandes pulsos durante los periodos de lluvia intensa. Por otro lado, el efecto de los CC en el lixiviado es de gran importancia ya desde las primeras fases y no tanto en las fases finales, en contra de lo que sugieren otros autores para condiciones más húmedas (Thorup-Kristensen y Dresboll, 2010; Lawson et al., 2015).

El SWC en la FHS dependió principalmente de la presencia o ausencia de CC, de la fecha en que se mató, de la fecha de siembra, en algunos casos del SWC inicial, pero no del Nmin inicial (Fig. 2). La fecha de matado fue el factor más importante, marcando diferencias en torno a los 0.10 m³ m⁻³ entre la fecha temprana y la tardía. Aunque retrasar la FHS ayudó a reducir estas diferencias, ya que se recargaron de media 0.04 m³ m⁻³ si el matado era tardío pero sólo 0.02 si la fecha de matado era temprana. El SWC inicial afectó al SWC final del tratamiento de suelo desnudo, variando el 80% de los años entre 0.33 y 0.45 m³ m⁻³ si las condiciones eran altas y entre 0.27 y 0.46 si eran bajas. Sin embargo, en los tratamientos de CC, el 80% de los años varió entre 0.18 y 0.29 m3 m3 si el manejo era más competitivo y entre 0.27 y 0.43 m³ m⁻³ si se mataba pronto y se sembraba tarde. Por tanto, en las condiciones más desfavorables, la competencia en los primeros 20 cm se podría solucionar con 35 mm de riego, como ya observaron otros autores (Mitchell et al., 1999; Krueger et al., 2011). Pero, este exceso de riego puede compensarse durante el periodo de cultivo principal si el residuo permanece en superficie, disminuyendo la evaporación directa desde el suelo (Clark et al., 1997). En cuanto al Nmin en la FHS, dependió del contenido inicial de Nmin pero no del de SWC. Si el contenido inicial era bajo, las diferencias al final de ciclo entre años

fueron bastante constantes, con un efecto medio de la fecha de siembra de unos 4 kg N ha⁻¹, mientras que la diferencia entre las dos fechas de matado más



Fig. 2. Probabilidad acumulada para el contenido de agua en el suelo (SWC) en la fecha hipotética de siembra (FHS) para los distintos escenarios simulados durante 30 años.

extremas fue de 8 kg N ha⁻¹. Pero cuando el contenido inicial fue alto, la mayor variación fue entre años y no entre tratamientos. Pero esta disminución sólo produjo valores limitantes menores a 10 kg N ha⁻¹ en los primeros 20 cm de suelo cuando el CC se mató muy tarde. De hecho, autores como Vázquez et al. (2006) sugieren que es beneficioso limitar la disponibilidad de NO₃⁻ en el suelo durante las primeras fases de cultivos de regadío, debido a la facilidad con que se lavan al ser aún la planta pequeña. Por tanto, la elección de la fecha de matado de los CC y de la FHS son elementos claves a la hora de evitar una excesiva competencia con el cultivo principal, pero también para controlar el lixiviado de NO₃.

3.3. Aplicación de WAVE en condiciones futuras

No hay mucha información sobre el posible efecto de los CC en situaciones de cambio climático. Los resultados de este estudio muestran que mientras que el aumento de la temperatura favorece un mayor desarrollo de su biomasa (el incremento de 2ºC multiplicó la biomasa prácticamente por dos en todos los tratamientos), la variación en la precipitación no parece tan importante en un periodo del año donde el agua no suele ser muy limitante. Por otro lado, en el drenaje sí que se ve una mayor influencia de la variación de la precipitación, disminuyendo en unos 20 mm por cada 10% de descenso de la precipitación en el suelo desnudo (entre 10

y 15 en los tratamientos de CC), mientras que un aumento de 6°C de la temperatura sólo lo reduciría en 10 mm en el suelo desnudo pero entre 5 y 10 mm cada 1ºC en los CC, por el aumento de transpiración. Y la misma tendencia se pudo observar en el lavado de NO₃, aunque en este caso fue muy dependiente de las condiciones iniciales de Nmin (Fig. 3). Pero en cualquier posible escenario de cambio climático de los estudiados, la disminución del lavado fue mayor en los CC que en el suelo desnudo, mejorando el control. Pero este descenso del drenaje, debe ser controlado en el medio plazo, ya que a su vez podría favorecer una acumulación de sales excesiva (Gabriel et al., 2012a). Por último, las condiciones iniciales del suelo en la FHS también se vieron afectadas. Por un lado, el SWC varió principalmente por el cambio en las precipitaciones y el aumento de temperatura no tuvo apenas influencia en el suelo desnudo pero sí en los tratamientos de CC por el aumento de la transpiración, aumentando la competencia por agua.



Fig. 3. Gráficos de superficies de respuesta al impacto de la variación de la precipitación (P) y la temperatura (T) en el lixiviado de NO_3^- (kg N ha⁻¹) en los distintos escenarios simulados durante 30 años.

Pero por el otro, el Nmin se vio más afectado por la temperatura en el suelo desnudo que en los CC. A medida que la temperatura aumenta y la precipitación baja, el aumento de la mineralización de la materia orgánica del suelo y el menor lavado favorecen la acumulación en el tratamiento de suelo desnudo (~5 kg N ha-1 cada 10% menos de precipitación y 2°C de aumento). Pero en los tratamientos de CC no se observó una variación importante respecto a las condiciones climáticas actuales. Por tanto, se aumentó la competencia del CC con el cultivo principal por el Nmin, pero, a su vez, se redujo el riesgo de un posible lavado de NO₃⁻ durante las primeras fases de crecimiento del cultivo principal. Y todo sin contar con la mineralización de los residuos vegetales del CC a medida que la planta va creciendo, favoreciendo el reciclado de nutrientes.

4. CONCLUSIONES

La inclusión de un CC en los sistemas de regadío de zonas semiáridas parece ser una técnica muy eficiente a la hora de reducir el lixiviado de NO₃, pero con diferente comportamiento en cuanto a la competencia por agua y N con el cultivo principal, en función de su fecha de matado. Gracias a la precisión en los resultados obtenidos tras la calibración y validación del modelo WAVE para los balances de agua y N, se han podido analizar múltiples escenarios, que en condiciones experimentales de campo habrían sido imposibles de abarcar, tanto por el tiempo necesario como por lo costoso de los ensayos. Con estas simulaciones se ha concluido que adelantar la fecha de matado es una estrategia que permite reducir la competencia con el siguiente cultivo sin comprometer su servicio medioambiental de reducir el lixiviado de NO₃⁻. Por otro lado, bajo distintas situaciones de cambio climático, los CC se han presentado como herramientas aún más potentes en el control del lavado, aumentando la resiliencia del sistema.

Agradecimientos. Este trabajo se ha financiado con los proyectos AGL201452310R y IJCI201420175 del Ministerio de Economía y Competitividad y con el S2013/ABI2717 de la Comunidad de Madrid, cofinanciado por ESIF.

5. BIBLIOGRAFÍA

- Allen, R.G., L.S. Pereira, D. Raes y M. Smith, 1998. Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements. FAO, Roma.
- Alonso-Ayuso, M., J.L. Gabriel y M. Quemada, 2014. The kill date as a management tool for cover cropping success. *Plos One* 9, 12.
- Bilbro, J.D., 1991. Cover crops for wind erosion control in semiarid regions. *Cover Crops Clean Water*, 36-38.
- Bundy, L.G. y T.W. Andraski, 2005. Recovery of fertilizer nitrogen in crop residues and cover crops on an irrigated sandy soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 69, 640–648.
- Causapé, J., D. Quilez y R. Aragues, 2004. Assessment of irrigation and environmental quality at the hydrological basin level – II. Salt and nitrate loads in irrigation return flows. *Agric. Water Manage*. 70, 211–228.
- Clark, A.J., A.M. Decker, J.J. Meisinger y M.S. McIntosh, 1997. Kill date of vetch, rye, and a vetch-rye mixture: 2. Soil moisture and corn yield. *Agron. J.* 89, 434-441.
- Clark, A.J., J.J. Meisinger, A.M. Decker y F.R. Mulford, 2007. Effects of a grassselective herbicide in a vetch-rye cover crop system on corn grain yield and soil moisture. *Agron. J.* 99, 43–48.
- Coucheney, E., S. Buis, M. Launay, J. Constantin, B. Mary, I.G. de Cortazar-Atauri, D. Ripoche, N. Beaudoin, F. Ruget, K.S. Andrianarisoa, C. Le Bas, E. Justes y J. Leonard, 2015. Accuracy, robustness and behavior of the STICS soil-crop model for plant, water and nitrogen outputs:

Evaluation over a wide range of agro-environmental conditions in France. *Environ. Modell. Softw.* 64, 177-190.

- 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.
- Dinnes, D.L., D.L. Karlen, D.B. Jaynes, T.C. Kaspar, J.L. Hatfield, T.S. Colvin y C.A. Cambardella, 2002. Nitrogen management strategies to reduce nitrate leaching in tile-drained midwestern soils. *Agron. J.* 94, 153-171.
- Emberger, C., H. Gaussen, M. Kassas y A. Dephilippis, 1963. Bioclimatic map of the Mediterranean Zone, explanatory notes. UNESCO-FAO, Paris.
- Fronzek, S., T.R. Carter, J. Räisänen, L. Ruokolainen y M. Luoto, 2010. Applying probabilistic projections of climate change with impact models: a case study for sub-arctic palsa mires in Fennoscandia. *Clim. Change* 99, 515-534.
- 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., M. Alonso-Ayuso, I. Garcia-Gonzalez, C. Hontoria y M. Quemada, 2016. Nitrogen use efficiency and fertiliser fate in a long-term experiment with winter cover crops. *Eur. J. Agron.* 79, 14-22.
- Gabriel, J.L., J.I. 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., M. Quemada, J. Vansteenkiste, J. Diels y M. Vanclooster, 2013. Calibration of WAVE in irrigated maize: fallow vs. cover crops. *Procedia Environ. Sci.* 19, 785-793.
- Gehl, R.J., J.P. Schmidt, L.R. Stone, A.J. Schlegel y G.A. Clark, 2005. In situ measurements of nitrate leaching implicate poor nitrogen and irrigation management on sandy soils. *J. Environ. Qual.* 34, 2243–2254.

- Gilks, W.R., G.O. Roberts y S.K. Suhu, 1998. Adaptive Markov chain Monte Carlo through regeneration. J. Am. Stat. Assoc. 93, 1045-1054.
- Hargrove, W.L., 1991. *Cover Crops for Clean Water*. Soil and water Conservation Soc., Ankeny.
- Krueger, E.S., T.E. Ochsner, P.M. Porter y J.M. Baker, 2011. Winter rye cover crop management influences on soil water, soil nitrate, and corn development. *Agron. J.* 103, 316-323.
- Lawson, A., C. Cogger, A. Bary y A.M. Fortuna, 2015. Influence of Seeding Ratio, Planting Date, and Termination Date on Rye-Hairy Vetch Cover Crop Mixture Performance under Organic Management. *Plos One* 10. https://doi. org/10.1371/journal.pone.0129597
- Lord, E.I. y M.A. Shepherd, 1993. Developments in the use of porous ceramic cups for measuring nitrate leachate. *J. Soil Sci.* 44, 435-449.
- McCracken, D.V., M.S. Smith, J.H. Grove, C.T. Mackown y R.L. Blevins, 1994. Nitrate leaching as influenced by cover cropping and nitrogen-source. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58, 1476–1483.
- Metropolis, N., A.W. Rosenbluth, M.N. Rosenbluth, A.H. Teller y E. Teller, 1953. Equation of state calculations by fast computing machines. J. Chem. Phys. 21, 1087-1092.
- Mitchell, J.P., D.W. Peters y C. Shennan, 1999. Changes in soil water storage in winter fallowed and cover cropped soils. *J. Sustain. Agr.* 15, 19-31.
- 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, D.D. Bosch, B. Schaffer y T.L. Potter, 2008. Summer cover crop impacts on soil percolation nitrogen leaching from a winter corn field. *Agric. Water Manage*. 95, 633–644.
- Nash, J.E. y J.V. Sutcliffe, 1970. River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles. J. Hydrol. 10, 282-290.
- Paltineanu, I.C. y J.L. Starr, 1997. Real-time soil water dynamics using multisensor capacitance probes: Laboratory calibration. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61, 1576-1585.
- Paramasivam, S., A.K. Alva, A. Fares y K.S. Sajwan, 2001. Estimation of nitrate leaching in an entisol under optimum citrus production. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 65, 914–921.
- Payet, N., A. Findeling, J.L. Chopart, F Feder, E. Nicolini, H. Saint Macary y M. Vauclin, 2009. Modelling the fate of nitrogen following pig slu-

rry application on a tropical cropped acid soil on the island of Reunion (France). *Agr. Ecosyst. Environ.* 134, 218-233.

- Ritter, A., F. Hupet, R. Muñoz-Carpena, S. Lambot y M. Vanclooster, 2003. Using inverse methods for estimating soil hydraulic properties from field data as an alternative to direct methods. *Agr. Water Manage.* 59, 77-96.
- Ritter, A. y R. Munoz-Carpena, 2013. Performance evaluation of hydrological models: Statistical significance for reducing subjectivity in goodness-of-fit assessments. J. Hydrol. 480, 33-45.
- Ruiz-Ramos, M., J.L. 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.
- Sainju, U.M. y B.P. Singh, 2001. Tillage, cover crop, and kill-planting date effects on corn yield and soil nitrogen. *Agron. J.* 93, 878-886.
- Šimůnek, J., O. Wendroth, M.Th. van Genuchten, 1999. Soil hydraulic properties from laboratory evaporation experiments by parameter estimation. En: Proceedings of the International Workshop, Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media. University of California, Riverside.
- Soldevilla-Martinez, M., M. Quemada, R. Lopez-Urrea, R. Munoz-Carpena y J.I. Lizaso, 2014. Soil water balance: Comparing two simulation models of different levels of complexity with lysimeter observations. *Agr. Water Manage*. 139, 53-63.
- Spitters, C., H. Van Keulen y D. Van Kraailingen, 1988. A simple but universal crop growth simulation model, SUCRO87. Simulation and systems management in crop protection. Simulation Monographs, PUDOC, Wageningen.
- Soil Survey Staff, 2014. *Keys to Soil Taxonomy, 12^a ed.* USDA, Natural Resources Conservation Service, Washington, DC.

- Thorup-Kristensen, K., J. Magid y L.S. Jensen, 2003. Catch crops and green manures as biological tools in nitrogen management in temperate zones. *Adv. Agron.* 79, 227-302.
- Thorup-Kristensen, K. y D.B. Dresbøll, 2010. Incorporation time of nitrogen catch crops influences the N effect for the succeeding crop. *Soil Use Manage.* 26, 27-35.
- Unger, P.W. y M.F. Vigil, 1998. Cover crop effects on soil water relationships. J. Soil Water Conserv. 53, 200-207.
- Van Genuchten, M.T. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 892-898.
- Van Keulen, H. 1982. Crop production under semi-arid conditions, as determined by moisture availability. En Simulation of plant growth and crop production. Pudoc.
- Vanclooster, M., P. Viaene, K. Christiaens y S. Ducheyne, 1996. WAVE Water and Agrochemicals in Soil and Vadose Environment, release 2.1. Katholieke Universiteit Leuven, Leuven.
- Vereecken, H., M. Vanclooster, M. Swerts y J. Diels, 1991. Simulating water and nitrogen behaviour in soil cropped with winter wheat. *Fertil. Res.* 27, 233–243.
- Vrugt, J.A., H.V. Gupta, W. Bouten, y S. Sorooshian, 2003. A Shuffled Complex Evolution Metropolis algorithm for optimization and uncertainty assessment of hydrologic model parameters. *Water Resour. Res.* 39, 1201.
- Vázquez, N., A. Pardo, M.L. Suso y M. Quemada, 2006. Drainage and nitrate leaching under processing tomato growth with drip irrigation and plastic mulching. *Agr. Ecosyst. Environ.* 112, 313-323.
- Webster, C.P., M.A. Shepherd, K.W.T. Goulding y E. Lord, 1993. Comparisons of methods for measuring the leaching of mineral nitrogen from arable land. J. Soil Sci. 44, 49-62.

ESTIMACIÓN DE LA HUMEDAD EN LA ZONA RADICULAR A PARTIR DE OBSERVACIONES REMOTAS DE HUMEDAD SUPERFICIAL DEL SUELO DE LARGA DURACIÓN

A. González-Zamora, J. Martínez-Fernández, N. Sánchez y M. Pablos

Instituto Hispano-Luso de Investigaciones Agrarias (CIALE), Universidad de Salamanca (USAL). c/ Duero, 12. 37185 Villamayor, Salamanca, España. Email: aglezzamora@usal.es. http://campus.usal.es/~hidrus/

RESUMEN. En la actualidad existen varias misiones espaciales que estiman la humedad superficial del suelo dada la relevancia de esta variable en meteorología, hidrología y agricultura. Sin embargo, para algunas aplicaciones resulta de más utilidad la estimación de la humedad a profundidad de raíces. En este trabajo se expone el uso del algoritmo Soil Water Index (SWI) como estimador de la humedad en el perfil del suelo, utilizando la humedad superficial tanto del satélite Soil Moisture Ocean Salinity (SMOS) como de la base de datos Climate Change Initiative (CCI). El método fue validado con las mediciones de las estaciones de la Red de Estaciones de Medición de Humedad del Suelo de la Universidad de Salamanca (REMED-HUS).

Los resultados obtenidos con esta metodología son satisfactorios para la estimación de la humedad en la zona radicular, evidenciando el potencial del uso de series largas de medidas remotas de la humedad superficial del suelo. **ABSTRACT.** Currently, there are several space missions estimating surface soil moisture owing the interest of this variable in meteorology, hydrology and agriculture. However, for some applications, root-zone soil moisture estimation is more useful. In this work, the use of the Soil Water Index (SWI) algorithm is proposed as an estimator of the soil moisture at different depths, together with the surface soil moisture estimates of both Soil Moisture Ocean Salinity (SMOS) satellite and Climate Change Initiative (CCI) database. The method was validated with the Soil Moisture Measurements Stations Network of the University of Salamanca (REMEDHUS) in Spain. The results obtained through this methodology for the estimation of soil moisture in the root-zone are satisfactory, highlighting the potential of the use of long-term satellite surface soil moisture series.

1. INTRODUCCIÓN

La humedad del suelo es una variable que ha sido ampliamente estudiada a lo largo de las últimas décadas, siendo de vital importancia en la mayoría de los procesos atmosféricos y climáticos, y de gran utilidad en la gestión de los recursos hídricos y agrícolas (Seneviratne et al., 2010). En 2010 fue declarada como una de las variables climáticas esenciales por la Organización Meteorológica Mundial (WMO), considerándola técnica y económicamente viable para su observación sistemática (WMO, 2010).

Un año antes, en 2009, la Agencia Espacial Europea (ESA) lanzó la primera misión dedicada a obtener globalmente la humedad del suelo de forma remota, el satélite Soil Moisture Ocean Salinity (SMOS). Esta misión aprovecha las propiedades que ofrece la banda L (1-2 GHz), dentro de las frecuencias de microondas del espectro electromagnético, para estimar la humedad del suelo (Kerr et al., 2001; Mecklenburg et al., 2016). Desde entonces. la National Aeronautics and Space Administration (NASA) ha lanzado dos misiones más en banda L. La primera de ellas fue el satélite Aquarius (Le Vine et al., 2007), que estuvo operativo desde 2011 hasta 2015. A pesar de que Aquarius inicialmente estaba dedicado a estimar la salinidad superficial del mar, más tarde fue utilizado para estimar globalmente la humedad del suelo (Bindlish et al., 2015). La segunda misión fue el satélite Soil Moisture Active Pasive (SMAP), dedicado específicamente a la recuperación de la humedad del suelo (Entekhabi et al., 2010a). SMAP fue lanzado en 2015 y, al igual que SMOS, proporciona datos globales de humedad superficial del suelo.

Anteriormente hubo otros satélites usados para estimar la humedad del suelo, aunque ninguno de ellos fue diseñado específicamente para obtener esta variable. Recientemente ha sido generada la base de datos de humedad del suelo *Climate Change Initiative* (CCI) de la ESA, que integra los datos obtenidos por todos los satélites usados para la estimación de la humedad del suelo, proporcionando un mapa mundial diario desde finales de 1978 hasta diciembre de 2014 (Dorigo et al., 2015).

La estimación del contenido de agua del suelo por teledetección tiene la ventaja de cubrir grandes áreas e identificar eventos a diferentes escalas, proporcionando información útil sobre la variabilidad espacio-temporal de dicha variable (Ochsner et al., 2013). Sin embargo, la teledetección sólo permite estimaciones de humedad en los primeros centímetros del suelo, mientras que para algunas aplicaciones, como la monitorización de la sequía y la gestión del agua en la agricultura, es más útil conocer la humedad en la zona radicular del suelo, es decir, la capa en la que se alojan las raíces de las plantas y donde absorben el agua necesaria para realizar la fotosíntesis.

Este trabajo tiene como objetivo la estimación de la humedad en la zona radicular del suelo a partir de la humedad del suelo superficial obtenida mediante satélite. Para ello se ha testado una metodología que permite obtener estimaciones de series de larga duración de la humedad del suelo en la zona radicular (en este caso, 0-50 cm de profundidad) a través de la aplicación del algoritmo recursivo del *Soil Water Index* (SWI), presentado por Wagner et al. (1999) y posteriormente mejorado por Albergel et al. (2008). El SWI se ha estimado usando dos bases de datos de humedad del suelo superficial: CCI para el periodo 1978-2014 y SMOS desde junio 2010 a diciembre 2014. Para validar la metodología propuesta y los resultados de las estimaciones de SWI en la zona radicular se han utilizado 12 estaciones de la Red de Estaciones de Medición de Humedad del Suelo de la Universidad de Salamanca (REMED-HUS) (Martínez-Fernández et al., 2015), en las que se mide de forma continua la humedad a 5, 25 y 50 cm de profundidad desde 2007. Además, los resultados obtenidos con el SWI calculado con CCI se han comparado con los obtenidos con el SWI calculado con SMOS para el periodo coincidente de ambas series temporales.

2. BASES DE DATOS Y METODO-LOGÍA

2.1. CCI

En este estudio se ha utilizado el producto CCI combinado en su versión 02.2, el cual unifica y homogeneiza las observaciones pasivas y activas de humedad del suelo basadas en teledetección por microondas procedentes de distintos sensores: el Scanning Multi-channel Microwave Radiometer (SMMR), el Special Sensor Microwave Imagers (SSM/I), el Microwave Imager Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), el Advanced Microwave Scanning Radiometer-Earth Observing Satellite (AMSR-E), el AMSR2 y el Wind-SAT por parte de los sensores pasivos, y el Active Microwave Instrument (AMI) wind scatterometer y el Advanced SCATterometer sensor (ASCAT) por parte de los sensores activos (Liu et al., 2011; Dorigo et al., 2015).

El producto CCI, generado por la *Vienna University of Technology* y distribuido por la ESA, tiene una resolución espacial de 0.25° y una resolución temporal diaria desde noviembre de 1978 hasta diciembre de 2014. Además, incluye indicadores de calidad para detectar píxeles con temperaturas inferiores a 0°C, cubiertos de nieve o con vegetación densa. Estos indicadores han sido utilizados para filtrar los píxeles en los que no es posible estimar la humedad del suelo de manera precisa.

2.2. SMOS

El SMOS *Soil Moisture Level 2 User Data Product* (SMUDP2) en su versión 6.20 ha sido utilizado en este análisis. Este producto de humedad del suelo SMOS tiene una precisión nominal de 0.04 m³m⁻³ y una resolución temporal diaria. Está distribuido por la ESA, proyectado sobre la malla *Icosahedral Snyder Equal Area Earth* (ISEA-4H9), la cual tiene nodos equiespaciados (*Discrete Global Grid*, DGG) a una distancia de 15 km. El SMUDP2 se presenta dividido entre órbitas ascendentes y órbitas descendentes (Kerr et al., 2012).

Al igual que CCI, las estimaciones de la humedad del suelo de SMOS llevan asociadas varios indicadores de calidad, como el *Data Quality Index* (DQX) y el *Radio Frequency Interference* (RFI). En este trabajo se ha usado la media diaria de la humedad del suelo de las órbitas ascendentes y descendentes, previamente filtradas siguiendo los umbrales de DQX y RFI sugeridos en González-Zamora et al. (2015).

2.3. REMEDHUS

Como base de datos para llevar acabo la validación de las estimaciones, se ha utilizado la humedad del suelo medida en 12 estaciones pertenecientes a la red RE-MEDHUS (Fig. 1). Dicha red está situada en el noroeste de España, entre las provincias de Zamora, Valladolid y Salamanca, cubriendo un área aproximada de 1300 km². Los cultivos predominantes de esa zona son los cereales de secano, junto con pequeñas zonas de regadío, viñedos, áreas de bosque y pasto (Sánchez et al., 2012). REMEDHUS lleva en funcionamiento desde 1999 y forma parte de la International Soil Moisture Network, ISMN (Dorigo et al., 2011). Esta red ha sido ampliamente utilizada como área de referencia en numerosos estudios de validación de productos de humedad del suelo de teledetección (Ceballos et al., 2005; Sánchez et al., 2012; Piles et al. 2014; González-Zamora et al., 2015; González-Zamora et al. 2016a).



Fig. 1. Localización de las estaciones de la red RE-MEDHUS utilizadas para este estudio.

Las 12 estaciones de REMEDHUS utilizadas en este estudio están equipadas con una sonda de capacitancia (*Hydraprobe, Stevens Water Monitoring System, Inc.*) que mide la humedad del suelo a 5 cm, así como dos sondas *EnviroSMART* (*Sentek Pty. Ltd.*) que miden la humedad a 25 y 50 cm de profundidad cada hora. Para el análisis que se ha realizado, se ha utilizado el valor medio diario. Debido a que el principal uso del suelo en la zona de RE-MEDHUS es el del cultivo de cereales de secano (85% del área), se consideró que la profundidad de 0-50 cm es representativa de la zona radicular (Pietola y Alakukku, 2005).

2.4. Metodología

Para estimar la humedad del suelo en la zona radicular, se ha aplicado el modelo del SWI (Wagner et al., 1999; Albergel et al., 2008). Dicho modelo asume un suelo de dos capas, la primera corresponde a la parte superficial del suelo y la segunda se extiende desde el fondo de la capa superficial hacia abajo, asumiendo que el agua contenida en ella no tiene más contacto con el exterior que la capa superficial (Wagner et al., 1999). El SWI es recursivo y relaciona las mediciones de la humedad superficial del suelo con la humedad del perfil mediante una solución exponencial, suponiendo que la humedad del suelo integrada en las capas más profundas es más estable que en las capas superiores. El SWI se formula como:

$$SWI_n = SWI_{(n-1)} + K_n (SM(t_n) - SWI_{(n-1)})$$
 (1)

donde $SWI_{(n-1)}$ es la estimación de la humedad del suelo en la zona radicular en el tiempo t_{n-1} , SM (t_n) es la medida de la humedad del suelo superficial en el tiempo t_n y K_n corresponde a la ganancia en el tiempo t_n , que viene dada por:

$$K_n = \frac{K_{n-1}}{K_{n-1} + e^{-\frac{t_n - t_{n-1}}{T}}}$$
(2)

donde T, medido en días, representa una aproximación del tiempo que tarda en llegar el agua de la superficie a una profundidad determinada. La expresión (1) se inicializa con SWI₍₁₎ = SM (t₁).

El parámetro T utilizado para cada estación ha sido obtenido anteriormente en González-Zamora et al. (2016b) mediante el estadístico de correlación de Pearson. Para ello, en ese estudio se utilizó la humedad del suelo superficial (0-5 cm) en el cálculo de SWI con todos los posibles valores de T. Posteriormente, se comparó este SWI con la humedad del suelo en profundidad (a 25 y a 50 cm), utilizando medidas de la misma red de estaciones, y se seleccionó el resultado de T para el cual la correlación era la mejor. Este valor óptimo de T presenta la ventaja de ser aplicable a cualquier producto de humedad del suelo superficial, independientemente de la base de datos de satélite que se utilice para estimar esa humedad.

La humedad superficial del suelo de CCI o de SMOS, junto el valor óptimo de T correspondiente a cada estación determinado previamente, se ha usado para obtener series temporales de SWI. Para SMOS, se ha calculado el periodo en el que hay datos disponibles (2010-2014), mientras que para CCI se ha calculado para el periodo completo (1978-2014) y, de manera separada, para el periodo coincidente con SMOS (2010-2014).

La validación se ha realizado comparando la humedad del suelo medida desde 2007 en las distintas estaciones de RE-MEDHUS, tanto a 25 cm como a 50 cm de profundidad, con las series temporales del pixel en el caso de CCI, o de la celda DGG en el caso de SMOS, que cubre dicha estación. En la comparación se han usado diferentes métricas, tales como el coeficiente de correlación de Pearson (R), la diferencia cuadrática media (*Root Mean Square Difference*, RMSD), la diferencia cuadrática media centrada (*centered Root Mean Square Difference*, cRMSD) y el sesgo, todas ellas utilizadas en la mayoría de los experimentos de validación de productos de humedad del suelo (Entekhabi et al., 2010). Estas métricas fueron calculadas con las siguientes expresiones:

$$R = \frac{\sum_{i=1}^{n} (x_i - \bar{x}) (y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n} (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^{n} (y_i - \bar{y})^2}}$$
(3)

$$Sesgo = \frac{\sum_{i=1}^{n} (x_i - y_i)}{n}$$
(4)

$$RMSD = \sqrt{\sum_{i=1}^{n} \frac{(x_i - y_i)^2}{n}}$$
(5)

$$cRMSD = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} [(x_i - \bar{x}) - (y_i - \bar{y})]^2}{n}} \quad (6)$$

donde x_i representa la estimación satelital, y_i las medidas *in situ* y n el número de observaciones.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la comparación entre las series temporales de SWI obtenidas con CCI y las mediciones *in situ* tanto a 25 como a 50 cm de profundidad, se puede apreciar cómo ambas series de humedad reproducen correctamente los ciclos estacionales de la humedad del suelo (a modo de ejemplo, se ha representado la estación M9, Fig. 2). No obstante, se puede observar que el SWI estima mejor las medidas de humedad a 25 cm que a 50 cm. La menor cantidad de datos proporcionada por CCI antes de mediados de 2002 se debe a que hasta que el sensor AMSR-E fue lanzado en ese año, el número de sensores que midieron la humedad del suelo y la resolución temporal de estos datos fue muy bajo.

Al realizar la comparación entre los valores de humedad obtenidos para el periodo 2007-2014 con CCI a través del modelo SWI y los medidos *in situ* para 25 cm de profundidad, se observó como la distribución y el rango dinámico de ambos datos son muy similares (como ejemplo, se ha representado la estación M9, Fig. 3). Sin embargo, al hacer la comparación para 50 cm de profundidad (Fig. 4), aunque la distribución y el rango siguen siendo similares, es a 25 cm donde los resultados obtenidos fueron mejores.

Tanto los valores de la correlación como los valores de los errores son similares a los mostrados en otros estudios donde se utiliza el SWI junto a las estimaciones de humedad proporcionadas por diversos satélites (Wagner et al., 1999; Ford et al., 2014; Paulik et al., 2014), aunque estos tienen series temporales de datos mucho más cortas que CCI. Los valores de sesgo obtenidos en la mayoría de estaciones son positivos, lo que indica una sobrestimación por parte del SWI con CCI a 25 cm respecto a las medidas in situ, (Fig. 3). Esta sobreestimación de la humedad superficial de CCI ya ha sido mostrada en recientes trabajos de validación (González-Zamora et al.,



Fig. 2. Series temporales de SWI obtenidas con CCI (1978-2014) y mediciones de la humedad del suelo *in situ* (2007-2014) a 25 (arriba) y 50 cm (abajo) de profundidad en la estación M9.

2017), donde se discute la sobreestimación de la última versión de los datos frente a la subestimación de las versiones de CCI anteriores (Liu et al., 2011; Peng et al., 2015; An et al., 2016). La influencia que ejerce la humedad superficial en el modelo de SWI tiene un mayor impacto cuando la humedad radicular hace referencia a un perfil de suelo a menor profundidad.



Fig. 3. Comparación entre los valores medidos *in situ* en la estación M9 y los estimados a través del modelo SWI con CCI a 25 cm de profundidad, para el periodo 2007-2014.



Fig. 4. Comparación entre los valores medidos *in situ* en la estación M9 y los estimados a través del modelo SWI con CCI a 50 cm de profundidad, para el periodo 2007-2014.

Tabla 1. Resultados de la comparación para el periodo 2007-2014 entre las series temporales de SWI obtenidas con CCI y la humedad del suelo *in situ* medida a 25 cm de profundidad en cada estación. N corresponde al número de datos coincidentes. Significación estadística a p<0.01 en todos los casos.

Estación	R	RMSD (m ³ m ⁻³)	cRMSD (m ³ m ⁻³)	Sesgo (m ³ m ⁻³)	Ν
E10	0.73	0.094	0.052	0.079	1455
F6	0.66	0.067	0.046	0.049	1480
H9	0.71	0.083	0.066	-0.051	1393
H13	0.81	0.037	0.035	0.010	1457
J12	0.70	0.070	0.070	-0.002	1480
J14	0.73	0.083	0.040	0.073	931
L3	0.78	0.103	0.035	0.097	1486
M5	0.78	0.127	0.040	0.120	1416
M9	0.80	0.039	0.038	-0.007	1443
N9	0.62	0.069	0.068	-0.009	1492
07	0.69	0.166	0.040	0.162	1492
CAR	0.77	0.074	0.072	0.015	1479

Los resultados de la comparación entre el SWI calculado con la humedad del suelo superficial de CCI y la humedad medida a 50 cm de profundidad en cada estación (Tabla 2), muestran coeficientes de correlación entre 0.58 y 0.79, ligeramente menores a las obtenidas a 25 cm. Los valores de RMSD aumentan levemente respecto a los de 25 cm, oscilando entre 0.057 y 0.150 m³m⁻³. Sin embargo, el cRMSD muestra un ligero descenso en la mayoría de estaciones, con valores entre 0.029 y 0.068 m³m⁻³. Esto se debe a que el sesgo es negativo en la mayoría de los casos, lo que indica una subestimación de SWI con CCI a 50 cm con respecto a las medidas in situ. Este cambio de signo en el sesgo a 50 cm con respecto a 25 cm puede deberse al hecho de que, a mayor profundidad, existe un mayor contenido de agua. Esto hace que el sesgo pase de ser positivo o cercano a 0 en la zona de 25 cm, donde

ambos contenidos son similares o incluso ligeramente sobreestimados por CCI, a ser un sesgo negativo, ya que la humedad CCI no llega a representar el mayor contenido de agua a mayor profundidad.

Los resultados obtenidos para la comparación entre el SWI obtenido con CCI y la humedad *in situ* medida tanto a 25 como a 50 cm de profundidad para cada estación, en el periodo coincidente con SMOS (2010-2014), fueron prácticamente iguales que los obtenidos para el periodo analizado anteriormente (2007-2014).

Tabla 2. Resultados de la comparación para el periodo 2007-2014 entre las series temporales de SWI obtenidas con CCI y la humedad del suelo *in situ* medida a 50 cm de profundidad en cada estación. N corresponde al número de datos coincidentes. Significación estadística a p<0.01 en todos los casos.

Estación	R	RMSD (m ³ m ⁻³)	cRMSD (m ³ m ⁻³)	Sesgo (m ³ m ⁻³)	Ν
E10	0.79	0.125	0.042	-0.118	1455
F6	0.58	0.057	0.029	-0.048	1480
H9	0.63	0.114	0.068	-0.092	1393
H13	0.75	0.042	0.037	-0.020	1457
J12	0.75	0.078	0.061	-0.049	1480
J14	0.73	0.073	0.037	0.063	931
L3	0.67	0.138	0.037	0.133	1496
M5	0.75	0.127	0.035	0.122	1416
M9	0.77	0.044	0.035	-0.027	1443
N9	0.44	0.085	0.048	-0.071	1492
07	0.73	0.150	0.033	0.146	1492
CAR	0.53	0.083	0.063	-0.053	1479

Al realizar la comparación entre los valores de humedad obtenidos para el periodo 2010-2014 con CCI y con SMOS a través del modelo SWI y los medidos *in situ* para 25 cm de profundidad (por ejemplo, en la estación M9, Fig. 5), se observa como SMOS muestra valores más bajos que los obtenidos con CCI. Esto también se puede apreciar a 50 cm de profundidad (Fig. 6). Este hecho está relacionado con la subestimación de la humedad superficial de SMOS, observada anteriormente en la diferentes estudios de validación (Al Bitar et al., 2012; Jackson et al. 2012).



Fig. 5. Comparación entre los valores medidos *in situ* en la estación M9 y los estimados a través del modelo SWI con CCI y con SMOS a 25 cm de profundidad, para el periodo 2010-2014.

Por otro lado, al igual que para el periodo 2007-2014, para el periodo coincidente con SMOS, CCI sigue teniendo una distribución y un rango cercano a los datos *in situ* para ambas profundidades (Fig. 5 y 6), siendo los resultados a 25 cm mejores que los obtenidos a 50 cm de profundidad.

En la comparación entre el SWI a 25 cm obtenido con la humedad del suelo de SMOS y la humedad *in situ* medida a esa misma profundidad para el periodo 2010-2014 (Tabla 3), los resultados son similares a los mostrados por CCI en términos de correlación, oscilando entre 0.59 y 0.82. Los RMSD varían entre 0.043 y 0.161 m³m⁻³, mientras que los de cRMSD varían entre 0.041 y 0.065 m³m⁻³. Sin embargo, es en el sesgo donde se observa una diferencia más significativa entre el SWI estimado mediante sendas bases de datos satelitales. En este caso, el sesgo es negativo en la mayoría de estaciones, indicando subestimación de la humedad radicular por parte de SWI con SMOS a 25 cm respecto a las medidas *in situ*, tal y como también se había mostrado previamente en la Figura 5.



Fig. 6. Comparación entre los valores medidos *in situ* en la estación M9 y los estimados a través del modelo SWI con CCI y con SMOS a 50 cm de profundidad, para el periodo 2010-2014.

Tabla 3. Resultados de la comparación para el periodo 2010-2014 entre las series temporales de SWI obtenida con SMOS y la humedad del suelo medida *in situ* a 25 cm de profundidad en cada estación. N corresponde al número de datos coincidentes. Significación estadística a p<0.01 en todos los casos.

Estación	R	RMSD (m ³ m ⁻³)	cRMSD (m ³ m ⁻³)	Sesgo (m ³ m ⁻³)	Ν
E10	0.70	0.062	0.059	-0.018	1403
F6	0.59	0.077	0.062	-0.046	1426
H9	0.82	0.161	0.053	-0.152	1336
H13	0.81	0.089	0.052	-0.073	1385
J12	0.75	0.109	0.065	-0.087	1400
J14	0.82	0.043	0.041	-0.012	890
L3	0.75	0.046	0.041	-0.022	1310
M5	0.78	0.046	0.046	0.003	1254
M9	0.76	0.129	0.041	-0.123	1302
N9	0.69	0.130	0.063	-0.113	1348
07	0.80	0.074	0.042	0.060	1348
CAR	0.81	0.105	0.064	-0.083	1414

En la comparación entre el SWI a 50 cm calculado con la humedad del suelo de SMOS y la humedad medida por las estaciones a esa profundidad (Tabla 4), los coeficientes de correlación también son similares a los obtenidos a 25 cm, variando entre 0.54 y 0.83 para las distintas localizaciones. Los valores de RMSD son mayores a los obtenidos para 25 cm, llegando en la estación E10 incluso a superar los 0.200 m³m⁻³. Sin embargo, los valores de cRMSD de SWI con SMOS a 50 cm son más bajos o se mantienen similares al SWI con SMOS a 25 cm. Esto es debido a que el sesgo a 50 cm es mayor que a 25 cm, manteniendo su valor negativo en la mayoría de estaciones y, por tanto, subestimando también la humedad radicular a 50 cm de profundidad respecto a las medidas in situ.

Tabla 4. Resultados de la comparación para el periodo 2010-2014 entre las series temporales de SWI obtenida con SMOS y la humedad del suelo *in situ* medida a 50 cm de profundidad en cada estación. N corresponde al número de datos coincidentes. Significación estadística a p<0.01 en todos los casos.

Estación	R	RMSD (m ³ m ⁻³)	cRMSD (m ³ m ⁻³)	Sesgo (m ³ m ⁻³)	N
E10	0.68	0.222	0.048	-0.216	1403
F6	0.54	0.149	0.036	-0.144	1426
H9	0.79	0.199	0.053	-0.192	1336
H13	0.83	0.110	0.035	-0.104	1385
J12	0.81	0.143	0.054	-0.132	1400
J14	0.82	0.043	0.036	-0.023	890
L3	0.63	0.043	0.040	0.016	1319
M5	0.76	0.037	0.036	0.005	1254
M9	0.79	0.144	0.033	-0.140	1302
N9	0.55	0.179	0.044	-0.173	1348
07	0.82	0.056	0.034	0.044	1348
CAR	0.65	0.162	0.057	-0.152	1414

Analizados globalmente, los resultados obtenidos han sido muy satisfactorios, exceptuando algunos casos concretos de estaciones en condiciones muy específicas. Para la mayoría de estaciones, los coeficientes de correlación y los errores en la estimación están en línea con los estándares que se suelen utilizar como referencia en los estudios de validación de humedad del suelo obtenida con satélite (Brocca et al., 2011; Al Bitar et al., 2012). Estos resultados, generados con la base de datos de SMOS son similares a los obtenidos por Ford et al. (2014) con ese mismo satélite en Estados Unidos, y a los obtenidos anteriormente por otros autores con diferentes bases de datos, como las de los satélites ERS o AMSR (Wagner et al., 2003; Ceballos et al., 2005; Brocca et al., 2010).

4. CONCLUSIONES

En campos como la agricultura, la posibilidad de poder conocer la humedad en la zona radicular es de un gran interés, ya que es la capa del suelo donde las plantas absorben el agua a través de sus raíces. La metodología presentada en este trabajo podría ser de gran utilidad, ya que permitiría usar toda la potencialidad de las imágenes de satélite (altas coberturas espacial y temporal, cuasi tiempo real, alta disponibilidad, etc.) para obtener un producto de valor añadido en agricultura e hidrología que de otra manera es muy laborioso y costoso de obtener, y no siempre a la escala que más interesa. Se ha estimado la humedad radicular del suelo a 25 y 50 cm de profundidad a través de la humedad superficial del suelo proporcionada por las bases de datos satelitales CCI combinado (activo y pasivo) y SMOS (L2). Para ello se utilizó el modelo recursivo del SWI, que relaciona la humedad superficial con la humedad del suelo en la zona radicular de manera exponencial. Para validar este método, se utilizaron mediciones *in situ* de la humedad del suelo, tanto a 25 como a 50 cm, proporcionadas por las estaciones de la red REMEDHUS.

El uso del modelo SWI para la estimación de la humedad en la zona radicular puede considerarse apropiado, puesto que los resultados obtenidos, tanto con CCI como con SMOS, han sido satisfactorios a las distintas profundidades estudiadas. De manera adicional, se ha detectado que el modelo SWI tiene un mejor comportamiento cuando se aplica para estimar la humedad del suelo en la capa menos profunda, observándose este hecho con ambas bases de datos satelitales.

Respecto a las diferencias entre usar el CCI o SMOS para estimar la humedad en la zona radicular, tanto los errores obtenidos por uno y otro como las correlaciones son similares. La gran diferencia entre ambos tiene que ver con el sesgo. Mientras que CCI muestra una clara sobrestimación, con SMOS se obtiene una ligera subestimación en la estimación de la humedad en la zona radicular respecto a las mediciones in situ. No obstante, la gran ventaja que presenta CCI con respecto a SMOS es la duración de la serie temporal de datos existentes. Mientras que SMOS lleva proporcionando datos desde 2010, CCI tiene una serie temporal mucho más larga, estando disponible desde 1978.

Los resultados obtenidos en este estudio ponen de manifiesto el potencial de esta metodología y la utilidad de las medidas remotas de la humedad superficial del suelo para la estimación de la humedad del suelo en la zona radicular.

Agradecimientos. Los autores desean expresar su agradecimiento al Ministerio de Economía y Competitividad (proyecto ESP2015-67549-C3-3-R), a la Junta de Castilla y León (proyecto SA007U16) y al Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER) por financiar este estudio. Los datos SMOS han sido proporcionados por la ESA (Proyecto AO-3230).

5. BIBLIOGRAFÍA

- Al Bitar, A., D. Leroux, Y.H. Kerr, O. Merlin, P. Richaume, A. Sahoo, y E.F. Wood (2012). Evaluation of SMOS Soil Moisture Products Over Continental U.S. Using the SCAN/SNOTEL Network. *ITGRS*, 50, 1572-1586
- 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. *HESS*, 12, 1323-1337
- An, R., L. Zhang, Z. Wang, J.A. Quaye-Ballard, J. You, X. Shen, W. Gao, L. Huang, Y. Zhao, y Z. Ke (2016). Validation of the ESA CCI soil moisture product in China. *IJAEO*, 48, 28-36
- Bindlish, R., T. Jackson, M. Cosh, Z. Tianjie, y P. O'Neill (2015). Global Soil Moisture From the Aquarius/SAC-D Satellite: Description and Initial Assessment. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 12, 923-927
- Brocca, L., F. Melone, T. Moramarco, W. Wagner, y S. Hasenauer (2010). ASCAT soil wetness index validation through in situ and modeled soil moisture data in central Italy. *Remote Sen*sing of Environment, 114, 2745-2755
- Brocca, L., S. Hasenauer, T. Lacava, F. Melone, T. Moramarco, W. Wagner, W. Dorigo, P. Matgen, J. Martínez-Fernández, P. Llorens, J. Latron, C. Martin, y M. Bittelli (2011). Soil moisture estimation through ASCAT and AMSR-E sensors: An intercomparison and validation study across

Europe. *Remote Sensing of Environment*, 115, 3390-3408

- Ceballos, A., K. Scipal, W. Wagner, y J. Martínez-Fernández (2005). Validation of ERS scatterometer-derived soil moisture data in the central part of the Duero Basin, Spain. *HyPr*, 19, 1549-1566
- Dorigo, W.A., W. Wagner, R. Hohensinn, S. Hahn, C. Paulik, A. Xaver, A. Gruber, M. Drusch, S. Meckelenburg, P. van Oevelen, A. Robock, y T. Jackson (2011). The International Soil Moisture Network: a data hosting facility for global in situ soil moisture measurements. *HESS*, 15, 1675-1698
- Dorigo, W.A., A. Gruber, R.A.M. De Jeu, W. Wagner, T. Stacke, A. Loew, C. Albergel, L. Brocca, D. Chung, R.M. Parinussa, y R. Kidd (2015). Evaluation of the ESA CCI soil moisture product using ground-based observations. *Remote Sensing of Environment*, 162, 380-395
- Entekhabi, D., R. Reichle, R. Koster, y W.T. Crow (2010). Performance Metrics for Soil Moisture Retrievals and Application Requirements. *Jour*nal of Hydrometeorology, 11, 832-840
- Ford, T.W., E. Harris, y S.M. Quiring (2014). Estimating root zone soil moisture using near-surface observations from SMOS. *HESS*, 18, 139-154
- González-Zamora, Á., N. Sánchez, J. Martínez-Fernández, Á. 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). *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 83-84, 123-126
- González-Zamora, A., N. Sánchez, y J. Martínez-Fernández (2016a). Validation of Aquarius Soil Moisture Products Over the Northwest of Spain: A Comparison With SMOS. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Obser*vations and Remote Sensing, 9, 2763-2769
- González-Zamora, Á., N. Sánchez, J. Martínez-Fernández, y W. Wagner (2016b). Root-zone plant available water estimation using the SMOS-derived soil water index. Advances in Water Resources, 96, 339-353
- González-Zamora, Á., N. Sánchez, M. Pablos y J. Martínez-Fernández (2017). CCI soil moisture assessment with SMOS soil moisture and in situ data under different environmental conditions and spatial scales in Spain. *Remote Sensing of Environment*, (En Revisión)
- Jackson, T.J., R. Bindlish, M.H. Cosh, T. Zhao, P.J. Starks, D.D. Bosch, M. Seyfried, M.S. Moran, D.C. Goodrich, Y.H. Kerr, y D. Leroux (2012). Validation of soil moisture and Ocean Salinity (SMOS) soil moisture over watershed networks in the U.S. *ITGRS*, 50, 1530-1543
- Kerr, Y.H., P. Waldteufel, J.-P. Wigneron, J.-M. Martinuzzi, J. Font, y M. Berger (2001). Soil Moisture Retrieval from Space: The Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) Mission. *ITGRS*, 39, 1729-1735
- Kerr, Y.H., P. Waldteufel, P. Richaume, J.P. Wigneron, P. Ferrazzoli, A. Mahmoodi, A. Al Bitar, F. Cabot, C. Gruhier, S.E. Juglea, D. Leroux, A. Mialon, y S. Delwart (2012). The SMOS soil moisture retrieval algorithm. *ITGRS*, 50, 1384-1403
- Le Vine, D.M., G.S.E. Lagerloef, F.R. Colomb, S.H. Yueh, y F.A. Pellerano (2007). Aquarius: An Instrument to Monitor Sea Surface Salinity From Space. *ITGRS*, 45, 2040-2050
- Liu, Y.Y., R.M. Parinussa, W.A. Dorigo, R.A.M. De Jeu, W. Wagner, A.I.J.M. van Dijk, M.F. McCabe, y J.P. Evans (2011). Developing an improved soil moisture dataset by blending passive and active microwave satellite-based retrievals. *HESS*, 15, 425-436
- Martínez-Fernández, J., A. González-Zamora, N. Sánchez, y A. Gumuzzio (2015). A soil water based index as a suitable agricultural drought indicator. JHyd, 522, 265-273
- Mecklenburg, S., M. Drusch, L. Kaleschke, N. Rodriguez-Fernandez, N. Reul, Y. Kerr, J. Font, M. Martin-Neira, R. Oliva, E. Daganzo-Eusebio, J.P. Grant, R. Sabia, G. Macelloni, K. Rautiainen, J. Fauste, P. de Rosnay, J. Munoz-Sabater, N. Verhoest, H. Lievens, S. Delwart, R. Crapolicchio, A. de la Fuente, y M. Kornberg (2016). ESA's Soil Moisture and Ocean Salinity mission: From science to operational applications. *Remote Sensing of Environment*, 180, 3-18
- Ochsner, T.E., M.H. Cosh, R.H. Cuenca, W.A. Dorigo, C.S. Draper, Y. Hagimoto, Y.H. Kerr, K.M. Larson, E.G. Njoku, E.E. Small, y M. Zreda (2013). State of the art in large-scale soil moisture monitoring. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 77, 1888-1919

- Paulik, C., W. Dorigo, W. Wagner, y R. Kidd (2014). Validation of the ASCAT soil water index using in situ data from the International Soil moisture network. *IJAEO*, 30, 1-8
- Peng, J., J. Niesel, A. Loew, S. Zhang, y J. Wang (2015). Evaluation of Satellite and Reanalysis Soil Moisture Products over Southwest China Using Ground-Based Measurements. *Remote Sensing*, 7, 15729
- Pietola, L., y L. Alakukku (2005). Root growth dynamics and biomass input by Nordic annual field crops. *Agric., Ecosyst. Environ.*, 108, 135-144
- Piles, M., N. Sanchez, M. Vall-llossera, A. Camps, J. Martínez-Fernández, J. Martínez, y V. González-Gambau (2014). A dowscaling approach for SMOS land observations: long-term evaluation of high resolution soil moisture maps over the Iberian Peninsula. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 7, 3845-3857
- Sánchez, N., J. Martinez-Fernandez, A. Scaini, y C. Perez-Gutierrez (2012). Validation of the SMOS L2 Soil Moisture Data in the REMEDHUS Network (Spain). *ITGRS*, 50, 1602-1611
- Seneviratne, S.I., T. Corti, E.L. Davin, M. Hirschi, E.B. Jaeger, I. Lehner, B. Orlowsky, y A.J. Teuling (2010). Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Reviews*, 99, 125-161
- Wagner, W., G. Lemoine, y H. Rott (1999). A Method for Estimating Soil Moisture from ERS Scatterometer and Soil Data. *Remote Sensing* of Environment, 70, 191-207
- Wagner, W., K. Scipal, C. Pathe, D. Gerten, W. Lucht, y B. Rudolf (2003). Evaluation of the agreement between the first global remotely sensed soil moisture data with model and precipitation data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108
- WMO (2010). Implementation plan for the Global Observing System for Climate (GCOS) in support of the United Nations Framework Convention on Climate Change (UNFCCC). Geneva, Switzerland: World Meteorological Organization

COUPLED THCM MODEL FOR THE PREDICTIONS OF THE TRACER MIGRATION IN THE FEBEX IN SITU TEST

J. Samper¹, A. Mon¹, L. Montenegro¹

¹ CICA, Centro de Investigaciones Científicas Avanzadas, Universidade de A Coruña, E.T.S. Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Campus de Elviña, 15071 A Coruña. j.samper@udc.es, amon@udc.es, l.montenegro@udc.es.

RESUMEN. El almacenamiento geológico profundo de residuos radioactivos de alta actividad se basa en el concepto multi barrera, compuesto por la barrera de ingeniería (bentonite compactada en bloques) y la barrera natural. El ensayo in situ se desarrolló durante el proyecto FEBEX (Full scale Engineering Barrier Experiment), este ensavo de calentamiento e hidratación estuvo en funcionamiento desde 1997 hasta 2015 en Grimsel (Suiza). Aquí se presentan modelos acoplados termo (T), hidrodinámico (H), químico (Q) y mecánico (M) para el estudio de la migración de varios trazadores (boro, europio, perrenato, selenio y cesio) en el ensayo in situ. Los modelos se han hecho en planos verticales perpendiculares al eje de la galería. Se tiene en cuenta los flujos de calor, de agua y de vapor, el transporte de solutos y la sorción. Los resultados del modelo se han utilizado para predecir la pluma de concentraciones de los trazadores en 2015.

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 was running from 1997 to 2015 at Grimsel (Switzerland). Here we present coupled thermal (T), hydrodynamic (H), chemical (C) and mechanical (M) models of the migration of several tracers (borate, europium, perrhenate, selenate and cesium) performed in vertical planes perpendicular to the axis of the gallery. The model takes into account temperature, water and vapor fluxes, solute transport and sorption. The model has been used to predict the concentration plume of the tracers in June 2015.

1. INTRODUCTION

The assessment of the safety of a geological repository for radioactive waste requires the use of numerical models of radionuclide migration through the engineered bentonite barrier. This barrier will be exposed to coupled thermal (T), hydrodynamic (H), mechanical (M) and chemical (C) processes. Compacted bentonite is foreseen as a backfill and sealing material for high-level radioactive waste (HLW) disposal. Various in situ experiments have been conducted to demonstrate the technical feasibility of HLW disposal and study the physical phenomena and the chemical reactions taking place in the bentonite barrier. The FEBEX (Full-scale Engineered Barrier EXperiment) project is a research project dealing with the engineered barrier system designed for sealing and containment of waste in a radioactive waste repository (ENRESA, 2000). The FEBEX in situ test was performed in a gallery excavated in granite in the Grimsel underground research laboratory (Switzerland) which was running from 1997 to 2015. The in situ test provides a large number of measured data of the bentonite barrier, such as temperature, water saturation, water pressure, dry density, species concentration. In addition, these data facilitate the study of the THM and THC processes and the performance of coupled models and codes (Zheng and Samper, 2005; Samper et al., 2008; Zheng et al., 2011).

Here we present numerical models of the migration of several tracers (borate, europium, perrhenate, selenate and cesium) which were emplaced in unsaturated compacted bentonite blocks in 1997 and were dismantled in 2015. Coupled THMC numerical models have been performed in vertical planes perpendicular to the axis of the gallery to predict tracer migration and tracer concentrations at the dismantling time (June 2015).

2. DESCRIPTION OF THE FEBEX *IN SITU* TEST

The FEBEX in situ test was performed in a gallery excavated in granite in the underground research laboratory of Grimsel operated by NAGRA in Switzerland. The test included the heating system, the clay barrier and the instrumentation, monitoring and control system. The drift is 70.4 m long and 2.28 m in diameter (ENRESA, 2000). The test zone is located in the last 17.4 m of the drift where heaters, bentonite and instrumentation were installed. The main elements of the heating system are two heaters, separated horizontally by 1.00 m, which simulate full-sized canisters. The heaters were placed inside a cylindrical steel liner, which had been installed concentrically with the drift. Each heater is made of carbon steel, measures 4.54 m in length and 0.90 m in diameter, has a wall thickness of 0.10 m and weighs 11 tons. The heaters were designed to maintain a maximum temperature of 100°C at the steel liner bentonite interface. The bentonite barrier was made of blocks of highly compacted bentonite. The test began in February 1997. Heater 1 was switched-off in February 2002. After the emplacement of a shotcrete plug, the test continued operating until June 2015 when the bentonite barrier was fully dismantled (see Fig 1).



Fig. 1. General scheme of the FEBEX *in situ* test from: a) 1997 to 2002 and b) 2002 to 2015 (ENRESA, (2000)).

3. TRACER TYPES AND LOCA-TION

Two types of tracers were used in the FEBEX *in situ* test: 1) Conservative tracers (those that travel with water suffering no chemical interactions with either dissolved species or solid phases) and 2) Non-conservative tracers.

Fig. 2 shows the location of the point tracers location in the Section 46 and 48 in the FEBEX in situ test. Point tracers in Sections 46 are located in the blocks near the heater. These tracers are not likely to migrate beyond the blocks at which they were emplaced. Sampling such blocks should be sufficient for the analysis of their migration. Point tracers in section 48 are located in the outer blocks close the granite. Cesium is a tracer, which undergoes cation exchange with high selectivities (Tachi and Yotsuji, 2014). Its migration plume at the dismantling time is not expected to extend beyond the block at which it was emplaced. Borate sorption, however, is less strong than that of cesium. Here we present the predictions of the migration of point tracers by using 2-D models in vertical planes perpendicular to the axis of the gallery. Predictions have been performed for the following tracers:

- Borate, europium, perrhenate, and selenate at the inner blocks of section 46.
- Cesium and borate at the outer blocks of section 48.

The transport and sorption parameters of the tracers are listed in Table 1. Data for cesium and selenite were taken from Samper et al. (2006). Data for europium were derived from García-Gutiérrez et al. (2011) and Zhou et al (2013). Data for borate and perrhenate were taken from Samper et al. (1998). Dispersion processes are mainly caused by molecular diffusion rather than by hydrodynamic dispersion. For this reason, a small dispersivity of 5 mm was adopted. The accessible porosity is equal to the total porosity ($\phi = 0.41$).



Fig 2. Bentonite blocks selected for sampling the point tracers in section 46 (borate, europium, selenate and perrhenate) and section 48 (borate and cesium).

Table 1. Main transport and sorption parameters of the tracers used in the FEBEX in situ test. CP = Clay Plug; SSS = Sintered Stainless Steel.

Tracer	Tracer Type	Mass (mg)	De (m²/s)	Kd (mL/g)
Borate	СР	606	1.95.10-10	100
Europium	CP	88.6	3.88.10-12	26.5
Perrhenate	SSS	76.9	6.00.10-11	0
Selenate	SSS	307.5	2.50.10-13	2.17
Cesium	СР	59	6.00.10-10	925.1

4. NUMERICAL MODEL

2-D THCM numerical models in vertical planes perpendicular to the axis of the gallery corresponding to sections 46 and 48 of heater 2 have been performed. Tracer migration has been performed in a quadrant of the section (see Fig. 3). The model accounts for the bentonite barrier which extends up to r = 1.14 m and for a circular annulus of granitic rock of 0.55 m thickness. Fig. 4 shows the finite element grid of the 2-D numerical model used for tracer migration and the approximate location of the points where the tracers were emplaced. The mesh has 1362 nodes and 2652 elements. The model was performed with the updated version of INVERSE-FADES-CORE V2 (Mon, 2017; Zheng and Samper, 2004, 2005, Zheng et al., 2010).

The simulation time horizon covers the entire duration of the *in situ* test from February 1997 to June 2015. The thermal (T = 30°C) and liquid pressure (P¹ = 700 kPa) boundary condition of the granite at the radial distance of 1.69 m were taken from the 2-D axisymmetric model results presented by Samper et al. (2017). A constant temperature of 97°C is prescribed at the heater-bentonite boundary (r = 0.45 m). There is no flow at r = 0.45 m.

The model parameters and initial conditions were taken from the previous FEBEX *in situ* tests model (Samper et al., 2017). Bentonite has an initial porosity of 0.41 and a volumetric water content of 24.5% which corresponds to a saturation degree of 59% and a suction of $1.1 \cdot 10^5$ kPa. Bentonite deformation is allowed with the state-surface approach to simulate bentonite swelling (Nguyen et al., 2005). The granite has a porosity of 0.01 and is assumed to be always saturated. The deformation of the granite is not allowed. The gas pressure is 100 kPa. The initial temperature is uniform and equal to 12° C.

The thermo-hydrodynamic-mechanical parameters of the bentonite are listed in Table 2 and 3.

The thermo-osmosis permeability and the vapor tortuosity have been calibrated in the previous THCM model of the FEBEX *in situ* test (Zheng et al., 2011). The initial concentrations of the tracers are equal to 10^{-10} mol/L in the bentonite and granite. The concentrations of the point tracers are initially prescribed in a node where they were emplaced with an equivalent value of the tracer mass at the point. Then, the tracers are allowed to migrate by advection and diffusion. Tracer sorption is modelled with a constant distribution coefficient K_d (Table 1).

5. MODEL RESULTS

5.1. Thermo-hydrodynamic results

The computed temperatures exhibit axial symmetry. The temperature increases with time in the bentonite and granite. The measured temperature at t = 18 years in the sensors located near the bentonite-granite interface in sections E2 and F2 (heater 2) is around 46°C. The calculated temperature with the 2-D model at this interface is 44°C. Therefore, the 2-D numerical model reproduces the measured temperatures at such interface. The initial saturation is 59% in the bentonite and 100% in the granite. The saturation in the bentonite increases with time. The bentonite is not fully saturated after 18 years. The saturation degree is 59% near the heater and it increases to 100% near the granite at t = 18 years.

Fig. 5 shows the radial profiles of the computed relative humidity at selected times. The bentonite is initially unsaturated. Its water content and relative humidity increases near the granite interface due to water flow form the granite into the bentonite. The saturation front advances from the granite into the bentonite. The relative humidity near the heater decreases due to water evaporation. Model results show that the relative humidity in the bentonite near the heater decreases during the first 5 years and later increases when the saturation front reaches the vicinity of the heater. These results are consistent with those reported by Olivella et al. (1996).

Table 2. Thermal, hydrodynamic and mechanical parameters of the bentonite and granite (Zheng et al., 2011).

Parameter	Bentonite	Granite
Intrinsic	$k^{il} = k - \phi^3 - (1 - \phi_o)^2$	8.10-18
permeability of the	$(1-\phi)^2 = \phi_o^3$	
liquid, k^{il} (m ²)	ko=3.75 10-21	
Relative	$k_{rg} = S_{I}^{3}$	$k_{sl} = \sqrt{S_{s}} \left[1 - (1 - S_{s}^{0.5})^{0.5} \right]^{2}$
permeability of the		
liquid k ^{rl}		
Retention curve	$S_{I} = \frac{(1 - 9.1 \cdot 10^{-7} \psi)^{1.1}}{\left[\left(1 + 5 \cdot 10^{-5} \psi \right)^{1.22} \right]^{0.18}}$	$S_{I} = \frac{1}{\left[\left(1 + (4.7610^{-4}\psi)^{1.3}\right)\right]^{0.7}}$
Liquid viscosty	$7.10^{-5}(T-229)^{-1.562}$	$661.2 \cdot 10^{-3} (T - 229)^{-1.562}$
(kg/m·s)		
Vapor tortuosity	0.09	1.0
Solid density (kg/m3)	$2780e^{(-2\cdot 10^{-6}(T-12))}$	$2700e^{(-2\cdot 10^{-6}(T-12))}$
Specific heat of the	835.5	1029
solid (J/kg·°C)		
Thermal	1.23	1.5
conductivity of the		
solid (W/m·°C)		

Table 3. Thermal, hydrodynamic and mechanical parameters (Zheng et al., 2011).

Parameter	Bentonite
Intrinsic permeability of the gas (m ²)	$5 \cdot 10^{-10}$
Relative permeability of the gas (m ²)	$k_{rg} = (1 - S_l)^3$
Thermo-osmosis permeability (m ² /K/s)	$5.2 \cdot 10^{-12}$
Gas viscosity (kg/m·s)	$1.76 \cdot 10^{-10}$
Specific heat of the liquid (J/kg·°C)	4202
Specific heat of the air (J/kg°·C)	1000
Specific heat of the vapor (J/kgº·C)	1620
Thermal conductivity of the liquid (W/mº·C)	1.5
Thermal conductivity of the air (W/m°·C)	$2.6 \cdot 10^{-2}$
Thermal conductivity of the vapor (W/m°·C)	$4.2 \cdot 10^{-2}$
Vaporization enthalpy (J/kg)	$2.45 \cdot 10^{6}$
Mechanical compressibility of the water (Pa ⁻¹)	5.10-7
Thermal compressibility of the water (K ⁻¹)	$2.1 \cdot 10^{-4}$
Thermal compressibility of the solid (K ⁻¹)	2.10-5



Fig. 3. Scheme of the location of the 2-D numerical model in a vertical plane perpendicular to the axis of the gallery used for tracer migration.



Fig. 4. Finite element grid of the 2-D numerical model in a vertical plane perpendicular to the axis of the gallery used for tracer migration. The circles indicate the approximate location of the tracers when they were emplaced.



Fig. 5. Radial profiles of the computed relative humidity at t = 0, 0.5, 1, 5 and 18 years.

5.2. Tracer predictions

Perrhenate is a conservative tracer. The model predictions of this tracer (not shown here) indicate that this tracer has diffused entirely in the full section in 2015 and the gradients of the concentration of perrhenate in 2015 are extremely small.

Borate has a moderately large Kd value of 100 mL/g. Fig. 6 shows the computed concentrations of dissolved borate at t = 5, 10, 15 and 18 years with the 2-D model.

One can see that the borate plume has moved a few cm after 18 years. The tracer plume migrates mainly by molecular diffusion. Its apparent diffusion coefficient, however, is much smaller than that of a non-sorbing tracer.

Fig. 7 shows the computed concentrations of dissolved selenate at t = 5, 10, 15 and 18 years. The selenate plume does not diffuse in an isotropic manner due to the thermal field created by the heater and the water flow which pushes the tracer inwards.

Fig. 8 shows the computed concentrations of dissolved europium at t = 5, 10, 15 and 18 years. The Kd of europium is sufficiently large so that europium barely migrates after 18 years.



Fig. 6. Computed concentrations of dissolved borate (mol/L) at: 5 years (top left); 10 years (top right); 15 years (bottom left) and 18 years (bottom right) with the 2-D numerical model in a vertical plane normal to the axis of the gallery.

The plume of dissolved borate in the inner block is almost circular with an approximate diameter of 8 cm. The dissolved selenate in the inner block reaches the heater and shows a semicircular plume with an approximate diameter of 20 cm. The plume of dissolved europium in the inner block is slightly anisotropic with an approximate length of 8 cm.



Fig. 7. Computed concentrations of dissolved selenate (mol/L) at: 5 years (top left); 10 years (top right); 15 years (bottom left) and 18 years (bottom right) with the 2-D numerical model in a vertical plane normal to the axis of the gallery.



Fig. 8. Computed concentrations of dissolved europium (mol/L) at: 5 years (top left); 10 years (top right); 15 years (bottom left) and 18 years (bottom right) with the 2-D numerical model in a vertical plane normal to the axis of the gallery.



Fig. 9. Computed concentrations of dissolved cesium (mol/L) at: 5 years (top left); 10 years (top right); 15 years (bottom left) and 18 years (bottom right) with the 2-D numerical model in a vertical plane normal to the axis of the gallery. This tracer was emplaced in an outer block near the bentonite-granite interface.



Fig. 10. Computed concentrations of dissolved borate (mol/L) at: 5 years (top left); 10 years (top right); 15 years (bottom left) and 18 years (bottom right) with the 2-D numerical model in a vertical plane normal to the axis of the gallery. This tracer was emplaced in an outer block near the benton-ite-granite interface.

The plume of dissolved cesium in the outer block is almost circular with an ap-

proximate diameter of 7 cm. Finally, the plume of dissolved borate in the outer block is almost circular with a diameter of 10 cm.

Fig. 11 and 12 show the radial distribution of the computed concentrations of dissolved Se and Eu at selected times. It can be seen that the pulse of the point tracer moves with the water flow, the tracer concentrations decrease due to tracer diffusion and sorption. The concentrations of the tracers do not increase near the heater because their initial concentrations in the bentonite porewater are very small. The plume of Eu concentration (Fig. 12) migrates less than that of the Se (Fig 11) due to the differences in the distribution coefficient K_d and the effective diffusion D_c .



Fig. 11. Radial distribution of the computed concentra-tions of dissolved selenate at t = 0, 0.5, 1, 5, 10 and 18 years.



Fig. 12. Radial distribution of the computed concentra-tions of dissolved Eu at t = 0, 0.5, 1, 5, 10 and 18 years.

6. CONCLUSIONS

The predictions of the tracer migration have been performed for: 1) Borate, europium, perrhenate and selenate at the inner blocks of section 46 and 2) Cesium and borate at the outer blocks of section 48 by using 2-D models in vertical planes.

The migration of each tracer has been simulated separately by taking into account its transport and chemical parameters (effective diffusion coefficient, distribution coefficient), initial concentration and location.

The model predictions of tracer migration lead to the following conclusions:

- The predicted perrhenate concentrations in 2015 show that this tracer has diffused entirely in the full section.
- The plumes of the point tracers located in the inner blocks are:
 - Almost circular with an approximate diameter of 8 cm for borate.
 - Semicircular with an approximate diameter of 20 cm for selenite.
 - Slightly anisotropic with an approximate length of 8 cm for europium.
- The plumes of the point tracers located in the outer blocks are:
 - Almost circular with an approximate diameter of 7 cm for cesium.
 - Almost circular with a diameter of 10 cm for borate.

In this stage of the modelling, Cs sorption has been modelled with a constant Kd. Cs migration in future studies could be modelled with a multicomponent cation exchange reactive transport model similar to the model used for Cs migration in Mont Terri laboratory by Soler et al. (2013) and Yi et al. (2015).

The comparison of the predicted tracer concentrations with measured data will provide the basis for the testing and validation of the current THCM models for compacted bentonites.

Acknowledgements. The research leading to this work has received funding from NAGRA (National Cooperative for the Disposal of Radioactive Waste) through "FEBEX-DP THC Pre-dismantling modelling. Grimsel Phase VI (Suiza)". Alba Mon enjoyed a research contract from University of A Coruña. We thank the comments and suggestions of the anonymous annonimous who contributed to improve this paper.

7. REFERENCES

- ENRESA, 2000. Full-scale engineered barriers experiment for a deep geological repository in crystalline host rock FEBEX Project. EUR 19147 EN, European Commission.
- 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.
- Mon, A, 2017. Coupled thermo-hydro-chemical-mechanical models for the bentonite barrier in a radioactive waste repository. Ph. D. Dissertation. Universidad de A Coruña, Spain.
- Nguyen, T.S., Selvadurai, A.P.S. and Armand, G., 2005. Modelling the FEBEX THM experiment using a state surface approach. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. 42 (5–6), 639–651.
- Olivella, S., Carrera, J., Gens, A., & Alonso, E. E., 1996. Porosity variations in saline media caused by temperature gradients coupled to multiphase flow and dissolution/precipitation. Transport in Porous Media, 25(1), 1-25.
- Samper, J., Delgado, J., Juncosa, R. and Molinero, J., 1998. Pre-operational THG tracer modelling of the in situ Febex experiment. UDC Technical Report 70-ULC-M-0-2.

- 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, 2008. Coupled thermo-hydro-chemical models of compacted bentonite after FEBEX in situ test. *Applied Geochemistry*. 23/5, 1186-1201.
- Samper, J., Mon, A., Montenegro, L., 2017. Coupled THCm models of the FEBEX in situ test (revised version). Technical Report of FEBEX-DP Project. J. Grupo Agua y Suelo, Centro de Investigaciones Avanzadas (CICA), E.T.S. Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos. Universidade de A Coruña.
- Soler, J.M., Wersin P. and Leupin, O.X., 2013. Modeling of Cs diffusion and retention in the DI-A2 experiment (Mont Terri). Uncertainties in sorption and diffusion parameters. Appl Geochem, 33(2013):191–198.
- Tachi, Y. and Yotsuji, K. 2014. Diffusion and sorption of Cs+, Na+, I- and HTO in compacted sodium montmorillonite as a function of porewater salinity: Integrated sorption and diffusion model. Geochimica et Cosmochimica Acta, 132, 75–93.
- Yi, S., Samper, J., Naves, A. and Soler, J. M., 2015. A single-site reactive transport model of Cs+ for the in situ diffusion and retention (DR) experiment. Environmental Earth Sciences, 74:3589– 3601.

- Zheng, L. and Samper, J., 2004. Formulation of the inverse problem of non-isothermal multiphase flow and reactive transport in porous media. In: Miller, C.T., Farthing, M.W., Gray, W.G., Pinder, G.F. (Eds.), Computational Methods in Water Resources, vol. 2. Elsevier, pp. 1317– 1327.
- Zheng, L. and Samper, J., 2005. Inverse problem of non-isothermal multiphase flow and reactive transport in deformable porous media. In: Samper, J., Paz González, A. (Eds.), VII Jornadas de Investigación en la Zona no Saturada de Suelo, ZNS'05. La Coruña, Spain, pp. 307–313.
- Zheng, L., Samper, J., Montenegro, L. and Fernández, A.M., 2010. A coupled THMC model of a heating and hydration laboratory experiment in unsaturated compacted FEBEX bentonite, Journal of Hydrology, Vol 386, Issues 3-4, 80-94. 10.1016/j.jhydrol.2010.03.009. ISSN: 0022-1694
- 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.
- Zhou, X., Li, H., Xiao, H., Li, L., Zhao, Q., Yang, T., Zuo, J. and Huang, W., 2013. A microporous luminescent europium metal–organic framework for nitro explosive sensing. Dalton Trans., 42, 5718

MODELO NUMÉRICO DE LOS PROCESOS DE LIXIVIACIÓN DE URANIO DE LA ZONA NO SATURADA

J. Samper, A. Mon, B. Pisani, A. Naves, L. Montenegro

CICA, Centro de Investigaciones Científicas Avanzadas, E.T.S. Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Campus de Elviña, 15071 Universidade de A Coruña, A Coruña. j.samper@udc.es, amon@udc.es, bpisani@udc.es, anaves@udc.es, l.montengro@udc.es

RESUMEN. Las aguas subterráneas próximas a instalaciones de tratamiento de uranio pueden estar expuestas a un aumento de la concentración de uranio en épocas en las que el nivel freático asciende fuertemente debido a episodios de recarga y crecidas de ríos conectados a un acuífero. En este trabajo se presenta un modelo numérico bidimensional de flujo y de transporte de uranio en un plano vertical para estudiar la lixiviación o lavado de uranio de la zona no saturada situada debajo de una antigua escombrera de uranio. Los resultados del modelo muestran que la concentración de uranio aumenta linealmente al aumentar el caudal lixiviado y al disminuir el caudal de flujo subterráneo procedente de aguas arriba. La concentración de uranio aumenta en respuesta a los ascensos del nivel. El pico más pronunciado de la concentración a 30 m de la fuente de uranio se produce casi 40 días después del máximo nivel freático.

ABSTRACT. The concentration of dissolved uranium in groundwater underneath uranium tailing piles and treatment facilities increases when the water table rises sharply due to the recharge or the water level rising of a river connected with the aquifer. Here, we present a numerical 2-D flow and uranium transport model in a vertical plane to study the leaching of uranium from the unsaturated zone underneath a uranium tailings pile. Model results show that the uranium concentration increases linearly when the leachate flux increases and the upstream flow of unpolluted groundwater decreases. The concentration of uranium increases in response to the rise of the water table. The peak of uranium concentration takes place almost 40 days after the maximum water level in a point located 30 m downstream the uranium source.

1. INTRODUCCIÓN

Estudios recientes han puesto de manifiesto la persistencia del uranio en las aguas subterráneas en los acuíferos situados en las proximidades de antiguas instalaciones de tratamiento de minerales de uranio. Zachara et al. (2013) presentan dos casos de estudio en USA en los que la persistencia del uranio está relacionada con la lixiviación del uranio presente en la zona no saturada en las épocas en las que el nivel freático sube fuertemente debido a episodios de recarga y crecidas de ríos conectados a dichos acuíferos. En la zona de Hanford en el estado de Washington se ha observado la movilización del uranio precipitado y sorbido cuando el nivel freático asciende en la primavera coincidiendo con las crecidas del río Columbia. La persistencia del uranio en la zona de Hanford es debida a la acumulación del U(VI) adsorbido en la zona vadosa que se lixivia cuando el nivel freático asciende. La liberación del U(VI) desde la zona no saturada y su transporte dentro de la zona óxica de los sedimentos del acuífero está dominado por adsorción mediante complejación superficial con un control cinético (DOE, 2010). En el emplazamiento de Rifle cerca del río Colorado en el estado de Colorado se ha observado la lenta oxidación del uranio reducido U(IV) de la zona saturada. La migración del U(VI) en la zona subóxica del emplazamiento de Rifle está controlada por la cinética de la transferencia de masa y de la complejación superficial (Fang et al., 2009).

Samper et al. (2004) elaboraron un modelo 2D en un perfil vertical de los procesos de lixiviación de uranio debajo de los diques de estériles de Andújar (Jaén) situados en la margen izquierda del río Guadalquivir. La Fig. 1 muestra la situación de la zona de estudio de los diques de estériles de Andújar, la geología del aluvial, la situación de los drenes de pie. Los resultados del modelo indicaron que existe una correlación entre el ascenso del nivel freático y el aumento de la concentración y masa de uranio. Del análisis de sensibilidad, los autores pudieron concluir que la masa de uranio lixiviada no es sensible a la disminución de la permeabilidad del dren y al caudal del dren. La masa de uranio es directamente proporcional a la concentración en la fuente. La concentración de uranio en el acuífero aumenta pero no la masa lixiviada cuando se reduce el espesor saturado.

En este trabajo se presenta un modelo numérico bidimensional de flujo no saturado y de transporte de uranio en un plano vertical para estudiar el lavado de uranio de la zona no saturada situada debajo de una antigua escombrera de uranio. El modelo considera los estériles de la escombrera y varias capas de materiales de la terraza aluvial (limos arcillosos, limos arenosos y gravas). Se han simulado los procesos de lixiviación de uranio de la zona no saturada situada debajo de la escombrera y su posterior migración en los materiales del acuífero aluvial en un periodo de 4 años en los que el nivel freático fluctúa del orden de ± 1 m.



Fig. 1. Situación de la zona de estudio de los diques de estériles de Andújar, geología del aluvial (la geología representada corresponde a los materiales intersecados por la superficie freática media situada a una profundidad media del orden de 5 m), situación de los drenes de pie y traza del plano vertical del modelo de flujo no saturado.

2. DESCRIPCIÓN DEL MODELO NUMÉRICO

Para la elaboración del modelo de la lixiviación del uranio se han tenido en cuenta: 1) Los modelos numéricos realizados en la zona en 2004 (Samper et al., 2004) y 2011 (Samper et al., 2011); 2) La experiencia y conocimientos adquiridos en emplazamientos similares (Zachara et al., 2013); y 3) Los mapas de isopiezas de la zona de la propiedad en aguas bajas y en aguas altas.

2.1. Dominio del modelo

La traza del modelo de flujo saturado/ no saturado en un perfil vertical se ha deducido a partir de un tubo de flujo que pasa por dos puntos donde el nivel piezométrico es conocido y que atraviesa los drenes de los diques (Fig. 1).

La longitud del modelo es 30.95 m. Se han considerado las siguientes zonas de materiales:

- Gravas de la terraza aluvial que tienen un espesor de 2.55 m.
- Limos arenosos de la terraza aluvial situados por encima de las gravas que tienen un espesor de 1.3 m.
- Limos arcillosos y arcillas de la parte superior de la terraza aluvial que tienen un espesor de 1.7 m.
- El dren de los diques originales.
- Los diques de estériles cuyo espesor es variable a lo largo del talud.

En el modelo se ha tenido en cuenta el dren perimetral original de los diques de estériles que tiene un ancho de 4.7 m y una profundidad de 2.4 m. Los diques remodelados después de la restauración del emplazamiento están rodeados de un pie de escollera que se denomina como "dren actual" en la Fig. 1. Este pie de escollera tiene una profundidad aproximada de 1.5 m y está relleno de bolos de grava de dimensiones decimétricas. Dada su elevada porosidad y casi nula capacidad de retención, el pie de escollera no se incluyó en el dominio del modelo.

El dominio del modelo se ha discretizado con una malla de elementos finitos compuesta por 2488 nudos y 4835 elementos (Fig. 2). La malla se ha refinado en las zonas en las que se esperan los mayores gradientes de concentración de uranio. La malla se diseñó para considerar varias posibles configuraciones geomé-tricas del dren de los diques antiguos respecto al pie de escollera de los diques remodelados.

El periodo de simulación numérica de los procesos de lixiviación de uranio se extiende desde enero de 2010 hasta diciembre de 2014.

2.2. Condiciones de contorno e iniciales

La Fig. 2 muestra las condiciones de contorno del modelo. Se ha fijado la presión intersticial en las gravas en los contornos laterales de entrada (x = 0 m) y salida (x = 30.95 m). La presión intersticial en las gravas se ha obtenido a partir de los niveles piezométricos calculados con el modelo de flujo y transporte de uranio del acuífero aluvial (Samper et al., 2016). La altura de presión en x = 0 m es ligeramente mayor que la altura de presión en x =30.95 m. Por ello, el flujo en la parte saturada de las gravas es horizontal desde x =0 hasta x = 30.95 m.

El límite superior del modelo es un borde a través del cual se produce recarga en los diques de estériles, en el pie de escollera y en los limos naturales. Los valores diarios de los caudales procedentes de los diques y de la recarga en los limos de la terraza aluvial se han obtenido a partir de los valores utilizados en el modelo de flujo y transporte de uranio en el acuífero aluvial (Samper et al., 2016).

Se ha supuesto que el 90% del flujo subterráneo procedente de los diques de estériles percola verticalmente a través del dren antiguo que corresponde con la zona de material nº 4 en la Fig. 2 ($5.8 \cdot 10^{-4} \text{ m}^3/\text{d}$). El 10% restante fluye a través de la capa de limos arcillosos ($6.5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^3/\text{d}$). De esta forma, se garantiza que por el dren circule la mayor parte del flujo de agua procedente de los diques. Además, el caudal se ha multiplicado por 5 para tener en cuenta el aporte de agua del resto de los diques de estériles.



Fig. 2. Malla de elementos finitos y zonas de materiales (figura superior) y condiciones de contorno del modelo de flujo 2D saturado/no saturado (figura inferior). Las zonas de material y sus propiedades se indican en la Tabla 1.

El resto de los contornos, incluyendo el límite inferior de las gravas y los contornos verticales en la zona no saturada, se consideran impermeables.

La concentración de uranio en el agua de contorno en x = 0 m es igual a la concentración inicial en la zona saturada que es igual a 200 ppb. La concentración de uranio en el agua de la recarga en el pie de escollera, los limos naturales y los estériles es igual a 8 ppm. En los diques y en el dren original la concentración inicial es igual a 15,000 ppb.

Para generar una distribución espacial adecuada de presiones y concentraciones de uranio en enero de 2010, se ha simulado un periodo previo de 16 años, considerando un flujo estacionario correspondiente a los valores medios de la recarga y de los niveles en los contornos.

2.3. Parámetros de flujo y transporte

Los valores iniciales de los parámetros de flujo y transporte se tomaron de los modelos previos realizados por Samper et al. (2004). No obstante, se modificaron para tener en cuenta los datos de las curvas de retención medidas en los limos naturales por Villar y Gutiérrez (2016). Las dispersividades longitudinal y transversal se tomaron iguales a 0.5 m y 0.3 m, respectivamente para garantizar que el número de Peclet fuese menor de 1. Los materiales y sus valores de conductividad hidráulica, porosidad, coeficiente de difusión y dispersividades se indican en la Tabla 1. En la Tabla 2 se muestran los parámetros de las curvas de retención de Van Genuchten.

Tabla 1. Zonas de material, conductividad hidráulica (K), porosidad (ϕ), coeficiente de difusión en el agua intersticial (D₀) y dispersividades longitudinal (α_{T}) y transversal (α_{T}).

- E -		. 1				
Zona de material	N.º	K (m/d)	ф	$\frac{D_0}{(m^2/d)}$	α _L (m)	α _T (m)
Grava	1	27.8	0.422	10-5	0.5	0.3
Limos arenosos	2	5.47	0.387	10-5	0.5	0.3
Limos arcillosos	3	3.4.10-4	0.422	10-5	0.5	0.3
Dren	4	27.8	0.422	10-5	0.5	0.3
Estériles	5	0.854	0.62	10-5	0.5	0.3

Tabla 2. Parámetros de las curvas de retención de Van Genuchten. Los parámetros para la curva de retención de los estériles se tomaron del modelo de Samper et al. (2004), de los limos arcillosos y los limos arenosos se obtuvieron a partir de los datos de succión y humedad obtenidos por Villar y Gutiérrez (2016) mientras que para las gravas se tomaron de Dan et al. (2012).

Zona de material	S _r	α (m -1)	m	n
Grava	1.18.10-2	100	0.545	2.2
Limos arenosos	10-5	95.47	0.123	1.14
Limos arcillosos	10-5	95.47	0.123	1.14
Dren	1.18.10-2	100	0.545	2.2
Estériles	0.15	1.00	0.5	2

3. RESULTADOS DEL MODELO NUMÉRICO

En la Fig. 3 se representa la evolución temporal de la concentración de uranio y del nivel piezométrico en el punto de salida (x = 30.95 m). Se puede observar que la concentración aumenta en respuesta a los ascensos del nivel. El pico más pronunciado de concentración se produce el 15/01/2011 y corresponde con el nivel máximo que se produjo el 4/12/2010. Por tanto, hay un retraso de casi un mes y medio entre el pico del nivel y el pico de la concentración de uranio.

La Fig 4 muestra la variación relativa del caudal másico de uranio en x = 30.95m, calculado mediante la siguiente expresión:

$$\Delta F = \frac{F_f - F_C}{F_C} \tag{1}$$

donde F_f es el caudal másico que sale por x = 30.95 m y F_c es el caudal másico de uranio en ausencia de las fluctuaciones del nivel freático. La Fig. 5 muestra la ampliación de los hidrogramas del nivel piezométrico y de la variación relativa del flujo másico de uranio en el punto de salida (x = 30.95 m) entre enero de 2010 y agosto de 2011. Esta ampliación permite observar claramente el desfase existente entre el ascenso del nivel y el aumento del flujo másico relativo de uranio. En este episodio, el flujo másico relativo alcanza un pico igual a 2, indicando que el caudal másico se puede llegar a duplicar como consecuencia del lavado del uranio en la zona no saturada. Después del pico, la variación relativa del caudal másico de uranio disminuye y se hace negativa (Fig. 4).



Fig. 3. Evolución temporal de la concentración de uranio (eje derecho) y del nivel piezométrico (eje izquierdo) en x = 30.95 m.



Fig. 4. Hidrogramas del nivel piezométrico y del caudal másico relativo de uranio en el punto de salida (x = 30.95 m).

El nivel en los estériles se mantiene aproximadamente constante en torno a 199.5 m y la altura de presión (relativa) es igual a -0.5 m. Estos valores reflejan la baja conductividad hidráulica de los limos arcillosos. El grado de saturación es igual al 66% y la concentración de uranio es igual a 15000 ppb (Fig. 6).



Fig. 5. Ampliación de los hidrogramas del nivel piezométrico y de la variación relativa del flujo másico de uranio en el punto de salida (x = 30.95 m) entre enero de 2010 y agosto de 2011.

En los limos el nivel piezométrico varía entre 199 m en el contacto con los estériles y 196 m en el contacto con los limos arenosos. La altura de presión disminuye con la profundidad hasta un valor igual a -1.6 m en el contacto con los limos arenosos (Fig. 8). El grado de saturación es aproximadamente uniforme en torno a un 56%. La concentración debajo del dren es 12500 ppb. La concentración disminuye desde los estériles hasta los limos arenosos.

El nivel en los limos arenosos es prácticamente uniforme e igual a 196.5 m. La altura de presión es igual a -0.2 m en el contacto con las gravas. El grado de saturación en los limos arenosos es aproximadamente igual al 55%. La concentración de uranio en los limos arenosos en general disminuye con la profundidad y varía con la oscilación del nivel piezométrico (Fig. 7 y Fig. 8).

El nivel, la presión, la saturación y la concentración de uranio en las gravas aumentan con la oscilación del nivel en los contornos. El nivel máximo se alcanza en enero de 2011 y es igual a 196.5 m. El espesor saturado medio es igual a 2.15 m. Las mayores concentraciones de uranio en las gravas se presentan debajo del dren donde varían desde 1300 ppb hasta 300 ppb en el fondo del acuífero. Las concentraciones disminuyen hacia el contorno de salida. El nivel más bajo en las gravas se produce en septiembre de 2012, coincidiendo con la disminución de la concentración de uranio en todos los perfiles.

Las Fig. 9 y Fig. 10 muestran los mapas de niveles piezométricos, alturas de presión y grado de saturación calculados en aguas altas (enero de 2011) y aguas bajas (septiembre de 2012). En aguas altas, el nivel en las gravas y en los limos arenosos es prácticamente igual a 196.5 m y el flujo es horizontal en ambos materiales (Fig. 9). En aguas bajas, el nivel en las gravas varía entre 195 m y 196.5 m. En este caso, el flujo de agua es vertical en los limos arenosos y la parte superior de las gravas no saturadas y es horizontal en las gravas saturadas (Fig. 10). Se puede observar que el grado de saturación en el dren de los diques originales y en la parte superior de las gravas no saturadas es igual al 5%. El nivel varía linealmente.

La altura de presión es igual a -0.5 m. La isolínea de grado de saturación de 100% en las gravas varía de forma similar a la isolínea de presión 0 m. Se puede observar que la saturación en las gravas varía de forma brusca desde 100% hasta 20% en las gravas. En los limos arcillosos y en los limos arenosos la saturación media en general se sitúa en torno al 50%, excepto en los limos arcillosos situados en la superficie la (x > 30 m), donde la saturación aumenta debido a la recarga.



Fig. 6. Perfiles verticales del nivel piezométrico, H, del grado de saturación, la altura de presión, P, y la concentración de uranio, C, en una sección situada a 5.5 m del borde de entrada (x = 0).



Fig. 7. Perfiles verticales del nivel piezométrico, H, del grado de saturación, la atura de presión, P, y la concentración de uranio, C, en una sección situada a 22 m del borde de entrada (x = 0).



Fig. 8. Perfiles verticales del nivel piezométrico, H, del grado de saturación, la atura de presión, P, y la concentración de uranio, C, en una sección situada a 29 m del borde de entrada (x = 0).



Fig. 9. Mapas de los valores calculados en aguas altas (enero de 2011) de los niveles piezométricos (arriba), las alturas de presión (m) (intermedio) y los grados de saturación (abajo).



Fig. 10. Mapas de los valores calculados en aguas bajas (septiembre de 2012) de los niveles piezométricos (arriba), las alturas de presión (m) (intermedio) y los grados de saturación (abajo).



Fig. 11. Mapas de las concentraciones de uranio (ppb) calculadas en aguas altas (enero de 2011). En la figura inferior se muestran en negro las zonas con concentraciones mayores de 650 ppb y en blanco las menores de 157 ppb.



Fig. 12. Mapas de las concentraciones de uranio (ppb) calculadas en aguas bajas (septiembre de 2012). En la figura inferior se muestran en negro las zonas con concentraciones mayores de 650 ppb y en blanco las menores de 157 ppb.

La altura de presión en el dren es prácticamente constante e igual a -0.5 m. La altura de presión varía entre -1.5 m y -0.5 m en los limos arcillosos y los limos arenosos, excepto en la zona en la que afloran los limos donde la presión aumenta debido a la recarga. La altura de presión en las gravas no saturadas varía entre -0.5 m y 0 m y entre 0 m y 2 m en las gravas saturadas.

Las Fig. 11 y Fig. 12 muestran las isolíneas de las concentraciones de uranio calculadas en aguas altas (enero de 2011) y aguas bajas (septiembre de 2012). El color negro corresponde a las concentraciones mayores de 650 ppb y el blanco a las concentraciones menores de 175 ppb. Las zonas ocupadas por los colores negro y blanco varían con el tiempo en respuesta a las variaciones del nivel piezométrico. En aguas altas, la concentración de uranio disminuye en el dren y aumenta en las gravas y limos arenosos (Fig 11). Cuando el nivel desciende, la concentración de uranio aumenta en el dren y disminuye en las gravas.

4. CONCLUSIONES

Se ha presentado un modelo bidimensional de los procesos de lixiviación del uranio de la zona no saturada. Los resultados del modelo confirman que la concentración de uranio en el punto de salida del modelo aumenta linealmente al aumentar el caudal procedente de los diques y también aumenta al disminuir el caudal de flujo subterráneo procedente de la zona situada aguas arriba de los diques.

La concentración de uranio aumenta en respuesta a los ascensos del nivel. El pico más pronunciado de la concentración se produce el 15/01/2011 y se corresponde con el nivel máximo que se produjo el 4/12/2010. Por tanto, hay un retraso de casi un mes y medio entre el máximo nivel y el valor pico de la concentración de uranio en el punto de salida.

El flujo másico relativo de uranio aumenta en los episodios de lavado. El flujo másico relativo máximo es igual a 2. Por tanto, la variación relativa del flujo másico de uranio se duplica como consecuencia del lavado del uranio en la zona no saturada. Unos meses después del pico, la variación relativa del flujo másico disminuye y se hace negativa, indicando que el flujo másico de uranio disminuye respecto al existente antes del lavado del uranio en la zona no saturada. Debajo de los diques, en la zona en la que se produce el lavado, la concentración de uranio en aguas altas disminuye en el dren y aumenta en las gravas y los limos arenosos. Cuando el nivel desciende, la concentración de uranio aumenta en el dren y disminuye en las gravas. En secciones situadas aguas abajo de los diques, la concentración de uranio en las gravas aumenta en la rama de ascenso y disminuye en la rama de descenso de los niveles.

La evolución temporal de la concentración de uranio en el borde de salida es muy sensible a la magnitud del ascenso máximo del nivel en aguas altas, la duración del periodo de aguas altas y la sucesión de varios episodios de aguas altas.

Está previsto completar el análisis presentado con los siguientes trabajos adicionales: 1) Mejoras numé-ricas, utilizando una malla de elementos finitos más refinada en la zona de fluctuación del nivel freático y en la zona próxima a la superficie y resolviendo los problemas en el contorno de salida para evitar las disminuciones bruscas de la concentración; 2) Exten-siones del modelo para considerar la variabilidad temporal de la recarga en los limos y las entradas de agua a través del dren de pie de escollera; 3) Consi-deración del caso en el que el dren de los diques antiguos esté anexado al pie de escollera de los diques remodelados; y 4) Consideración de la adsorción de uranio con modelos cinéticos y de equilibrio.

Agradecimientos. Este trabajo ha contado con financiación proyectos financiados por ENRESA y el Ministerio de Economía y Competitividad (Proyecto CGL2016—78281-R). Se agradecen los comentarios y correcciones de los revisores anónimos que han contribuido a mejorarlo.

5. REFERENCIAS

- Dan, H., Xin, P., Li, L., Li, L., Lockington, D. (2012). Capillary effect on flow in the drainage layer of highway pavement. Canadian Journal of Civil Engineering 39, 654-666.
- DOE, 2010. Complex Systems Science for Subsurface Fate and Transport: Report from the August 2009 Workshop. DOE/SC-0123, U.S. Department of Energy, Office of Science (www. science.doe.gov/ober/BER_workshops.html), Was, DC.
- Fang, Y., Yabusaki, S.B., Morrison, S.J., Amonette, J.P. and Long, P.E., 2009. Multicomponent reactive transport modeling of uranium bioremediation field experiments. Geochimica et Cosmochimica Acta, 73(20), 6029-6051
- Samper, J., Yang, C., Pisani, B., Montenegro, L., Zheng, L. y Molinero, J. (2004). Actualización del modelo de flujo y transporte de Andújar. Informe elaborado para ENRESA. Universidade da Coruña.
- Samper, J., B. Pisani y A. Naves (2011). Seguimiento y vigilancia del funcionamiento hidrogeoquímico de las aguas subterráneas en el emplazamiento restaurado de la FUA: Informe complementario para ENRESA. Universidade da Coruña.
- Samper, J., B. Pisani y A. Naves (2016). Seguimiento y vigilancia del funcionamiento hidrogeoquímico de las aguas subterráneas en el emplazamiento restaurado de la FUA: Actualización del análisis integrado de los datos y contraste del modelo FUA04 con datos del periodo 2003-2015. Informe elaborado para ENRESA. Universidade da Coruña.

- Villar M.V. y C. Gutiérrez (2016). Determinación de curvas de retención en muestras de la antigua fábrica de uranio de Andújar, Informe Técnico CIEMAT/DMA/2G215/2/16 rev. 0. CIEMAT, Madrid, 22 pp.
- Zachara, John M., Philip E. Long, John Bargar, James A. Davis, Patricia Fox, Jim Fredrickson, Mark D. Freshley, Allan Konopka, Chongxuan Liu, James P. McKinley, Mark Rockhold, Kenneth H. Williams, Steve B. Yabusaki (2013). Persistence of uranium groundwater plumes: Contrasting mechanisms at two DOE sites in the groundwater-river interaction zone, Journal of Contaminant Hydrology, doi: 10.1016/j.jconhyd.2013.02.0

ANÁLISIS PARAMÉTRICO DE LA ESTIMACIÓN DE LA RECARGA A PARTIR DE LAS OSCILACIONES PIEZOMÉTRICAS EN ACUÍFEROS LIBRES MEDIANTE MODELOS UNIDIMENSIONALES Y BIDIMENSIONALES DETERMINÍSTICOS Y ESTOCÁSTICOS

J. Fernández Águila¹, J. Samper Calvete¹ y B. Pisani Veiga¹

¹Grupo de Agua y Suelo, Centro de Investigaciones Científicas Avanzadas (CICA), ETS Ingenieros de Caminos; Universidade da Coruña, Campus de Elviña s/n, 15071, A Coruña, España. e-mail: jesus.aguila@udc.es, j.samper@udc.es, bpisani@udc.es

RESUMEN. La recarga subterránea producida por eventos discretos de precipitación en acuíferos libres se suele estimar a partir de datos de los ascensos del nivel freático registrados en pozos someros. Sin embargo, este método puede presentar grandes incertidumbres. En este trabajo se cuantifican estas incertidumbres mediante un análisis paramétrico de las oscilaciones del nivel freático producidas por la recarga subterránea y la variación del nivel de un río en acuífero libre. Este análisis se ha realizado con modelos numéricos de flujo uni- y bi-dimensionales en acuíferos homogéneos y heterogéneos. Los resultados indican que la estimación de la recarga a partir de los ascensos de los niveles puede contener errores especialmente importantes en puntos situados cerca de un río cuyo nivel asciende simultáneamente durante el periodo de recarga del acuífero. Los errores en medios muy heterogéneos dependen del grado de heterogeneidad y de la conectividad espacial de las zonas más permeables en las proximidades del rio.

ABSTRACT. The groundwater recharge produced by discrete precipitation events in unconfined aquifers is often estimated from water table data recorded in shallow wells. However, this method may have large uncertainties. Here we quantify these uncertainties by a parametric analysis of the water table fluctuations caused by the groundwater recharge and by the variation of the level of a river in an unconfined aquifer. This analysis has been performed with one- and two-dimensional numerical flow models in homogeneous and heterogeneous aquifers. The results show that the estimation of the recharge from the water table rises may contain large errors at points located near a river in which the stage rises during the recharge of the aquifer. These errors in highly heterogeneous media depend on the variance of the log-permeability and the spatial connectivity of the most permeable areas near the river.

1. INTRODUCCIÓN

La cuantificación de la recarga es necesaria para evaluar los recursos hídricos subterráneos y estudiar el transporte de contaminantes. La estimación de la recarga de los acuíferos es de gran importancia ya que es necesario conocer la cantidad de agua que llega a ellos, su calidad y procedencia. La recarga a los acuíferos se puede determinar mediante métodos empíricos, métodos de balance hídrico, métodos hidrodinámicos, métodos hidroquímicos, isotópicos y mediante el uso de trazadores. La recarga subterránea, R, producida por eventos discretos de precipitación en acuíferos libres se puede determinar a partir de los ascensos de nivel freático registrados en pozos someros, Δh , y del coeficiente de almacenamiento, S, mediante:

$$R = S\Delta h \tag{1}$$

Este método presenta numerosas incertidumbres y sólo es aplicable cuando la recarga es instantánea y concentrada de forma que la respuesta de los niveles a la recarga sea rápida. Estas condiciones generalmente se presentan en zonas con niveles freáticos someros en las que el espesor de la zona no saturada es pequeño. La obtención de datos fiables de S es costosa y, además, es un parámetro que puede variar a lo largo de espacio y el tiempo. Las dificultades para obtener valores fiables de S puede también introducir errores al estimar la recarga a partir de las variaciones del nivel freático en acuíferos libres.

En este trabajo se presenta un análisis paramétrico de las oscilaciones del nivel freático producidas por la recarga subterránea y por la variación del nivel de un río en un acuífero libre. Este análisis está encaminado a cuantificar los errores cometidos al estimar la recarga a partir de datos piezométricos medidos cerca de ríos en los que el nivel del agua asciende durante el período de recarga del acuífero. Este análisis se ha realizado con modelos numéricos de flujo uni- y bi-dimensionales en acuíferos homogéneos y heterogéneos.

2. DESCRIPCIÓN DE LOS MODE-LOS

Para realizar el análisis paramétrico y conocer los errores cometidos al estimar la recarga a partir de variaciones del nivel freático en acuíferos libres se han elaborado modelos numéricos de flujo uni- y bi-dimensionales.

2.1. Código de cálculo

Estos modelos se han realizado con el código de flujo de agua y transporte reactivo 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 (Samper et al. 2003; 2009; 2011). 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. CORE2D 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) y el flujo hacia túneles (Molinero y Samper, 2004). 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).

2.2. Modelos numéricos unidimensionales

Se han realizado modelos matemáticos de flujo unidimensionales horizontales para estudiar las variaciones de los niveles piezométricos producidos por la recarga subterránea y los ascensos del nivel de un río en un acuífero libre. Los modelos unidimensionales han permitido evaluar la forma en la que varían los hidrogramas al variar: 1) Los parámetros hidráulicos del acuífero (la conductividad hidráulica, K, el coeficiente de almacenamiento, S, y el espesor del acuífero), 2) La longitud L del acuífero en la dirección transversal al río, 3) La distribución temporal de la recarga y 4) Las variaciones del nivel del río.

Los modelos numéricos unidimensionales realizados corresponden a un acuífero libre de 2 m de espesor con una cota del fondo igual a 190.27 m. El límite izquierdo se supone impermeable mientras que en el límite derecho se simula la existencia de un río con una condición de tipo Dirichlet con un nivel igual a 192.27 m. El acuífero es homogéneo con una conductividad hidráulica, K, igual a 50 m/d y un coeficiente de almacenamiento, S, igual a 0.1. La recarga subterránea, R, se ha considerado igual a 100 mm/año. Se han utilizado modelos en régimen transitorio suponiendo un nivel inicial uniforme igual a 192.27 m. Se ha simulado un periodo de un año con incrementos de tiempo diarios. En la pasada base del modelo se ha considerado una longitud del acuífero, L, igual a 1000 m con incrementos, Δx , iguales a 50 m.

2.3. Modelos numéricos bidimensionales

Se han realizado modelos de flujo bidimensionales para contrastar los resultados obtenidos con los modelos unidimensionales y estudiar las variaciones de los niveles piezométricos producidas por la recarga subterránea y los ascensos del nivel del río en acuíferos heterogéneos. La estructura espacial de la conductividad hidráulica, K, se ha generado mediante simulaciones geoestadísticas suponiendo que el logaritmo de K es una función aleatoria gaussiana con un semivariograma esférico. La generación de los campos de log K se ha realizado con el programa de simulación estocástica GCOSIM3D (Gómez-Hernández y Joumel, 1993).

El dominio de los modelos 2D es rectangular con unas dimensiones de 2 x 3 km. El dominio se ha discretizado con una malla cuadrada de elementos finitos triangulares con un tamaño, Δx , igual a 50 m. La malla está compuesta de 2501 nudos y 4800 elementos. Al igual que en los modelos unidimensionales, los modelos 2D consideran un acuífero libre de 2 m de espesor con una cota del fondo igual a 190.27 m. En el borde derecho del modelo (el de mayor longitud) el río se simula con una condición de tipo Dirichlet con un nivel igual a 192.27 m. El resto de contornos del modelo se suponen impermeables. Se han realizado simulaciones suponiendo acuífero homogéneo con unos valores de los parámetros (K y S) y de la recarga, R, iguales a los utilizados en los modelos 1D (K = 50 m/d, S = 0.1 y R = 100 mm/d)año). En las simulaciones correspondientes a acuíferos heterogéneos se ha generado una distribución estocástica de K manteniendo los valores homogéneos de S y R. Las simulaciones del modelo 2D tienen una duración de un año y se han realizado con incrementos de tiempo diarios. El nivel inicial se supone homogéneo e igual al nivel del río (192.27 m).

3. RESULTADOS DE LOS MODE-LOS UNIDIMENSIONALES

Los modelos unidimensionales se han utilizado para realizar un análisis paramétrico de las variaciones de los niveles piezométricos producidos por la recarga subterránea y los ascensos del nivel del río. Se ha analizado la forma en la que varían los hidrogramas al variar los parámetros del acuífero (K y S), el espesor de acuífero, e, la longitud L del acuífero trasversal al río, la distribución temporal de la recarga y la variación del nivel del río.

La Fig. 1 muestra la comparación de la evolución temporal de los ascensos de nivel (igual a los niveles calculados menos los iniciales) en la pasada base y en tres pasadas de sensibilidad a varias distancias del río (100 y 800 m). Estas pasadas corresponden a una recarga instantánea durante el primer día. En las pasadas de sensibilidad se ha duplicado la conductividad hidráulica, K, se ha reducido a la mitad el coeficiente de almacenamiento, S, y se ha aumentado el espesor del acuífero de 2 m (pasada base) a 10 m. El aumento de la conductividad hidráulica no afecta a los ascensos máximos producidos por la recarga instantánea. Sin embargo, en el acuífero más permeable la recuperación de los niveles después del período de recarga es más rápida cuando se aumenta K, siendo este efecto más importante en pozos alejados del río. El comportamiento de los niveles al aumentar el espesor del acuífero, e, es similar al que se produce al aumentar K. Al reducir el coeficiente de almacenamiento a la mitad, los ascensos máximos se duplican respecto a los de la pasada base. La recuperación de los niveles es más rápida en la pasada de sensibilidad al reducir S. El efecto del coeficiente de almacenamiento sobre los niveles es muy importante para estimar la recarga a partir de las variaciones de los niveles piezométricos.

En la pasada base la longitud del acuífero es igual a 1000 m. Se ha analizado la sensibilidad de los niveles piezométricos calculados a las variaciones de la longitud del acuífero considerando longitudes iguales a 500 y 2000 m. En estas pasadas se supone una recarga instantánea de 100 mm/año. La Fig. 2 muestra la evolución temporal de los ascensos de nivel a 100, 400 y 800 m del río. Los niveles máximos no dependen de la longitud del acuífero. La variación de la longitud L afecta a la fase de recuperación de los piezométricos después del episodio de recarga. El descenso de los niveles es tanto más rápido cuanto menor es la longitud del acuífero.

Se han realizado pasadas de sensibilidad considerado las siguientes hipótesis sobre la distribución temporal de la recarga: 1) Recarga instantánea durante el primer día, 2) Recarga distribuida uniformemente durante el primer mes y 3) Recarga distribuida de forma variable durante el primer mes con un 20% en los 10 primeros, un 60% en los siguientes 10 días y el 20% restante en los últimos 10 días. En los tres casos la recarga total es igual a 100 mm/año. La Fig. 3 muestra la evolución temporal de los ascensos del nivel en las tres pasadas. Se observa que los niveles tardan más en ascender en las pasadas con recarga distribuida pero con el paso del tiempo se aproximan a los niveles calculados en la pasada con recarga instantánea. El máximo ascenso del nivel a 100 m del río cuando la recarga no es instantánea es menor de 0.5 m. Por tanto, la recarga que se estimaría a partir del ascenso del nivel sería menor del 50% de la recarga real. A 400 m del río, el error en la estimación de la recarga sería menor (del orden del 5%). A 800 m del río el error es despreciable. Por tanto, se puede concluir que cuando la recarga no es instantánea el máximo ascenso del nivel cerca del río es mucho menor que el que produce una recarga instantánea. Los ascensos máximos de los niveles no son sensibles a la distribución de la recarga a lo largo del primer mes.



Fig. 1. Evolución temporal de los ascensos de nivel a distintas distancias del río para diferentes combinaciones de 'valores de la conductividad hidráulica, K, y el coeficiente de almacenamiento, S.



Fig. 2. Evolución temporal de los ascensos de nivel a distintas distancias del río para diferentes valores de la longitud del acuífero.



Fig. 3. Evolución temporal de los ascensos de nivel a distintas distancias del río para recarga instantánea, uniforme y variable.



Fig. 4. Evolución temporal de los ascensos de nivel a distintas distancias del río producidos por la variación del nivel del río.

Se ha analizado también la posibilidad de que varíe el nivel del río. Se ha considerado un ascenso del nivel del río de 2 m durante la primera semana de forma que el nivel asciende desde 192.27 m hasta 194.27 m. La Fig. 4 muestra la comparación de la evolución temporal de los ascensos de nivel a distintas distancias del río (100, 400 y 800 m) para recarga instantánea con y sin la variación del nivel del río. Se aprecia claramente que los niveles piezométricos en los puntos más cercanos al río están más influenciados por las variaciones del nivel del río. El máximo ascenso del nivel a 100 m del río cuando se produce una crecida del nivel del nivel del río es del orden de 1.5 m. Por tanto, la recarga que se estimaría a partir del ascenso del nivel podría ser hasta un 50% mayor que la recarga real. Este error es producido por el hecho de que el nivel cerca del río asciende tanto por el efecto de la recarga como por el ascenso del nivel del río. A 400 m del río, la sobreestimación de la recarga es menor (del orden del 5%). A 800 m del río el error es despreciable. Se puede concluir que cuando se produce una crecida del nivel del río, el máximo ascenso del nivel cerca del río puede ser mucho mayor que el ascenso producido por la recarga asociada a la infiltración del agua de lluvia.

4. RESULTADOS DE LOS MODE-LOS BIDIMENSIONALES

4.1. Acuíferos homogéneos

Las primeras pasadas del modelo de flujo bidimensional se han realizado suponiendo acuífero libre homogéneo (K = 50 m/d). En primer lugar, se han comparado los resultados obtenidos con los modelos 1D y 2D. Se ha comprobado que los resultados de ambos modelos son similares. Por tanto, se puede concluir que el análisis paramétrico realizado con los modelos unidimensionales son válidas para modelos bidimensionales en acuíferos homogéneos.



Fig. 5. Distribución espacial de los errores cometidos al estimar la recarga a partir de los ascensos de nivel cuando la recarga está distribuida de forma uniforme durante el primer mes.

La Fig. 5 muestra la distribución espacial en el dominio del modelo 2D de los errores cometidos al estimar la recarga a partir de los ascensos de los niveles piezométricos cuando la recarga al acuífero no es instantánea. En este caso se ha supuesto una recarga distribuida uniformemente durante el primer mes. En estas condiciones, la respuesta de los niveles no es rápida y el ascenso de los niveles es menor que el que se produciría si la recarga fuese instantánea. Los errores cometidos al estimar la recarga son especialmente importantes en las zonas próximas del río. El error cometido a 100 m del río es del orden del 50 % y disminuye al alejarse del río (el 5 % a 400 m).



Fig. 6. Distribución espacial de los errores cometidos al estimar la recarga a partir de los ascensos de nivel cuando se produce una crecida del nivel del río de 2 m durante la primera semana.

La Fig. 6 muestra la distribución en el dominio del modelo 2D de los errores co-

metidos al estimar la recarga a partir de los ascensos de los niveles piezométricos cuando se produce una crecida del nivel del río simultáneamente durante el período de recarga del acuífero. Se ha considerado un ascenso del nivel del río de 2 m durante la primera semana de simulación. En este caso se estaría sobreestimando la recarga si se calcula a partir de los ascensos de nivel registrados en pozos localizados a una distancia menor de 425 m del río. A 100 m del río los errores cometidos serían del orden del 50 % y a 400 m del río la sobreestimación de la recarga sería inferior del 5 % (similar a lo indicado por los modelos 1D).

4.2. Acuíferos heterogéneos

Se han elaborado modelos numéricos 2D simulando acuíferos heterogéneos con una estructura espacial de K generada mediante simulaciones geoestadísticas. La Fig. 7 muestra la distribución espacial del Ln K en el dominio del modelo 2D suponiendo que esta variable es un campo aleatorio gaussiano con un semivariograma esférico y con una varianza o meseta, σ^2 , igual a 5. El alcance en la dirección x es igual a 200 m y en la dirección y es igual a 300 m. Del mismo modo que en los modelos anteriores se han realizado varias pasadas modificando la distribución temporal de la recarga y considerando posibles ascensos del nivel del río. Para analizar los resultados se han calculado las variaciones de los niveles en varias secciones paralelas al río y se han calculado los errores que se cometerían al estimar la recarga a partir de ascensos del nivel freático. Se ha supuesto un acuífero libre con S = 0.1. Para una recarga instantánea R igual a 100 mm/año, el ascenso teórico de los niveles en el acuífero debería de ser igual a 1 m. Los errores cometidos al estimar la recarga cuando la recarga no es instantánea se han calculado como la diferencia entre el ascenso teórico (1 m) v el calculado numéricamente con el modelo de flujo. La Fig. 8 muestra los errores cometidos al estimar la recarga a partir de ascensos de nivel en varias secciones paralelas al río (100 m, 400 m y 800 m del río) cuando la recarga no es instantánea (uniforme durante el primer mes). Los errores cometidos al estimar la recarga dependen del grado de heterogeneidad del acuífero y aumentan en las zonas más permeables. En la Fig. 8 se ha representado en el eje secundario el Ln K en una sección a 100 m del río y se observa que hay una correlación entre los errores cometidos v K (al aumentar la K aumentan también los errores cometidos). Por otro lado, al alejarse del río los errores disminuyen. A 100 m del río existen zonas en la que los errores cometidos pueden llegar al 80% mientras que a 800 m del río los errores cometidos son siempre inferiores al 5%.

Para analizar el efecto que tiene la varianza de Ln K en los niveles piezométricos se han generado varios campos aleatorios del Ln K para valores de la varianza de Ln K, σ^2 , iguales a 0.1, 1 y 5) y manteniendo la semilla utilizada para generar los números aleatorios. De este modo, la distribución espacial del Ln K en el dominio del modelo 2D no se ve modificada pero sí su varianza. La Tabla 1 muestra los valores máximos y mínimos del Ln K en las tres simulaciones realizadas. La Fig. 9 y la Fig. 10 muestran la evolución temporal de los ascensos de nivel a varias distancias del río en el centro del modelo 2D (Y = 1500m) cuando se produce una recarga distribuida de forma variable a lo largo de un mes y cuando se produce una crecida del nivel del río simultáneamente al período de recarga en acuíferos con varios grados de heterogeneidad, respectivamente. Se puede observar que a mayor grado de heterogeneidad los ascensos máximos de los niveles producidos por una recarga no instantánea son menores mientras que los ascensos producidos por la crecida del nivel del río son mayores. Por tanto, se puede concluir que el error que se cometería al estimar la recarga es mayor cuanto mayor sea el grado de heterogeneidad del acuífero. El efecto del grado de heterogeneidad sobre los niveles piezométricos disminuve al aleiarse del río (a 500 m del río la evolución temporal de los niveles son muy similares).



Fig. 7. Distribución espacial del Ln K en el dominio del modelo 2D generada mediante una simulación geoestadísticas suponiendo un campo aleatorio gaussiano con un semivariograma esférico con una varianza igual a 5.



Fig. 8. Porcentaje de errores cometidos al estimar la recarga a partir de los ascensos del nivel en varias secciones del modelo 2D cuando la recarga no es instantánea. En el eje secundario se ha representado el Ln K en una sección a 100 m del río.

Se han elaborado varios modelos suponiendo anisotropía de K en los acuíferos. El objetivo de estos modelos es determinar los posibles errores cometidos al estimar la recarga a partir de variaciones del nivel freático en acuíferos heterogéneos y anisótropos. Se han realizado cuatro modelos flujo considerando diferentes direcciones de anisotropía de K. La Fig. 11 muestra las distribuciones espaciales del Ln K en las cuatro simulaciones geoestadísticas. En dos de los modelos (A y B) se ha supuesto que los ejes de anisotropía forman un ángulo de ±45° con respecto a los ejes de coordenadas mientras que en los otros dos modelos (C y D) los ejes son coincidentes. En los cuatro modelos se ha supuesto un alcance de 1000 m en la dirección principal de anisotropía y de 150 m en la dirección perpendicular. En el modelo A de la Fig. 11 la dirección principal de anisotropía es la NO, en el modelo B es la dirección NE, en el C la dirección OE y en el D es la dirección NS. Se han realizado varias pasadas con los modelos de flujo suponiendo una distribución temporal de la recarga no instantánea y ascensos del nivel del río simultáneamente al periodo de recarga del acuífero.

Tabla 1. Valores máximos y mínimos del Ln K en acuíferos con diferentes varianzas σ^2 .

Varianza (-2) -	Ln K			
varianza (6 ⁻) -	Valor máximo	Valor mínimo		
0.1	4.92	2.85		
1	7.1	0.562		
5	11.04	-3.58		



Fig. 9. Evolución temporal de los ascensos de nivel a varias distancias del río en el centro del modelo 2D (Y = 1500 m) con recarga variable y simulando modelos con varios grados de heterogeneidad (varianzas iguales a 0.1, 1 y 5).



Fig. 10. Evolución temporal de los ascensos de nivel a varias distancias del río en el centro del modelo 2D (Y = 1500 m) con variación del nivel del río y simulando modelos con varios grados de heterogeneidad (varianzas iguales a 0.1, 1 y 5).

La Fig. 12 muestra la distribución espacial de los errores cometidos al estimar la recarga en el dominio de los modelos 2D. Las imágenes A, C, E y G de la Fig. 12 muestran los errores cometidos al estimar la recarga a partir de los ascensos de nivel cuando la recarga de 100 mm/año no es introducida al modelo de forma instantánea en el acuífero sino que se distribuye uniformemente durante el primer mes de simulación. En este caso la recarga calculada al acuífero se estaría subestimando. Las imágenes B, D, F y H muestran los errores cometidos al estimar la recarga cuando además de la recarga del acuífero se produce de forma simultánea un ascenso del nivel del río de 2 m durante la primera semana de simulación. En este caso la recarga calculada se estaría sobreestimando. En las imágenes A y B de la Fig. 12 la dirección principal de anisotropía de K es la NO, en las imágenes C y D es la dirección NE, en las imágenes E y F es la dirección OE y en las imágenes G y H es la dirección NS. En todos los casos puede observarse como los errores cometidos al estimar la recarga depende de la dirección principal de anisotropía, es decir, de la conectividad espacial de las zonas más permeables en las proximidades del río.

5. CONCLUSIONES

La estimación de la recarga subterránea a partir de los ascensos de nivel freático en acuíferos libres puede contener incertidumbres. Estas incertidum-bres se han cuantificado mediante un análisis paramétrico de las oscilaciones del nivel freático producidas por la recarga subterránea y la variación del nivel de un río en un acuífero libre mediante modelos de flujo 1D y 2D en acuíferos homogéneos y heterogéneos. El máximo ascenso del nivel cerca del río cuando la recarga no es instantánea es mucho menor que el que produce una recarga instantánea. Los ascensos máximos de los niveles no son sensibles a la distribución de la recarga a lo largo del primer mes. Los errores son especialmente importantes en los puntos próximos a un río cuyo nivel asciende simultáneamente durante el periodo de recarga del acuífero. En medios muy heterogéneos los errores dependen del grado de heterogeneidad y de la conectividad espacial de las zonas más permeables en las proximidades del rio.



Fig. 11. Distribuciones espaciales del Ln K considerando anisotropía. Los ejes de anisotropía forman 45° con los ejes de coordenadas en las figuras A y B mientras que en las figuras C y D son coinciden con los ejes (x, y).



Fig. 12. Distribución espacial de los errores cometidos al estimar la recarga a partir de los ascensos de nivel cuando la recarga no es instantánea (A, C, E y G) y cuando se produce una crecida del nivel del río simultáneamente al episodio de recarga (B, D, F y H). En las figuras A y B la dirección principal de anisotropía es la NO, en las figuras C y D es la NE, en las figuras E y F es la OE y en las figuras G y H es la NS.

Agradecimientos. Este trabajo se ha realizado en el marco de proyectos de I+D financiados por ENRESA para el emplazamiento de la Fábrica de Uranio de Andújar (FUA) y de un proyecto del Ministerio de Economía y Competitividad (Proyecto CGL2016—78281-R). El primer autor ha contado con un contrato del Programa de Formación del Personal Investigador del Ministerio de Economía y Competitividad.

6. BIBLIOGRAFÍA

- Dai, Z., y Samper, J., 2006. Inverse modeling of water flow and multicomponent reactive transport in coastal aquifer systems. *J. Hidrol*, 327 (3-4), 447-461.
- Gómez-Hernández, J.J., y Joumel, A.G., 1993. Joint simulation of multi-Gaussian random variables. In Soares, A., editor, *Geostatistics Tróia '92*, volume 1, páginas 85-94. Kluwer.
- Molinero, J., y Samper, J., 2004. Groundwater Flow and Solute Transport in Fracture Zones: An Improved Model for a Large-Scale Field Experiment at Äspö (Sweden). J. Hydraulic Research. Vol 42, Extra Issue, 157-172.
- Molinero, J., y Samper, J., 2006. Modeling of reactive solute transport in fracture zones of granitic bedrocks. J. Cont. Hydrol., 82, 293-318.
- Samper, J., Yang, y C., Montenegro, L., 2003. CORE^{2D} Version 4: A code for non-isothermal water flow and reactive solute transport. User's Manual. Universidade de A Coruña.
- Samper, J., Xu, T., y Yang, C., 2009. A sequential partly iterative approach for multicomponent reactive transport with CORE^{2D}. *Comput Geosci*, 13:301–316.
- Samper, J., Yang, C., Zheng, L., Montenegro, L., Xu, T., Dai, Z., Zhang, G., Lu, C., y Moreira, S.,

2011. CORE^{2D} V4: A code for water flow, heat and solute transport, geochemical reactions, and microbial processes, Chapter 7, Groundwater Reactive Transport Models, F Zhang, G-T Yeh, C Parker & X Shi (Ed), Bentham Science Publishers, pp 161-186. Zhang, G., Samper, J., y Montenegro, L., 2008. Coupled thermos-hydro-bio-geochemical reactive transport model of the CERBERUS heating and radiation experiment in Boom clay. *Applied Geochemistry* 23, 932-949.

ESTIMACIÓN DEL AGUA DISPONIBLE PARA LAS PLANTAS EN LA ZONA RADICULAR: APROXIMACIÓN A PARTIR DE ESTADÍSTICOS DE LAS SERIES DE HUMEDAD DEL SUELO SMOS

A. González-Zamora, J. Martínez-Fernández, N. Sánchez y M. Pablos

Instituto Hispano-Luso de Investigaciones Agrarias (CIALE), Universidad de Salamanca (USAL). c/ Duero, 12. 37185 Villamayor, Salamanca, España. Email: aglezzamora@usal.es. http://campus.usal.es/~hidrus/

RESUMEN. Este estudio presenta una metodología que permite estimar el agua disponible para las plantas (PAW) en la zona radicular a partir de la humedad del suelo superficial proporcionada por el satélite Soil Moisture Ocean Salinity (SMOS). Para ello se aplicó el algoritmo recursivo del Soil Water Index (SWI) para obtener la humedad del suelo en la zona radicular y se utilizó el método de los percentiles para estimar los parámetros hídricos del suelo. Los valores estimados de PAW fueron validados en 12 estaciones de la Red de Estaciones de Medición de Humedad del Suelo de la Universidad de Salamanca (REMEDHUS).

Los resultados de este estudio muestran que la metodología utilizada es satisfactoria para la estimación del PAW en la zona radicular del suelo, con la ventaja de poder obtener observaciones globales y a diferentes escalas espaciales y temporales mediante el uso de la teledetección. ABSTRACT. This study presents a methodology that allows the estimation of the plant available water (PAW) in the root zone using the surface soil moisture provided by the Soil Moisture Ocean Salinity (SMOS) satellite. To do so, the Soil Water Index (SWI) was applied using a recursive algorithm to obtain soil moisture in the root zone, together with the percentiles method, which was used to estimate the soil water parameters. To validate the proposed methodology, 12 stations of the Soil Moisture Measurements Stations Network of the University of Salamanca (REMED-HUS) were used.

The results of this study showed that the methodology used is feasible for the estimation of the root-zone PAW, with the advantage of using global observations and different spatial and temporal scales provided through remote sensing sources.
1. INTRODUCCIÓN

Las observaciones de humedad del suelo mediante teledetección, tales como las proporcionadas por la misión *Soil Moisture Ocean Salinity* (SMOS), permiten la estimación de esta variable a escala global. La novedad de esta misión, entre otros avances técnicos, es el uso de microondas en la banda L (1–2 GHz) que proporcionan estimaciones de humedad del suelo en los primeros centímetros de la superficie terrestre, con mayor penetración y menor efecto de la vegetación que otras bandas de microondas (Ulaby et al., 2014).

La humedad del suelo superficial es una variable clave que controla numerosos procesos e interacciones dentro del sistema climático, siendo de vital importancia en el ciclo del agua y de la energía de la Tierra (Seneviratne et al., 2010), así como en modelos hidrológicos o de predicción meteorológica (Reichle y Koster, 2005; Berg y Mulroy, 2006; Dharssi et al., 2011; Cenci et al., 2016). Sin embargo, para algunas aplicaciones hidrológicas y agrícolas conocer la humedad del suelo superficial no es suficiente, siendo necesario estimar la humedad en la zona radicular (Vereecken et al., 2008; Legates et al., 2011), es decir, en la capa de suelo que alberga las raíces de las plantas. Entre los numerosos estudios que tienen este objetivo común destacan los dedicados a la asimilación de datos de humedad del suelo con modelos hidrológicos, tanto a partir de mediciones de campo (Smith et al., 2012; Kornelsen y Coulibaly, 2014) como de observaciones por satélite (Das y Mohanty, 2006; Sabater et al., 2007; Dumedah y Walker, 2014).

Además de la humedad del suelo en la zona radicular, el estudio del agua disponible para las plantas (*Plant Available Water*,

PAW) es fundamental en la agricultura, ya que proporciona información del contenido de agua disponible para ser extraído a través de sus raíces para realizar la fotosíntesis y continuar con su crecimiento. Normalmente, el PAW se estima como la diferencia entre la capacidad de campo (Field Capacity, FC) y el punto de marchitez (Wilting Point, WP). Estos dos parámetros hídricos del suelo se suelen obtener mediante análisis de laboratorio o experimentos de campo. En ambos casos, se trata de procedimientos costosos que requieren de un tiempo considerable. Una alternativa para estimar estos parámetros, son las funciones de edafotransferencia. Éstas se basan en análisis de regresión para estimar los parámetros hídricos a partir de características físicas de los suelos, tales como la textura y el contenido de materia orgánica (Rawls et al., 1982), o la distribución del tamaño de las partículas, la densidad aparente y la materia orgánica (Timlin et al., 1996), variables que no siempre están disponibles.

Considerando los primeros 50 cm de suelo como la zona radicular, en este estudio se estimó el PAW a 25 y 50 cm profundidad utilizando el modelo de Wagner et al. (1999) junto a la humedad superficial del suelo proporcionada por el satélite SMOS. Dicho modelo necesita como variables de entrada diferentes parámetros hídricos del suelo a las profundidades donde se aplica, así como la humedad a esas mismas profundidades. Como aproximación a la humedad en la zona radicular se ha utilizado el Soil Water Index (SWI). Los parámetros hídricos se han estimado por primera vez a partir de estadísticos simples de las series temporales del SWI, permitiendo así obtener el PAW únicamente con datos satelitales. Esta metodología fue validada utilizando 12 estaciones de la Red de Estaciones de Medición de Humedad del Suelo de la Universidad de Salamanca (REMEDHUS), de las que se dispone de los valores de los parámetros hídricos FC y WP, y en las que se mide la humedad de forma permanente a 5, 25 y 50 cm de profundidad (Martínez-Fernández et al., 2015).

2. BASES DE DATOS Y METODO-LOGÍA

2.1. Humedad del suelo de SMOS

En este estudio se ha usado el SMOS Soil Moisture Level 2 User Data Product (SMUDP2) versión 6.20, el cual proporciona estimaciones de la humedad superficial del suelo. El producto SMOS L2 de humedad del suelo está proyectado sobre la Icosahedral Snyder Equal Area Earth (ISEA-4H9), con nodos distribuidos cada 15 km en la malla Discrete Global Grid (DGG) (Kerr et al., 2012). Se utilizaron datos de humedad del suelo de SMOS entre junio de 2010 y diciembre de 2016.

El producto SMOS L2 incluye las órbitas ascendente y descendente del satélite. Cada órbita tiene asociados dos indicadores de calidad de la estimación de la humedad del suelo, el *Data Quality Index* (DQX) y el *Radio Frequency Interference* (RFI). En este trabajo ambas series de humedad fueron filtradas siguiendo los estándares de DQX y RFI sugeridos en González-Zamora et al. (2015), para posteriormente obtener el promedio diario de las series temporales ascendente y descendente.

2.2. REMEDHUS

REMEDHUS cubre una superficie de unos 1300 km² y está situada en el sector central de la cuenca del Duero, entre las coordenadas 41.1°-41.5°N y 5.1°-5.7°O (Fig. 1). La red cuenta con 23 estaciones automáticas de medición de la humedad del suelo, de las cuales 12 están equipadas con una sonda *Hydraprobe* (*Stevens Water Monitoring System, Inc.*) situada a 5 cm de profundidad y dos sondas *EnviroSMART* (*Sentek Pty. Ltd.*) situadas a 25 y 50 cm de profundidad del suelo, tomando medidas de humedad del suelo horarias.

REMEDHUS ha sido ampliamente utilizada en trabajos de validación de productos de humedad del suelo por satélite (Sánchez-Ruiz et al., 2014; Chan et al., 2016; González-Zamora et al., 2016a; Colliander et al., 2017) y forma parte de la *International Soil Moisture Network*, ISMN (Dorigo et al., 2011).



Fig. 1. Localización de las estaciones de la red RE-MEDHUS utilizadas para este estudio.

2.3. Metodología

La metodología utilizada en este estudio se articula en dos partes diferenciadas: la estimación de la humedad del suelo en la zona radicular (25 y 50 cm de profundidad) y el cálculo del agua disponible para las plantas a dichas profundidades.

2.3.1 Humedad del suelo en la zona radicular

Para la estimación de la humedad del suelo en la zona radicular se utilizó el modelo del SWI (Albergel et al., 2008), ampliamente usado como estimador de la humedad del perfil del suelo (Brocca et al., 2010; Paulik et al., 2014). Se trata de una formulación recursiva a partir de observaciones de la humedad del suelo superficial:

$$SWI_n = SWI_{(n-1)} + K_n (SM(t_n) - SWI_{(n-1)})$$
 (1)

donde $SWI_{(n-1)}$ es la estimación de la humedad del suelo a una determinada profundidad en el tiempo t_{n-1} , SM (t_n) es la medida de la humedad del suelo superficial en el tiempo t_n , y el factor K en el tiempo t_n viene dado por:

$$K_n = \frac{K_{n-1}}{K_{n-1} + e^{-\frac{t_n - t_{n-1}}{T}}}$$
(2)

donde T (en días) representa una aproximación del tiempo que tarda en llegar el agua de la superficie a la profundidad específica. La expresión (1) se inicializa con SWI₍₁₎ = SM(t₁). Este valor se obtiene de la comparación entre las series temporales de SWI utilizando distintas T y las mediciones *in situ* de la humedad del suelo a la profundidad que se quiere estimar, en este caso 25 y 50 cm. Los valores de T son muy variables en la literatura, dependiendo de las aplicaciones, áreas de estudio, sensores utilizados o incluso entre ubicaciones de medición dentro de una misma

área (Albergel et al., 2008). En este trabajo, para determinar la T óptima se utilizó como métrica el coeficiente de correlación (González-Zamora et al., 2016b), seleccionando la T que corresponde con el mejor coeficiente entre las series estimadas y las observadas. Se han calculado dos valores óptimos de T distintos para cada estación REMEDHUS, uno utilizando la humedad del suelo superficial estimada con SMOS y otro con la humedad del suelo medida in situ a 5 cm de profundidad. Posteriormente se calcularon las dos series del SWI. correspondientes al valor óptimo de T y la humedad del suelo superficial tanto de SMOS (SWI_{SMOS}) como de las medidas in situ (SWI_{insitu}). Para validar los resultados, ambas series de SWI se compararon con la humedad del suelo medida en las distintas estaciones a 25 y 50 cm utilizando el conjunto de métricas estadísticas típicas en los experimentos de validación de humedad del suelo a través de teledetección (Entekhabi et al., 2010), como son la correlación de Pearson (R), la diferencia cuadrática media (Root Mean Square Difference, RMSD), la diferencia cuadrática media centrada o sin sesgo (centered Root Mean Square Difference, cRMSD) y el sesgo.

2.3.2- Agua disponible para las plantas (PAW)

Para el cálculo de PAW se ha utilizado la ecuación propuesta por Wagner et al. (1999):

$$PAW = SWI\left(\frac{FC + TWC}{2} - WP\right) \quad (3)$$

donde SWI es la estimación de la humedad del suelo a una determinada profundidad obtenida mediante el método explicado anteriormente (SWI_{SMOS} y SWI_{insitu}), y TWC es el contenido máximo de agua (*Total Water Capacity*, TWC) a cada profundidad, respectivamente. Se obtuvieron dos series de PAW correspondientes a sendas series de SWI, medidas *in situ* y posteriormente para las medidas satelitales (PAW_{insitu} y PAW_{SMOS}, respectivamente).

Para obtener el valor de los parámetros hídricos, se ha recurrido a dos estrategias. La primera consiste en un muestreo especifico a las dos profundidades en las que se mide la humedad (25 y 50 cm). En todas las muestras se determinó su curva de retención mediante el modelo de van Genuchten (1980) a partir de nueve valores de potencial mátrico (de 0 a -1500 kPa) obtenidos mediante recipientes de tensión y membrana a presión (Martínez-Fernández, 1990). Una vez obtenida esta curva, para cada estación y para cada profundidad se obtuvieron los valores de FC, WP y TWC. La segunda estrategia se basa en las estimaciones satelitales, a partir de estadísticos simples de las series temporales (Hunt et al., 2009). Usando las series de SWI_{SMOS}, se seleccionó el percentil 5 como estimador de WP, el percentil 95 como estimador de FC (Martínez-Fernández et al., 2016) y el valor máximo de toda la serie temporal como estimador de TWC.

Por último, PAW_{SMOS} y PAW_{insitu} fueron comparados entre sí a través de las métricas mencionadas anteriormente (R, RMSD, cRMSD y sesgo).

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Valor óptimo de T

Los diferentes valores óptimos de T obtenidos para cada estación y para cada una de las profundidades (Tabla 1) muestran que T aumenta a medida que la profundidad es mayor, tanto para la T calculada con los datos *in situ* como con datos de satélite, lo cual está en concordancia con los resultados obtenidos en estudios anteriores (Albergel et al., 2008; Brocca et al., 2010; Paulik et al., 2014). Para la práctica totalidad de estaciones y ambas profundidades, el valor óptimo de T es mayor con SMOS que el que se obtiene usando medidas *in situ*.

3.2. Análisis de la humedad en la zona radicular

A partir de la comparación tanto de SWI_{SMOS} como de $SWI_{institu}$ con las medidas de las distintas estaciones de REMED-HUS, se puede apreciar que la variabili-

Tabla 1. Valor óptimo de T obtenido para las diferentes estaciones a 25 y 50 cm de profundidad, a partir de los datos de SMOS e *in situ*.

	E10	F6	H9	H13	J12	J14	L3	M5	M9	N9	07	CAR
25 cm SMOS	8	43	15	7	20	9	21	10	50	30	33	55
25 cm In situ	1	1	2	1	2	3	4	2	17	8	12	14
50 cm SMOS	23	120	30	22	52	28	55	40	76	48	54	109
50 cm In situ	27	71	11	12	20	10	19	19	43	25	20	120

dad de SWI disminuye a medida que la profundidad aumenta (con el aumento del valor de T). Además, las series temporales de SWI con ambos conjuntos de datos reproducen bien los ciclos estacionales de la humedad del suelo en la zona radicular en ambas profundidades (como ejemplo, se ha representado la estación L3 a 25 y 50 cm, Figura 2).

Tabla 2. Comparación del SWI_{institu} y la humedad del suelo medida a 25 cm de profundidad en cada estación. N corresponde al número de datos coincidentes. Significación estadística a p<0.01 en todos los casos.

Estación	R	RMSD (m ³ m ⁻³)	cRMSD (m ³ m ⁻³)	Sesgo (m ³ m ⁻³)	N
E10	0.62	0.089	0.057	0.069	2235
F6	0.76	0.048	0.043	-0.020	2304
H9	0.85	0.103	0.095	0.041	1760
H13	0.77	0.045	0.036	-0.028	2301
J12	0.82	0.101	0.056	0.084	2342
J14	0.88	0.036	0.027	-0.024	472
L3	0.84	0.029	0.017	-0.023	2382
M5	0.90	0.043	0.026	0.034	2083
M9	0.88	0.036	0.029	-0.020	2303
N9	0.83	0.054	0.046	-0.027	2379
07	0.72	0.081	0.043	0.068	2314
CAR	0.81	0.069	0.063	0.027	2331

En la comparación del SWI_{institu} con la humedad medida en cada una de las estaciones a 25 cm de profundidad (Tabla 2), los valores del coeficiente de correlación oscilan entre 0.72 y 0.90, salvo en el caso de la estación E10. Esto puede deberse a que la diferencia textural entre el horizonte superficial y el subyacente, en esta estación, es más acusada que en el resto. Los valores de RMSD varían entre 0.029 y 0.103 m³m⁻³, mientras que los de cRMSD oscilan entre 0.017 y 0.095 m³m⁻³. Los coeficientes de correlación y los errores son del mismo orden que los resultados obtenidos en validaciones de humedad superficial de SMOS (Sánchez et al., 2012; González-Zamora et al., 2015). Respecto al sesgo obtenido en las estaciones, que varía entre -0.063 y 0.084 m³m⁻³, la mitad de ellas muestran un valor positivo. Este resultado impide determinar de forma concluyente si existe sobreestimación o subestimación a 25 cm.

En la comparación entre el SWI_{SMOS} y la humedad medida a 25 cm de profundidad (Tabla 3), los valores de R oscilan en todas las estaciones entre 0.76 y 0.89, siendo similares a las mostrados por el SWI_{insitu}. Los RMSD varían entre 0.035 y $0.156 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$, mientras que los de cRMSD lo hacen entre 0.028 y 0.075 m³m⁻³, siendo también ambos muy similares a los del SWI_{insitu} a esta profundidad. Sin embargo, en este caso se puede observar cómo el SWI muestra un sesgo negativo en la mayoría de las estaciones, lo que indica una clara subestimación de la humedad, con

Tabla 3. Comparación del SWI_{SMOS} y la humedad del suelo medida a 25 cm de profundidad en cada estación. N corresponde al número de datos coincidentes. Significación estadística a p<0.01 en todos los casos.

Estación	R	RMSD (m ³ m ⁻³)	cRMSD (m ³ m ⁻³)	Sesgo (m ³ m ⁻³)	N
E10	0.76	0.050	0.047	0.017	1984
F6	0.79	0.052	0.032	-0.041	2005
H9	0.89	0.156	0.047	-0.149	1888
H13	0.85	0.081	0.037	-0.072	1997
J12	0.86	0.107	0.054	-0.092	2033
J14	0.86	0.035	0.033	-0.012	890
L3	0.81	0.038	0.028	-0.026	1922
M5	0.82	0.037	0.036	0.005	1841
M9	0.81	0.127	0.039	-0.121	1880
N9	0.73	0.131	0.059	-0.118	1958
07	0.83	0.065	0.031	0.057	1916
CAR	0.81	0.119	0.075	-0.093	2040



Fig. 2. Evolución temporal del SWI_{instu}, SWI_{SMOS} y de la humedad del suelo a 25 cm (arriba) y 50 cm (abajo) en la estación L3 (junio 2010-diciembre 2016).

valores que oscilan entre -0.149 y 0.057 m³m⁻³. Esto puede estar relacionado con la subestimación de la humedad superficial de SMOS, puesta en evidencia en los diferentes estudios de validación realizados sobre REMEDHUS (Sánchez et al., 2012; González-Zamora et al., 2015), y en otros lugares (Al Bitar et al., 2012; Jackson et al., 2012).

En los resultados de la comparación entre el SWI_{insitu} y la humedad medida a 50 cm de profundidad en cada estación (Tabla 4), puede observarse que los coeficientes de correlación, con valores entre 0.46 y 0.92, en general son ligeramente menores a los obtenidos a 25 cm. Tanto los valores de RMSD, entre 0.025 y 0.274 m³m⁻³, como los de cRMSD, entre 0.018 y 0.098 m³m⁻³, se mantienen similares con respecto a los obtenidos a 25 cm de profundidad. El sesgo, al igual que a 25 cm, muestra en algunas estaciones valores negativos y en otras positivos, lo que no permite llegar a un resultado definitivo en este aspecto. Sin embargo, el sesgo, que varía entre -0.079 y $0.268 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$, ha aumentado en valor

Tabla 4. Comparación del SWI_{institu} y la humedad del suelo medida a 50 cm de profundidad en cada estación. N corresponde al número de datos coincidentes. Significación estadística a p<0.01 en todos los casos.

Estación	R	RMSD (m ³ m ⁻³)	cRMSD (m ³ m ⁻³)	Sesgo (m ³ m ⁻³)	Ν
E10	0.46	0.274	0.056	0.268	2235
F6	0.55	0.086	0.037	-0.078	2304
H9	0.78	0.099	0.098	0.007	1760
H13	0.72	0.075	0.038	-0.065	2301
J12	0.75	0.079	0.065	0.045	2342
J14	0.92	0.051	0.023	-0.046	472
L3	0.77	0.025	0.018	0.017	2393
M5	0.67	0.045	0.029	0.035	2083
M9	0.80	0.049	0.032	-0.037	2303
N9	0.59	0.094	0.050	-0.079	2379
07	0.71	0.063	0.037	0.051	2314
CAR	0.66	0.067	0.055	-0.038	2331

absoluto respecto a 25 cm. Estos valores de correlación y sesgo obtenidos a 50 cm

sugieren que el modelo de SWI funciona mejor cuanto menor sea la profundidad a la que se quiere estimar la humedad del suelo radicular.

Tabla 5. Resultados de la comparación entre las series temporales de SWI_{SMOS} y la humedad del suelo medida a 50 cm de profundidad en cada estación. N corresponde al número de datos coincidentes. Significación estadística a p<0.01 en todos los casos.

Estación	R	RMSD (m ³ m ⁻³)	cRMSD (m ³ m ⁻³)	Sesgo (m ³ m ⁻³)	N
E10	0.69	0.221	0.047	0.216	1984
F6	0.54	0.141	0.029	-0.138	2005
H9	0.79	0.193	0.055	-0.185	1888
H13	0.79	0.116	0.036	-0.110	1997
J12	0.82	0.142	0.065	-0.126	2033
J14	0.85	0.037	0.027	-0.025	890
L3	0.73	0.030	0.026	0.016	1931
M5	0.74	0.030	0.030	0.005	1841
M9	0.81	0.140	0.035	-0.136	1880
N9	0.44	0.173	0.052	-0.166	1958
07	0.83	0.044	0.021	0.039	1916
CAR	0.71	0.163	0.057	-0.153	2040

Por último, en la comparación entre el SWI_{SMOS} y la humedad medida por las estaciones a 50 cm de profundidad (Tabla

5) se puede observar que los valores de R, entre 0.44 y 0.85, son ligeramente menores a las obtenidas a 25 cm, al igual que sucedía en la comparación del SWI obtenido con medidas in situ. Los valores de RMSD oscilan entre 0.030 y 0.221 m³m⁻³, siendo mayores a los obtenidos para 25 cm. Sin embargo, se puede apreciar que los valores de cRMSD, entre 0.021 y 0.065 m³m⁻³, disminuyen o se mantienen constantes al aumentar la profundidad. Esto es debido a que el sesgo, que varía entre -0.185 y 0.216 m³m⁻³, en valor absoluto es mayor a 50 cm que a 25 cm. Aun así, el valor del sesgo en la mayoría de estaciones sigue siendo negativo, por lo que se deduce que la aproximación de humedad radicular mediante SMOS subestima las medidas in situ a 50 cm de profundidad.

3.3. Análisis del agua disponible para las plantas

Las estimaciones de PAW_{SMOS} y PAW_{in-} situ, muestran una dinámica temporal similar tanto a 25 cm como a 50 cm de



Fig. 3. Evolución temporal del PAW_{institu} y PAW_{SMOS} a 25 cm (arriba) y 50 cm (abajo) de profundidad en la estación L3 (junio 2010-diciembre 2016).

profundidad (a modo de ejemplo, se ha representado la estación L3 a 25 y 50 cm, Figura 3).

Tabla 6. Resultados de la comparación entre las series temporales de PAW_{SMOS} y $PAW_{institu}$ a 25 cm de profundidad en cada estación. N corresponde al número de datos coincidentes. Significación estadística a p<0.01 en todos los casos.

Estación	R	RMSD	cRMSD	Sesgo	Ν
		(m ³ m ³)	(m ³ m ³)	(m ³ m ³)	
E10	0.69	0.018	0.011	0.014	1973
F6	0.84	0.007	0.005	-0.005	2066
H9	0.84	0.024	0.014	-0.020	1611
H13	0.73	0.014	0.011	-0.008	1994
J12	0.86	0.043	0.008	-0.042	1979
J14	0.87	0.009	0.008	0.003	1559
L3	0.83	0.005	0.004	-0.003	1925
M5	0.82	0.012	0.006	-0.010	1786
M9	0.90	0.039	0.009	-0.037	1953
N9	0.88	0.035	0.011	-0.034	1935
07	0.88	0.012	0.007	-0.010	1926
CAR	0.88	0.045	0.020	-0.040	1981

Al igual que ocurría con las series de SWI, las series temporales de PAW captan de manera correcta los ciclos estacionales. Asimismo, y como era de esperar, se observa más variabilidad a 25 que a 50 cm, debido al aumento del valor de T con la profundidad, al igual que ocurría en las series temporales de SWI. Los valores de PAW_{insitu} son mayores que los valores de PAW_{SMOS}, especialmente en el caso de 50 cm. Esto podría explicarse por la subestimación del SWI_{SMOS}, ya observado anteriormente en el sesgo negativo mostrado en las Tablas 3 y 5.

La comparación entre las estimaciones del PAW_{institu} y las estimaciones del PAW_{SMOS} mostraron muy buenos resultados para 25 cm de profundidad (Tabla 6), con coeficientes de correlación entre 0.69 y 0.90, valores de RMSD alrededor de 0.005 y

0.045 m³m⁻³ y cRMSD que varían entre 0.004 y 0.020 m³m⁻³. Los resultados a 50 cm de profundidad (Tabla 7) son muy similares a los obtenidos a 25 cm, con coeficientes de correlación entre 0.64 y 0.92, valores de RMSD entre 0.006 y 0.046 m³m⁻³ y cRMSD entre 0.003 y 0.024 m³m⁻ ³. El sesgo obtenido de la comparación de ambas series temporales es muy bajo, y los valores muy similares en ambas profundidades (-0.042 y 0.014 m³m⁻³ comparado con -0.044 y 0.009 m³m⁻³), mostrando una subestimación del $\mathrm{PAW}_{\mathrm{SMOS}}$ respecto al PAW_{insitu}. Este efecto también fue observado durante la estimación de la humedad en la zona radicular.

Tabla 7. Resultados de la comparación entre las series temporales de PAW_{SMOS} y $PAW_{institu}$ a 50 cm de profundidad en cada estación. N corresponde al número de datos coincidentes. Significación estadística a p<0.01 en todos los casos.

Estación	R	RMSD (m ³ m ⁻³)	cRMSD (m ³ m ⁻³)	Sesgo (m ³ m ⁻³)	N
E10	0.64	0.013	0.009	0.009	1973
F6	0.84	0.018	0.005	-0.017	2066
H9	0.85	0.049	0.024	-0.043	1611
H13	0.76	0.012	0.008	-0.009	1994
J12	0.89	0.031	0.004	-0.031	1979
J14	0.88	0.006	0.006	-0.001	1559
L3	0.89	0.009	0.003	-0.008	1925
M5	0.83	0.018	0.006	-0.017	1786
M9	0.92	0.031	0.006	-0.031	1953
N9	0.89	0.029	0.008	-0.027	1935
07	0.87	0.015	0.008	-0.013	1926
CAR	0.76	0.046	0.011	-0.044	1981

Los resultados obtenidos de PAW a partir de los datos de humedad SMOS y los parámetros hídricos estimados por el método de los percentiles fueron ligeramente mejores que los obtenidos en estudios previos aplicando la misma metodología (González-Zamora et al., 2016b). En dichos trabajos se habían utilizado los parámeros hídricos del suelo medidos en laboratorio para el cálculo del PAW_{SMOS}. Adicionalmente, estos resultados también fueron mejores que los obtenidos en otros trabajos donde se utilizaron otras bases de datos de humedad del suelo satelital (Wagner et al., 1999; Wagner et al., 2003; Ceballos et al., 2005). Todo esto refuerza la idoneidad del uso de las series SMOS para el cálculo del agua disponible para las plantas, mediante una estrategia que no precisa de información auxiliar de los parámetros hídricos del suelo.

4. CONCLUSIONES

El agua disponible para las plantas juega un papel de vital importancia en la agricultura, ya que es un indicador de la capacidad de almacenamiento del suelo y de las necesidades hídricas de los cultivos. En este estudio se obtuvo el PAW a dos profundidades diferentes del suelo (25 y 50 cm) durante el período comprendido entre junio de 2010 y diciembre de 2016. Para ello, se aplicó el modelo del SWI, que relaciona la humedad del suelo superficial (medidas in situ y estimaciones del satélite SMOS) con la humedad en la zona radicular. A su vez, se estimaron los parámetros hídricos del suelo necesarios para calcular el PAW mediante el uso de percentiles de las series temporales de SWI. Para validar la metodología expuesta, se utilizaron mediciones in situ proporcionadas por 12 estaciones de humedad del suelo de la red REMEDHUS, situada en una zona agrícola de la cuenca del Duero.

A la luz de los buenos resultados que han sido obtenidos en la comparación del SWI respecto a las medidas de humedad realizadas en ambas profundidades, parece apropiado usar el modelo SWI para la estimación de la humedad en la zona radicular a partir de la humedad superficial, tanto con el producto de humedad del suelo SMOS L2 como con las mediciones superficiales *in situ*. Estos resultados están en línea con otros estudios, en los que se usaron diferentes bases de datos de humedad del suelo satelital, así como redes de medición situadas en diversas partes del mundo.

Teniendo en cuenta la poca disponibilidad de bases de datos de parámetros hídricos de los suelos, debido a la dificultad logística (tiempo y recursos necesarios) y experimental, la alternativa basada en la teledetección presentada en este estudio, supone una adecuada aproximación que puede ser de gran utilidad por su disponibilidad y sencillez de cálculo.

Las estimaciones del PAW integrando la humedad superficial de SMOS en el SWI y los parámetros hídricos estimados a partir de las series temporales de SWI, han sido razonablemente buenas comparadas con las estimaciones de PAW obtenidas mediante las medidas superficiales de humedad in situ. La gran ventaja del método expuesto radica en el uso exclusivo de observaciones remotas de la capa superficial del suelo para obtener estimaciones del PAW en la zona radicular. Esto permite obtener estimaciones fiables de la cantidad de agua disponible para las plantas en cualquier lugar del mundo a escala temporal diaria.

La estimación del PAW a partir de medidas de SMOS podría ser muy útil en el ámbito de la agricultura. Sin embargo, la metodología utilizada en este trabajo deberá ser extendida a una mayor gama de características del suelo y condiciones climáticas. Asimismo, la baja resolución espacial de SMOS puede ser mejorada con las diferentes estrategias de cambio de escala que actualmente están siendo desarrolladas con éxito.

Agradecimientos. Los autores desean expresar su agradecimiento al Ministerio de Economía y Competitividad (proyecto ESP2015-67549-C3-3-R), a la Junta de Castilla y León (proyecto SA007U16) y al Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER) por financiar este estudio. Los datos SMOS han sido proporcionados por la ESA (Proyecto AO-3230).

5. BIBLIOGRAFÍA

- Al Bitar, A., D. Leroux, Y.H. Kerr, O. Merlin, P. Richaume, A. Sahoo, y E.F. Wood (2012). Evaluation of SMOS Soil Moisture Products Over Continental U.S. Using the SCAN/SNOTEL Network. *ITGRS*, 50, 1572-1586
- 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. *HESS*, 12, 1323-1337
- Berg, A.A., y K.A. Mulroy (2006). Streamflow predictability in the Saskatchewan/Nelson River basin given macroscale estimates of the initial soil moisture status. *Hydrological Sciences Journal*, 51, 642-654
- Brocca, L., F. Melone, T. Moramarco, W. Wagner, y S. Hasenauer (2010). ASCAT soil wetness index validation through in situ and modeled soil moisture data in central Italy. *Remote Sen*sing of Environment, 114, 2745-2755
- Ceballos, A., K. Scipal, W. Wagner, y J. Martínez-Fernández (2005). Validation of ERS scatterometer-derived soil moisture data in the central part of the Duero Basin, Spain. *HyPr*, 19, 1549-1566
- Cenci, L., L. Pulvirenti, G. Boni, M. Chini, P. Matgen, S. Gabellani, L. Campo, F. Silvestro, C. Versace, P. Campanella, y L. Candela (2016). Satellite soil moisture assimilation: Preliminary assessment of the sentinel 1 potentialities. In,

2016 *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)* (pp. 3098-3101)

- Colliander, A., T.J. Jackson, R. Bindlish, S. Chan, N. Das, S.B. Kim, M.H. Cosh, R.S. Dunbar, L. Dang, L. Pashaian, J. Asanuma, K. Aida, A. Berg, T. Rowlandson, D. Bosch, T. Caldwell, K. Caylor, D. Goodrich, H. al Jassar, E. Lopez-Baeza, J. Martínez-Fernández, Á. González-Zamora, S. Livingston, H. McNairn, A. Pacheco, M. Moghaddam, C. Montzka, C. Notarnicola, G. Niedrist, T. Pellarin, J. Prueger, J. Pulliainen, K. Rautiainen, J. Ramos, M. Seyfried, P. Starks, Z. Su, Y. Zeng, R. van der Velde, M. Thibeault, W. Dorigo, M. Vreugdenhil, J.P. Walker, X. Wu, A. Monerris, P.E. O'Neill, D. Entekhabi, E.G. Njoku, y S. Yueh (2017). Validation of SMAP surface soil moisture products with core validation sites. Remote Sensing of Environment, 191, 215-231
- Chan, S.K., R. Bindlish, P.E.O. Neill, E. Njoku, T.J. Jackson, A. Colliander, F. Chen, M. Burgin, S. Dunbar, J. Piepmeier, S. Yueh, D. Entekhabi, M.H. Cosh, T. Caldwell, J. Walker, X. Wu, A. Berg, T. Rowlandson, A. Pacheco, H. McNairn, M. Thibeault, J. Martínez-Fernández, Á. González-Zamora, M. Seyfried, D. Bosch, P. Starks, D. Goodrich, J. Prueger, M. Palecki, E.E. Small, M. Zreda, J.C. Calvet, W.T. Crow, y Y. Kerr (2016). Assessment of the SMAP Passive Soil Moisture Product. *ITGRS*, 54, 4994-5007
- Das, N.N., y B.P. Mohanty (2006). Root Zone Soil Moisture Assessment Using Remote Sensing and Vadose Zone Modeling. *Vadose Zone J.*, 5, 296-307
- Dharssi, I., K.J. Bovis, B. Macpherson, y C.P. Jones (2011). Operational assimilation of ASCAT surface soil wetness at the Met Office. *HESS*, 15, 2729-2746
- Dorigo, W.A., W. Wagner, R. Hohensinn, S. Hahn, C. Paulik, A. Xaver, A. Gruber, M. Drusch, S. Meckelenburg, P. van Oevelen, A. Robock, y T. Jackson (2011). The International Soil Moisture Network: a data hosting facility for global in situ soil moisture measurements. *HESS*, 15, 1675-1698
- Dumedah, G., y J.P. Walker (2014). Evaluation of Model Parameter Convergence when Using Data Assimilation for Soil Moisture Estimation. *Journal of Hydrometeorology*, 15, 359-375
- Entekhabi, D., R. Reichle, R. Koster, y W.T. Crow (2010). Performance Metrics for Soil Moisture

Retrievals and Application Requirements. Journal of Hydrometeorology, 11, 832-840

- González-Zamora, Á., N. Sánchez, J. Martínez-Fernández, Á. 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). *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 83-84, 123-126
- González-Zamora, A., N. Sánchez, y J. Martínez-Fernández (2016a). Validation of Aquarius Soil Moisture Products Over the Northwest of Spain: A Comparison With SMOS. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Obser*vations and Remote Sensing, 9, 2763-2769
- González-Zamora, Á., N. Sánchez, J. Martínez-Fernández, y W. Wagner (2016b). Root-zone plant available water estimation using the SMOS-derived soil water index. Advances in Water Resources, 96, 339-353
- 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. *IJCli*, 29, 747-759
- Jackson, T.J., R. Bindlish, M.H. Cosh, T. Zhao, P.J. Starks, D.D. Bosch, M. Seyfried, M.S. Moran, D.C. Goodrich, Y.H. Kerr, y D. Leroux (2012). Validation of soil moisture and Ocean Salinity (SMOS) soil moisture over watershed networks in the U.S. *ITGRS*, 50, 1530-1543
- Kerr, Y.H., P. Waldteufel, P. Richaume, J.P. Wigneron, P. Ferrazzoli, A. Mahmoodi, A. Al Bitar, F. Cabot, C. Gruhier, S.E. Juglea, D. Leroux, A. Mialon, y S. Delwart (2012). The SMOS soil moisture retrieval algorithm. *ITGRS*, 50, 1384-1403
- Kornelsen, K.C., y P. Coulibaly (2014). Root-zone soil moisture estimation using data-driven methods. *WRR*, 50, 2946-2962
- Legates, D.R., R. Mahmood, D.F. Levia, T.L. De-Liberty, S.M. Quiring, C. Houser, y F.E. Nelson (2011). Soil moisture: A central and unifying theme in physical geography. *Progress in Phy*sical Geography, 35, 65-86
- Martínez-Fernández, J. (1990). Estudio de las características hidrodinámicas de los suelos: El método del recipiente de tensión hídrica. In, Actas 1 Reunión Nacional de Geomorfología: 17-20 Septiembre 1990, Teruel (pp. 699-708): Instituto de Estudios Turolenses
- Martínez-Fernández, J., A. González-Zamora, N. Sánchez, y A. Gumuzzio (2015). A soil water

based index as a suitable agricultural drought indicator. *JHyd*, 522, 265-273

- Martínez-Fernández, J., A. González-Zamora, N. Sánchez, A. Gumuzzio, y C.M. Herrero-Jiménez (2016). Satellite soil moisture for agricultural drought monitoring: Assessment of the SMOS derived Soil Water Deficit Index. *Remote Sen*sing of Environment, 177, 277-286
- Paulik, C., W. Dorigo, W. Wagner, y R. Kidd (2014). Validation of the ASCAT soil water index using in situ data from the International Soil moisture network. *IJAEO*, 30, 1-8
- Rawls, W.J., D.L. Brakensiek, y K.E. Saxton (1982). Estimation of Soil Water Properties, 25
- Reichle, R.H., y R.D. Koster (2005). Global assimilation of satellite surface soil moisture retrievals into the NASA Catchment land surface model. *Geophys. Res. Lett.*, 32
- Sabater, J.M., L. Jarlan, J.-C. Calvet, F. Bouyssel, y P. De Rosnay (2007). From Near-Surface to Root-Zone Soil Moisture Using Different Assimilation Techniques. *Journal of Hydrometeorology*, 8, 194-206
- Sánchez-Ruiz, S., M. Piles, N. Sánchez, J. Martínez-Fernández, M. Vall-Ilossera, y A. Camps (2014). Combining SMOS with visible and near/ shortwave/thermal infrared satellite data for high resolution soil moisture estimates. JHyd, 516, 273-283
- Sánchez, N., J. Martinez-Fernandez, A. Scaini, y C. Perez-Gutierrez (2012). Validation of the SMOS L2 Soil Moisture Data in the REMEDHUS Network (Spain). *ITGRS*, 50, 1602-1611
- Seneviratne, S.I., T. Corti, E.L. Davin, M. Hirschi, E.B. Jaeger, I. Lehner, B. Orlowsky, y A.J. Teuling (2010). Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Reviews*, 99, 125-161
- Smith, A.B., J.P. Walker, A.W. Western, R.I. Young, K.M. Ellett, R.C. Pipunic, R.B. Grayson, L. Siriwardena, F.H.S. Chiew, y H. Richter (2012). The Murrumbidgee soil moisture monitoring network data set. WRR, 48, n/a-n/a
- Timlin, D.J., Y.A. Pachepsky, B. Acock, y F. Whisler (1996). Indirect estimation of soil hydraulic properties to predict soybean yield using GLYCIM. *Agricultural Systems*, 52, 331-353
- Ulaby, F.T., D.G. Long, W.J. Blackwell, C. Elachi, y K. Sarabandi (2014). Microwave Radar and Radiometric Remote Sensing: University of Michigan Press

- van Genuchten, M.T. (1980). A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 44, 892-898
- Vereecken, H., J.A. Huisman, H. Bogena, J. Vanderborght, J.A. Vrugt, y J.W. Hopmans (2008).On the value of soil moisture measurements in vadose zone hydrology: A review. *WRR*, 44
- Wagner, W., G. Lemoine, y H. Rott (1999). A Method for Estimating Soil Moisture from ERS Scatterometer and Soil Data. *Remote Sensing of Environment*, 70, 191-207
- Wagner, W., K. Scipal, C. Pathe, D. Gerten, W. Lucht, y B. Rudolf (2003). Evaluation of the agreement between the first global remotely sensed soil moisture data with model and precipitation data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108.

SERVICIOS CLIMÁTICOS A ESCALA PAN-EUROPEA Y SU UTILIDAD A ESCALA LOCAL EN EL BALANCE HÍDRICO EN REGIONES MEDITERRÁNEAS: LECCIONES APRENDIDAS EN EL PROYECTO SWICCA (COPERNICUS)

M.J. Pérez-Palazón1*, J.I. Migallón1, S. Montilla1, M.J. Polo1

¹ Grupo de Dinámica Fluvial e Hidrología, Instituto Interuniversitario de Investigación del Sistema Tierra en Andalucía, Universidad de Córdoba, Campus de Rabanales, Edificio Leonardo da Vinci, Área de Ingeniería Hidráulica, 14071, Córdoba. mj.perez@uco.es, jimigallon@uco.es, soledadmontilla2@gmail.com, mjpolo@uco.es, http://www.uco.es/dfh/

RESUMEN. Copernicus es un programa europeo de monitorización de La Tierra y, entre otros, ofrece diferentes servicios asociados al cambio climático y su impacto potencial futuro. El Proyecto SWICCA (Service for Water Indicators in Climate Change Adaptation) desarrollado bajo el Servicio de Cambio Climático de Copernicus (CS3) ofrece una amplia gama de indicadores climáticos e hidrológicos obtenidos a escala global. Este trabajo analiza la utilidad de dicha información en el contexto de las regiones mediterráneas e identifica las fortalezas y las debilidades entre ambas escalas, pan-europea y local. A partir de los resultados obtenidos, se identifican el grado de aproximación de los datos generados a esta escala de trabajo y los futuros pasos a dar para armonizar la oferta de servicios climáticos y su viabilidad en regiones mediterráneas.

ABSTRACT. Copernicus is a European monitoring program for the Earth and,

among others, offers different services associated with climate change and its potential future impact. The Project SWICCA (Service for Water Indicators in Climate Change Adaptation) has been developed under the Copernicus Climate Change Service (C3S) and provides global climate and hydrology indicators on a Pan-European scale. This work analyzes the usefulness of such information in the context of the Mediterranean regions and identifies the strengths and weaknesses between the two pan-European and local scales. From the results obtained, the degree of approximation of the data generated to this scale of work and future steps to harmonize the offer of climatic services and their viability in Mediterranean regions are identified.

Palabras clave: modelos globales, indicadores climáticos, modelos locales, regiones mediterráneas.

1. INTRODUCCIÓN

El análisis de los procesos hidrológicos es esencial para una buena planificación del manejo de los recursos hídricos. Los forzamientos meteorológicos junto con la presencia de nieve y las propiedades de las cuencas receptoras son determinantes en el régimen hidrológico en zonas de alta montaña (Hock et al., 2006). En los últimos años se está observando una variación en la cota a la que se produce la precipitación en forma de nieve debido a una tendencia creciente de las temperaturas (Pérez-Palazón et al., 2015). Debido a sus condiciones extremas, las zonas montañosas son especialmente vulnerables a las variaciones climáticas. En las regiones mediterráneas, este cambio implica efectos significativos sobre el régimen fluvial y la disponibilidad y gestión de los recursos hídricos. El Parque Nacional de Sierra Nevada (sur de España), con altitudes que van desde 2000 a 3500 m.s.n.m., es parte de la red mundial de observatorios del cambio climático y un claro ejemplo de clima montañoso en un entorno de clima semiárido.

El impacto de la variabilidad climática en el régimen hidrológico a medio y largo plazo está siendo abordado desde diferentes enfoques con distintas escalas espaciotemporales (Gelfan *et al.*, 2016; Eisner *et al.*, 2017), por agencias internacionales de servicios climáticos. Estos proporcionan información científica sobre los posibles impactos asociados a escenarios climáticos futuros a los gestores de los recursos hídricos y a los propios usuarios. El desarrollo de indicadores climáticos locales y las variables derivadas de la toma de decisiones son clave para evaluar y afrontar el impacto económico de los cambios potenciales.

Copernicus es un programa europeo de monitorización de La Tierra v. entre otros. ofrece diferentes servicios asociados al cambio climático y su impacto potencial futuro. El proyecto SWICCA del programa Copernicus (Service for Water Indicators in Climate Change Adaptation) utiliza sus bases de datos climáticos a escala pan-europea para desarrollar indicadores climáticos e hidrológicos a escala local (O~5-100 km²) que permitan la puesta en marcha de estudios científicos y el asesoramiento a los sectores público y privado implicados directamente en la gestión de recursos hídricos y la planificación de medidas de adaptación. En este sentido, los modelos hidrológicos globales proporcionan a científicos v técnicos datos distribuidos sobre áreas de tamaño medio o grandes, desde las cuales se puede realizar fácilmente la evaluación de la planificación y el uso de los recursos hídricos. Sin embargo, los conflictos de escala entre la resolución espacial de los modelos globales y modelos locales en áreas heterogéneas suelen constituir una limitación para el uso directo y la aplicación de los resultados de estos modelos. Por ello, el objetivo de este trabajo ha sido analizar, a partir de datos locales, la utilidad de la información obtenida de los modelos de escala pan-europea en el contexto de zonas mediterráneas e identificar fortalezas y debilidades existentes entre ambas escalas.

2. ZONA DE ESTUDIO

Este estudio ha sido llevado a cabo en la cordillera de Sierra Nevada, al sur de la Península Ibérica, localizada en uno de los puntos más relevantes de biodiversidad de toda Europa, debido a la presencia de un gran número de endemismos (Heywood, 1995; Blanca 1996; Anderson *et al.*, 2011). Se trata de una alineación montañosa de 60 km de longitud paralela a la costa del mar Mediterráneo, a tan solo 40 km al sur. Su proximidad al mar hace que el clima de alta montaña se vea altamente influenciado por el clima mediterráneo predominante en la zona.



Fig. 1. Mapa de situación de Sierra Nevada: Área protegida, Parque Nacional (área gris oscuro); Área protegida, Parque Natural (área gris claro); Delimitación del área de estudio, cuenca del río Guadalfeo (línea gruesa negra); localización de las estaciones meteorológicas utilizadas en el estudio (puntos blancos).

Concretamente, la zona de estudio seleccionada es la cuenca del río Guadalfeo, aguas arriba de la presa de Rules (ej. Fig.1), cuya área y altitud media son 1058.0 km² y 1418.5 m.s.n.m. respectivamente. El régimen anual de precipitación es muy variable con valores que pueden oscilar entre los 300 mm en años secos y los 1200 mm en los años húmedos. El valor medio de temperatura diaria para un período de medición de 54 años, es de 12.4 °C, superior a los registrados en otros climas alpinos con altitudes similares. 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 spisa, Genista versicolor y Festuca clementei*. Por debajo de estas cotas, la vegetación que puede encontrarse corresponde a pequeñas áreas forestales y zonas de agricultura tradicional.

3. METODOLOGÍA Y DATOS DIS-PONIBLES

Se han analizado diferentes conjuntos de datos obtenidos a diversas escalas espaciales (Pan-europea y local), para conocer la utilidad que ofertan los modelos a gran escala. La información ha sido evaluada para diversas variables seleccionadas y los resultados se han comparado con el objetivo de identificar el grado de aproximación entre las distintas escalas analizadas.

3.1. Datos a escala Pan-Europea

Un indicador de impacto climático (Climate Impact Indicator, CII) es una medida cuantitativa agregada utilizada para mostrar el impacto del cambio climático en fenómenos ambientales e hidrológicos en términos de tendencias y variabilidad. Pueden obtenerse basándose en series cronológicas climatológicas, a partir de proyecciones, una combinación de variables, o pueden ser compuestos utilizando información de otras disciplinas como la socioeconómica. La plataforma SWIC-CA (http://swicca.climate.copernicus.eu/) ofrece una amplia gama de indicadores de cambio climático (CIIs) para un periodo de referencia comprendido entre 1971-2000, y un periodo futuro que abarca desde 2006 a 2100. Los datos climáticos utilizados para el cálculo de los CIIs se basan en los resultados obtenidos de las simulaciones

de proyectos anteriores, como son EN-SEMBLES y EURO-CORDEX. Los CIIs han sido previamente calculados por distintos modelos hidrológicos aplicables a escala de alta distribución espacial.



Fig. 2. Mapa de zona de estudio disponible en la plataforma SWICCA a las distintas escalas espaciales: resolución en malla de 0.5x0.5° (cuadrícula); resolución a escala de subcuenca (polígonos grises claro y contorno gris oscuro); Área de estudio, cuenca del río Guadalfeo (gris oscuro, delimitado con línea gruesa).

Además, los datos de modelado Pan-europeo pueden ser descargados a distintas escalas temporales y espaciales en función de la disponibilidad en la plataforma para la variable a analizar. En relación a la resolución espacial, la Figura 2 muestra las distintas escalas espaciales disponibles: : Malla de 0.5x0.5°; y Datos promedio a escala de subcuenca.

Entre los CIIs disponibles en la plataforma, este estudio analiza las siguientes variables: Precipitación diaria (P), temperatura diaria (Tm) e índices de humedad basados en la diferencia entre precipitación y evapotranspiración potencial o real (W_1 , W_2). Dentro del modelado Pan-europeo, este estudio ha considerado que la resolución espacial más adecuada para el análisis es la escala de subcuenca, debido a que es la que más detalle ofrece la plataforma. Para obtener la evolución en el área de estudio (Fig. 1), se han promediado las distintas subcuencas que conforman la cuenca del río Guadalfeo(ej. Fig. 2).

3.2. Datos a escala local

Para el análisis de datos a escala local se han utilizado datos diarios observados de precipitación y temperatura media de una selección de estaciones meteorológicas (ej. Fig1). Los datos son facilitados por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) y se han usado como datos de entrada en el modelo hidrológico WiM-Med (*Watershed Integrated Management in Mediterranean Environments*).

WiMMed es un modelo hidrológico completo, de base física y distribuida, desarrollado para su aplicación en ambientes mediterráneos (Herrero et al., 2009; Herrero et al., 2011; Herrero y Polo, 2012). El modelo se ejecuta para un tamaño de celda distribuido de 30x30 m y puede circular la escorrentía y el flujo del río a puntos seleccionados en la red fluvial. El modelo incluye un módulo de interpolación espacial, que proporciona medidas y predicciones de las variables meteorológicas proporcionados por AEMET. Este módulo parte de los datos diarios puntuales y realiza una interpolación espacial que tiene en cuenta los factores topográficos que influyen en ambas variables meteorológicas y la escala temporal característica a la que estas relaciones se manifiestan (Herrero, 2007; Aguilar y Polo 2011; Herrero et al., 2011). Para la simulación de la humedad en la zona no saturada del suelo, el modelo realiza el balance de agua y energía en la zona no saturada del suelo. En relación a este balance de agua, el modelo considera la zona no saturada dividida en dos capas: una primera capa donde domina la infiltración, calculada mediante el modelo físico de Green y Ampt (1911); y una segunda capa en la que se produce el almacenamiento y distribución, en la que se aplica la ecuación de Darcy-Buckingham. (Aguilar *et al.*, 2010, Pérez-Palazón *et al.*, 2015). El modelo fue calibrado y validado en estudios anteriores realizados en la zona (Millares *et al.*, 2009; Polo *et al.*, 2010; Herrero *et al.*, 2011).

3.3. Análisis de las variables

Las variables precipitación (P), temperatura media diaria (Tm) v humedad del suelo (H) han sido seleccionadas como representativas de la evolución del balance hídrico en la zona de estudio. Las variables meteorológicas se han analizado para un periodo de estudio de 29 años, comprendido entre 1971-2000 en su régimen anual y estacional. En el caso de la humedad, la escala temporal disponible en la plataforma es el valor medio cada diez días promediado además para todo el periodo de estudio. La variable se presenta estandarizada mediante la media y la desviación típica correspondiente a los distintos datos de humedad analizados.

En un análisis preliminar, los datos observados han sido correlacionados con los distintos modelos de escala Pan-europea con el fin de conocer qué modelo de los disponibles en la plataforma SWICCA reproduce mejor las variaciones características de la zona de estudio. Finalmente, el modelo elegido para este estudio fue el SMHI_RCAH_EC-EARTH. Este modelo, desarrollado conjuntamente por varios institutos europeos, es definido como un modelo de clima regional/global de predicción estacional (*Jacob et al.*, 2014).

Con el fin de identificar el grado de aproximación entre las escalas Pan-europea y local, las variables han sido comparadas a escala mensual para el periodo de referencia. Después de esto, se realizó un proceso de corrección mediante funciones de transferencia específicas a partir de la evaluación de valores de SWICCA frente a los datos locales disponibles en las escalas de tiempo previamente seleccionadas.

Una vez analizadas las variables seleccionadas para el periodo de referencia, con información observada en la zona de estudio, se ha analizado la evolución de la humedad del suelo proyectada en la plataforma SWICCA. Para ello, se muestran a la misma escala temporal analizada las proyecciones futuras (periodo 2006-2100) disponibles de los CIIs (W1 y W2) para los escenarios RCP.4.5 y RCP.8.5 como representativos de las proyecciones menos y más severas, respectivamente, del informe AR5-IPCC.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Este apartado muestra la evaluación de las variables mencionadas y la identificación del grado de aproximación existente entre las escalas analizadas.

4.1. Evaluación de las variables

Variables meteorológicas

La Figura 3 muestra los valores a escala anual para el periodo de estudio 1971-2000 de precipitación y temperatura para las escalas locales y Pan-Europea. Para el caso de la precipitación anual acumulada (ej. Fig. 3.a), se obtiene un valor medio en el periodo analizado que varía entre 620.5 mm para el caso de la precipitación obtenida mediante los datos observados y 549.6 mm en el caso de datos de modelado a escala Pan-europea. Estos valores reflejan una subestimación en precipitación del modelo global analizado, cómo puede esperarse de la escala asociada. Al analizar la evolución observada de la precipitación, queda reflejado cómo la zona es característica de una alta variabilidad. Esta variabilidad es más pronunciada en la última década analizada, en la cual se observan los valores extremos de toda la serie de años. Sin embargo, la evolución (Fig. 3) y la desviación típica (Tabla 1) obtenida mediante los datos descargados de la plataforma SWICCA, presentan un carácter más monótono a lo largo de todo el periodo analizado. La Figura 3.b muestra los valores de temperatura media anual. La evolución obtenida mediante interpolación de datos observados experimenta una clara tendencia creciente, con valores fluctuantes entre años. Para el caso de las temperaturas a escala Pan-europea, se refleja una tendencia creciente pero su carácter es menos severo que el observado. Al igual que para la precipitación, los valores observados son superiores a los obtenidos por modelado global, mostrando una temperatura media para todo el periodo de 11.9º C y 10.4° C respectivamente. No obstante, la desviación típica obtenida para la temperatura es menos variable entre los paquetes de datos analizados, que para la obtenida en el caso de la precipitación, en la cual si se refleja la alta variabilidad observada (Tabla 1). Las Figuras 3.c y 3.d muestran la relación entre escalas espaciales encontrada a escala temporal anual de las variables meteorológicas seleccionadas. En ellas se corrobora la subestimación que se obtiene en el estudio de los modelos globales de escala Pan-Europea para ambas variables. No obstante, esta subestimación es más acentuada para el caso de la temperatura,



Fig. 3. Evolución anual de la (a) Precipitación acumulada y (b) la Temperatura media anual en el periodo de estudio a escala de datos Pan-europeos y locales y la relación entre los datos de (c) Precipitación y (d) Temperatura analizados.

Precipitación acumulada media 1971-2000 (mm)						
Escala Pan-Europea						
	Otoño	Invierno	Primavera	Verano		
Media	152.8	195.3	169.4	30.2		
Máximo	305.1	399.9	422.8	89.0		
Mínimo	27.0	70.1	73.0	1.27		
Desviación típica	69.8	91.8	80.1	24.9		
Escala Local						
	Otoño	Invierno	Primavera	Verano		
Media	190.7	250.5	148.5	30.29		
Máximo	487.0	747.4	282.6	108.2		
Mínimo	29.2	15.5	32.9	0.3		
Desviación típica	105.1	183.0	76.7	25.3		
	Temperatura diaria me	edia por estaciones 1	1971-2000 (°C)			
Escala Pan-Europea						
	Otoño	Invierno	Primavera	Verano		
Media	11.1	3.5	8.1	18.9		
Máximo	13.2	5.1	9.8	20.8		
Mínimo	9.2	1.4	5.6	17.6		
Desviación típica	0.8	0.9	1.0	0.8		
Escala Local						
	Otoño	Invierno	Primavera	Verano		
Media	12.5	5.3	10.2	19.7		
Máximo	14.7	6.7	12.2	22.4		
Mínimo	10.1	3.9	8.3	16.8		
Desviación típica	0.9	0.7	1.0	1.2		

 Tabla 1. Resumen de las variables meteorológicas analizadas a escala temporal estacional de los datos a escala espacial Pan-Europea y local.

para la cual los datos observados muestran un aumento que los datos a escala Pan-Europea no es capaz de representar. Para el caso de la precipitación, queda reflejado cómo la alta variabilidad que caracteriza a la zona de estudio no es reproducida por los datos del modelo a gran escala.

El análisis por estaciones del año para las variables meteorológicas analizadas se representa en la Tabla 1. Este análisis a menor escala temporal, corrobora una subestimación general de los datos analizados a escala espacial europea para ambas variables estudiadas. La única excepción a destacar es la estación de la primavera, la cual estima una precipitación superior a la obtenida con los datos de escala local. Para el caso de las temperaturas, las mayores diferencias se encuentran en las estaciones de invierno y primavera. Esta variación es más significativa en el caso de los extremos mínimos.

Variables hidrológicas

La Figura 4 muestra la evolución de los CIIs (W1 y W2) tipificados obtenidos a partir de la plataforma SWICCA y los datos de humedad estandarizados en la misma escala espacial y temporal obtenidos por el modelo local (H) implementado para este estudio. El análisis muestra cómo existe un decrecimiento de la variable estudiada en los periodos secos del año hidrológico. Los valores representados muestran mayor similitud en los primeros meses del año natural, siendo los valores en los últimos meses analizados sobreestimados para el caso del modelo a escala Pan-europea respecto a los resultados obtenidos mediante el modelo de escala local. Además, la Figura 4 refleja como los CII tienden sobreestimar humedad en los meses correspondiente al final de verano y comienzo del otoño. . No obstante, se observa un mejor ajuste para el caso del CII obtenido mediante la evapotranspiración potencial (W1) con respecto a la Humedad local (H). Este mejor ajuste en la evolución entre W1 y H, quizá se deba a que el caso del indicador W1 solo tiene en cuenta la capacidad potencial del clima para evapo-transpirar y no se contemplan las variaciones de las reservas de agua en el suelo en el periodo seco, las cuales se tienen en cuenta en la obtención de la evapotranspiración real usada en el CII W2.



Fig. 4. Evolución del valor promedio cada 10 días de todo el periodo de referencia de estudio de la variable hidrológica normalizada seleccionada a escala de datos Pan-europeos y locales.

A pesar de las discrepancias, cabe señalar que utilizar los CIIs asociados a la humedad del suelo a escala Pan-europea puede aportar información cualitativa de interés para la planificación de la gestión de los recursos hídricos. No obstante, considerando las devergencias observadas entre escalas para dicha variable, estos indicadores CIIs, deberían tratarse previamente para reducir de la mejor manera posible el grado de incertidumbre con respecto a su homólogo observado.

4.2. Identificación del grado de aproximación entre escalas

Las variables analizadas en el apartado anterior fueron comparadas con la finalidad de identificar el grado de aproximación existente entre ambas escalas. Tras probar con diferentes enfoques, este trabajo optó por el estudio de las correlaciones de los valores mensuales del modelo hidrológico local y del Pan-Europeo. La Figura 5 muestra estas funciones de ajuste derivadas de los valores mensuales SWIC-CA y locales en las variables analizadas. La temperatura (ej. Fig 5. b.) es la variable que refleja un mejor ajuste entre escalas. Todos los meses han podido relacionarse dentro de la misma función de transferencia. El ajuste se realiza con un coeficiente de determinación (R²) de 0.99. Además, la figura muestra cómo las temperaturas son inferiores para los meses correspondientes a las estaciones de otoño e invierno, lo cual favorece la aparición de precipitación en forma de nieve.

La Precipitación (ej. Fig. 5.a.) refleja la relación más desfavorable de todas las variables analizadas. Para realizar un buen ajuste, se han tenido que separar los meses húmedos (Octubre a Marzo) de los meses secos (Abril-Septiembre). Aunque en ambos conjuntos de datos se ajusta una función polinomial de grado dos, queda



Fig. 5. Comparación de la (a) Precipitación; (b) Temperatura; (c) W1; (d)W2 media mensual durante el periodo de estudio 1971-2000 a partir de los resultados del modelo SWICCA y resultados obtenidos mediante modelado de escala local.

claramente reflejado cómo el ajuste realizado en los meses secos es mejor que el obtenido para los meses húmedos, siendo su R^2 de 0.98 y 0.12 respectivamente. La figura 5 corrobora la subestimación previamente descrita para el caso de los meses de otoño e invierno (meses húmedos) y la sobrestimación para el caso de los meses que componen la primavera (ej. Tabla 1). Los meses de verano son los que presentan un mejor ajuste entre las dos fuentes de datos.

Al igual que en la precipitación, para realizar un buen ajuste en la humedad analizada, los datos se han segregado en periodo seco y húmedo. La figura 5. c y d muestra los ajustes obtenidos. Para ambos CIIs analizados (W1 y W2), los ajustes reflejan una mayor correlación en los meses secos respecto a los húmedos, obteniéndose valores de error medio cuadrático (RMSE) de 0.40 para la W1 en el periodo seco frente el RMSE de 0.32 para el índice W2 en el mismo periodo. Para el periodo seco, en un análisis estacional se evidencia un peor ajuste en los últimos meses del año hidrológico (Julio-Septiembre). En el caso del periodo húmedo, la clasificación estacional no es está tan marcada. Este hecho se debe a la variabilidad que representan los meses de lluvia en los climas montañosos con influencia mediterránea. En el caso de W1, se observa un mejor ajuste que para el caso del indicador obtenido mediante la evapotranspiración real (W2).



Fig. 6. Evolución de las proyecciones futuras de humedad del suelo, H, bajo los escenarios (a) RCP 4.5 y (b) RCP 8.5 del valor promedio cada 10 días de todo el periodo futuro (2006-2100) de la variable hidrológica normalizada seleccionada a escala de datos Pan-europeos (W1 y W2).

4.3. Proyecciones de humedad del suelo en la zona de estudio para escenarios climáticos futuros

Por último, la Figura 6 muestra las proyecciones de la humedad del suelo en la zona de estudio obtenidas a escala Pan-europea en la zona de estudio para los dos escenarios futuros seleccionados del AR5-IPCC, como el valor medio cada diez días para el periodo 2006-2100. Además de la diferencia esperable entre W1 y W2 en cada escenario por su grado de severidad, y entre sus valores absolutos, se puede señalar que estas proyecciones arrojan cambios en la dinámica estacional con respecto al periodo de referencia. Se obtienen valores negativos en ambos escenarios al final del invierno y principio de la primavera, así como el final del otoño, en contraste con los resultados obtenidos durante el periodo de referencia; por otra parte, los valores durante el periodo estival se ven incrementados. De forma general, al comparar la Figura 6 con la Figura 4, se observa como las proyecciones de estos CIIs apuntan a una mayor torrencialidad en el régimen estacional, algo observado a escala decenal en diversas partes del planeta, sobre todo en entornos semiáridos (IPCC 2007, 2013, Rind et al. 1989).

5. CONCLUSIONES

El presente estudio analiza la utilidad de la información obtenida de los modelos de escala pan-europea y cuantifica su aproximación respecto a los datos observados a escala local. Los CIIs de SWICCA meteorológicos reflejados en secciones anteriores han sido extraídos para el periodo comprendido entre 1971-2000. Sus regímenes estacionales y anuales se compararon con los datos locales disponibles en el área de estudio. A pesar de las diferencias encontradas entre las distintas escalas espaciales contempladas en el estudio, los indicadores de SWICCA analizados lograron aproximar en cierta medida las observaciones siempre y cuando se obtengan a una escala temporal adecuada, en este caso, mensual. No obstante, la precipitación refleja un

ajuste más desfavorable con respecto a la temperatura en las bases de datos analizadas. En este caso, para realizar una mejor transferencia entre escalas se ha optado por la división de meses secos y húmedos dentro del año hidrológico. A este respecto, los meses húmedos arrojan una peor correlación con los datos observados. Por ello, se concluye que los datos obtenidos a escala Pan-europea no reproducen la variabilidad característica de la precipitación de estas zonas de alta montaña con influencia mediterránea. De forma similar, se han tratado los CIIs de humedad basados en la diferencia entre la precipitación y la evapotranspiración (real y potencial). En este caso, los descriptores medios disponibles en SWICCA reproducen la variabilidad reflejada por las variables obtenidas a escala local, lo cual permite el uso orientativo de sus proyecciones futuras.

La accesibilidad al modelo hidrológico WiMMed, validado localmente en el área de estudio, ha sido crucial para ajustar los datos de SWICCA y probar su utilidad en regiones mediterráneas. Los indicadores locales son la herramienta necesaria y eficaz para evaluar dentro del balance hídrico las posibilidades de asignación de agua en esta área sobre una base anual y decenal, y obtener una visión más profunda y aproximada del régimen potencial de futuro estacional de la disponibilidad de recursos hídricos. No obstante, la dificultad en realizar simulaciones de detalle con un horizonte futuro de cien años con modelos distribuidos puede complementarse con el uso de CIIs obtenidos a escala Pan-europea a efectos cualitativos, siempre que se disponga de información de escala local para acotar y mejorar las divergencias encontradas entre escalas.

Agradecimientos. Este trabajo ha sido realizado con el apoyo de la plataforma SWICCA (Service for Water Indicators in Climate Change Adaptation) desarrollado en el marco del Servicio Copérnico de Cambio Climático (CS3) y del Ministerio de economía y competencia, Proyecto de Investigación CGL2014-58508-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 (GMS-SNOWMED)". El presente trabajo se desarrolló parcialmente dentro del 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.
- Aguilar, C. and Polo, M.J.,2011.Generating reference evapotranspiration surfaces from the Hargreaves equation at whatershed scales. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15, 2495–2508.
- 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.
- Eisner, S., M. Flörke, A. Chamorro, P. Daggupati, C. Donnelly, J. Huang, Y. Hundecha, H. Koch, A. Kalugin, I. Krylenko, V. Mishra, M. Piniewski, L. Samaniego, O. Seidou, M. Wallner, y V. Krysanova, 2017. An ensemble analysis of climate change impacts on streamflow seasonality across 11 large river basins. *Clim. Change* 1–17.
- Gelfan, A., D. Gustafsson, Y. Motovilov, B. Arheimer, A. Kalugin, I. Krylenko y A. Lavrenov, 2016. Climate change impact on the water regime of two great Arctic rivers: modeling and uncertainty issues. *Clim. Change* 1–17.

- 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, Remote Sensing for Agriculture, Ecosystems, and Hydrology XIV*, Pragha, Czech Republic, SPIE 8531.
- Herrero, J. y M.J. Polo, 2012. Parameterization of atmospheric longwave emissivity in a mountainous site for all sky conditions. *Hydrol. & Earth System Sci.* 16: 3139–3147
- Heywood, V.H., 1995. The Mediterranean flora in the context of world biodiversity. *Ecología Mediterránea* 21, 11-18.
- Hock, R., G. Ress, M.W. Williams y E. Ramirez, 2006. Preface- contribution from glaciers and snow cover to runoff from mountains in different climates. *Hydrol. Processes* 20:2089-2090.
- IPCC, 2007. Intergovermental Panel on Climate Change, Climate 2007: Synthesis Report, Contribution of Working Groups I,II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovermental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge.
- IPCC, 2013. Intergovermental Panel on Climate Change, Climate 2007: Synthesis Report, Contribution of Working Groups I to the Fith Assessment Report of the Intergovermental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge.
- Jacob, D., J. Petersen, B. Eggert, A. Alias, O.B. Christensen, L.M. Bouwer, A. Braun, A. Colette, M. Deque, G. Georgievski, E. Georgopoulou, A. Gobiet, L. Menut, G. Nikulin, A. Haensler, N. Hempelmann, C. Jones, K. Keuler, S. Kovats, N. Kroner, S. Kotlarski, A. Kriegsmann, E. Martin, E. van Meijgaard, C. Moseley, S. Pfeifer, S. Preuschmann, C. Radermacher, K. Radtke, D. Rechid, M. Rounsevell, P. Samuelsson, S. Somot, J.F. Soussana, C. Teichmann, R. Valentini, R. Vautard, B. Weber, P. Yiou, 2014.

EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research. *Reg. Environ. Change*, 14, 563–578

- Millares, A., M.J. Polo y M.A. Losada, 2009. The hydrological response of baseflow in fractured mountain areas. *Hydrol. Earth Syst. Sci*, 13, 1261-1271.
- Pérez-Palazón, M.J, R. Pimentel, J. Herrero, C. Aguilar, J.M. Perales-Pontes y M.J. Polo. 2015. Extreme values of snow-related variables in Mediterranean regions: trends and long-term forecasting in Sierra Nevada (Spain). Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences: *Extreme Hydrological Events*. 369: 157-162.
- Pérez-Palazón, M.J, R. Pimentel, J. Herrero y M.J. Polo. 2015. Modelado del régimen de humedad media del sueloen el área de Sierra Nevada a diferentes escalas temporales. Estudios de la Zona no Saturada 2015, Vol. XII.
- Polo, M. J., J. Herrero, C. Aguilar, A. Millares, A. Moñino, S. Nieto, y M.A. Losada, 2010. WiM-Med, 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
- Rind, D., R. Golberg y R. Ruedy, 1989. Change in climate variability in the 21st century. *Climatic Change*, 14:537.

MODELO HIDROLÓGICO DE BALANCE DE AGUA Y EVALUACIÓN DE LOS IMPACTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN ZONAS RURALES DE GALICIA CON EUCALIPTOS

Bruno Pisani¹, Javier Samper¹, Antonio Paz González²

(1) Centro de Investigacións Científicas Avanzadas (CICA), ETS de Ingenieros de Caminos,

Universidade da Coruña, España, correo electrónico: bpisani@udc.es; jsamper@udc.es

(2) Centro de Investigacións Científicas Avanzadas (CICA), Facultad de Ciencias,

Área de Edafología y Química Agrícola, Campus Zapateira, Universidad de A Coruña, España, correo electrónico: tucho@udc.es

RESUMEN. Se ha realizado un modelo hidrometeorológico en una pequeña cuenca experimental (0.11 km²) en la que se plantaron Eucaliptus globulus en 1998. El modelo se ha elaborado con el programa VISUAL-BALAN y se ha calibrado con datos de aforos y de niveles piezométricos medidos durante 3 años hidrológicos. Los resultados del modelo indican que la evapotranspiración e interceptación son iguales al 49% de la precipitación media anual (P = 1597 mm/a) y el 51% restante es la aportación media anual (821 mm/a). El flujo hipodérmico representa el 77% de la escorrentía total, mientras que el flujo subterráneo constituye el 21%. Se han evaluado los efectos del cambio climático en el periodo 2071-2100 considerando los escenarios A2 y B2 y las simulaciones del modelo PROMES-HadAM3H (AEMet y PRUDENCE). La aportación media anual podría disminuir entre un 6% (B2) y un 12 % (A2), mientras que los recursos subterráneos medios anuales lo podrían hacer

entre un 6% (B2) y un 11 % (A2). Los resultados del modelo apuntan a que la disminución de los recursos no será uniforme a lo largo del año. La recarga subterránea podría concentrarse en periodos más cortos y aumentar en el invierno. Los periodos de estiaje podrían ser más largos y la recarga en dichos periodos podría disminuir. El cambio climático podría acentuar los efectos previsibles de los eucaliptos en los recursos hídricos. El probable descenso de los niveles piezométricos en los meses de verano y durante periodos secos podría afectar a la disponibilidad de agua y provocar el eventual secado de manantiales y fuentes y la reducción del flujo subterráneo y de la escorrentía en el cauce.

ABSTRACT. A hydrometeorological water balance model of a small experimental basin (0.11 km²) covered with eucalyptus trees has been elaborated. The hydrological model based on the code

VISUAL-BALAN has been calibrated with piezometric and streamflow data collected over 3 hydrological years. The model results show that interception and evapotranspiration account for 49% of the mean annual precipitation (P = 1597) mm/a) and the remaining 51% is the average annual runoff (821 mm/a). Interflow accounts for 77% of the total runoff, while rest becomes groundwater flow. The hydrometeorological water balance model has been used to estimate the effects of climate change on the water resources. The effects of climate change in the last 30 years of the 21st century have been assessed under the A2 and B2 scenarios of the PROMES-HadAM3H (AEMet and PRUDENCE) model. The average annual runoff could decrease between 6% (B2) and 12% (A2), while the average annual groundwater resources could be reduced between 6% (B2) and 11% (A2). The results of the model indicate that the decrease of the water resources will not be uniform throughout the year. Groundwater recharge could be concentrated on shorter periods, increasing in the winter. Drought periods may be longer with a lower recharge rate. Climate change could accentuate the eucalyptus trees withdrawal of groundwater with all its consequences on regional water resources.

1. INTRODUCCIÓN

Los pequeños suministros de aguas subterráneas juegan un papel muy importante en el abastecimiento del medio rural en Galicia y especialmente en el municipio de Abegondo (Figura 1). Sin embargo, la sostenibilidad de dichos suministros se ve

amenazada por: 1) la insuficiente garantía de suministro en épocas de estiaje; 2) las posibles deficiencias de la calidad de las aguas captadas; 3) la falta de gobernanza en la extracción de aguas subterráneas y en la eliminación de los residuos; 4) el cambio en los usos del suelo y la plantación de árboles de gran consumo hídrico; y 5) la probable disminución de los recursos hídricos debido al cambio climático. En este contexto, el proyecto LIFE Rural Supplies (Naves et al., 2017a) plantea el estudio de la sostenibilidad y el fortalecimiento de los pequeños suministros rurales frente a las amenazas identificadas. El proyecto LIFE Rural Supplies plantea además desarrollar acciones innovadoras de carácter demostrativo que mejoren las capacidades de la población local en la dotación de servicios del agua mediante sistemas de abastecimiento y saneamiento descentralizados (Naves et al., 2017a; Aqua Plann, 2011).

Se presenta un modelo de balance hidrometeorológico para evaluar los recursos hídricos y los impactos del cambio climático en una pequeña cuenca rural plantada con eucaliptos. La pequeña cuenca (0.11 km²) estudiada está situada en la finca "O Abelar", una pequeña parcela experimental ocupada mayoritariamente por *Eucaliptus globulus* (Figura 1).

La cuenca de la finca ha sido caracterizada de forma continua desde el año hidrológico 1997/98 en el que se realizó la plantación y se instalaron una estación meteorológica automática y otra manual, una estación automática de aforos de caudal y dos piezómetros (Soto *et al.*, 2005; Rodríguez-Suárez *et al.*, 2011, 2014). Se ha medido el crecimiento de la plantación de eucaliptos y de sus efectos en los niveles freáticos y los recursos hídricos de manera sistemática. Los resultados de Rodríguez-Suárez *et al.* (2011, 2014) muestran que los árboles de crecimiento rápido y gran consumo de agua pueden reducir la disponibilidad del recurso hídrico, sobre todo en los meses de verano y en otros periodos secos, lo que se puede manifestar en el descenso de los niveles piezométricos y el eventual secado de manantiales y cauces.

El modelo de balance de la cuenca del Abelar ha sido calibrado con datos de niveles medidos en un piezómetro y de caudales medidos en la estación de aforos. Una vez calibrado, el modelo se ha utilizado para evaluar los posibles impactos del cambio climático en los últimos 30 años del siglo XXI en los recursos hídricos.

Para ello, se deben formular hipótesis sobre las condiciones futuras, agrupadas en lo que se denominan escenarios o proyecciones. Cada escenario se obtiene de la combinación de un escenario de emisión de CO_2 , de un modelo de circulación global y de un modelo climático regional. Para este estudio se han seleccionado dos escenarios del informe de la AEMet (2009), basado en las simulaciones del proyecto europeo PRUDENCE (Christensen *et al.*, 2007).

Los escenarios A2 consideran una evolución muy heterogénea de la población mundial (Nakicenovic *et al.*, 2000). El índice de natalidad en el conjunto de las regiones converge muy lentamente, con lo que la población estará en continuo crecimiento.

Los escenarios B2 consideran un crecimiento más moderado de la población mundial y unos niveles de desarrollo económico intermedios (Nakicenovic *et al.* 2000). Se ha considerado que los escenarios de emisión A2 (más pesimista) y B2 (más optimista) determinan una horquilla razonablemente amplia de posibilidades.



Fig. 1. Arriba: situación de la zona de estudio, que ocupa la parte sur del Ayuntamiento de Abegondo en el área metropolitana de A Coruña. El cuadrado indica la situación de la cuenca del Abelar. Abajo: ampliación de la cuenca del Abelar. El intervalo entre curvas de nivel es 5 m.

Los resultados de este estudio se han comparado con las evaluaciones del cambio climático realizadas por Raposo (2013) y Raposo *et al.* (2013) en 4 cuencas gallegas con 9 modelos climáticos.

2. DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

La cuenca de la finca O Abelar pertenece a la cuenca del río Tambre (Figura 1). La elevación media de la cuenca es 413 m snm.

El clima es del tipo oceánico húmedo con precipitaciones relativamente abundantes. Las temperaturas son suaves y muestran poca oscilación entre las máximas y las mínimas (16.7 °C en verano y 8.1°C en invierno). Noviembre y diciembre son los meses más lluviosos. El clima de la zona de estudio es del tipo Csb según la clasificación de Köppen-Geiger (Peel *et al.*, 2007).

La cuenca está situada sobre esquistos (metapsamitas y metapelitas) de la Unidad Betanzos. La meteorización y alteración de los esquistos da lugar a una capa superficial de un espesor variable entre 1 y 2 m, llegando a alcanzar en algunos casos 15 m (Naves *et al.*, 2017a,b).

La vegetación consiste en *Eucaliptus* globulus, arbustos bajos y matorrales.

La recarga subterránea se produce fundamentalmente por la infiltración del agua de lluvia. La descarga del flujo subterráneo difusa o localizada, se produce en las vaguadas y zonas bajas de la cuenca.

3. MODELO DE BALANCE HIDRO-METEOROLÓGICO

El modelo hidrológico se ha elaborado con el programa VISUAL-BALAN (Samper *et al.*, 1999; 2015). Es un modelo agregado que considera la topografía, la meteorología, el suelo y su uso y la geología uniformes en la cuenca.

El balance se ha calculado entre octubre de 2007 y septiembre de 2010. Se han usado los datos de evapotranspiración de referencia (ET_0) diarios de la estación meteorológica de Mabegondo (Abegondo) y los de precipitación diaria de los pluviómetros situados en la finca.

Los parámetros del modelo se han calibrado con los niveles medidos en un piezómetro y los caudales medidos en la estación de aforo entre los años 2007 y 2010.

El balance hídrico en la cuenca del Abelar en el periodo 2007-2010 indica que de los 1597 mm de precipitación media anual, el 49% corresponde a la evapotranspiración (ETR) e interceptación y el resto es la aportación media anual. El flujo hipodérmico es el componente mayoritario ya que representa el 77% de la escorrentía total, mientras que la recarga subterránea constituye el 21% y la escorrentía superficial el resto.

Las incertidumbres del modelo de balance hídrico se podrán reducir en el futuro mediante: 1) series más largas de niveles piezométricos y caudales; 2) la interpretación del modelo de flujo subterráneo detallado; y 3) la realización de un análisis de sensibilidad detallado.

4. CAMBIO CLIMÁTICO

4.1. Escenarios

Los efectos del cambio climático en los recursos hídricos para el periodo 2071-2100 se han estimado usando las condiciones hidrometeorológicas del periodo 1961-1990 como referencia para cuantificar los cambios, suponiendo que el uso del suelo en el periodo de predicción no cambiará.

Para elegir los escenarios climáticos se ha tenido en cuenta la disponibilidad de información de buena calidad y con un abanico razonablemente amplio de previsiones meteorológicas, es decir, que abarcasen las hipótesis más probables entre las más optimistas y las más pesimistas. Además, se han elegido escenarios que permitan comparar los resultados de este estudio con otros realizados en Galicia, en particular con los resultados obtenidos por Raposo (2013) y Raposo *et al.* (2013). Por ello, se seleccionaron los dos escenarios con los que estos autores consiguieron el mejor ajuste posible del modelo hidrológico en la cuenca del río Anllóns, la más cercana a la cuenca del Abelar. Por tanto, se seleccionaron los escenarios A2 (más pesimista) y B2 (más optimista) de las simulaciones del modelo climático PRO-MES-HadAM3H.

4.2. Cambios previstos en el clima a finales del siglo XXI

La Tabla 1 y la Figura 2 presentan los cambios en los valores medios y las desviaciones típicas anuales de precipitación (P) y temperatura (T) calculados por el modelo climático para el periodo de control (1961-1990) y para el periodo de predicción (2071-2100).

Se prevé que para el periodo 2071-2100 la temperatura media anual aumente 2.4 °C en el escenario B2 y 3.4 °C en el escenario A2.

Para el periodo 2071-2100 se prevén disminuciones en el valor de la precipita-

ción media anual, tanto en el escenario B2 (-9%) como en el A2 (-13%). No se prevén cambios importantes en la desviación típica de las precipitaciones anuales.

5. EFECTOS DEL CAMBIO CLIMÁ-TICO EN LOS RECURSOS HÍDRI-COS Y LA RECARGA SUBTERRÁ-NEA

5.1. Metodología

Las series meteorológicas diarias de precipitación y temperatura usadas para evaluar los impactos del cambio climático fueron generadas por un modelo climático regional, es decir, ya se presentan a una escala relativamente detallada (0.5° o aproximadamente 50 km). Sin embargo, los resultados de los modelos climáticos -incluso en el periodo histórico en el que se calibraron- presentan desviaciones respecto a los datos registrados de las estaciones meteorológicas. Existen dos métodos para soslayar estas desviaciones:

a) El cálculo del balance hidrológico en el periodo histórico se realiza utilizando en el modelo los datos registrados en las estaciones meteorológicas. Para el cálculo en el periodo de predicción se procede de la siguiente manera: 1) Se calcula la desviación del modelo climático regional en el

Tabla 1. Cambios previstos para el periodo 2071-2100 en los valores medios anuales de T y P y desviaciones típicas de las series de valores anuales de T y P.

	Precipitación media anual (mm)	$\sigma_p(\mathbf{mm})$	Δ P (%)	Temperatura media anual (°C)	σ _T (°C)	ΔT (°C)
Control (1961-1990)	1272	301	-	12.9	0.6	-
A2 (2071-2100)	1112	323	-12.6	16.3	0.9	+3.4
B2 (2071-2100)	1158	266	-8.9	15.3	0.6	+2.4

periodo histórico mediante alguna técnica matemática, como por ejemplo regresión; 2) Se utiliza dicha regresión para trasladar los resultados del modelo climático a la escala local de la cuenca en el periodo de predicción; 3) Se utilizan en el modelo hidrológico las series generadas por el modelo climático trasladadas a la escala local en el periodo de predicción. De esta forma se pueden interpretar los cambios relativos y también los resultados absolutos del balance hídrico. Esta metodología tiene el inconveniente de que la técnica matemática que se utiliza para corregir la desviación del modelo climático suele alterar las propiedades estadísticas de las simulaciones, lo que puede influir de manera importante sobre los resultados del modelo de balance de agua.

b) Las series meteorológicas generadas por el modelo climático regional –tanto en el periodo de control como en el de predicción- se usan como entrada del modelo hidrológico. Los resultados absolutos del balance no tienen utilidad ya que arrastran las desviaciones producidas por las desviaciones de las series meteorológicas, incluso en el periodo de control. Se comparan los resultados del modelo hidrológico en ambos periodos y se calculan las variaciones en los resultados.

En este trabajo se ha adoptado la segunda metodología y se ha utilizado el modelo de balance hidrometeorológico de la cuenca del Abelar calibrado en el periodo 2007-2010 como modelo base para evaluar los efectos del cambio climático.

El modelo hidrológico de la cuenca del Abelar se calibró utilizando datos de ET_0 de la estación de Mabegondo que el programa VISUAL-BALAN utiliza como datos de entrada. Sin embargo, no se ha podido disponer de los resultados de la evapotranspiración de referencia ET_0 o de evapotranspiración potencial (ETP) de las simulaciones del modelo climático PROMES-HadAM3H, sino sólo de la real (ETR). Por lo tanto, ha sido necesario recalibrar el modelo de balance en la cuenca del Abelar para utilizar la ETP calculada mediante la fórmula de Thornthwaite, que sólo requiere disponer de datos de temperatura.



Figura 2. Valores medios anuales de T y P calculados por el modelo climático para los periodos de control y de predicción y desviaciones estándar de las series de valores anuales.

Los parámetros se han recalibrado para que los resultados del balance que utiliza la fórmula de Thornthwaite cambiasen lo menos posible respecto a los resultados del balance que utiliza los datos de ET_0 de la estación meteorológica en el periodo 2007-2010. Para utilizar los valores de la ETP calculada con la fórmula de Thornthwaite se ha aumentado la reserva útil, que depende del espesor del suelo y del punto de marchitez, se han modificado los parámetros CEPG y CRPG que se utilizan para calcular la ETR mediante la fórmula de Penman-Grindley y se ha aumentado el coeficiente de la interceptación.

Los resultados medios anuales del modelo de balance para el periodo 2007-2010 cuando se utilizan los datos de ET_0 de la estación de Mabegondo y cuando se calcula la ETP mediante la fórmula de Thornthwaite son muy similares. Las diferencias más importantes corresponden a los resultados de la ETR y la interceptación, pero la suma de la ETR y la interceptación se ha mantenido constante. Dadas las conocidas limitaciones de la fórmula de Thornthwaite (McMahon *et al.*, 2013), en la próxima actualización del modelo se mejorará el cálculo de la ETP mediante la fórmula de Hargreaves (Hargreaves y Samani, 1985).

5.2. Resultados

La Tabla 2 y la Figura 3 presentan los cambios previstos en los valores medios anuales de los componentes del balance hídrico para el periodo 2071-2100 debido a los efectos del cambio climático que se han calculado tomando como referencia los resultados del periodo 1961-1990.

Se prevé que la precipitación media anual disminuya entre 9% y 13%. La interceptación podría disminuir entre 8% y 11%.

La ETP podría aumentar entre 13% y 19% como consecuencia del aumento de la temperatura. La ETR, en cambio, puede disminuir aproximadamente 13% debido al efecto combinado de una mayor ETP y una menor disponibilidad de humedad en el suelo.

La escorrentía superficial podría variar entre -45% y +5%. Se debe tener en cuenta

que la escorrentía superficial es la componente más pequeña del balance y por lo tanto aunque los cambios relativos sean grandes los absolutos no son importantes.

Finalmente, los valores medios anuales del flujo hipodérmico, la recarga al acuífero y las aportaciones totales podrían disminuir entre 6% y 12%.

La Figura 4 muestra los cambios previstos en los valores medios mensuales de la precipitación y los flujos hipodérmico y subterráneo para el periodo 2071-2100 en los escenarios A2 y B2.

Las precipitaciones (P) durante el transcurso del año se reparten en 37% en otoño, 32% en invierno, 21% en primavera y 10% en verano. En invierno P podría aumentar entre 12% y 14%, mientras que en otoño se prevé que P disminuya entre 4% y 13%. En los meses de primavera P podría disminuir entre 30% y 35% y en verano entre 46% y 48%.



Figura 3. Impactos del cambio climático en los resultados medios anuales del balance hídrico previstos para el periodo 2071-2100.

La recarga al acuífero se distribuye en el transcurso del año de la siguiente manera: 20% en otoño, 50% en invierno, 27% en primavera y 3% en verano. Debido a los efectos del cambio climático se prevé que la recarga disminuya entre 35% y 41% en

	Periodo de control	Escenario A2		Escen	ario B2
	(mm)	(mm)	Δ (%)	(mm)	Δ (%)
Precipitación	1272	1112	-12.6%	1158	-8.9%
Interceptación	86	77	-10.6%	79	-7.6%
Recarga en tránsito	557	498	-10.6%	523	-6.1%
ETP	699	832	18.9%	787	12.5%
ETR	606	525	-13.5%	527	-13.0%
Escorrentía superficial	23	13	-44.9%	24	5.4%
Flujo hipodérmico	437	391	-10.6%	410	-6.1%
Caudal subterráneo/ Recarga al acuífero	120	108	-10.5%	113	-6.1%
Caudal total	580	511	-11.9%	547	-5.7%

Tabla 2. Cambios previstos en los valores medios anuales de los componentes del balance hídrico para el periodo 2071-2100 debido a los efectos del cambio climático.

otoño, que aumente 11% en invierno, que disminuya entre 9% y 20% en primavera y que disminuya 80% aproximadamente en verano.

La disminución de la recarga en primavera y verano podría provocar descensos en los niveles piezométricos y eventualmente el secado de fuentes y manantiales.

Tabla 3. Número de días al año sin recarga y longitud del máximo periodo sin recarga en los escenarios de control (1961-1990) y de predicción A2 y B2 (2071-2100).

	Escenario de control (1961-1990)	Escenario A2 (2071-2100)	Escenario B2 (2071-2100)
Días/año sin recarga (d)	172	206	190
Duración del máximo periodo sin recarga (d)	512	550	244

La Tabla 3 presenta el valor medio del número de días al año sin recarga y la duración del periodo más largo sin recarga en los escenarios de control (1961-1990) y de predicción A2 y B2 (2071-2100). Los cambios relativos expresados en porcentaje se presentan en la Tabla 4.



Figura 4. Cambios previstos en los valores medios mensuales de la precipitación y los flujos hipodérmico y subterráneo para el periodo 2071-2100 en los escenarios A2 (arriba) y B2 (abajo) expresados como porcentaje de las medias mensuales del periodo 1961-1990.

En el escenario de control (1961-1990) se ha obtenido un valor medio de 172 días/ año sin recarga. Se prevé que debido a los efectos del cambio climático el número de días al año sin recarga aumente a 190 días/ año y a 206 días/año para los escenarios B2 y A2, respectivamente.

Se ha calculado también la máxima duración de los periodos sin recarga subterránea. El periodo más largo sin recarga durante el periodo de control (1961-1990) tiene una duración de 512 días. Para el periodo de predicción (2071-2100) las simulaciones para los escenarios A2 y B2 presentan una horquilla amplia de variación. La duración del periodo más largo sin recarga podría aumentar a 550 días (escenario A2) o disminuir a 244 días (escenario B2). Es muy probable que el valor (244 días) del escenario B2 sea un artefacto matemático.

En la Tabla 4 se presentan los cambios relativos de los componentes del balance hídrico para los escenarios A2 y B2 respecto al escenario de control y se comparan los resultados de este estudio con los obtenidos por Raposo et al. (2013). En la Tabla 4 se puede observar que los resultados presentados en este estudio son muy similares a los obtenidos por Raposo et al. (2013), salvo por la duración del periodo más largo sin recarga. Se debe tener en cuenta que Raposo et al. (2013) presentan los resultados medios obtenidos a partir de las previsiones de 9 modelos climáticos, mientras que en este estudio se han utilizado las simulaciones del modelo PROMES-HadAM3H. Por lo tanto, los resultados de ambos estudios pueden presentar algunas discrepancias que en términos generales no son importantes.

Los árboles de crecimiento rápido y gran consumo de agua pueden disminuir

los recursos hídricos, sobre todo en los meses de verano y durante periodos secos (Rodríguez-Suárez *et al.*, 2011, 2014). Esta menor disponibilidad de agua podría ser causada por el descenso de los niveles piezométricos, el eventual secado de manantiales y fuentes, y la reducción del flujo subterráneo y de la escorrentía en el cauce. La Figura 5 ilustra cómo el descenso del nivel piezométrico por debajo del regolito podría ocasionar el secado de un manantial situado en una ladera (Naves *et al.*, 2017a, b). La Figura 5 también muestra que la ejecución de un pozo permitiría extraer el agua que antes se obtenía del manantial.

Tabla 4. Cambios relativos de los componentes del balance hídrico para los escenarios A2 y B2 respecto al escenario de control y contraste entre los resultados de este estudio y los presentados por Raposo *et al.* (2013) para la cuenca del río Anllóns. Los cambios relativos están expresados en % respecto a los valores del periodo de control.

	Raposo et al. (2013)	Este estudio
Δ Precipitación en A2	-11	-13
Δ Precipitación en B2	-7	-9
Δ ETP en A2	-17	-19
Δ ETP en B2	-12	-13
Δ Recarga en A2	-12	-11
Δ Recarga en B2	-5	-6
Δ Flujo hipodérmico en A2	-11	-11
Δ Flujo hipodérmico en B2	-4	-6
Δ Período más duradero sin recarga en A2	23	7
Δ Período más duradero sin recarga en B2	13	-52 (1)
Δ días/año sin recarga en A2	18	20
Δ días/año sin recarga en B2	12	10

(1) Probablemente un artefacto matemático.

Los descensos de los niveles freáticos y la reducción de los recursos hídricos debidos al consumo de agua de los eucaliptos podrían verse agravados debido a los efectos del cambio climático, que según las simulaciones realizadas podrían provocar una reducción adicional de entre 6% y 12% en los valores medios anuales del flujo hipodérmico, la recarga al acuífero y las aportaciones totales.



Figura 5. Descenso del nivel piezométrico debido a la disminución de la recarga y secado de un manantial situado en una ladera.

7. CONCLUSIONES

De acuerdo con el modelo climático seleccionado, la temperatura media anual en el periodo 2071-2100 podría aumentar 2.4 °C en el escenario B2 y 3.4 °C en el escenario A2 con respecto a los valores medios del periodo 1961-1990. En el periodo 2071-2100 la precipitación media podría disminuir, tanto en el escenario B2 (-9%) como en el A2 (-13%).

La interceptación podría disminuir entre 8% y 11%. La ETP podría aumentar entre 13% y 19% como consecuencia del aumento de la temperatura. La ETR, en cambio, podría disminuir aproximadamente 13% debido al efecto combinado de una mayor ETP y una menor disponibilidad de humedad en el suelo. La escorrentía superficial podría variar entre -45% y +5%. Se debe tener en cuenta que la escorrentía superficial es la componente más pequeña del balance (aproximadamente 15 mm/ año) y por lo tanto aunque los cambios relativos sean grandes los absolutos no son importantes. Los valores medios anuales del flujo hipodérmico, la recarga al acuífero y las aportaciones totales podrían disminuir entre 6% y 12%.

En las condiciones actuales las precipitaciones (P) durante el transcurso del año se reparten de la siguiente forma: 37% en otoño, 32% en invierno, 21% en primavera y 10% en verano. Debido a los efectos del cambio climático, la precipitación podría aumentar en invierno entre un 12% y 14%, mientras que en otoño podría disminuir entre 4% y 13%. En los meses de primavera P podría disminuir entre 30% y 35% y en verano P podría disminuir entre 46% y 48%.

En las condiciones actuales la recarga al acuífero se distribuye en el transcurso del año de la siguiente manera: 20% en otoño, 50% en invierno, 27% en primavera y 3% en verano. Debido a los efectos del cambio climático se prevé que la recarga disminuya en el otoño entre 35% y 41%, aumente en el invierno 11%, disminuya en la primavera entre 9% y 20% y disminuya en el verano aproximadamente 80%.

En el escenario de control (1961-1990) se ha obtenido un valor medio de 172 días/ año sin recarga. Se prevé que debido a los efectos del cambio climático el número de días al año sin recarga aumente a 190 días/ año y a 206 días/año para los escenarios B2 y A2, respectivamente.

Se ha calculado también la máxima duración de los periodos sin recarga subterránea. El periodo más largo sin recarga durante el periodo de control (1961-1990) tiene una duración de 512 días. Para el periodo de predicción (2071-2100) las simulaciones para los escenarios A2 y B2 presentan una horquilla amplia de variación. La duración del periodo más largo sin recarga podría aumentar a 550 días (escenario A2) o disminuir a 244 días (escenario B2). Es probable que el valor correspondiente al escenario B2 (244 días) sea un artefacto matemático.

Los principales efectos del cambio climático sobre los recursos hídricos subterráneos son los siguientes:

- La recarga media anual podría disminuir entre 6% y 12 % dependiendo del escenario de cambio climático considerado.
- La ligera disminución de la recarga podría producir un ligero descenso de los niveles freáticos y de los caudales de las surgencias, manantiales y de la descarga subterránea a los cauces.
- 3) La disminución de la recarga subterránea no será uniforme a lo largo del año. Los resultados del modelo, de hecho, indican que la recarga se podría concentrar en periodos más cortos y aumentar en el invierno. Se espera que aumenten los periodos de tiempo sin recarga. Los periodos de estiaje podrían ser más largos y secos.
- La evaluación y cuantificación detallada del efecto del cambio climático en los niveles freáticos y los caudales de los manantiales requiere la realización de un modelo numérico de flujo subterráneo.
- 5) El cambio climático podría acentuar los actuales problemas de garantía de suministro de algunas traídas vecinales que captan surgencias y manantiales en zonas con niveles freáticos someros. No obstante, estos problemas se podrían sosla-

yar mediante la reprofundización de los puntos de captación del agua subterránea.

Los resultados obtenidos en este estudio son similares a los de Raposo *et al.* (2013), exceptuando la duración del periodo más largo sin recarga. Las pequeñas discrepancias, que en términos generales no son importantes, muy probablemente se deben a que Raposo *et al.* (2013) utilizaron las predicciones de 9 modelos climáticos, mientras que en este estudio se han utilizado las simulaciones del modelo PROMES-HadAM3H.

Está previsto actualizar el modelo presentado en este trabajo utilizando la fórmula de Hargreaves para el cálculo de la ETP (Hargreaves y Samani, 1985).

Agradecimientos. Este trabajo se ha realizado en el marco del Proyecto LIFE12 ENV/ES/000557 "Soluciones sostenibles para pequeñas redes de abastecimiento" del Programa LIFE de la Comisión Europea, siendo sus socios: Augas de Galicia, la Consellería de Sanidade y el Ayuntamiento de Abegondo. Se agradecen los comentarios y correcciones y sugerencias del revisor anónimo que han contribuido a mejorarlo.

8. BIBLIOGRAFÍA

- AEMet (Agencia Estatal de Meteorología), 2009. Generación de escenarios regionalizados de cambio climático para España. http://www. aemet.es/documentos/es/elclima/cambio_climat/ escenarios/Informe_Escenarios.pdf (consultado en julio de 2017).
- Aqua Plann, 2011. Diagnosis y estudio detallado del estado actual de la calidad de las aguas subterráneas en la cuenca Mero-Barcés. Proyecto AQUA PLANN. Informe Final. Acción A.3 – Ayuntamiento de Abegondo.
- Christensen, J.H., T.R. Carter, M. Rummukainen, y G. Amanatidis, 2007. Evaluating the perfor-
mance and utility of regional climate models: The PRUDENCE project. Clim. Change 81, suppl. 1, 1–6.

- Hargreaves, G., y Z. Samani, 1985. *Applied Engineering in Agriculture*. 1(2): 96-99. doi: 10.13031/2013.26773.
- McMahon, T.A., M.C. Peel, L. Lowe, R. Srikanthan, y T.R. McVicar, 2013. Estimating actual, potential, reference crop and pan evaporation using standard meteorological data: a pragmatic synthesis. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 17, 1331-1363.
- Nakicenovic, N., J. Alcamo, G. Davis, B. de Vries, J. Fenhann, S. Gaffin, K. Gregory, A. Grübler, T.Y. Jung, T. Kram, E.L. La Rovere, L. Michaelis, S. Mori, T. Morita, W. Pepper, H. Pitcher, L. Price, K. Riahi, A. Roehrl, H-H. Rogner, A. Sankovski, M. Schlesinger, P. Shukla, S. Smith, R. Swart, R. van Rooijen, N. Victor, y Z. Dadi Z, 2000. IPCC Special Report on Emission Scenarios, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Naves, A., J. Samper, A. Mon, B. Pisani, L. Montenegro, y J. Martins Carvalho, 2017a. Demonstrative actions of spring restoration and groundwater protection in rural areas of Abegondo (Galicia, Spain). Article submitted to: Sustainable Water Resources Management.
- Naves, A., J. Samper, J. Dafonte, B. Pisani, J. Fernández, A. García, R. Rangel, R. Arias, R. Piñeiro, y C. Ameijenda, 2017b. Conceptual hydrogeological model of groundwater flow through fractured schists for the design of water supply in rural areas of Abegondo (Galice, Spain), GwFR2017 International Conference on Groundwater in Fractured Rocks, Chaves, Portugal, Book of Abstracts, pp. 28-31.
- Peel, M.C., B.L. Finlayson, y T.A McMahon (2007). Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 11, 1633–1644.

- Raposo, J.R., 2013. Evaluación cuantitativa de los recursos hídricos subterráneos de la demarcación hidrográfica de Galicia Costa y de los impactos hidrogeológicos producidos por infraestructuras subterráneas y por el cambio climático. Tesis doctoral. Escuela Politécnica Superior de Lugo. Universidad de Santiago.
- Raposo, J.R., J. Dafonte, y J. Molinero, 2013. Assessing the impact of future climate change on groundwater recharge in Galicia Costa. *Hydrogeol. J.* 21 (2), pp 459–479.
- Rodríguez-Suárez, J.A., B. Soto, R. Pérez, y F. Díaz-Fierros, 2011. Influence of Eucalyptus globulus plantation growth on water table levels and low flows in a small catchment. *J. Hydrol.* 396 (2011), 321-326.
- Rodríguez-Suárez, J.A., F. Díaz-Fierros, R. Pérez, y B. Soto, 2014. Assessing the influence of afforestation with Eucalyptus globulus on hydrological response from a small catchment in northwestern Spain using the HBV hydrological model. *Hydrol. Process.* 28, 5561–5572.
- Samper, J., B. Pisani, y J. Espinha Marques, 2015. Hydrological models of interflow in three Iberian mountain basins. *Environ Earth Sci*, doi: 10.1007/s12665-014-3676-9.
- Samper, J., Ll. Huguet, J. Ares, y M. García Vera, 1999. Manual del usuario del programa VI-SUAL BALAN v1.0: código interactivo para la realización de balances hidrológicos y la estimación de la recarga. ENRESA (05/99). Madrid. 134 pp.
- Soto, B., M.A. Brea, R. Pérez y F. Díaz-Fierros, 2005. Influence of 7-year old eucaliptus globulus plantation in the low flow of a small basin. The fourth Inter-Celtic Colloquium on Hydrology and Management of Water Resources, Guimarães, Portugal, 11-14 de Julio, 2005.